

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вычислительной математики и математической геофизики
Сибирского отделения Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук

УДК 004.652.5; 004.922; 519.222; 519.254; 523.681.8; 550.34.06.013.3; 550.8.015;
550.8.052; 550.8.053; 551.14; 551.243.8.

На правах рукописи



МИХЕЕВА Анна Владленовна

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЕ ИНФОРМАЦИОННОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ
ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЭКСПЕРТНО-ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ

«GIS-ENDDB»

ДЛЯ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ ЗАДАЧ
ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОТЕКТониКИ

25.00.35 – Геоинформатика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

доктора геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК

2019

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ БАЗ ДАННЫХ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПО ПРЕДМЕТНЫМ ОБЛАСТЯМ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОТЕКТониКИ.....	20
Глава 2. ПРЕДЫСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ GIS-ENDDB.....	34
Глава 3. ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ И ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ «БАЗЫ ДАННЫХ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ ЗЕМЛИ» (GIS-ENDDB).....	45
Введение	45
3.1. Математическая и информационная модели исследуемой задачи	46
3.2. Обобщенная функциональная архитектура GIS-ENDDB.....	49
3.3. Функции управления базами данных	54
3.3.1. Форматы и содержание баз данных катастрофических событий.....	58
3.3.2. Каталог импактных структур Земли	63
3.3.3. Форматы и содержание картографической базы данных.....	70
Выводы.....	81
Глава 4. ПОДСИСТЕМА АНАЛИЗА ДАННЫХ GIS-ENDDB.....	85
Введение.....	84
4.1. Графические методы исследования	87
4.1.1. Методы расчета графика повторяемости.....	88
4.1.2. График суммарной сейсмической энергии $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ и корреляция взаимоудаленных событий.....	96
4.1.3. Графики распределения землетрясений по их механизмам.....	102
4.1.4. Тектономагнитный блок.....	106
4.2. Картографические методы анализа данных.....	108
4.2.1. Варианты расчета карт сейсмической активности и их сравнительный (корреляционный) анализ с фоновыми полями.....	111
4.2.2. Экспертный подход к построению карт <i>b-value</i> - наклона графика повторяемости землетрясений.....	114

4.2.3. Зоны распределения плотности сейсмогенных разрывов K_{CP} (параметр концентрации трещин).....	117
4.2.4. Зоны распределения относительных суммарных энергий	120
4.2.5. Механизмы очагов землетрясений и поля напряжений на карте и в разрезе.....	124
4.2.6. Выводы.....	129
4.3. Анализ пространственного распределения событий.....	130
4.3.1. Процедуры выявления афтершоков и роев	135
4.3.2. Процедуры выявления кластеров событий.....	142
4.2.3. Методы построения сейсмолинеаментов в GIS-ENDDB	147
4.2.3.1. Понятие линеамента сейсмичности, состояние проблемы....	148
4.2.3.2. Алгоритм распознавания образов	152
4.2.3.3. Алгоритм большого круга Земли.....	161
4.4. Сценарии проведения интегрированного анализа данных в системе GIS-ENDDB.....	171
Выводы	177
ГЛАВА 5. О ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОСНОВЕ ЦИФРОВЫХ ДАННЫХ СИСТЕМЫ GIS-ENDDB	179
5.1. Применение цифровых моделей рельефа при изучении в среде GIS- ENDDB геоморфологических особенностей ударного кратера.....	179
5.1.1. О возможности диагностики ударного кратера по его форме.....	180
5.1.2. Классические структурные признаки ударного кратера.....	182
5.1.3. Используемые геоинформационные технологии и методики выявления кольцевых структур в цифровых моделях.....	185
5.1.4. Выявленные геоморфологические признаки идентификации импактного кратера.....	188
5.1.5. Примеры выявления гигантских кольцевых структур.....	194

5.2. Применение цифровых моделей геофизических данных системы GIS-ENDDDB в структурных задачах геотектоники.....	197
5.2.1. Особенности строения кольцевых структур, выраженные в гравитационных полях	205
5.2.2. О возможности применения цифровых моделей теплового поля Земли в задачах геотектоники.....	219
5.2.3. Признаки глубинных процессов, выявляемые в геофизических моделях GIS-ENDDDB.....	222
5.2.4. Южно-Азиатская глубинная кольцевая структура	235
5.2.5. Изучение Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной области по томографическим данным	253
Выводы.....	257
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	260
Перечень наиболее часто используемых сокращений и обозначений.....	268
Список терминов, определяемых в диссертации.....	271
Список литературы.....	273
Список патентов.....	306
Приложение 1. Примеры актов о внедрении и патентов	308

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Глобальная геодинамика - наука о природе глубинных сил и процессов, возникающих в результате планетарной эволюции Земли. Благодаря этой молодой науке (как современная парадигма наук о Земле, «сшивающая» тектонику литосферных плит и плюм-тектонику, она сформировалась лишь во второй половине XX века) изначальное противоборство основополагающих геотектонических гипотез сменилось стремлением увязать в единую систему элементы всех без исключения существующих гипотез геотектоники, включая геосинклинальную, плюмовую, ротационную (Морозов А.Ф., Межеловский Н.В. Тектонический кодекс России..., 2014), а, возможно, и ударно-взрывную. Многочисленность гипотез порождена сложностями и противоречиями геодинамической интерпретации новых геолого-геофизических данных. Наилучший способ решения этой проблемы – включение в комплекс имеющихся данных новой, максимально разносторонней информации и проведение комплексного геодинамического анализа изучаемых территорий. Современный уровень развития компьютерных средств и технологий и большой объем накопленных геолого-геофизических данных позволяют обеспечить компьютерным рабочим столом исследователя по геодинамике. Этому посвящена представляемая экспертно-информационная разработка GIS-ENDDDB, инструментами которой являются информационные, математические и программно-алгоритмические средства изучения характера проявления сейсмичности, импактных кратеров, геофизических полей.

Предметом исследования изначально выбраны прикладные задачи геодинамики (разработка методов снижения сейсмической опасности, выявление линейных и кольцевых тектонических структур и изучение их динамики). Однако, инструментарий системы может быть применен и в решении фундаментальных геодинамических задач: 1) изучения сейсмогеодинамического режима (по данным сейсмичности), который является индикатором современного состояния земной

коры, 2) исследования возможного влияния внешних космогенных воздействий (по данным каталога импактных структур, геолого-геофизических наблюдений) на геотектонические процессы, 3) построения геодинамических моделей литосферы.

Перечисленные проблемы и задачи объединены общим методом их решения – комплексным экспертно-геоинформационным подходом, реализованным с помощью современных геоинформационных технологий, математических и программных алгоритмов. Общим объектом исследования, при этом, являются каталоги природных событий, геолого-геофизическая среда, описанная топографическими и геофизическими цифровыми моделями.

Степень разработанности темы. Обзор существующих программных средств (ПС), применяемых для задач геодинамики, показывает, что необходимая информационная база по тектонике разнесена по различным разработкам: представительные каталоги землетрясений регионального уровня, качественные глобальные сейсмо-каталоги, глобальные данные различных геофизических наблюдений (в частности, по томографии) и глобальной тектонике, достаточно детальные топографические данные и т.п. За пределами ИВМиМГ СОРАН почти полностью отсутствуют данные об импактных структурах Земли. Возможности пополнения информационной базы собственной информацией либо ограничены, либо сопряжены с трудностями освоения или приобретения дополнительных ПС. Большинство современных ПС разработаны на основе клиент-серверных технологий, что не всегда приемлемо для научно-исследовательских задач, требующих постоянного изменения или пополнения принимаемой к рассмотрению информации. Большое количество исследователей, нуждающихся в ПС изучения геодинамики, попросту не имеют возможности приобретать и осваивать дорогостоящие и объемные клиент-серверные ГИС-системы (в том числе, наиболее популярную систему ArcGIS), подобные уникальному мультимедийному комплексу визуализации научных данных, недавно приобретенному для учебных целей ГГФ НГУ (Новосибирск) со сферическим экраном (КНР) и программным обеспечением ORBUS, разработанным в

Геофизическом центре РАН (Москва). Программа ORBUS визуализирует внешнее строение Земли, границы литосферных плит и их движение друг относительно друга (с указанием скорости), современные процессы сейсмичности, вулканизма и т.п. Многие существующие ГИС-разработки характеризуются специфической направленностью на решение отдельных прикладных задач геодинамики: сейсморайонирования, прогноза землетрясений; изучения современных движений земной коры или процессов неотектонического рельефообразования. В них не учитывается, что решение фундаментальных задач глобальной тектоники и глубинной геодинамики требуют большего разнообразия данных, и специальных подходов к их обработке и анализу.

Цель работы – разработка новой, более актуальной геодинамической информационной системы, в процессе чего решены **задачи**:

1. Предложен необходимый набор геодинамических характеристик с возможностью построения глубинных разрезов получаемых полей;
2. Разработан аппарат информационной поддержки и экспертного оценивания,
3. Предложены теоретически-обоснованные методы анализа данных,
4. Реализованы необходимые ГИС-технологии, позволяющие наглядно представлять результаты анализа и оценочные построения; управлять параметрами анализа и визуализации на основе знаний и опыта исследователя.

Целевой аудиторией данной разработки являются сотрудники научных подразделений РАН, студенты и преподаватели университетов.

Методической базой разработки явились основы теории вероятности и математической статистики, физические законы разрушения среды, достижения отечественных и зарубежных авторов в предметной области геодинамики: методы изучения сейсмичности, методы картографии.

Для подготовки, визуализации, анализа и интерпретации данных автором разработаны новые и использованы известные методы:

1) Стандартные компьютерные методы разработки программных приложений в среде Visual Studio, включающих пользовательский интерфейс и функции управления и анализа данных;

2) Методы статистического пространственно-временного анализа характеристик сейсмогеодинамического процесса (классических и новых):

– классических: параметров графика повторяемости: $A(s)$ (Ризниченко Ю.В.), $b(t)$, $b(s)$, суммарного количества землетрясений N (Завьялов, Гитис), суммарной сейсмической энергии: $E(t)$, $E(s)$ (Кейлис-Борок), плотности сейсмогенных разрывов: $K_{CP}(s)$ (параметр Соболева-Завьялова, основанный на концентрационном критерии Журкова-Куксенко),

– новых: относительной суммарной сейсмической энергии $E_{OTH} = \lg E_S / E_N(s)$ (Дядьков, Романенко) и её градиента ∇E_{OTH} ; максимумов глубин землетрясений H_{MAX} , суммарного направления скольжения в сейсмических очагах ($Slip_{CP}$).

3) Методы анализа пространственного распределения данных каталогов (группирования событий): поиск сейсмолинеаментов, афтершоков, кластеров;

4) Трансформация геофизических полей;

5) Методы визуализации результатов анализа: картографический и графический: временные графики, оттененные и зональные карты, разрезы;

6) Методы теории вероятности (контроль достоверности и т.д.);

7) Методы выявления структур центрального типа на множестве карт;

8) Методы сравнительного (корреляционного и визуального) анализа при верификации и тестировании, нахождении оптимальных параметров расчета и визуализации, интерпретации данных с учетом априорных знаний.

В работе использовался **фактический материал** по сейсмичности отдельных регионов – оперативные и детальные каталоги землетрясений, предоставленные Алтае-Саянским, Байкальским и другими филиалами Геофизической службы Российской академии наук (ФИЦ ЕГС РАН), каталог Японского метеорологического агентства - JMA, предоставленный университетом Токио (данные), мировые и региональные каталоги ведущих геофизических служб (Международной сейсмологической службы - International Seismological Centre

(ISC) в Великобритании, Геологической службы США - United States Geological Survey (USGS) и Гарвардской сейсмологической группы - Harvard Seismology Group; Мирового Центра Данных в Москве и т.д.); сводный азиатский каталог COMPLEX (объединивший детальные каталоги ФИЦ ЕГС РАН ряда азиатских и дальневосточных областей и каталог китайской сейсмографической сети CSN); мировой Каталог Импактных Структур Земли из различных источников; каталог вулканов различного типа Национального центра геофизической информации США; БД по тектонике из отечественных и зарубежных источников, программные разработки и ГИС-технологии, созданные во время работы автора в ЛММВЦ ИВМиМГ СО РАН; цифровые модели рельефа (различной детальности: GTOPO-30, SRTM-90, ASTER GDEM) и гравиметрии (“Global marine gravity” – смешанная модель общеземного геоида по альтиметрическим и наземным измерениям), измерения теплового потока Земли (Университет Сев. Дакоты, США), модель сейсмотомографии (SL2013sv, Дублинский Институт перспективных исследований), тектономагнитные данные (ИНГГ СОРАН).

Основные положения, выносимые на защиту:

1. сформулированы и реализованы в новой программной разработке GIS-ENDDB (the Earth’s Natural Disasters DataBase) требования к экспертно-информационной системе исследования физических характеристик геосреды и взаимосвязи масштабных катастроф Земли с её геодинамикой и геотектоникой. Эти требования определяют необходимый набор разномасштабных данных от глобального до локального уровней и методов их анализа;

2. определены форматы и содержание баз данных по геотектонике, геофизическим полям, дистанционному зондированию Земли, каталогам сейсмичности и других разрушительных событий, созданы и теоретически обоснованы специализированные методы их исследования (включая методы обнаружения группирования сейсмичности) для выявления и исследования геолого-тектонических структур различного масштабного уровня;

3. выявлена целесообразность для исследования динамики геосреды:

- построения пространственно-временных последовательностей сейсмогеодинамического процесса: карт, вертикальных сечений и графиков по расширенному набору характеристик сейсмогеодинамического режима;

- визуализации результатов тектономагнитных исследований,

- расчета карт и вертикальных сечений осредненного напряженного состояния среды по данным о фокальных механизмах землетрясений;

4. выделены и охарактеризованы этапы интегрированного анализа данных в среде GIS-ENDDDB на основе вариативного комплексирования характеристик сейсмогеодинамического режима, методов структурных построений и последующей геодинамической интерпретации результатов с использованием поэтапной оптимизации параметров расчета и визуализации, трансформации геофизических полей, сравнительного анализа и других видов комплексного экспертно-геоинформационного подхода;

5. предложен комплекс методов для всестороннего изучения импактных структур, позволивших, в частности, выявить типовые элементы кольцевых структур (гравиметрический «шлейф» и подковообразная гравиметрическая аномалия, асимметричная форма взаимного расположения ранжированных по размеру «мини-кратеров» с общим фронтальным валом и т.д.), связанные с билатеральной симметрией ударных кратеров.

Научная новизна и личный вклад автора: Создано информационное и программное обеспечение специализированной геоинформационной системы GIS-ENDDDB по природным катастрофам и геофизическим наблюдениям, отличающаяся:

1. Широким набором глобальных данных по землетрясениям, импактным структурам Земли, основным тектоническим структурам, геофизическим полям; а также удобными механизмами обновления и пополнения БД с помощью файлов описаний и специальных конверторов.

2. Расширенным комплексом классических и новых характеристик сейсмогеодинамического режима (расчета осредненного напряженного состояния

среды по вектору скольжения $Slip_{CP}$ в очагах, карт максимальных глубин H_{MAX} землетрясений и т.д.) с приёмами корреляционного анализа.

3. Применением характеристик графика повторяемости для оценки качества импактных каталогов и представительности выборки для оценки погрешности результатов сейсмогеодинамического анализа;

4. Возможностями построения вертикальных сечений по расширенному комплексу сейсмогеодинамических характеристик среды для исследования глубинных пространственно-временных вариаций геодинамического процесса,

5. Алгоритмами, позволяющими в интерактивном режиме выявлять группирование событий в пространственном и пространственно-временном диапазоне (сейсмолинеаменты, кластеры, афтершоки, рои) с возможностью сопоставления с известными формализованными методами. В частности, с учетом выявленных статистических закономерностей распределения сейсмичности оптимизирован алгоритм построения сейсмолинеаментов на основе представлений о взаимном динамическом влиянии сейсморазрывов пар попавших в представительную выборку близких по времени сильнейших землетрясений, активизирующих глубинные мегаструктуры.

Практическая значимость работы. Основные достижения и преимущества представляемой экспертно-информационной системы GIS-ENDDDB для геодинамических исследований:

1. Разработаны наиболее полные БД предметной области. Усилия автора по созданию каталога *импактных структур* (Михеева, 2019) привели к его широкому отечественному и зарубежному признанию в качестве ведущего в своей области каталога. Последний является наиболее цитируемым отечественным каталогом в русскоязычных изданиях (имеются ссылки из журналов «Геология и геофизика», «Океанология», «Отечественной геология», с сайта ВСЕГЕИ, в Материалах научно–практических конференций и научных школ). Каталог также активно цитируется иностранными авторами: из Казахстана («Вестник КазНТУ», «Известия НАН РК»), Украины (монография I.M. Куровець и др.), Польши (W. Czajka, R. Kosina), Венгрии (K.L. Kakas, T. Bodoky), Чехии

(каталог D. Rajmon), Германии (каталоги K. Sasse и M. Kumlehnde Mamani & I. Grambow), Швейцарии (монография С. Nicollier & R.-M. Bonnet). Сейсмологическая база данных включает уникальные детальные каталоги по ряду территорий Сибири и Дальнего Востока, а также авторские сборные каталоги для межрегиональных исследований (например, по Центральной Азии). Объединенная в рамках GIS-ENDDDB база данных катастрофических событий: землетрясений и импактных структур, обладает инструментарием по поддержанию её в актуальном состоянии, т.е. является открытой для новых, в том числе, оперативных данных.

2. Созданная наукоёмкая программная среда позволила организовать проведение коллективного многопланового исследования сейсмогеодинамических процессов: динамики пространственно-временных аномалий сейсмического режима; процессов подготовки крупных сейсмических событий; а также подтвердить на различных территориях признаки плитной (Трифонов, 1987; Николаев, 1988; Зоненшайн, 1990; Maruyama, 1994; Буртман, 2012; Rutte et al., 2017 и др.) и ударно-взрывной (Зейлик, 1978, 1991, 2013; Баренбаум, 2010, 2013; Нигматзянов, 2015; Глуховский, 2015; Добрецов, 2015) тектоник.

В настоящее время в различных организациях функционирует несколько модификаций и прототипов представляемой системы. Это, прежде всего, система GIS-EEDB (Expert Earthquake Database), разработанная для платформ Win32 и Win64, адаптированная к регионам юга Сибири, а затем, усилиями сотрудников ФИЦ ЕГС РАН к остальным территориям РФ. Система установлена во многих научных подразделениях РАН и зарубежья: в Институтах Нефтегазовой Геологии и Геофизики, Геологии и минералогии им. В.С. Соболева (СО РАН), Институте Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Геологическом институте РАН, в подразделениях Геофизической службы (ФИЦ ЕГС) РАН, в НГУ, Университете Айзу (Япония), Институте Сейсмологии Туркменистана.

Отдельные части и прототипы системы GIS-ENDDDB: базы данных предметных областей и программные комплексы, запатентованы в Государственном регистре баз данных, Фонде алгоритмов и программ (ФАП СО

РАН) и в Роспатенте (12 авторских свидетельств и патентов на БД, программы и алгоритмы за 2007-2016гг), а внедрение GIS-EEDB в организации РАН закреплено шестью Актами о внедрении (4 из которых – в подразделениях ФИЦ ЕГС РАН: в Обнинске, Северо-Осетинском, Камчатском, Кольском, Магаданском, Дагестанском филиалах и отделении СМ «с/с Махачкала»).

Таким образом, можно говорить о создании автоматизированного «рабочего стола» исследователя задач геодинамики и геотектоники на основе баз данных природных катастроф Земли и геофизических данных.

Достоверность, публикации и апробация работы. Все основные положения и выводы, сформулированные в диссертации, теоретически и экспериментально обоснованы. Материалы диссертационной работы докладывались в Институте вычислительных технологий СО РАН, Институте физики Земли РАН, Институте Вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Результаты работы представлены на **16 всероссийских** (Томск, 1992, СПб, 2005, 2013; Иркутск, 2005, 2009, 2012, 2016; Красноярск, 2008; Новосибирск, 2009, 2012 и 2013; Москва, 2010; Петрозаводск, 2011; Кемерово, 2011; Якутск, 2012; Ханты-Мансийск, 2015); и **более 25 международных** (Новосибирск, 1998, 2005; Нидерланды, 2006; Кёльн, Терскол, 2008; Переславль–Залесский, Чили, 2009; Барнаул, 2010; Новосибирск, 2011-2019; Париж, 2011; Нарочь, 2012; Ашхабад, Геленджик, Чили, Туапсе, 2013; СПб, 2009, 2014; Вена, Камчатка, 2014, Гурзуф, Баку, 2015; Южно-Сахалинск, Чолпон-Ата, 2016; Москва, Алматы, SOMET, 2017), в том числе, периодически на конференциях: "АКО" (2005, 2009); Goldschmidt (2007, 2008, 2017); «Околоземная астрономия» (2007, 2013); «Современная геодинамика...» (2005-2016), MathGeo (2017-2018), «Марчуковские научные чтения» (2017, 2018, 2019), Международная Сейсмологическая школа (2012-2019), ГеоСибирь (2015, 2018).

Автор имеет 80 публикаций в печатных изданиях, не считая тезисов, в том числе, в 39 рецензируемых (из них: 22 – в журналах из списка ВАК, 1 препринт, 2

монографии и 1 глава в англоязычной монографии), которые известны специалистам и с достаточной полнотой отражают содержание диссертации.

Структура работы.

В Главе 1 дается обзор существующих баз данных и ГИС-систем, ориентированных на решение различных геодинамических задач, перечислены проблемы анализа и интерпретации данных геодинамических исследований.

В Главе 2 описана история создания прототипов системы GIS-ENDDDB, которая началась со времени появления первых компьютеров в ИВМиМГ (ВЦ) СО РАН и может быть кратко представлена цепочкой ГИС-систем, созданных на разных платформах и посвященных различным задачам изучения природных катастроф: ETDB (WinETDB) → EEDB (GIS-EEDB) → GIS-ENDDDB [Mikheeva, 2014в]. Первая посвящена изучению процессов возникновения и распространения волн цунами (ETDB – Expert Tsunami Database, разработанная под операционными системами DOS и Windows), вторая – изучению закономерностей развития сейсмогеодинамического режима (EEDB – Expert Earthquake Data Base), и, наконец, GIS-ENDDDB – представляемая в данной работе система изучения природных катастроф Земли, влияющих на геодинамику и геотектонику Земли.

В Главе 3 описано функциональное и информационное обеспечение Базы данных природных катастроф Земли (GIS-ENDDDB). Показано содержание баз данных и методы визуализации, внедренные в GIS-ENDDDB и используемые при исследовании геодинамического режима. Предметная область исследования, отражающаяся в функциональном обеспечении системы, представлена в виде основных положений математической модели исследуемой задачи. Наряду с физико-математической моделью, составляющей формальную часть описания изучаемого объекта и позволяющей создать некоторую обобщенную теорию, выделяется информационная модель исследования [Гитис, 2004б], являющаяся неформальной частью модели и средством представления знания об изучаемом объекте. На уровне логического обобщения функциональная архитектура GIS-ENDDDB представляет собой одну из реализаций совокупности трёх

взаимодействующих программных блоков: предметной базы данных природных событий (связанных с геодинамикой), географической системы и системы анализа данных. Инструменты управления базами данных GIS-ENDDB и сами базы данных, описанные в данной главе, делятся на два блока. Блок по предметным базам данных (базы данных каталогов событий) с опциями выбора основного (одного из сейсмических или импактного) каталога и связываемых с ним дочерних каталогов (по механизмам, описательным данным и т.д.) и блок картографической базы с опциями выбора слоев: растрового фона, векторных и точечного слоев. Второй блок включает в себя несколько уровней - базу цифровых пространственных данных (рельефа и геофизических наблюдений), используемых для построения оттененной фоновой карты; базу данных по тектонике (границы плит, орогенов, разломы земной коры, тектонические зоны или линеаментно-доменные структуры ВОЗ, а также кольцевые и линейные структуры Космогеологических карт); каталог вулканов, базу данных пунктов геофизических наблюдений и базу стандартных слоев физической и культурной географии (хранящихся в бинарных файлах в векторном виде или текстовых файлах). Пользователь может не только поддерживать базы данных в актуальном состоянии, обновляя соответствующие им файлы, но и добавлять новые либо удалять неиспользуемые файлы, изменяя список подключаемых к среде GIS-ENDDB каталогов. База данных специализирована под задачи геодинамики тектоносферы и поэтому все данные по возможности представлены по всему Земному шару. Это не исключает большей детализации отдельных геоинформационных слоев на территории России, в частности, по населенным пунктам, по сети геофизических наблюдений, по каталогам землетрясений и т.д.

Глава 4 посвящена *подсистеме анализа*, включающей в себя различные виды анализа данных (картографический, сравнительный, кластерный, статистический) и действующей на основе и в результате работы описанных в главе 3 подсистем. Система анализа использует интегрированные в среду средства математической обработки информации, методы расчёта характеристик, средства обработки и представления данных. Охарактеризованы графические и

картографические методы исследования. Графический метод включает в себя построение графиков, диаграмм, гистограмм. Например, это график суммарной выделенной сейсмической энергии в заданную единицу времени ($\lg E_{\text{СУМ}}(t)$, Дж) и корреляция удаленных событий $K_{\text{КОР}}(t)$, график повторяемости событий $N(M_S)$ (эмпирическая гистограмма числа событий в определённых магнитудных интервалах с использованием линейной регрессии) и поведение во времени угла наклона графика повторяемости $b(t)$, характеристики механизмов очагов землетрясений (значений угла $Slip_{\text{CP}}(t)$ между простираем плоскости разлома и вектором подвижки, относительного количества механизмов разного типа и т.д.) и графики тектономагнитных наблюдений $\Delta T(t)$. Картографические методы исследования – это построение карт значений различных геодинамических характеристик, выявление их корреляции с фоновыми картами наблюдаемых геофизических полей, а также объёмная графика (в частности, построение вертикальных разрезов рельефа и геофизических полей, сейсмичности и характеристик сейсмического режима, стереограмм фокальных механизмов). Для достоверности получаемой информации большое значение имеет правильный подбор интерактивно задаваемых параметров анализа и визуализации результатов. Этот подбор осуществляется на основе опыта исследователя и экспертной информации, предоставляемой программной системой. Приведенные примеры исследования зоны подготовки Землетрясения Тохоку 11.3.2011г, проведенного автором в Университете Айзу (Айзу-Вакамацу, Фукусима, Япония), показывают большую прогностическую ценность выявленных закономерностей распределения характеристик сейсмогеодинамического режима.

К картографическим методам относятся также алгоритмы, позволяющие выявлять *группирование гипоцентров землетрясений* в пространственном и пространственно-временном диапазоне (выбор афтершоков и роев, кластерные методы, линеаментные построения). Этим методам посвящен второй раздел Главы 4. Методы группирования выявляют существующую в природе взаимосвязанность землетрясений, обусловленную как действием механизма триггирования, так и пространственной приуроченностью сейсмичности к

активным зонам разломов, границам плит или сейсмических блоков. Кроме того, применяя методы выявления группирования к каталогам импактных событий, можно выявить цепочки, рои и эллипсы рассеяния – характерные следы выпадения осколков разрушающегося (до и после вхождения в атмосферу) космического тела, кометных ливней. В применении к сейсмологическим каталогам процедуры *выявления афтершоков и роев* могут служить не только очищению исходного каталога от генетически связанных событий, но и (в случае визуализации выявленного множества афтершоков на карте и сопоставлении с аномалиями геофизических полей) - для обнаружения активных тектонических границ. Алгоритмы выявления *сейсмо-линементов* включают в себя методы распознавания пространственных образов (линейных и дугообразных) и алгоритм больших кругов Земли. В отличие от предыдущих, эти методы не опираются на статистические обобщения и потому наиболее важны. Полученные новыми алгоритмами построения заверялись результатами статистического анализа характеристик сейсмического режима (например, суммарной сейсмической энергии, плотности землетрясений и т.д.), морфоструктурными элементами (по топографическим и геолого-тектоническим данным), результатами исследования аномалий различных геофизических полей. Предлагаемые алгоритмы линеаментных построений предполагают наличие у эксперта навыка в задании выборки событий и значений управляющих параметров. Примеры применения инструментария GIS-ENDDB показывают важность развития методов линеаментных построений для решения фундаментальных геодинамических задач, в частности, демонстрируют возможности предложенных алгоритмов для оценки направления развития сейсмоопасных геодинамических процессов.

В **Главе 5** показаны возможности геоструктурных исследований на основе цифровых данных в GIS-ENDDB. В первых разделах главы 5 основное внимание уделено кольцевым структурам, выявляемым на цифровых картах GIS-ENDDB (соответствующих геологическим структурам центрального типа неустановленного происхождения, а также импактным кратерам), многие из которых выделены впервые. Особое внимание уделено новому геоструктурному

признаку астроблем - гравитационным шлейфам, закономерно сопровождающим крупные импактные структуры ($D \geq 15$ км) со стороны предполагаемого подлета космического тела. Предложены методы выявления гигантских кольцевых структур, генезис которых наиболее трудно диагностировать. В последних разделах продемонстрированы примеры сравнительного геоинформационного подхода в использовании данных, функций и цифровых моделей программной системы GIS-ENDDDB для получения новых знаний в области геодинамики. Причем решающее значение в этих примерах имеют цифровые модели геофизических данных. В частности, выявлены единые геодинамические комплексы Азии: Южно-Азиатская \bar{U} -образная структура и Внутриазиатский сейсмолинеамент, включающий Памиро-Гиндукушскую сейсмофокальную зону. Предложен набор закономерностей, который может характеризовать выявляемые структуры в качестве единого геодинамического образования (признаки симметрии морфоструктурных элементов, выраженные в различных полях, временная корреляция крупных землетрясений). Таким образом, каждый пользователь, оперируя предлагаемым инструментарием, может визуализировать данные наблюдений, подтверждая или опровергая свои априорные представления.

Благодарности.

Автор диссертации очень признательна своему наставнику и коллеге, ведущему научному сотруднику ИВМиМГ д.ф.-м.н. Андрею Гурьевичу Марчуку, без которого не была бы возможна разработка программного обеспечения картографического комплекса GIS-ENDDDB. Отдельная благодарность за предоставленные материалы по детальным цифровым моделям рельефа и гравиметрии, программы конвертации данных и всестороннюю поддержку.

Также автор благодарна главному научному сотруднику Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН к.ф.-м.н. Игорю Ивановичу Калининкову за полезные обсуждения, своевременные советы и идеи (в том числе, по созданию алгоритма построения сейсмолинеаментов по Большому кругу Земли), помощь в тестировании программы и интересные результаты исследований в её среде.

Автор искренне признательна своему многолетнему научному руководителю, заведующему Лабораторией естественных геофизических полей в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН к.г.-м.н. Петру Георгиевичу Дядькову за плодотворное сотрудничество, идеи, советы и поддержку в разработке методов и алгоритмов анализа сейсмологических данных.

Огромное участие в освоении автором темы импактного структурообразования внесли выдающиеся геологи д.г.-м.н. Борис Семенович Зейлик (Институт геологических наук Казахстана) и к.г.-м.н. Константин Константинович Хазанович-Вульф (зав. Отделением планетологии Русского географического общества, Санкт-Петербург).

Автор признательна и высоко оценивает активное участие молодежи. Прежде всего, это программистский вклад в разработку версии географической системы ETDB для платформы Windows студентов Высшего колледжа информатики Новосибирского государственного университета – Дениса Ивайкина, Александра и Екатерины Лысковских, а также молодого сотрудника Дагестанского филиала Геофизической службы РАН Магомедрасула Магомед-Касумова (за вклад в разработку конвертора сейсмологических данных).

Автор благодарит сотрудника Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) Александра Андреевича Кирсанова за предоставление материалов гравиметрической съемки в виде Гравиметрических карт России 2010 года, сотрудника Геологического института РАН Сергея Соколова за предоставление данных глубинной томографии, а сотрудников Геофизической службы РАН - за предоставленные каталоги землетрясений и полезные сопутствующие данные (в том числе для более детального картографирования), а также за тестирование программы. Огромная благодарность профессору Токийского университета Кенджи Сатаке за предоставление детального каталога землетрясений Японского агентства JMA.

За интересную переписку, предоставление материалов своих исследований по импактным структурам и личные обсуждения большое спасибо С.Ю.

Енгальчеву (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург), А.А. Баренбауму (Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва), Д. Раймону (Чехия), Б.С. Зейлику и В.Ф. Кузнецову (Казахстан), О. Четверовой и Ф.Р. Хазивалиеву (Узбекистан), В. Юрковцу (Санкт-Петербург), Н. Филину (Подмосковье) и многим, многим другим отечественным и зарубежным исследователям.

Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ БАЗ ДАННЫХ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПО ПРЕДМЕТНЫМ ОБЛАСТЯМ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОТЕКТОНИКИ

Геоинформатика применительно к задачам геодинамики включает большое количество методов накопления, обработки и представления данных: системы управления базами геолого-геофизических данных и собственно эти базы, географические информационные системы (ГИС), системы математического моделирования геологических (в частности, тектонических) процессов, системы первичной обработки данных и многое другое.

Прежде всего, создаются многоаспектные, предметно-ориентированные, сетевые и локальные, глобальные и региональные базы «геоданных» (т.е. данных, имеющих координатную привязку) с функциями их администрирования, извлечения для дальнейшего статистического и научного анализа и прогнозирования.

Можно привести следующий, далеко не полный список специализированных баз данных, созданных в области геодинамики:

1. геолого-тектонические, сейсмологические, гидродинамические, геолого-геофизические (гравиметрия, магнитометрия), ландшафтные, геоморфологические и геодезические БД [Уломов, 1999; Плотникова, 1999, Гамкрелидзе, 2003; A Pannon-medence..., 2006; Булаева, 2015; Витязь, 1993],

2. БД о древних землетрясениях (палеосейсмодислокациях) [Смирнов, 2005], об активных разломах и современной геодинамике [Смирнов, 2005],

4. разнообразные региональные и локальные БД (по охватываемой территории), например, геолого-структурные, геофизические, сейсмологические, дистанционные [Павлюченко, 2011; Шарафутдинов, 2011; Гильманова, 2012], включая данные интенсивности движений, геотехнических характеристик грунтов и сильных движениях [Friberg, 1991], по разломной тектонике и эпицентральных зонам землетрясений [Sherman, 2008],

5. БД о магматических процессах: геохимические данные по современному магматизму [Thieblemont, 1992], по магматическим породам [Ряховский, 1999]; региональные данные Курило-Камчатской островной дуги по сильнейшим землетрясениям и вулканическим извержениям [Викулин, 2010] (рассматривающим сейсмичность и вулканизм как составляющие единого планетарного геодинамического режима), распределенные вулканологические и сейсмологические данные [Romanova, 2014]

6. БД GPS-сетей различного уровня [Данилова, 2005; Гражданкин, 2012],

7. горно-геологические, технологические, минералогические базы данных отдельных месторождений [Зинкевич, 2003, Петров, 2006],

8. БД по современной планетарной геодинамике [База данных..., 1986].

9. БД по магнитным аномалиям [Task group plans ..., 1995]

10. банк данных сейсмической томографии [Трубицын, 1999]

По технической и программной реализации большая часть рассмотренных баз данных либо ограничиваются функциональностью стандартных реляционных СУБД (например, MS Excel, MS Access, Hughes MySQL 2.0, Oracle) с запросами на языке SQL (Structured Query Language – структурированном языке запросов), иногда наряду с сетевым программным обеспечением (например, гипертекстовыми Web-интерфейсами, написанными на специализированных языках, распространяемых с сетевыми СУБД, или наборами PHP-скриптов: phpMyAdmin, DadaBik, обрабатываемых Web-серверами Apache и т.д.) [Ряховский, 1999; Распределенная информационно-аналитическая..., 2007; Платэ, 2009; Гражданкин, 2012; Romanova, 2014; Интерактивное Веб-приложение..., 2016], либо поддерживают функции специализированного анализа и методик обработки (например, встроенные математические методы оценки сейсмического риска). В последнем случае содержание баз данных определяется предлагаемыми математическими моделями анализа. Если предполагается комплексная интерпретация множества разнообразных данных, то неизбежно применяются возможности современных геоинформационных систем (ГИС).

Географические информационные системы (ГИС) все чаще используются для хранения данных, имеющих отчетливую пространственную привязку, быстрого удобного доступа к ним на основе местоположения и создания на их основе высококачественных карт различного назначения.

При создании ГИС-системы для задач геотектоники может быть несколько подходов: 1) использование готовых разработок в области ГИС различных производителей (ArcExplorer, Arc/View GIS, Surfer); 2) реализация специфических функциональных возможностей с помощью встроенных макроязыков в готовых ГИС-оболочках различных производителей; 3) закупка специализированных модулей к стандартным ГИС оболочкам; 4) разработка собственного приложения с помощью готовых компонент - "конструкторов" (MapObject, Геоконструктор); 5) разработка специализированного программного обеспечения (ПО) [Савитский, 2005]. Поскольку в последнее время начала развиваться технология представления в глобальной сети информации в GIS-форматах (карты в форматах GIS-систем, например, ArcExplorer), можно создавать специальные программы, которые можно назвать GIS-браузерами, позволяющими работать с выставленными в сети форматами данных. Этот подход также актуален ввиду высокой стоимости лицензионного ПО GIS [Куклин, 1999].

Согласно [Наумова, 2004] большинство современных ГИС, созданных в крупных организациях и ориентированных на задачи геологии (и геодинамики, в частности): 1) являются совокупностью цифровых карт в GIS-формате или информационно-поисковыми системами [Распределенная информационно-аналитическая система..., 2007]; 2) используют в качестве базового стандарта для создания ГИС программные продукты ESRI (ArcGIS); 3) строятся на основе базового топографического или географического слоя; 4) имеют тематическую слоевую структуру; 5) содержат как векторные, так и растровые карты; 6) не содержат собственного блока анализа информации.

Популярность ArcGIS очень высока, в частности, примерами проектов из интересующей нас области, разработанных на базе ArcGIS, являются:

- 1) Система изучения землетрясений и разломов [Гудинг, 1999],

- 2) Система пространственной информации по наукам о Земле с использованием базы геоданных ГЦ РАН [Интерактивное веб..., 2016],
- 3) Система анализа данных сейсмомониторинга [Гладской, 2009],
- 4) Система визуализации объектов минерализации, представленных в виде точечных, линейных или полигональных примитивов [Зинкевич, 2003].

Одна из таких ГИС на базе ArcGIS «Минеральные ресурсы, минералогенезис и тектоника Северо-Восточной Азии» [Разработка и создание ГИС..., 2002], в числе основных картографических блоков которой являются Топография и Геотектоника (Геодинамическая карта Северо-Восточной Азии), позволяет проводить анализ взаимосвязей и взаимозависимостей между геодинамическими, минерально-ресурсными и металлогеническими данными, организует поисковые запросы от картографической информации (в среде ArcView) к описаниям в стандартных БД (в Access), а также обратных запросов, позволяющих решать нестандартные задачи поиска информации в ГИС.

В открытом доступе предлагаются и отечественные универсальные программы для разработки ГИС-систем, например, ГИС "Карта 2011" (АО Конструкторское бюро "Панорама": Ген. Дир. - Кириченко С.Г., зам. Ген. Дир. по научной работе, к.т.н. - Демиденко А.Г.¹), позволяющая в интерактивном режиме проектировать информационные системы на основе встроенного конструктора форм, отчетов, SQL-запросов, использовать средства анализа данных, связанных с электронной картой, построения графиков, диаграмм, тематического картографирования, геокодирования. База Данных организуется в виде отдельных таблиц на локальном или сетевом диске. Система содержит разнообразные средства визуализации информации. На основе анализа всех имеющихся значений полей возможно построение тематических карт, различные виды диаграмм, графиков, гистограмм, формирования отчетной документации.

Тем не менее, для реализации специализированных методов анализа практически в каждой организации или научном подразделении, связанном с

¹ URL: gisinfo.ru/spread/aboutfirm.htm

геодинамическими исследованиями, создаются свои специализированные Базы данных и ГИС-системы. Ряд из них созданы для прикладных задач геодинамики:

1. сейсмического районирования: с элементами искусственного интеллекта [Shah, 1991], на основе нечеткой модели среднесрочного прогнозирования сейсмической активности [Влацкая, 2007]; общего сейсмического районирования на основе моделирования зон возникновения очагов землетрясений ВОЗ и комплекса геолого-геофизических признаков, в частности:

- на четырех масштабных уровнях: сейсмоактивный регион (соизмеримый с современными зонами субдукции литосферных плит и их реликтами в пределах континентов), сейсмический линеамент, домен и потенциальные очаги землетрясений [Уломов, 1997],
- инженерного вероятностного подхода к расчету ожидаемой сейсмической опасности [Cornell, 1968; Садовский, 1979; Matheu, 2005],
- построения карт ожидаемых землетрясений [Рожкова, 1996; Завьялов, 2006] (с использованием ГИС-систем GRAPHIER и SURFER) или прогнозных карт потенциально опасных зон [Рогожин, 2011; Захарова, 2015] (в ГИС-среде GMT (Универсальных картографических инструментов) и Golden Software Surfer),
- кластерного анализа на основе описаний о плотности теплового потока, мощности земной коры, высоте рельефа, изостатических аномалиях силы тяжести, мощности осадочного чехла и контрастности рельефа [Рейснер, 1996, 2000; Рогожин, 2002; Рейснер, 2003, 2004],
- с анализом разрушений, вызванных землетрясениями [Гитис, 2004а],
- построения карт сейсмической опасности [Ganas, 1997; Sankar Kumar Nath, 2005], в том числе, с помощью карт активных разломов и баз сейсмологических, геолого-геофизических, гидрогеографических данных [Гамкрелидзе, 2003, Пушкаревский, 2013], оценок сейсмического риска [Ларионов, 2005] и прогноза последствий (на основе междисциплинарного синтеза фундаментальной и инженерной сейсмологии) [Шахраманьян, 2000],

- по оценке влияния местных условий на сейсмическую опасность по данным о геотехнических характеристиках грунтов [Friberg, 1991], с учётом геологических и географических особенностей регионов [Нестеренко, 2009],

2. для 3-мерной пространственной визуализации распределения гипоцентров землетрясений из различных точек зрения, построения сечений, вращения объектов, наложения 2-мерных разрезов друг на друга [Lees, 1995] (на основе ArcInfo),

3. для организации долгосрочного геофизического и сейсмологического мониторинга регионов с различной целью: снижения сейсмического риска народнохозяйственных объектов [Плотникова, 1999; Моделирование и идентификация ..., 1999; Гитис, 2015], прогноза землетрясений [Смирнов, 2005], проведения теоретических и экспериментальных исследований в области активной сейсмологии [Брагинская, 2012], изучения взаимосвязи теплового поля с сейсмической активностью [Булаева, 2015],

4. для обработки первичных сейсмологических данных [Leonard, 2002; Шарафутдинов, 2011],

5. для исследования закономерностей сейсмичности, например, определения параметров миграции землетрясений в виде кластеров различного энергетического уровня [Ружич, 2012], для сопоставления данных по разломной тектонике и эпицентральных полям землетрясений [Sherman, 2008].

Большой набор программного обеспечения для обработки и анализа сейсмологических данных предоставлен в свободном доступе Геологической службой США USGS в Голдине, шт. Колорадо (USGS Software²), использующие геоинформационные технологии, как инструмент не столько исследования, сколько представления результата исследования. Кроме ArcGis [Оперативная обработка..., 2009, SeismoGIS..., 2008] для визуализации результатов сейсмологического анализа предлагается использовать геоинформационные

² URL: earthquake.usgs.gov/research/software/

технологии MatLab, либо универсальные ГИС GRAPHIER, SURFER, Google Earth и т.д. Например, программу Google Earth использует Web-система анализа сейсмической опасности с открытым кодом USGS OpenSHA (Seismic Hazard Analysis), которая позволяет рассчитывать сейсмические зональные карты амплитудных параметров, описывающих движение поверхности земли [Dravinski, 1980] на заданной сетке вблизи интересующих объектов (плотин, дорог, мостов, атомных электростанций и т.д.) и строить изолинии равной опасности. При этом, для расчета сейсмической опасности используются данные тектоники и геологии.

В основном, зарубежные программные комплексы, направленные на оценивание сейсмического риска, разрабатываются как узкотерриториальные проекты либо являются базами данных информационного характера без функций их анализа. Примерами проектов первого типа являются такие GIS-разработки, как MERP (Marmara Earthquake Rehabilitation Program) для одной из сейсмических зон Турции [A detailed..., 2007], PGA (Peak Ground Acceleration) для Бенгальского бассейна в Индии [Mohanty, 2007]. В качестве примера разработок 2-го типа можно упомянуть систему RDBMS NGDC (Relational Database Management System of National Geophysical Data Center), представляющую многодисциплинарные данные о землетрясениях, цунами, вулканах в виде таблиц, записей и интерактивных карт [Dunbar, 2007].

В институте ИВМиМГ СО РАН одной из ведущих геоинформационных программных комплексов изучения землетрясений, а точнее их возможных последствий, явилась графическая экспертная система Imp.ITRIS оперативного прогноза последствий землетрясений [Маринин, 2009]. Система позволяет проводить экспертные оценки на основе широкомасштабного предварительного зонирования территории, по возможностям визуализации аналогичного широко известной системе Google Earth. В последнее время система пополняется математическими моделями реконструкции источников катастрофических волн цунами [Kabanikhin, 2012, 2014].

Недостатками ГИС, решающих задачи поиска предвестников землетрясений, картирования ВОЗ и оценивания сейсмического риска является

специфическая функциональная направленность, сужающая круг решаемых геодинамических задач в рамках разработки алгоритмов прогноза, иногда характеризующихся излишней автоматизацией на этапе принятия решений, или недостатками вероятностных подходов анализа комплекса предвестников.

Недостатками большинства программных комплексов является узкая их территориальность и невозможность учитывать взаимное влияние удалённых, разных по тектонике, но геодинамически связанных регионов. Для устранения этого недостатка делались попытки регионализации территории и учёта особенностей геодинамики конкретных регионов. Создавались модели зависимости глубины возможного возникновения предвестников землетрясений от геодинамики региона [Рожкова, 1996]; тектонические блоковые модели региональной геодинамики [Соболев, 1996; Уломов, 1999б]; модели зависимости сейсмичности от различных геодинамических факторов [Sobolev, 1996]; статистические модели взаимодействия сильных землетрясений [Kuznetsov, 1997]; реальные геометрические модели разломов [Panza, 1997; Воробьева, 1997; Application..., 1999; Soloviev, 2000]; подвижные блоковые модели [Rundkvist, 1998; Soloviev, 1999; Gorshkov, 1996; On dynamics..., 1997; Воробьева, 2000]; фрактальные модели географических областей [Костоусов, 1996].

Эффективно развивались методы, связанные с локализацией территории прогнозирования и учётом особенностей геодинамики выделяемых зон. Например, это программа совместного пространственного анализа сейсмичности и тектоники [Рундквист, 1999; Шерман, 2012] для Байкальской рифтовой системы. Из разработок, увязывающих особенности геотектоники и сейсмичности, можно выделить программу статистического прогнозирования сейсмичности морфоструктурных узлов, разработанную сотрудниками Оренбургского НЦ УО РАН [Нестеренко, Нестеренко, Влацкий – рег. номер 2009610752, 02.02.2009] и программу [Макеев, 2009] для выделения граней сейсмогеодинамических блоков, выявляющую разломы геофизической среды по группированию гипоцентров землетрясений.

Всё это создает предпосылки для активного внедрения геоинформационных систем в область фундаментальных задач геодинамики. В настоящее время для задач фундаментальной геодинамики разработаны следующие ГИС-системы:

1. обнаружения новых спрединговых центров, зон субдукции, глубинных разломов с использованием комплексной интерпретации данных гравитационного поля и сейсмологических данных совместно с другими геолого-геофизическими данными [Schmidt, 1997], для реконструкции эндогенных процессов: [Thieblemont, 1992], [Васильева, 2002] (на основе ГИС ArcInfo и ArcView), [Платэ, 2009] (распределенные системы обработки данных),

2. для выявления крупных геотектонических структур таких как: крупные сейсмогравитационные структуры [Мартысевич, 2006], линеаменты (по совместному анализу различных типов геолого-геофизических данных) [Линейные геологические..., 2010; Гильманова, 2012], вихревые и спиралеобразные структуры геодинамического и магматического происхождения (для доказательства их существования) [Логотов, 2008], планетарные мегаструктуры, например, Мировой океан [Андреев, 1999] (геодинамические карты его формирования, скоростей раздвижения; трансформных разломов; блоковых неоднородностей; теплового режима; феномена "горячих точек"),

3. для задач активной тектоники, например, по сбору, хранению, структуризации и анализу данных по активной тектонике [Гладков, 2013; Витязь, 1993], исследованию движений земной коры [Мажников, 2014; Davies, 1997; Данилова, 2005], для доказательства непосредственной связи между проявлениями современной геодинамики и процессами неотектонического рельефообразования [Геоинформационные технологии обнаружения..., 2012],

4. для оценки устойчивости геологической среды к техногенной составляющей, например: построение карт новейшей геодинамики в автоматизированном режиме на основе данных инженерных свойств горных пород, аномальных геофизических зон, микросейсмического районирования, оценки устойчивости грунтов, схем морфотектоники с элементами блокового

строения и новейших структур [Лопатин, 1998], построение карт с возможностью наложения слоев MapInfo, отражающих природную или техногенную нагрузку, например, плотности дорожной сети, застройки территории [Пеллинен, 2015],

5. для определения закономерностей местоположения рудных объектов по комплексному анализу геохимических, геофизических, геологических, геодинамических карт [Лоскутов, 2011],

6. для задач интегрирования и интеллектуального анализа баз геоданных, накопленных в крупных организациях за большой период исследований (по тектонике, неотектонике, современной геодинамике, гидрогеологии, инженерной и экологической геологии, геохимическим ландшафтам, полезным ископаемым) [Куклин, 1999; Соловьев, 2007; Павлюченко, 2011; Romanova, 2014; Интерактивное веб-приложение..., 2016; Петров, 2006; Ferenc Horvath, 2006; Рундквист, 2009; Копылов, 2013], в том числе, с одновременным созданием цифровых моделей геофизических полей (теплового, гравитационного, магнитного) [Негров, 2009],

При анализе полученных данных учитывается, что задачи пространственно-временного изучения объектов и явлений геологической среды трудно формализуемы. Их сложность определяется тем, что инструментальные измерения некоторых параметров среды либо невозможны, либо требуют дополнительной интерпретации, не всегда однозначной, и поэтому часто заменяются экспертными оценками или дополняются экспертными решениями. Поэтому геоинформационные технологии в геодинамике применяются, прежде всего, для выполнения функций экспертно-информационных систем [Гитис, 2004б]. Одним из крупных теоретических и практических исследователей этой области, успешно применяющих геоинформационные технологии с момента их появления, является В.Г. Гитис (ИППИ РАН). Представляемый им комплекс ГЕО является примером успешного применения ГИС для широкого круга геофизических задач: оценки опасности природной среды, распознавания геологических объектов, прогноза природно-техногенных катастроф.

Другим примером успешного применения экспертного оценивания могут послужить программные системы «EQ» и «Prediction» для изучения сейсмического режима с целью построения сейсмогеодинамических моделей среды, разработанные в Институте земной коры СО РАН под руководством В.В. Ружича [Левина, 1989], а также ГИС-разработки, изучающие процессы локальной техногенной геодинамики и деформаций [Гуляев, 1998] на основе данных геодезическо-гравиметрических и других натуральных наблюдений, прогнозных динамических моделей и программных средств их реализации, методах совместной обработки данных различных измерений.

Наиболее актуальными представляются системы, позволяющие выделять пространственно-временное положение локальных аномалий и определять соответствующие им характеристики тектонических структур и сейсмогеодинамической обстановки из эвристических соображений (на основе накопленного опыта и априорной информации из разных источников). Такие системы не являются классическими экспертными системами и во многом опираются на теоретические знания, опыт и интуицию пользователя-эксперта, которые позволяют правильно выбрать структурную схему, вид и порядок динамической модели, ее вход (например, техногенные и природные воздействия на геологическую среду) и выход (реакция на воздействие, выражающееся в развитии неустойчивой геотектонической обстановки), которые будут отражать физическую природу изучаемой системы, отвечать поставленной цели исследований и обеспечить последующее нахождение устойчивых оценок параметров моделей. Выбор конкретного входа и выхода не всегда однозначен и зависит от наличия, полноты и точности исходной информации, от конкретной постановки прогнозных задач [Гуляев, 1998]. Подобный подход составляет суть экспертно-геоинформационного подхода к исследованиям.

На уровне геодинамической интерпретации данных, получаемых в результате анализа, обзор современного состояния тектоногеодинамических исследований в отечественной геологии показывает, что в этой области

преобладают эмпирические обобщения в рамках ограниченного числа интерпретационных моделей. Мало используются модели, альтернативные плитотектонически-террейновой (например, модель тектонических течений, охватывающих всю корово-мантийную оболочку Земли [Воробьев, 2008], модель ударно-взрывной тектоники [Зейлик, 1978; Баренбаум, 2013]) и др. Согласно [Воробьев, 2008] очевидна необходимость более полного учета комплексного взаимодействия эндогенных процессов и космического влияния на геотектонику.

Подводя итог краткого обзора существующих баз данных и программ геодинамических исследований, можно сделать вывод, что теоретически и практически они могут не устраивать исследователей в области глобальной тектоники и глубинной геодинамики по каким-либо из следующих причин:

1. недостаточного разнообразия дополняющих друг друга алгоритмов обработки данных о распределении событий (в частности, выявления их группирования: афтершоков, сейсмолинеаментов, цепочек, эллипсов рассеяния),

2. специфической функциональной направленности, сужающей круг решаемых задач прикладными областями геодинамики,

3. узкой территориальности (в рамках региона или месторождения),

4. недостаточного уровня реализации ГИС-технологий (если они ограничиваются либо векторными географическими изображениями, либо статическими картами, либо конверторами для передачи результатов анализа в стандартные ГИС-системы, значительно усложняющей процесс получения геоинформационного результата),

5. отсутствия единой среды исследования (использование множества приложений) для доступа к полным наборам методов по исследованию сейсמודинамического режима и выявлению группирования событий, по обработке цифровых моделей и возможностям геоинформационного сопоставления всего разнообразия данных,

6. трудности сопряжения с другими, достаточно простыми и функциональными программными продуктами, обеспечивающими подготовку данных (Global Map, MS Excel, MS Visual FoxPro и др.)

7. отсутствия представительных региональных каталогов землетрясений по исследуемым территориям, либо качественных глобальных сейсмологических каталогов, отсутствие данных об импактных структурах Земли, достаточно детальных топографических данных, данных геолого-геофизических наблюдений в глобальном масштабе, что объясняется бессистемностью и труднодоступностью этих данных в открытом доступе [Данилова, 2005; Цветков, 2013] (не унифицированы, не приведены к единой картографической основе и т.д.).

Общая оценка возможностей современных геоинформационных систем применительно к решению актуальных задач хранения, обработки, анализа и интерпретации данных геодинамических исследований подтверждает факт отсутствия на данный момент доступного широкому кругу исследователей отечественного программного средства, предоставляющего возможность подготовки и добавления данных, гибкую систему анализа, необходимый комплекс характеристик для изучения сейсмогеодинамического режима. Недостаточность функционального и информационного обеспечения существующих БД и ГИС делает актуальной задачу создания новых универсальных и специализированных баз данных природных катастроф (на основе геоинформационных технологий), одной из которых является программная геоинформационная система GIS-ENDDDB (Earth's Natural Disasters DataBase), ориентированная на исследование геодинамического режима на глобальном масштабном уровне до глубин верхней мантии и переходного слоя, т.е. до глубин, охватываемых сейсмичностью.

В результате приведенного обзора можно сформулировать следующие **требования** к вновь создаваемому интегрированному продукту:

1. возможность оперативного проведения геодинамических исследований на разных масштабных уровнях, вплоть до планетарного, возможности построения глубинных разрезов для всех исследуемых характеристик;

2. уход от излишней автоматизации и математизации – создается система экспертных оценок (информационная помощь исследователю),

3. наукоёмкость аппарата анализа на основе использования, развития и дополнения известных методов исследования катастрофических событий (используемых, например, в КОЗ ИФЗ Г.А. Соболева и А.Д. Завьялова),

4. возможность экспериментирования с использованием новых методов (поиск новых предвестников катастрофических событий, новых закономерностей формирования и развития геодинамического режима, выявления существующих тектонически активных структур),

5. наиболее полная реализация ГИС-технологий, позволяющих:

- наглядно представлять содержание и описание баз данных, результаты анализа, оценочные построения;
- выполнять трансформацию цифровых полей их наложение и корреляционный анализ,
- управлять параметрами визуализации и анализа на основе знаний и опыта исследователя-эксперта,
- наглядно выявлять пространственно-временную взаимосвязь различных явлений в геодинамике, тектонике, сейсмологии и других областях наук, связанных с геотектоникой.

История создания базы данных началась давно. Автору посчастливилось приобщиться к истокам внедрения компьютерных баз данных в практику научных исследований, когда только начинался процесс перевода накопленных в публикациях каталогов геофизических наблюдений на магнитные носители для персональных компьютеров, разрабатывались первые программные системы визуализации и анализа этих данных. Лишь постепенно осуществлялся переход от информационной системы визуализации данных создаваемых каталогов катастрофических событий к наукоёмким системам анализа данных, специализирующимся на различных предметных областях, благодаря последовательному включению в первоначальные разработки разнообразных математических методов анализа, введению в исследование новых характеристик исследуемого процесса и совершенствованию средств представления результатов.

Глава 2. ПРЕДЫСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ GIS-ENDDB

В конце 80-х годов прошлого века в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (тогда Вычислительном центре СО АН СССР) авторским коллективом в составе В.К. Гусякова, Ан.Г. Марчука и В. Титова была разработана и создана пользовательская программа численного моделирования волн цунами с элементами ГИС. Интерфейс позволял пользователю из большой области океана, включающей в себя и побережья, выбирать небольшие подобласти для численного расчёта кинематики и динамики волн цунами. Цифровая географическая карта была комбинированной: контуры береговой линии и изолинии глубины океана использовались в векторном формате, а рельеф суши и батиметрия отображались соответствующим цветом на мониторе компьютера. Программа позволяла выбирать модельный эллипсоидный источник цунами, а затем при помощи двух встроенных функций рассчитать времена прихода волны цунами во все узлы сеточной расчётной области, а также и динамические характеристики цунами (высота и компоненты скорости) во всей выбранной подобласти. Эта система впервые демонстрировалась в 1989 году во время Международного симпозиума по цунами [Gusiakov, Marchuk, Titov, 1989], а затем в следующем году докладывалась на Всесоюзном совещании по проблеме цунами [Гусяков, Марчук, Титов, 1990] и позднее на XX IUGG General Assambly [Gusiakov, Marchuk, Titov, 1991]. В том же году статья с описанием этой системы появилась в журнале «Вычислительные технологии» [Гусяков, Марчук, Титов, 1992].

Параллельно, с 1990 года автором диссертации под руководством данного коллектива проводилась работа по созданию независимой ГИС-системы визуализации баз данных землетрясений и цунами на географической карте и сбору информации для этих баз данных, сначала для Курило-Камчатского [Гусяков, Осипова (Михеева), 1992], а затем и Тихоокеанского региона. Эта

разработка была рекомендована затем международной координационной группой Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО по системе предупреждения цунами на Тихом океане в качестве прототипа для создания региональных баз данных по проблеме цунами [Summary Report..., 1995].

К 1994-му году система визуализации каталогов землетрясений и цунами развилась в экспертную систему (Expert Tsunami Database, ETDB) с возможностью моделирования различных сценариев генерации и распространения цунами от модельных очагов [Gusiakov, Marchuk, Osipova (Mikheeva), 1994б]. В это же время, под руководством зав. лаб. Естественных геофизических полей П.Г. Дядькова в Институте геологии и геофизики (ныне ИНГГ СО РАН), автором начал развиваться параллельный вариант экспертной системы для исследований сейсмичности, названной EEDB (Expert Earthquake Data Base – Экспертная база данных Землетрясений) применительно к Байкальскому региону (Рисунок 1.1).

Слово «экспертная», появившееся в названии систем ETDB и EEDB визуализации баз данных отражает одну из основных особенностей этих систем – предоставление пользователю не только всей суммы доступной информации, но и методик исследования (извлечения знаний) для решения поставленной исследовательской задачи, благодаря постоянному совершенствованию подпрограмм анализа сейсмических и цунами данных по различного рода выборкам (в частности, созданию функций для оценки повторяемости землетрясений и цунами: графиков повторяемости, карт сейсмической и цунами-активности) [Gusiakov, Marchuk, Osipova (Mikheeva), 1994а; Dyadkov, Kuznetsova, Mikheeva, 2004, 2005; Dyadkov, Mikheeva, 2010].

Наряду с этим в экспертных базах данных ETDB и EEDB улучшалась цифровая картография [Marchuk, 1994]. Так в проекте ETDB Ан.Г. Марчуком была реализована визуализация цифровой картографии в нескольких проекциях (географической, ортографической и др.). Для этого потребовались географические и геофизические данные, которые на тот момент не были

доступны коллективу разработчиков, либо таковых вовсе не существовало в цифровом виде. Для их подготовки была разработана интерактивная система оцифровки батиметрической и другой картографической информации с бумажных носителей [Марчук, 1995; Marchuk, 1996]. В частности, таким способом были созданы векторные данные сейсмических разломов для некоторых регионов Дальнего Востока и новая детальная сеточная батиметрия для некоторых областей вокруг Камчатки и Курильских островов [Марчук, 1998а, 1998б; Marchuk, 1999], а в недавнее время – детальная батиметрия оз. Байкал.

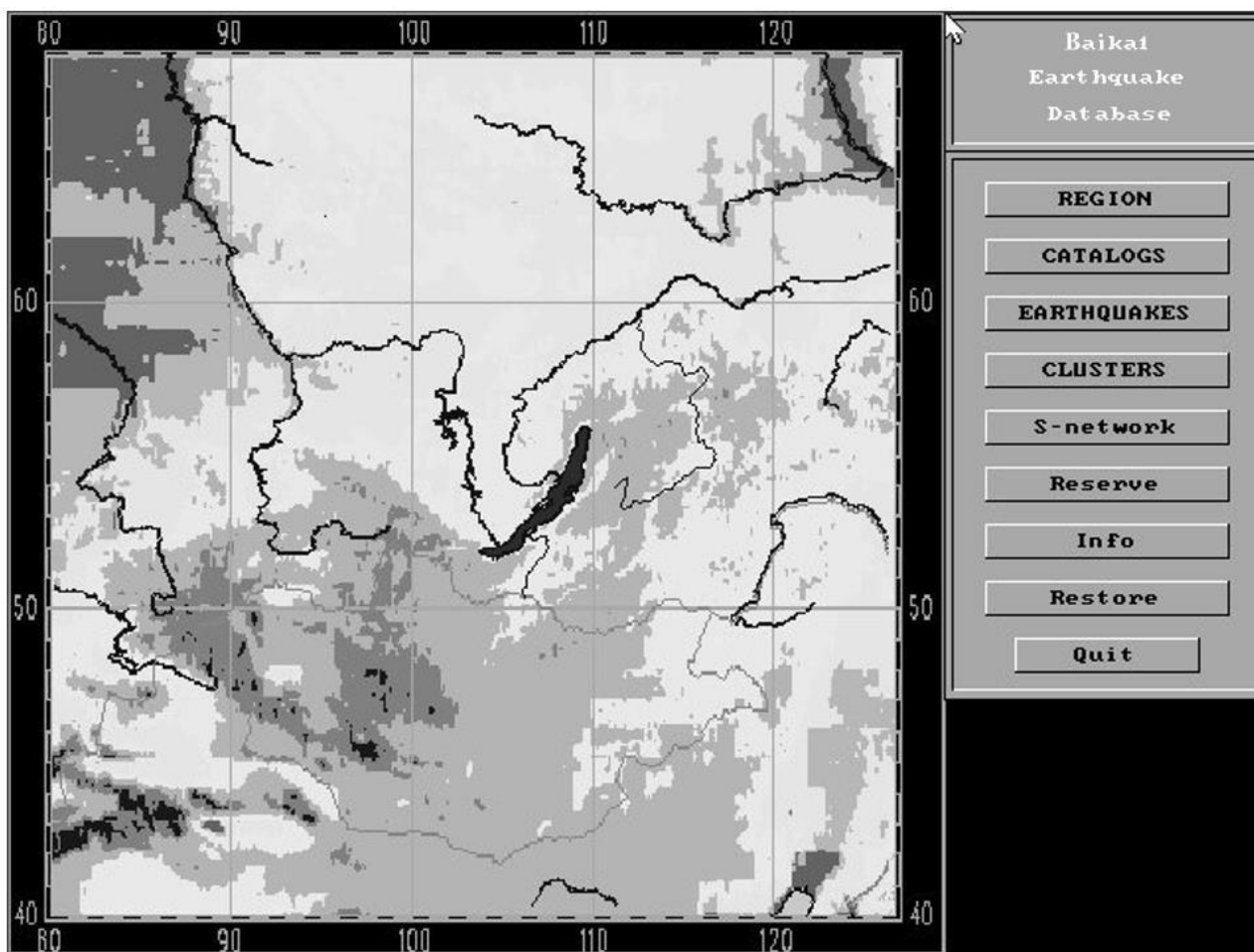


Рис. 1.1. Главное окно программной системы EEDB на платформе DOS [Dyadkov, Kuznetsova, Mikheeva, 2004].

В это же время (в 1995-1998гг) автором диссертации проводилась разработка гипертекстовой страницы на сервере WWW, впервые создаваемому в

ИВМиМГ (ВЦ) СО РАН, для предоставления удаленному пользователю справочной информации о цунамигенных событиях и параметрах волн цунами [Новая методика..., 1996; Гусяков, Михеева, Складов, 1998].

Следующие версии географических информационных систем: GIS-EEDB и GIS-ENDDB (the Earth's Natural Disasters Database), созданные с использованием вышеуказанных достижений, появились в 2010-х годах (Рисунок 1.2) и не только охватили новые предметные области геологии и геофизики, но и были адаптированы к новым операционным платформам и технологиям. При этом они сохранили ту же архитектуру, что была заложена в их прототипах ETDB и EEDB, и представляют собой набор взаимодействующих программных блоков, объединенных пользовательским интерфейсом (Рисунок 1.3): системы баз данных, предоставляющей доступ к соответствующему каталогу (цунами, землетрясений, или импактных структур), географической системы и системы анализа.

Интерфейсная часть претерпела за эти годы значительные изменения от функционирующей в среде MS-DOS графической оболочки (Рисунок 1.1), ограниченной разрешающими способностями графических адаптеров EGA и VGA, до отвечающей современным стандартам Windows системы меню и диалоговых окон (Рисунок 1.4) [Михеева, Дядьков, Марчук, 2013б], создаваемой средствами библиотеки MFC. Среда, образуемая классами этой библиотеки, определяет скелет разрабатываемого приложения и обеспечивает разработчика стандартными средствами создания многооконного интерфейса. Высокой оценки заслуживает программистский вклад студентов Высшего колледжа информатики НГУ – Д. Ивайкина, А. Лысковского, Е. Черных (Лысковской) при создании первого прототипа пользовательского интерфейса в среде Windows-95 и переводе географической части программного пакета ETDB в коды C++ [Gusiakov, Ivaikin, Marchuk, 1999], что отразилось и на развитии системы EEDB. Следует также отметить основополагающую роль руководителей проектов: по ETDB - В.К. Гусякова, впервые давшего идею разработки многофункционального интерфейса

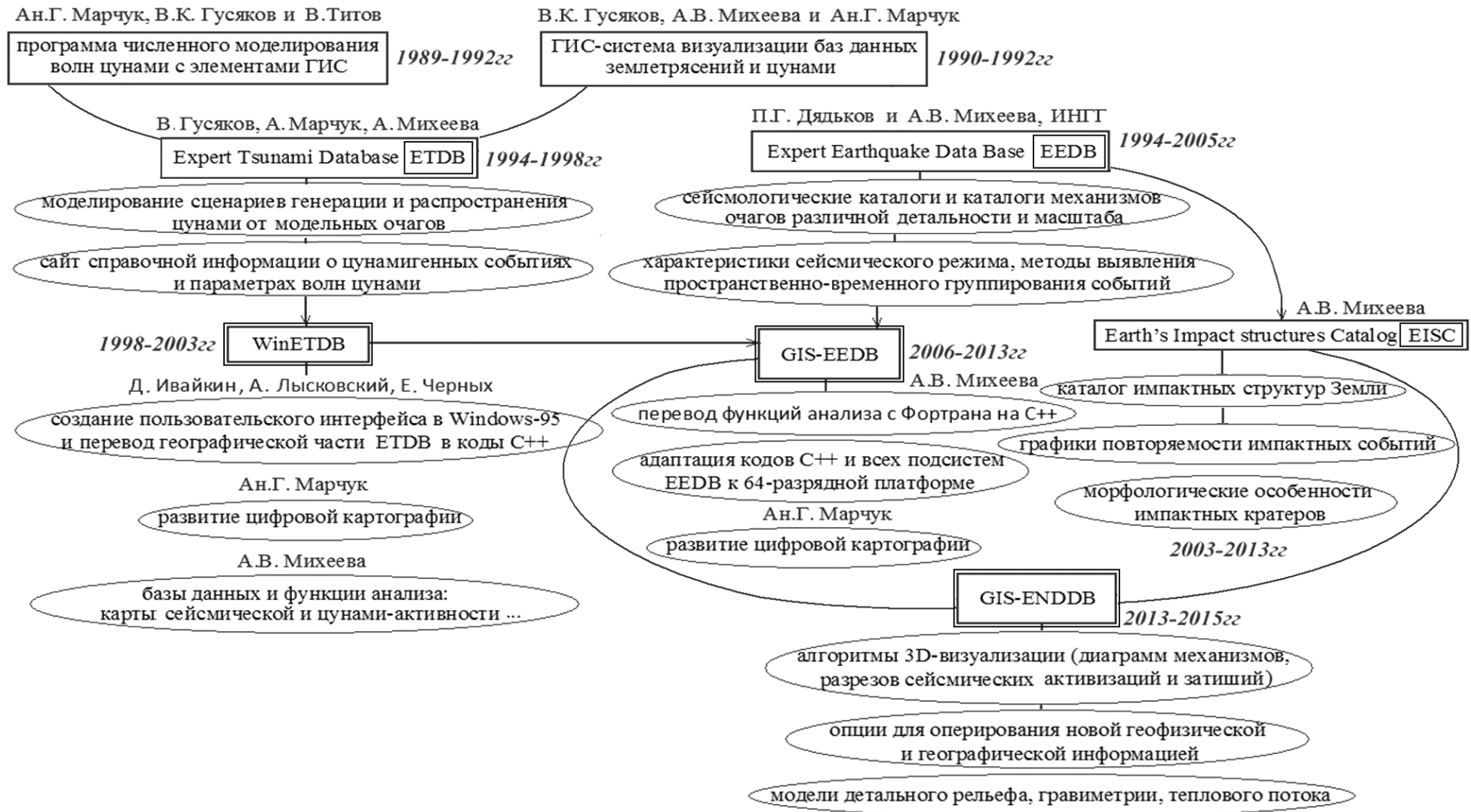


Рис. 1.2. Краткая предыстория создания GIS-ENDDB.

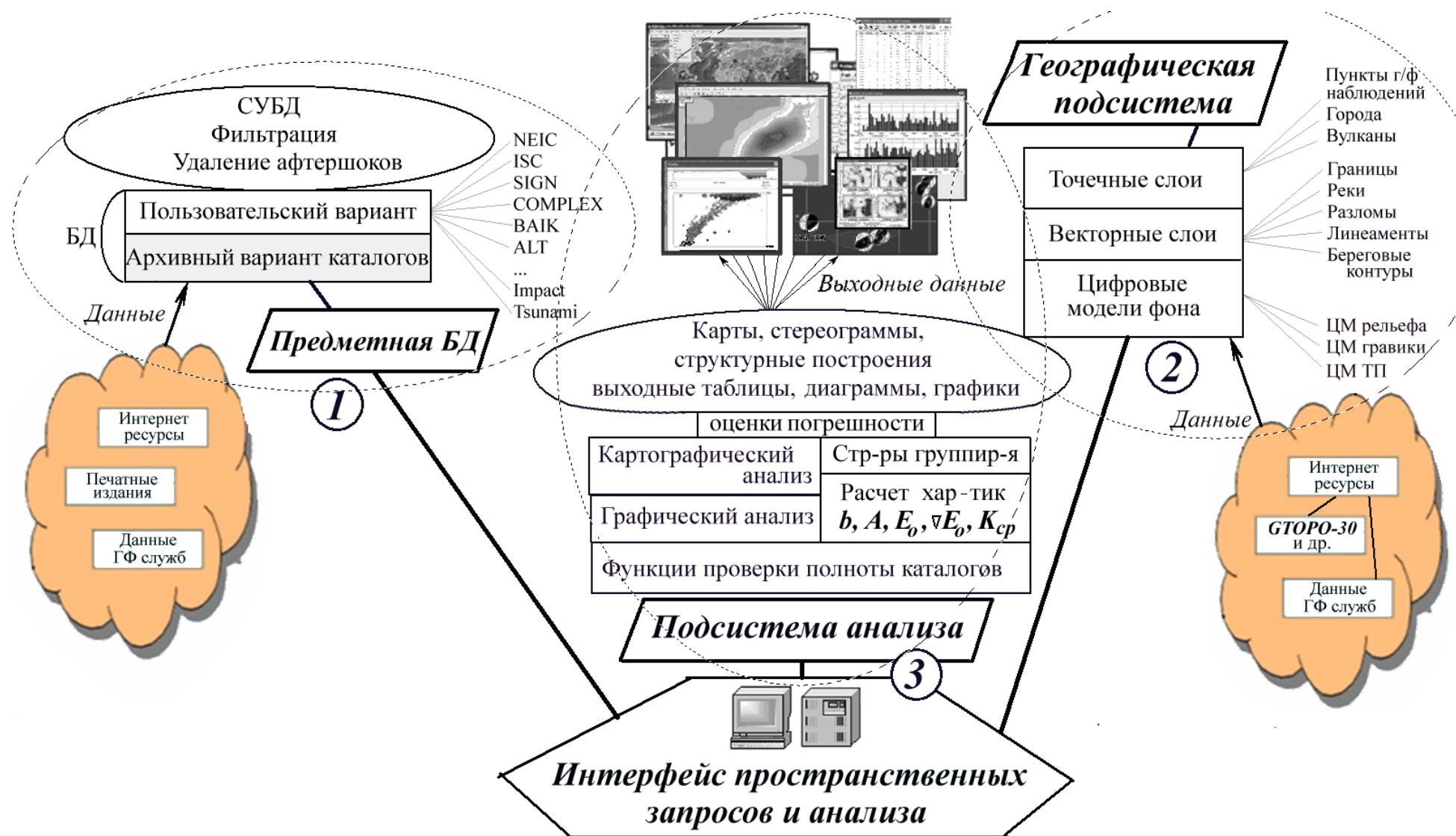


Рис. 1.3. Архитектура подсистем, входящих в программное и информационное обеспечение ряда ППП: ETDB, GIS-EEDB, GIS-ENDDB.

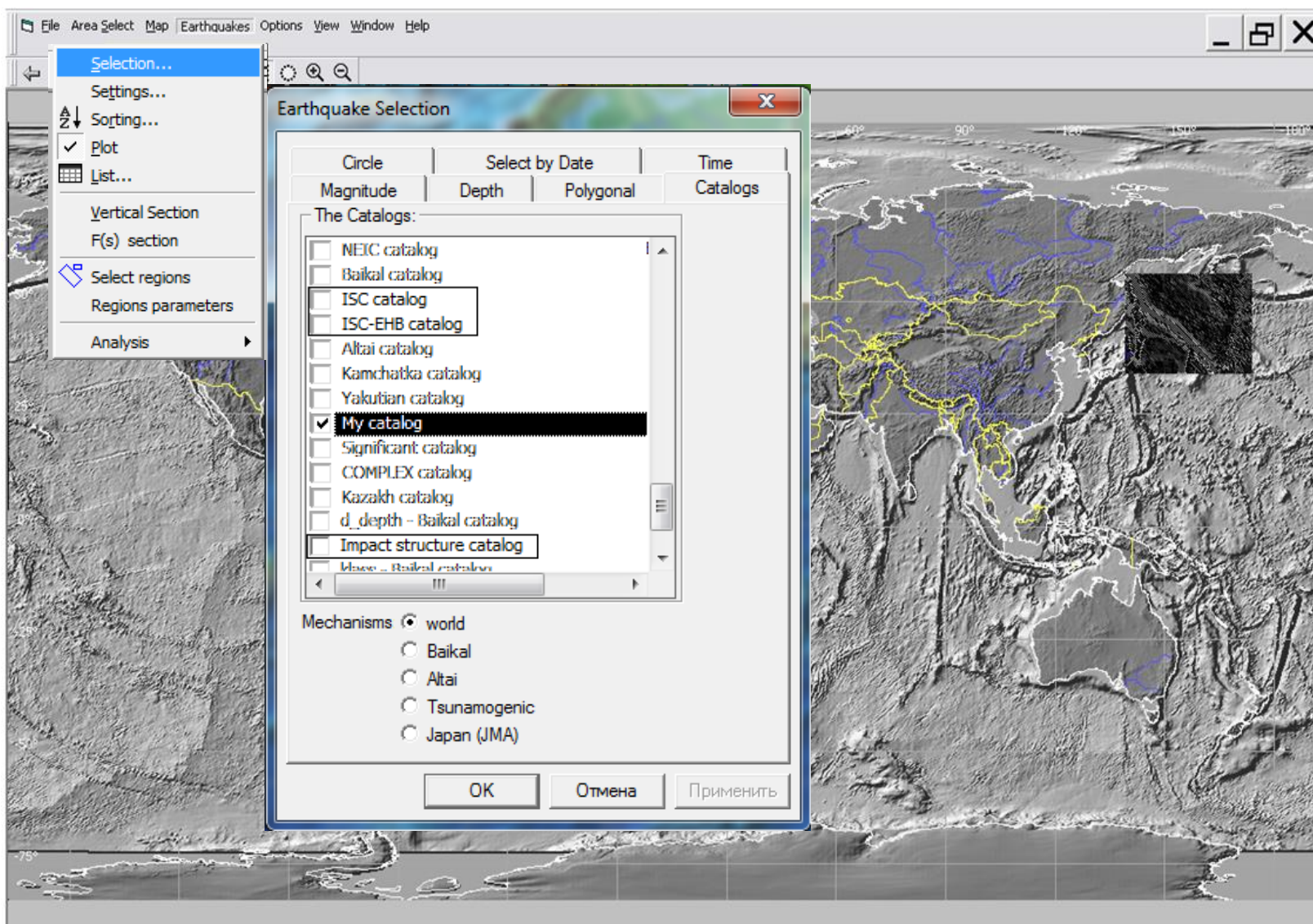


Рис. 1.4. Главное окно интерфейса GIS-ENDDDB, выполненного на платформе Win64, с открытыми окнами списка каталогов и задания растрового фона. Открыто окно выбора каталога, рамкой отмечены каталоги, недавно добавленные в GIS-ENDDDB.

экспертной системы, руководителя проекта EEDB П.Г. Дядькова, организовавшего развитие программы до наукоёмкой системы изучения сейсмогеодинамического режима, и, наконец, Ан.Г. Марчука и И.И. Калининкова, заронивших идею создания универсального рабочего стола геофизика.

В 2014 году А.В. Михеевой завершена адаптация всех подсистем комплекса EEDB к 64-разрядной платформе и разработана новая версия пакетов GIS-EEDB и GIS-ENDDDB [Mikheeva, Marchuk, Dyadkov, 2014в; Mikheeva, 2013б] для Windows 7 и 8. Для этой же платформы сотрудником Дагестанского филиала ФИЦ ЕГС РАН М. Магомед-Касумовым в начале 2014 года разработан новый конвертор сейсмологических форматов.

Преобразования **первого** блока структуры (системы управления базами данных, Рисунок 1.3) были следующими. В модификации ETDB, разработанной в применении к задаче исследования цунами [Gusiakov, Marchuk, Osipova (Mikheeva), 1994а, 1994б; Gusiakov, Osipova, (Mikheeva), Marchuk, 1997; Gusiakov, Ivaikin, Marchuk, 1999], этот блок содержал базы данных землетрясений и цунами, созданные автором диссертации [Наблюдения землетрясений и цунами в Атлантическом океане (БДЗЦ/АО) – рег. № 0220208463, ФГУП НТЦ «Информрегистр», свидетельство №7930 НТЦ-165 от 02.10.02; Наблюдения землетрясений и цунами в Тихом океане (БДЗЦ/ТО) – рег. № 0220208462, ФГУП НТЦ «Информрегистр», свидетельство № 7929 НТЦ-165 от 02.10.02]. В модификации EEDB (Expert Earthquake Database) база данных представлена большим списком сейсмологических каталогов и каталогов механизмов очагов различной детальности и масштаба [Экспертная база данных землетрясений (EEDB) – рег. № 0220913152, ФГУП НТЦ «Информрегистр» от 07.04.2009 г].

Наконец, в последней модификации - GIS-ENDDDB, разработанной с целью изучения структурных задач геодинамики и геотектоники, эта база пополнена таблицей импактных структур [Михеева, 2019], созданной автором для решения задач всестороннего изучения закономерностей внутреннего строения метеоритных кратеров, процессов ударного кратерообразования [Импактные

структуры Земли ИВМиМГ СО РАН, рег. № 0220711563, ФГУП НТЦ «Информрегистр», свидетельство № 10771 от 27.02.2007г].

Работа по созданию импактного каталога была начата в ИВМиМГ (ВЦ) СО РАН ещё в 1989–1991гг сотрудником лаборатории сейсмических задач геофизики В.Е. Петренко под руководством академика А. С. Алексеева [Методики исследования кольцевых структур..., 1990; Импактные структуры Земли..., 1991] (последние публикации 1997-1998 годов: [Петренко, 1998а, 1998б]), после чего возобновлена автором диссертации в 2003г [СУБД «Каталог импактных...», 2005; Alekseev, Mikheeva, Petrenko, 2006; Mikheeva, 2006; Alekseev, Mikheeva, 2007; Mikheeva, 2008; Михеева, 2008 и т.д.]. Следует упомянуть ещё один смежный проект под руководством А.С. Алексеева и др. по созданию распределенного международного банка данных "Тунгусская катастрофа" в 1997г, включающего астрономические, геофизические, геохимические, аэродинамические, радиологические и биогенетические аспекты [Создание банка данных..., 1997]. К сожалению, поддержка этой базы данных в настоящее время не продолжается.

Второй блок, географический, в модификации GIS-ENDDB также существенно изменен [Mikheeva, 2013б; Михеева, 2014в]. Географическая база данных с помощью новой информации, предоставленной д.ф.-м.н. Ан.Г. Марчуком, д.г.-м.н. А.Д. Дучковым, к.г.-м.н. П.Г. Дядьковым, к.ф.-м.н. С.Ю. Соколовым, сотрудниками ФИЦ ЕГС РАН и ВСЕГЕИ, пополнена новыми слоями: гравиметрической и томографической пространственной моделью, цифровой моделью рельефа повышенной детальности (по современным данным ДЗЗ), данными по тепловому потоку, слоям сейсмических линеаментов, разломов, трещин земной коры, выявленных различными геолого-геофизическими методами, а также списком пунктов геофизических наблюдений и пунктов отбора минералогических проб на исследование магнитных свойств горных пород.

В настоящей работе при получении результатов использовался инструментарий последней из описанных модификаций - программы изучения природных катастроф GIS-ENDDB. **Третий** блок (подсистема анализа) этой

версии ГИС объединяет в себе возможности двух прототипов: ГИС EEDB [Михеева, 2013б] и ISC [Mikheeva, 2010]. Методы, реализованные в GIS-ENDDDB, позволяют визуализировать выборки из текущего каталога на псевдо-3-мерной фоновой карте рельефа, гравиметрии или теплового потока (по выбору пользователя), на картах скоростей сейсмических волн S_V по 28 уровням глубины H (до $H=700$ км), а также строить графики повторяемости событий различного масштаба (по магнитуде землетрясений M или диаметру кратеров D), распределение других интегральных показателей во времени и пространстве.

Указанные расширения в предметной и картографической базах данных системы GIS-ENDDDB и интегрированный математический аппарат анализа позволяют решать множество новых задач, таких как подтверждение на фактографическом материале открытых в последнее время новых диагностических морфоструктурных признаков астроблем (по каталогу импактных структур), а также выявление закономерностей, связанных с геоморфологией различных сейсмогенерирующих структур (по сейсмологическим каталогам). Так, исследование данных наиболее полного мирового Каталога импактных структур [Михеева, 2019] с помощью реализованных в системе ГИС-технологий позволило выявить новые типичные, многократно повторяющиеся особенности их проявления в рельефе и геофизических полях, а путем сравнения различных элементов этих структур, оценить их надежность, как диагностических признаков астроблем.

Что касается математических методов исследования пространственно-временного распределения сейсмичности, унаследованных от системы GIS-EEDB (расчёт графика повторяемости событий, построение карт и графиков распределения различных параметров сейсмичности во времени и пространстве), то они, согласно предлагаемой авторами [Kalinnikov, Mikheeva, 2015; Михеева, 2015а] методологии среднесрочного прогнозирования мест возникновения крупной сейсмической активности, служат первому этапу исследования сейсмичности – вероятностному выявлению потенциально опасных зон. Второму

этапу служат методы обнаружения пространственно-временного группирования событий. Выявленные этими алгоритмами области локализации наиопаснейших сейсмогенерирующих структур сопоставляются с другими введенными в систему данными геолого-геофизических наблюдений и результатами различных этапов предшествующего геоинформационного анализа.

В заключении перечислим основные пользовательские характеристики программной оболочки GIS-ENDDDB, написанной на языке Visual C++ и скомпилированной в виде единого EXE-файла. GIS-ENDDDB может быть инсталлирована с исходного носителя на любой компьютер на базе Win32 (включая Windows 98, 2000, 2003, 2007, 2010 NT/XP, Home) или 64-разрядной платформы (включая Windows 7 - 10) и требует от 6 Гб памяти на жестком диске. Файл WinENDDDB.exe имеет размер 1.7 Мб, остальная память необходима для файлов баз данных, упакованных в бинарный вид. При установке детальной 1-сек модели рельефа требование к дисковой памяти значительно увеличивается (в 2 и более раз).

Глава 3. ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ И ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ **«БАЗЫ ДАННЫХ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ ЗЕМЛИ» (GIS-ENDDB)**

Введение

Разрабатываемая в помощь геологам геоинформационная система GIS-ENDDB обеспечивает возможность, по выбору исследователя, оперировать множеством компонент геологических процессов. Геологические процессы многомерны, нелинейно связаны, разномасштабны и динамичны. Исследователь не может учесть все факторы, влияющие на динамику реальных геологических проявлений, поэтому в описании и интерпретации результатов исследовательского поиска он всегда оказывается в условиях неоднозначного и неопределенного выбора. Такое положение вещей является неустранимым следствием динамики многомерных нелинейных систем, проявляющих способность к самоорганизации и бифуркации. Однако, чем мощнее экспертный аппарат ГИС, позволяющий интерактивно манипулировать различным параметрами расчетов и визуально оценивать их результат, тем больше возможности она дает исследователю выявлять наиболее достоверное из множества вариантов.

Круг геодинамических задач, которые позволяет решать представляемая ГИС-система, очень широк, но все эти задачи объединены общим методом их решения - экспертно-геоинформационным, который представляет собой сочетание современных геоинформационных технологий и математических алгоритмов, используемых экспертом в итерационном режиме. Общим объектом исследования, при этом, является геолого-геофизическая среда, описанная топографическими и геофизическими цифровыми моделями, построенными по данным наблюдений.

1.1. Математическая и информационная модели исследуемой задачи

Математическую модель исследуемой задачи (описания процессов геодинамики и геотектоники) можно сформулировать следующим образом:

1. эмпирические энергетические и геометрические закономерности сейсмической регионализации (типовые: экспоненциальные и степенные законы распределения):

- закон затухания интенсивности афтершокового процесса [Omori, 1894],
- закон повторяемости землетрясений [Gutenberg, Richter, 1944] и закон дистанцирования сейсмических очагов [Гольдштейн, 1980; Садовский, 1986, 1991; Turcotte, 1997; Уломов, 1999; Anderson, 2002; Goncharov, 2011; Садовский, 1979; Cowie, 1993, 1995; Кособоков, 2005; Ключевский, 2012] (самоподобие геофизической среды):

$$\lg N(M, L) = A + B(5-M) + C \lg L - \text{общий закон подобия};$$

- закономерность вхождения очага в необратимую фазу обострения (самоорганизованную иерархичную критичность) [Bak, 1989; Беляев, 1990; Winslow, 1997; Evison, 2004; Калинин, 2017];

2. «канонические» физические законы распределения пространственно-временных наборов данных:

- Гауссова (нормального) ввиду недостаточной статистической обеспеченности эмпирических функций;
- Пуассоновского (экспоненциального)
- двумерного нормального распределения (пространственного распределения афтершоков).

3. физические законы разрушения среды: принцип Гамильтона (при выявлении глобальных сейсмолинементов), и разработанные на основе эксперимента: модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель), физические модели ударного кратерообразования.

Трудности математического описания состояния геодинамических комплексов, описываемого геофизическими параметрами, которые необходимо учитывать при интерпретации данных:

- Многопараметричность,
- Нелинейность протекающих процессов.
- Широкий временной диапазон (от малых долей секунды в дроблении пород до многовековых движений в геологических эпохах).

Эмпирические соотношения являются качественными, выявляющими поведение рассматриваемой динамической системы в предельных случаях, поэтому реализованный в ENDDb программно-алгоритмический инструментарий должен быть ориентирован на особенности предметной области, не подлежащей строгой формализации в рамках четкой логики, а имеющей логико-вероятностный характер. Например, на основе реальных сейсмологических данных и программных вычислительных методов можно рассчитать значения наиболее информативных характеристик сейсмичности с точностью, целиком определяемой качеством данных. Но полученные по реальным наблюдениям значения этих характеристик необходимо анализировать эксперту (компьютерный эксперимент) на основе наглядной их визуализации с целью уточнения входных параметров вычислений, исходя из оценок их достоверности.

Хотя описываемая программная система по способу решения задач сходна с классическими экспертными системами, она не является диагностической или консультационной экспертной системой и не обладает базой знаний. Она предоставляет эксперту инструмент получения оценок и информацию о точности этих оценок. Нахождение решения сводится к многократному подбору входных параметров программы – параметров выборки событий, окон осреднения, требуемой погрешности расчетов.

Таким образом, наряду с физико-математической моделью, составляющей формальную часть описания изучаемого объекта и позволяющей создать некоторую обобщенную теорию, выделяется информационная модель

исследования [Гитис, 2004б], являющаяся неформальной частью модели и средством представления знания об изучаемом объекте (Рисунок 3.5).

Информационные процессы программного комплекса GIS-ENDDB можно объединить в 4 основных раздела:

1. Сбор (конвертирование и структурирование данных пользователем) – включение новых каталогов, картографической информации и т.д.
2. Представление результатов - создание выходных карт, разрезов, диаграмм, графиков, цифровых моделей,
3. Управление (выборка и предоставление) – структуры хранения данных, вычисления, оценка качества, различные виды анализа, взаимодействие с пользователем (исследователем) и т.д.

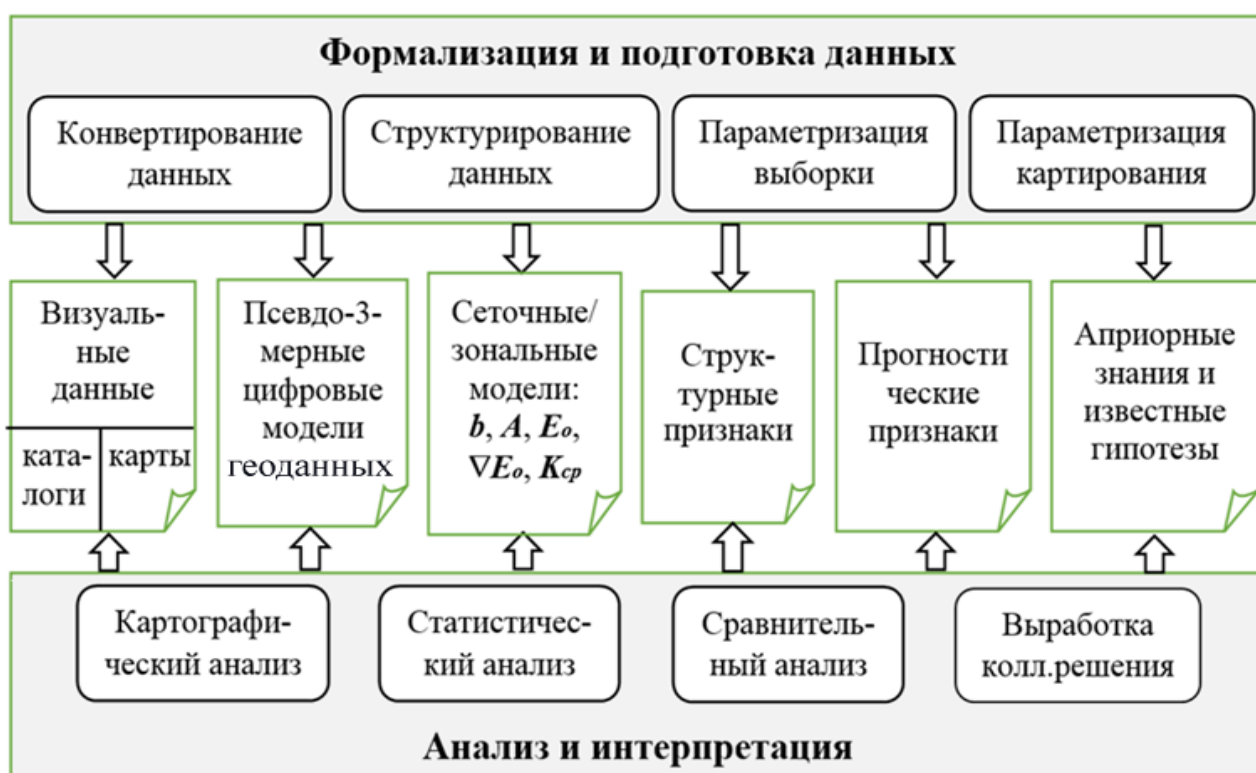


Рис. 3.5. Информационные модели и технологии системы GIS-ENDDB по В.Г. Гитис (2004б) с дополнениями.

4. Представление результатов - создание выходных карт, разрезов, диаграмм, графиков, цифровых моделей рельефа и других геоданных.

5. Извлечение новых знаний – интерпретация, выявление структурных и прогностических признаков, сопоставление с априорными знаниями и известными гипотезами.

3.2. Обобщенная функциональная архитектура GIS-ENDDB

Как и более ранние прототипы (ETDB, GIS-EEDB), программа GIS-ENDDB развивается в трех направлениях: как база данных соответствующей предметной области, как географическая система, и как система анализа данных (Рисунок 1.3). Все функциональные подсистемы разработаны в единой программной среде и управляются выбором опций пользовательского интерфейса.

Пользовательский интерфейс GIS-ENDDB разработан для пользователей, мало знакомых со спецификой компьютерного графического обеспечения, поэтому основным требованием его создания была максимальная простота. Интерфейс основан на современных стандартах популярных офисных программ – системе главного меню, оконном комбинированном интерфейсе (кнопки, флажки, списки и другие виджеты) и стандартах форматированных окон для интерактивного ввода требуемых параметров. Опции вывода выбираются с помощью трёхуровневой системы выпадающих меню (Рисунок 1.4).

Управляющее меню GIS-ENDDB содержит опции выбора географической области и слоев (цветные модели рельефа, гравиметрии, теплового потока, глубинной томографии по слоям, пункты минералогических и геофизических наблюдений с возможностью просмотра данных каждого пункта), поиска и визуализации данных сейсмологических каталогов, каталога импактных структур; визуализации результатов анализа (в виде графиков, гистограмм, цветных карт, вертикальных разрезов, изолиний, списков), а также выявления сейсмолинементов и других структур группирования событий (Рисунок 3.6), пространственной корреляции расчетных карт с фоновыми полями.

Для задач глубинной тектоники наиболее важны функции построения вертикальных разрезов по выбранным геофизическим полям или сейсмическим характеристикам:

1. суммарных полей напряжений и сферических диаграмм механизмов,
2. аномалий сейсмических активизаций и затиший,
3. стабильности выделенной энергии, плотности сейсмогенных разрывов,
4. S_V -скоростных разрезов до глубин 700 км,
5. любой цифровой модели, добавленной пользователем в соответствующем формате (в виде текстового файла).

Функциональная архитектура GIS-ENDDB, как и иерархия классов, созданных в проекте, определяется блок-схемой опций меню (Рисунок 3.6), так как каждому пункту меню соответствует отдельный метод обработки данных или объект ресурса (диалоговые формы, панели, страницы, окна).

Например, задание линии профиля на карте производится по опции “Vertical Section” (выпадающего подменю опций “Earthquakes–Analysis”: Рисунок 3.6). Эта опция активна только при наличии выведенных землетрясений на карте. После задания профиля (первый клик мыши – в точке начала профиля, второй – в конечной точке профиля, третий – в точке фиксации ширины двигающейся за мышью прямоугольной рамки, охватывающей область выбора данных) осуществляется выборка данных текущего каталога, попавших в оконтуренный рамкой пространственный блок (Рисунок 3.7, слева), их координаты проектируются на среднюю плоскость вертикального сечения (Рисунок 3.7, справа-вверху) и отрисовываются в виде профиля в окне “Profile” (Рисунок 3.7, справа-внизу). В верхней части окна “Profile” размещается профиль рельефа. Три радиокнопки в нижней части окна позволяют выбрать цветовую гамму изображения рельефа: “None” – бесцветное изображение; “As relief” (по умолчанию) – цветовая гамма, соответствующая исходной карте и установленная в опции “Relief Settings”; “Two color” – ручное задание цветов моря и суши с помощью окон цветов, расположенных рядом.

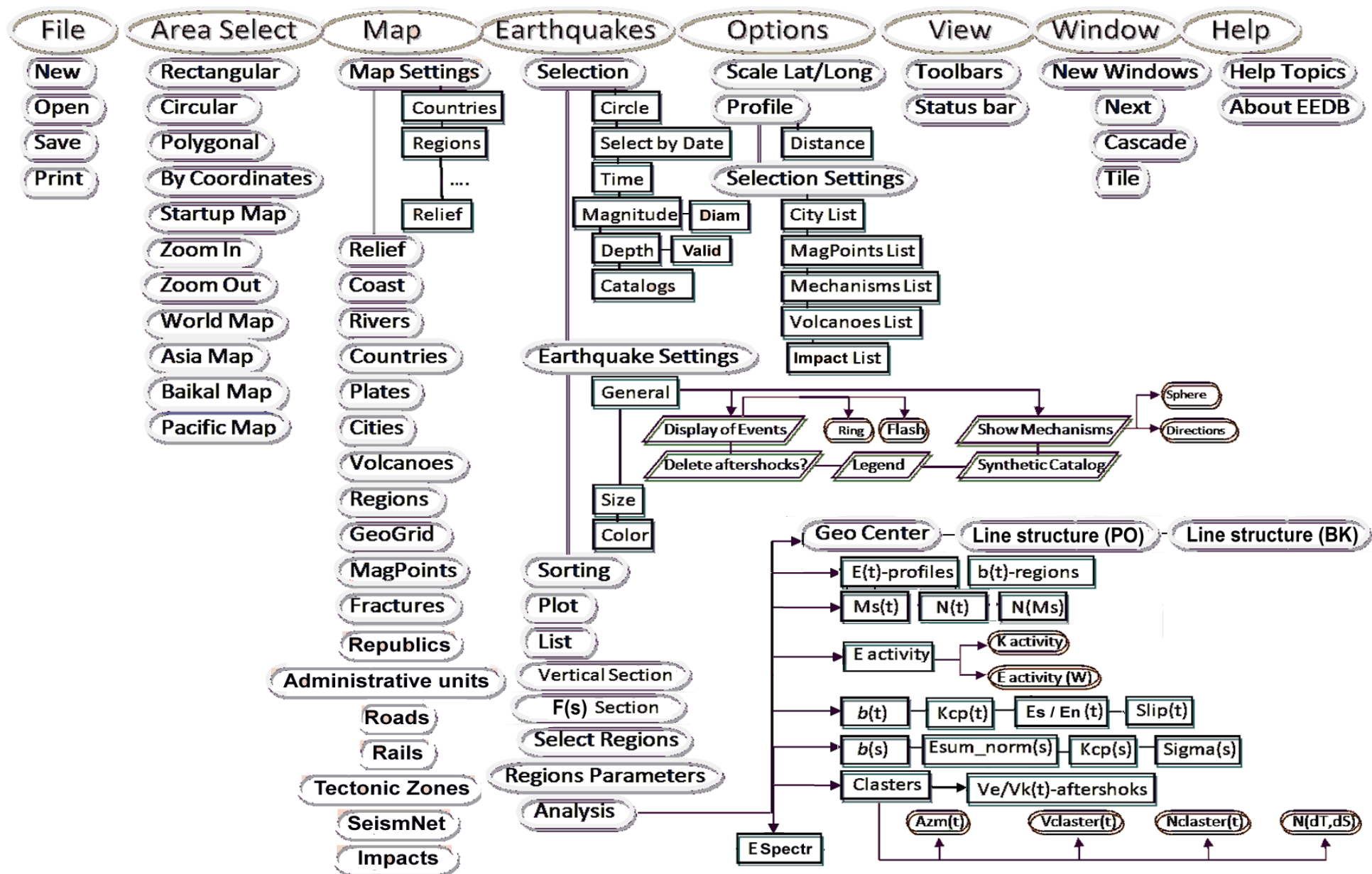


Рис. 3.6. Функциональная архитектура и иерархия классов программной системы GIS-ENDDDB.

Возможно задание максимальной глубины разреза (“ Max_H ”) и допустимую погрешность определения глубин (“ d_H ”). После изменения параметров необходимо нажать кнопку “ОК”. Опция “Save as” – сохранение профиля и вертикального разреза в формате .bmp на жестком диске. Можно задать на карте одновременно несколько профилей произвольного направления с различной шириной рамки выбора. В этом случае в окне “Profile” отображается цепочка профилей и сейсмических разрезов, разграниченных вертикальными линиями. В случае наличия на карте выборки механизмов очагов, на разрезе также отображаются их проекции (Рисунок 3.7).

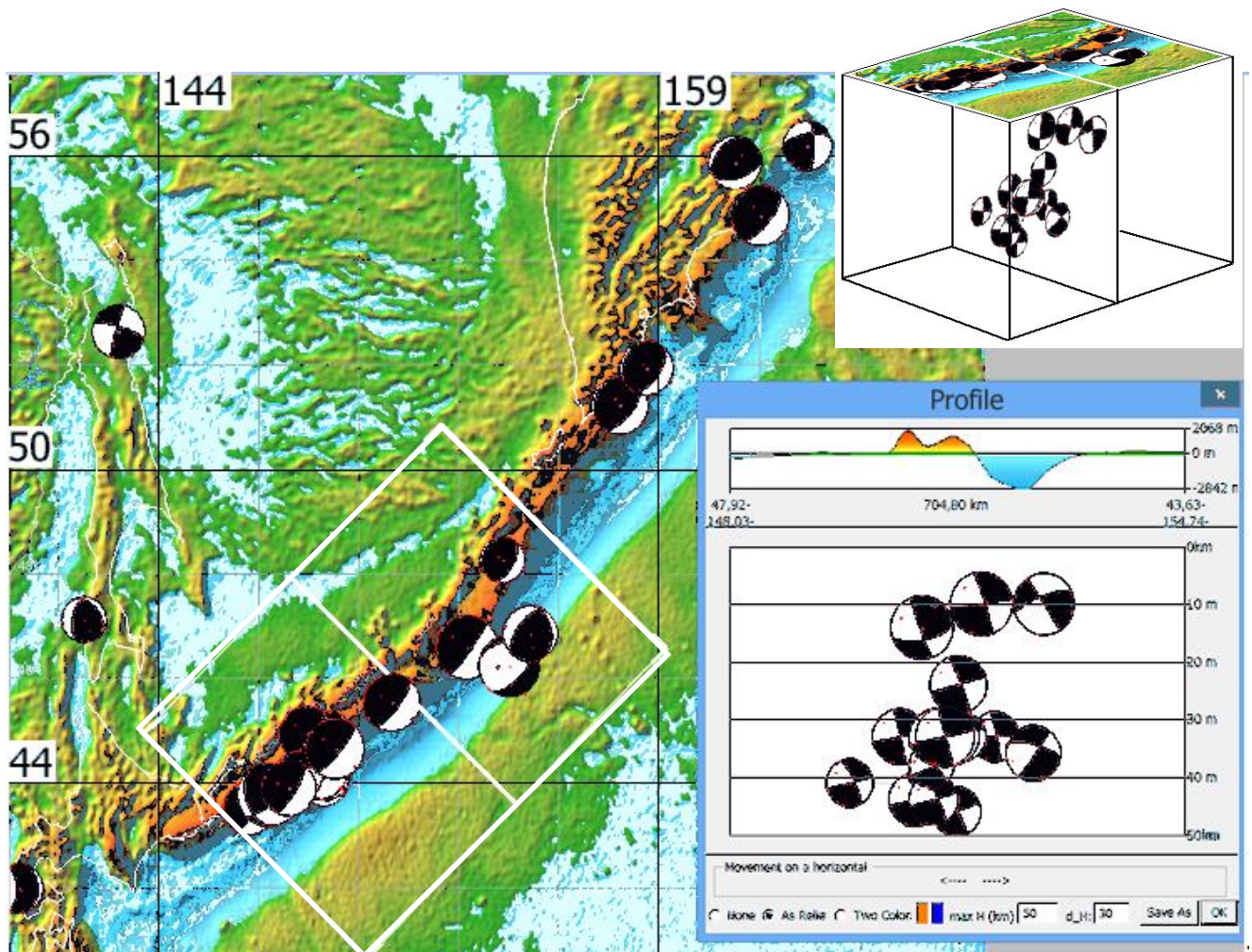


Рис. 3.7. Вывод механизмов очагов землетрясений для районов Дальневосточной зоны субдукции (каталог ФИЦ ЕГС РАН): круговые стереограммы на площади и в разрезе для известных цунамигенных очагов на фоне карты гравитационных аномалий (GIS-ENDDDB, данные [Sandwell, 2014]).

Полное описание функций по каждой опции меню приведено в Руководстве пользователя, прилагаемой к системе. Последние изменения, внесенные в информационное, программное и функциональное обеспечение системы GIS-ENDDDB, показаны на примере списков каталогов в окне “Catalogs” (Рисунок 1.4), которые пополнились сейсмологическими каталогами агентства ISC (ISC и ISC-ЕНВ: см. Таблицу 2) и Геофизической службы РАН, каталогом импактных структур и списком каталогов механизмов очагов. В списке географических слоев “Map” (Рисунок 3.6) наибольшие изменения коснулись окна задания растрового фона – закладки “Relief” (Рисунок 3.8).

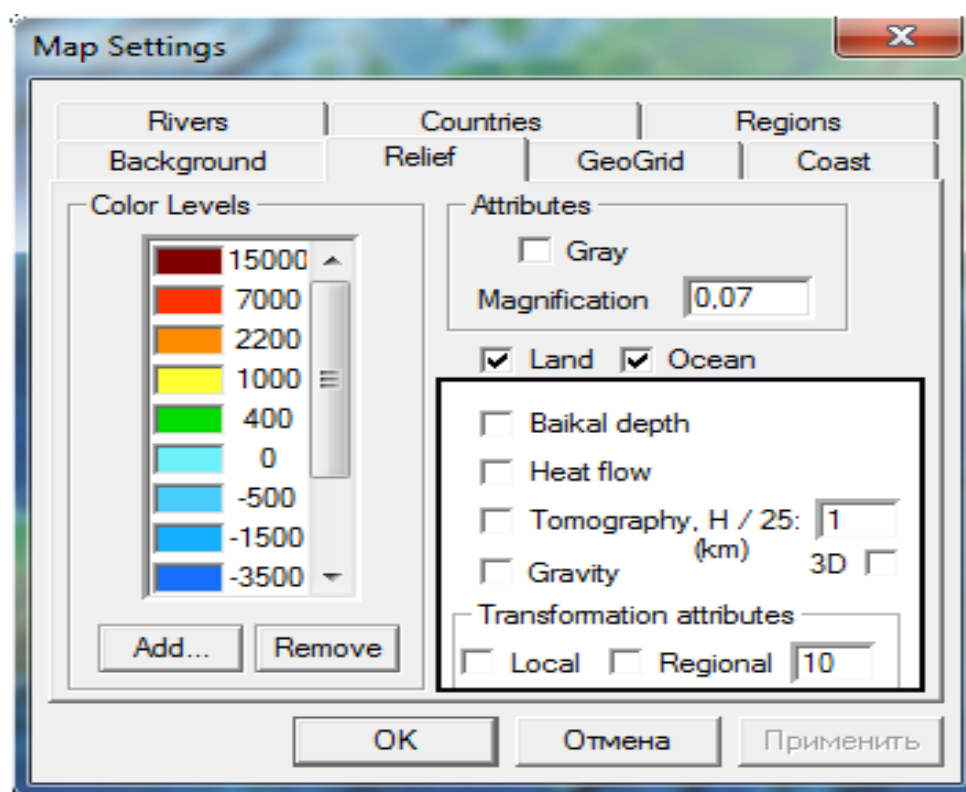


Рис. 3.8. Окно “Relief” в GIS-ENDDDB для задания растровой фоновой карты: рамкой и более светлой заливкой выделен блок задания растровых слоев фона: “Baikal depth” – глубин Байкала, “Heat flow” – карты теплового потока, “Tomography” – карт сейсмических S_V -скоростных слоев 28 уровней глубины (с шагом между уровнями 25 км) и “Gravity” – карты гравиметрии с возможностью задания радиуса трансформации выбранного поля и выбора локальной или региональной составляющей (опции “Local” и “Regional”).

Физическая архитектура системы GIS-ENDDDB, действующей вне среды разработки и устанавливаемой на компьютер пользователя, представляет собой совокупность трех базовых файлов: *WinEEDB.exe* (исполняемый модуль), *WinEEDB.ini* (текстовый файл со списком путей размещения файлов баз данных), *eedb.tb* (система меню программного комплекса); и пяти папок, содержащих бинарные файлы предметных и картографических баз данных (сейсмологической, геолого-геофизической и т.д.).

3.3. Функции управления базами данных

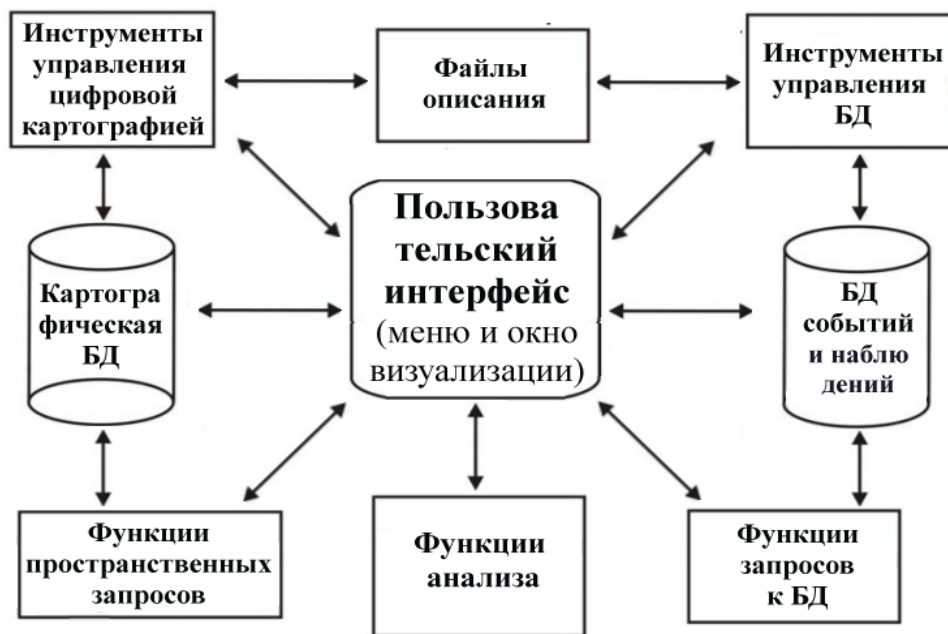
В целом информационное обеспечение GIS-ENDDDB в качестве своих элементов включает:

1. картографическую базу данных (в виде цифровых моделей рельефа и других слоев: географических, геологических и геофизических, а также растровых изображений геодинамических карт),
2. каталоги катастрофических событий с набором реляционно связанных с ними наборов данных.

Функции управления данными разделяются на пользовательскую часть (управляемую в среде пользовательского интерфейса (ПИ)) и внешнюю часть (которая может управляться как конечным пользователем, так и администратором БД с помощью внешних файлов описаний и внешних структур хранения данных) (Рисунок 3.9а). Эта архитектура была разработана ещё для первых версий EEDB, и хорошо зарекомендовала себя, как очень удобная форма управления наполнением базы данных пользователем.

Инструменты, входящие в управляющее меню ПИ GIS-ENDDDB, оперируют картографической базой данных (опции выбора слоев: растрового фона, векторных и точечных слоев), базой данных геофизических наблюдений (и

связываемых с ними массивов значений), а также базой данных каталогов событий (например, опции выбора основного сейсмического каталога и связываемого с ним каталога механизмов, селекция по диапазонам значений различных атрибутов и сортировка по различным атрибутам – см. Раздел 3.3.1).



а.



б.

Рис. 3.9. Диаграммы основных функциональных блоков системы GIS-ENDDDB (а) и форматов баз данных (б).

В программе по выбранным пользователем данным устанавливаются реляционные связи каталогов событий или наблюдений с зависимыми таблицами:

- сейсмологические каталоги связываются по дате и времени каждого события со списком механизмов очагов,
- экземпляры пунктов минералогических и тектономагнитных наблюдений связываются по названию и координатам с таблицей измерений пункта.

Внешняя часть управления базой данных осуществляется с помощью текстовых файлов описаний (Рисунок 3.9а), например:

- *raster_eedb.mgd* – файл описаний массивов цифровых моделей (Разд. 3.3.3),
- *layer* – файл, содержащий список географических слоев системы (векторных и точечных), для управления последовательностью их отображения при наложении (например, указывая слой *Mex_points* (Таблица 3) последним в списке, мы полагаем, что точечные данные механизмов очагов землетрясений будут выводиться на карте поверх всех остальных слоев).

- *kat.txt* - файл, содержащий список каталогов катастрофических событий, отображаемых в окне “Catalogs” (Рисунок 1.4), для управления содержанием и последовательностью этого списка (например, для добавления нового каталога достаточно включить его название в этот файл, а затем указать в файле *WinENDDB.ini* его порядковый номер и полный путь его расположения).

С помощью внешних файлов можно управлять не только структурой списков, но и информационным содержанием каждого элемента списка. Например, текстовые файлы *VECTOR\kat.rgn* или *VECTOR\lineam.tec*, соответствующие слоям географического списка *Regions* и *Tectonic Zones* (Таблица 3) можно дополнить с помощью любого текстового редактора данными о новом регионе или новой линеаменто-доменной структуре в требуемом формате (включающем координаты углов объекта) (Рисунок 3.10).

Подготовка файлов пространственных цифровых моделей (растровый формат) описана в Разделе 3.3.3. Конвертирование осуществляет файл *rea2bin_64*. Подготовка файлов в векторном формате (разломы, границы и т.д.) осуществляется также в текстовом виде. С помощью специальных конверторов *wvs2undt.exe* и *undt2vec.exe* данные преобразуются в бинарный файл, который

помещается в папку **VECTOR**. Ссылка на него устанавливается в файле *WinENDDB.ini* (например, в виде строки: `boundary = <путь к файлу>`).

1. Подготовка текстового файла *kat.rgn* с границами регионов для копирования в папку **VECTOR**
(составила Петрова Н.В.)

Готовим файл с координатами регионов, для множества точек или случая конвертирования из шейп-файлов проще работать в Excel. 1-я строка для каждого региона - ! название региона, далее координаты точек излома оконтуренной области (в исходном файле *.rgn, точки | оцифрованы против часовой стрелки, начиная с нижней левой).

Формат ячейки для координат:

Широта	Долгота	
F7.4	F8.4	Формат ячейки
8	9	Ширина столбца

Сохраняем файл в текстовом формате: В Excel: сохранить как → форматированный текст (разделитель – пробел). Получается файл с расширением .rgn. Разделитель целой и дробной части – запятая. Переименовываем в *kat.rgn* и помещаем файл в папку **VECTOR**.

Рис. 3.10. Рекомендации ФИЦ ЕГС РАН по добавлению в среду GIS-ENDDB новых данных в векторном формате из источника в формате Excel.

Архив каталогов природных катастроф поддерживается вне среды GIS-ENDDB стандартными СУБД в виде реляционных моделей данных. Пользователь свободен в выборе стандартной СУБД (это может быть FireBird, MS Visual FoxPro, MS Excel, MS Access). Для подготовки данных к использованию в среде GIS-ENDDB достаточно извлечь из СУБД данные в виде текстового файла csv-формата (Таблица 1) с расширением *equ*. При подключении каталогов из Интернет-источников они также копируются пользователем в csv-файл (автоматизированные методы подкачки данных из различных источников [Ванярхо, 2002] представляется в настоящее время не оправдавшими себя ввиду постоянной изменчивости этих источников и форматов предоставления данных). Текстовый файл *.*equ* можно преобразовать в более компактный бинарный файл специальным конвертором *SeismicCatalogsConverter.exe*. Возможно также подключение к системе самого текстового файла *.*equ*, который обрабатывается в программе несколько дольше в виду его большего объема. Полученные файлы каталогов помещаются в папку **POINT**.

3.3.1. Форматы и содержание баз данных катастрофических событий

Данные, хранящиеся в файлах папки *POINT*, считываются программой GIS-ENDDDB, заполняя соответствующую структуру в динамически распределяемой памяти (Рисунок 3.11), дополненной вычислимыми полями *K* и *L*.

В итоге, формат записи данных эпицентров землетрясений (Таблица 1) содержит элементарные поля (Рисунок 3.9б) основных атрибутов, оценивающих очаг землетрясений: сейсмическая энергия (*KI*), магнитуда (*Ms*), геометрические размеры очага *L* (*Lengh*), момент возникновения землетрясения (*Year – Sec*), координаты эпицентра, глубина очага (*Depth*).

Структурное описание гипоцентра землетрясения	Атрибут	Структурное описание механизма	Атрибут
<pre>typedef struct _EVENTSTRUCT { SHORT nYear; SHORT nMonth; SHORT nDay; SHORT nHour; SHORT nMinute; SHORT nSecond; CDate nTime; int nLat; int nLon; int nDepth; int ndDepth; int nBook; LONG nMs; LONG nKI; LONG nL; SHORT radius; CPen *pen; CBrush *brush; COLORREF color; }EVENTSTRUCT;</pre>	<p>Год Месяц День Час Минута Секунда Дата Широта Долгота Глубина Погрешн. гл. Библ. ссылка Магнитуда*10 Класс <i>K</i>*10 Длина очага <i>L</i> Радиус Перо Заливка Цвет</p>	<pre>typedef struct _MEXSTRUCT { INT nYear; SHORT nMonth; SHORT nDay; SHORT nHr; SHORT nMn; SHORT nSc; CString nT; CString nN; CString nP; CString nNP1; CString nNP2; SHORT nRange }MEXSTRUCT;</pre>	<p>Год Мес. День Час Мин. Сек. Ось растяжен. Промежут. ось Ось сжатия Нодал. пл-ть. 1 Нодал. пл-ть. 2 Ранг</p> <p>где в строку осей входят: <i>plg, azm,</i></p> <p>а в строку плоскостей: <i>stk, dp, slip</i></p>

Рис. 3.11. Структуры GIS-ENDDDB для загрузки данных природных событий из выбранного бинарного файла *seis*.bin* и из каталога механизмов очагов *mex*.txt*.

Главным сейсмологическим атрибутом землетрясения является сейсмическая энергия, которая в разных каталогах может быть выражена различными энергетическими величинами. Например, если для многих событий каталога NEIC известны лишь магнитуды, определяемые по объемным волнам, m_B , то для событий отечественных каталогов, в частности алтайского, даётся только энергетический класс $K = \lg(E)$ Дж (по методике Т.Г. Раутиан [Раутиан, 1960]).

Таблица 1.

Формат пользовательской модели данных землетрясений
(цветом выделены вычисляемые атрибуты).

Year	Month	Day	Hour	Min	Sec	Latitude	Longitude	Depth	M_S	KI	Book	Lengh
2017	3	5	0	08	18.0	9.83	125.50	10	5.7	13.3	10	9.53
2017	3	5	0	35	55.9	19.37	-155.29	3	0.5	5.6	11	0.13
2017	3	5	0	36	0.7	19.37	-155.29	3	0.9	6.2	2	0.18
2017	3	5	0	41	56.8	33.65	-116.70	13	0.5	5.6	1	0.13
2017	3	5	0	42	33.7	33.64	-116.70	13	0.6	5.7	2	0.13

Для приведения каталогов к единой энергетической шкале - магнитуде M_S (определяемой по поверхностным волнам) чаще всего приходится производить её расчет из класса K или магнитуды m_B . Отметим, однако, что поскольку для крупных землетрясений зачастую в различных источниках существуют независимые оценки M_S и K , то при использовании каталога событий в текстовом формате (*.equ) пользователю предоставлена возможность включать в каталог значения обеих энергетических шкал: и M_S , и K .

При использовании же компактной формы бинарного файла, содержащего лишь одно значение (M_S или K), существует возможность управлять формулой вычисления K из M_S (или M_S из K) с помощью интерактивно задаваемых коэффициентов в окне “Earthquakes-Settings” (Рисунок 3.12). Например, можно установить коэффициенты, широко применяемые в Российской сейсмологической практике для региональных исследований районов Западной и Южной Сибири:

$$K = 4.0 + 1.8 \cdot M_S \text{ (при } K < 14) \text{ и } K = 8.0 + 1.1 \cdot M_S \text{ (при } K \geq 14) \quad (3.1)$$

По умолчанию установлена известная эмпирическая формула Рихтера [по Жаркову, 1983] (Рисунок 3.12):

$$K=4.8+1.5 \cdot M_S \quad (3.2)$$

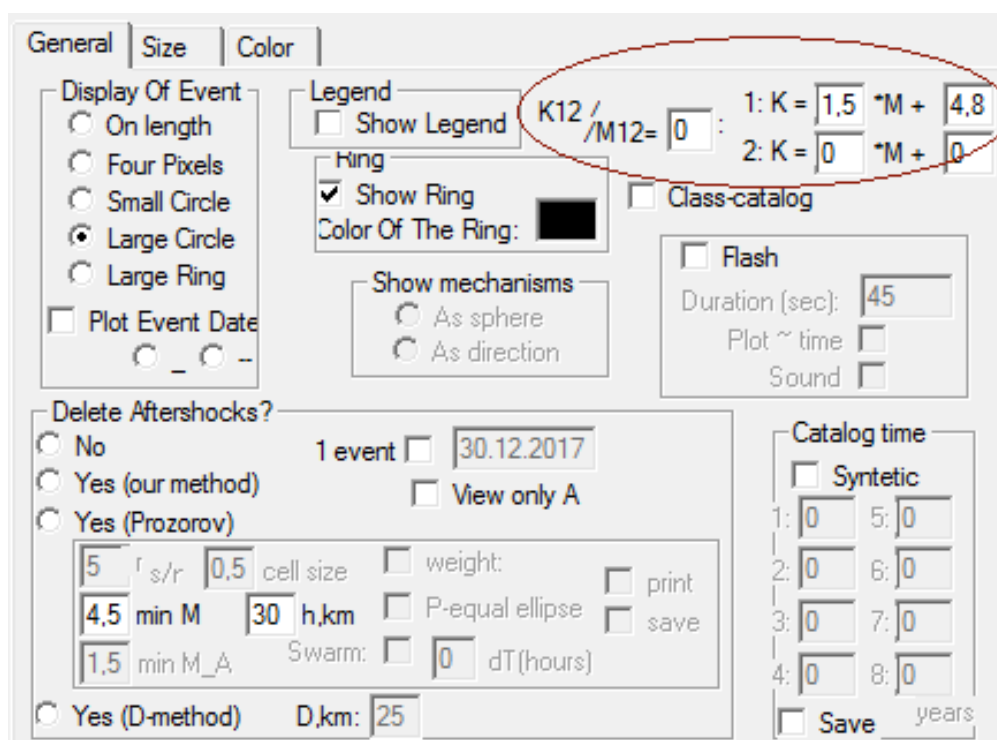


Рис. 3.12. Окно “Earthquakes–Settings” в GIS-ENDDDB с выделенным блоком управления коэффициентами зависимости K от M_S .

В практике Геофизической службы РАН часто используется локальная магнитуда M_L , определяемая по записи стандартного сейсмографа на эпицентральной расстоянии 100 км (отметим, что магнитудная шкала для поверхностных волн M_S применяется для классификации удаленных землетрясений (>2000 км), а объемных волн m_B - для эпицентральных расстояний 600-2000 км, включая глубинные). При пересчёте M_S из m_B используется приближительная формула $M_S = (m_B - 2.4) / 0.5556$, полученная автором эмпирическим путём из соотношения известных пар магнитуд. Перечисленные магнитудные шкалы принято сводить к единой шкале по следующему принципу:

M_L до 5.9, M_S в интервале 5.9-8.0 и моментная магнитуда M_W в интервале 8.0-8.3 и выше в краевых частях плит [Вознесенский, 1998].

Длина разрыва L (*Length*) рассчитывается по формуле:

$$\lg L = aK + c \quad (3.3),$$

где a и c – константы (физический смысл c – концентрация трещин к моменту разрушения), K – энергетический класс землетрясения. Исходя из опыта использования этой формулы в ряде сейсмоактивных регионов мира, значения констант определены по умолчанию как $a = 0.244$, $c = -2.266$ [Ризниченко, 1976, 1985]. Однако в литературе существуют и другие оценки этих констант, например, $a = 0,333$, $c = -3,832$ [Уломов, 1988]; $a = 0,2$, $c = -1,7$ [Кузнецова, 1984], производится анализ различных эмпирических коэффициентов [King, Knopoff, 1968]. По этой причине в программе существует возможность интерактивного задания значений a и c , изменение которых приводит к изменению содержания вычисляемого поля L . Возможно, например, использование параметров a и c , выведенные из соотношений [Жалковский, 1986] для определения длины эпицентральной зоны афтершоков:

$$\lg L = 0,27_{\pm 0,01} \cdot \lg M_0 - 5,4_{\pm 0,5} \quad \text{и} \quad \lg M_0 = 1,09M_S + 18,8. \quad (3.4)$$

Применив формулы 3.1 для преобразования энергетической шкалы, получаем здесь $a = 0,1635$, $c = -0,978$ (при $K < 14$). В целом, выбор параметров a и c зависит от конкретной геодинамической обстановки и силы толчка. Для Алтайского землетрясения ($K = 17$, $M_S = 7.5$) получаемое из (3.4) уравнение:

$$\lg L = 0,2943 M_S - 0.324 \quad (3.5)$$

дает достаточно точную оценку L равную 76.4 км. Зависимость (3.5) имеет смысл использовать в случае отсутствия в каталоге землетрясений информации об энергетическом классе K и если известна магнитуда M_S .

В среде GIS-ENDDB возможен доступ к нескольким десяткам каталогов исторических и современных землетрясений, приведенных к описанному формату [Dyadkov, Mikheeva, 2009, 2010], среди которых не только каталоги агентств, но и

созданные автором каталоги (БАИК, COMPLEX), представляющие собой объединённые и очищенные от дублей наборы данных из различных источников. Названия и аббревиатура базовых каталогов землетрясений, а также основные их характеристики приведены в Таблице 2. Как отмечалось, пользователь может управлять этим списком, удаляя ненужные и добавляя собственные каталоги.

В настоящей работе будут использоваться каталоги мирового масштаба - NEIC (с 1973 г. по сей день, ~1 млн записей) и SIGN (с -2000 по 1993, ~6.7*10³ записи с $M_s > 4$) американской геологической службы USGS, а также сводные каталоги ISC (с 1904 г. по сей день) и ISC-ЕНВ (пересмотренный каталог с уточненными глубинами землетрясений, 1960-02.2015) одноименной Международной сейсмологической службы ISC в Великобритании [International..., 2007], а также более детальные каталоги для регионального масштаба – объединённый Байкальский каталог, упоминаемый в дальнейшем под именем БАИК (для 87% его записей источником явились материалы Байкальского филиала Геофизической службы РАН³, ~215*10³ записи), каталог Алтая ALT (Алтае-Саянского филиала ФИЦ ЕГС РАН, ~32*10³ записи), сводные каталоги (например, COMPLEX, объединяющий наиболее детальные каталоги ряда азиатских областей).

В сейсмологический блок включена также база данных механизмов, содержащая СМТ-каталоги (Harvard Seismology Group) и материалы ФИЦ ЕГС РАН. В отличие от гарвардского каталога СМТ (Centriod Moment Tensor), содержащего данные о механизмах в виде компонент тензора сейсмического момента, каталоги российских геофизических служб содержат данные о механизмах в классической форме - в виде решений по нодальным плоскостям $np1$ и $np2$ (Рисунок 3.11). Каталоги механизмов хранятся в папке **POINT** в текстовом виде и могут обрабатываться с помощью текстового редактора или средствами СУБД.

В случае выбора для исследований каталога импактных структур в поле атрибута M_s (Таблица 1) и, следовательно, в поле nMs структуры данных

³ URL: www.seis-bykl.ru/

_EVENTSTRUCT (Рисунок 3.11) размещается значение диаметра кратера D , а дата события пересчитывается в условные единицы из его возраста. Названия импактных структур выводятся на карте по опции “Impacts”, как отдельный географический слой в пункте меню “Maps” (Рисунок 3.6), а в списке – по опции “Impacts List” в меню “Options” (Рисунок 3.6).

Таблица 2.

Перечень каталогов, составляющих сейсмологическую БД (на 06.10.2017г).

1.	Сокращенное название	Полное название	Кол-во записей	$M_{ПР_СР}$	Охватываемые годы
2.	NEIC	NEIC catalog	1.194.926	4.5	1973 – н.в.
3.	ISC	ISC catalog	3.433.017	4	1904 – н.в.
4.	ISC-EHB	ISC-EHB catalog	123.599	4.5	1960 - 2013
5.	SIGN	Significant catalog	6.737	6	-2150 – 2008
6.	COMPLEX	COMPLEX catalog	1.179.776	4	1725 – н.в.
7.	JMA	Japan M.A. catalog (JMA)	2.722.946	2.5	416 – 2015
8.	OBN	Obninsk catalog	51.717	5	1983 – н.в.
9.	CHINA	CSN China catalog	263.452	4.5	-780 – н.в.
10.	LOCAL	Kamchatka local catalog	52926	1.7	1999-2009

3.3.2. Каталог импактных структур Земли

Тема изучения импактных структур в мировой науке появилась не так давно. Впервые взаимосвязь между метеоритным ударом и земной структурой пытался доказать американский геолог Д. Барринджер [Barringer, 1906], опубликовавший результаты исследований кратера “Метеор” в Аризоне. Однако

его неудавшиеся попытки обнаружить под кратером большую массу железа не позволили ему окончательно доказать эту гипотезу. И это, несмотря на то, что известный в то время астроном Моултон оценивал массу ударника значительно меньшей, чем предполагал Берринджер, и даже предположил, что большая часть ударника могла испариться, а не оказаться под кратером [Мелош, 1994].

Научное признание внеземной природы ударных кратеров приходило постепенно, с переменным успехом. Лишь к 1947 г известному геофизику и океанографу Роберту Дитцу впервые удалось обнаружить надежный геологический критерий для распознавания ударных структур в отсутствие метеоритного вещества – особый конусовидный вид трещин в горных породах (конусы сотрясения) [Мелош, 1994]. Поэтому дату опубликования Дитцем знаменитой статьи о космогенном происхождении структуры “Кентленд” (штат Индиана), установленном по этому признаку, можно по праву считать началом нового этапа в изучении кольцевых импактных структур – астроблем.

Надо отметить, что годом раньше в 1946 году Д.В. Кожевиным была открыта в нашей стране котловина кратера “Попигай”, однако только в 1970 году В.И. Масайтисом была выдвинута гипотеза о его метеоритном происхождении, основанная на изучении обнажений породы (Пёстрые скалы), где на поверхности видны отложения, подвергнутые ударному плавлению и дроблению. Теперь кратер “Попигай” является классическим примером структуры с достоверно установленным импактным генезисом.

После статьи Дитца с каждым годом количество открытых астроблем в мире увеличивалось, и в настоящее время в каталоге, включенном в GIS-ENDDB насчитывается более 3450 структур импактного происхождения. Его источником является поддерживаемый автором Каталог импактных структур Земли (КИСЗ), первый опубликованный в сети Интернет русскоязычный каталог импактных структур (размещен на сайте одной из лабораторий ИВМиМГ СО РАН с 2005 г).

Источниками более 2700 импактных структур, добавленных А.В. Михеевой в исходный каталог [Импактные структуры Земли..., 1991], явились данные

каталогов известного чешского геолога Д. Раймона [Rajmon, 2017] и исследователей из Германии [Kumlehn de Mamani, 2015], а также публикации в литературе (статьи, книги), реферативные журналы (РЖ) ВИНТИ "Геология и геофизика" и устные сообщения исследователей, таких как: Б.С. Зейлик (Институт геологических наук, Казахстан), К.К. Хазанович-Вульф (Отделение планетологии Российского Географического Общества, СПб), Н.Ю. Енгальчев (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, СПб), А.Н. Петрова (Северо-восточный федеральный университет, Якутия), Т. Бодоку (Университет Будапешта), Мариано Кастело Бранко (Бразильский Университет) и многие, многие другие.

Так, первые данные о кратере "Яма Корчажиха" [Mikheeva, 2006] получены из устных сообщений участников специальной московской Метеоритной Комиссии 80-х годов Ю.В. Кестлайне и Г.М. Ивановой, а впоследствии, в 2010 году, пополнены собственными фотоматериалами автора. В этом же году проведены магнитные измерения кратера силами лаборатории естественных геофизических полей ИНГГ СО РАН.

Таким образом, автором была создана максимально полная база данных достоверных, вероятных, потенциальных, неустановленных и даже опровергнутых (ошибочно предполагаемых) структур космогенного происхождения. Эта градация достоверности в КИСЗ соответствует принятой научным сообществом шкале, разработанной авторами опубликованных импактных каталогов (И.Т. Зоткиным и В.И. Цветковым (1969), В.Е. Петренко (Импактные структуры Земли ..., 1991), Д. Раймоном и др.), а в случае добавления новых объектов определяется автором по количеству представленных в публикациях диагностических признаков ударного кратера. И, несмотря на то, что внеземное происхождение многих кольцевых структур каталога КИСЗ спорно и не доказано окончательно, в каталог включаются все структуры, импактное происхождение которых предполагается хотя бы в одной научной публикации.

В результате, из 3454 импактных структур каталога 263 (7,6%) являются достоверными (по совокупности большого количества ударно-взрывных признаков), 267 (7,7%) - вероятными, 2295 (66,4%) - предполагаемыми, 584 (16,9%) – неустановленными (не более одного диагностического признака) и 45 (1,3%) – опровергнутыми.

Вопрос отнесения той или иной кольцевой структуры к разряду астроблем чрезвычайно сложен. За последние 70 лет геологами из всех стран выполнена огромная работа по выявлению диагностических признаков ударных образований: в вещественном составе, геоморфологическом строении, геофизических особенностях, чему посвящены сотни статей и книг [Масайтис, 1980; Зейлик, 1991, Импактные структуры Земли..., 1991; Мелош, 1994 и др.; Вишневский, 2007; Фельдман, 2018; Флоренский, 2018]. Однако до сих пор не установлены абсолютно достоверные диагностические признаки астроблем. Это позволяет противникам их импактного генезиса выдвигать другие модели образования даже для тех структур, импактное происхождение которых считается доказанным [Ваганов, 1985; Стогний, 2007 и т.д.]. Поэтому задача нахождения новых диагностических признаков астроблем очень важна. Несколько разделов главы 5 посвящены нахождению новых морфоструктурных признаков кольцевых структур и, в частности, космогенных кольцевых структур.

Структура базы данных КИСЗ содержит поля основных параметров импактной структуры (т.е. следа, оставленного ударом или взрывом космического тела на поверхности Земли) (Рисунок 3.13):

1. название события (и/или ближайшего географического объекта, либо территории),
2. признак кратера подводного (*) или кометного (') происхождения,
3. степень достоверности *Val* в соответствии с 5-балльной (от 0 до 4) шкалой достоверности, основанной на классификации И.Т. Зоткина и В.И. Цветкова (1969): 0≡«д» - достоверные, 1≡«в» - вероятные, 2≡«п» - предполагаемые, 3≡«н» - неустановленные, 4≡«о» - опровергнутые,

The Complete Catalog of the Earth's Impact structures

by Anna Mikheeva, ICM&MG SB RAS.

Probability

246-proven 0
252-probable 1
1407-potential 2
223-questionable 3
13-discredited 4



The related projects:

- Catalogue of the Earth's Impact structures (The dilated catalogue of 304 records)
- "Tunguska Event"
- "Expert Earthquakes Database (EEDB)" - system for the research into the seismic-geodynamic regime
- "ENDDDB-system (the Earth's Natural Disasters Database)" for analysis of the earthquakes and impact structure distribution (EEDB+EISC)

to russian version

to Map

LMA Map

NEWS:



Yama Korchazhikha structure (near the village of Bykovo, Lake Baikal)

Adirondack Impact
Agit Khangay
Airkumskaya
Akjayliau
Aktyubinsk
Albert prince

Name of structure	T	P	Lat	Long	Age (Ma)	Diam. (km)
Abaco Island (Little Harbor) * Bahamas	AC	3	26,33	-77		1,6
Abimily Australia	Au	2	-24,4	133,2		1,5
Absaroka Mts. USA	AN	2	44,2	-109,8		
Acores Azores	At	3	38,7	-27,2		
Acraman (Gawler, Ecremen) * Australia, South Aus	Au	0	-32,02	135,43	~590	90
Adh Dhuhaybah Jordan	As	2	31,5	35,7		0,75
Adirondack Impact * USA / Canada	AN	3	43,9	-74,4		200
Adrar Madet (sev.) Niger	Af	2	18,6276	10,3987	0.008	60
Afghanistan 1 Afganistan	As	2	35	65		16
Aflou (D'Aflow) * Algeria (Algiers)	Af	1	34	2,045	23 (<100)	5
Afrique du Nord	Af	2			-5000y (0.005)	
Afton USA	AN	2	32,1	-106,8		
Agatha Christie * Indian ocean, Kergelen Is.	IO	2	-50,7	77,7	0,045	14
Agheir Mauritania	Af	1	19,41	-11,5		1
Agit Khangay Mongolia,W	As	1	47,3	96,4	500	5,1
Agnak * Canada	AN	1	67,5	-108		0,17
Agto * Greenland	NO	2	67,94	-53,59		10
Aguila del Alfambra Spain	Eu	2	40,57	-0,82		7,5
Ahlshausen Germany	Eu	2	51,79	9,98		3,6
Ahmed (GKCF1) Egypt, Gilf Kebir	Af	2	23,242	27,4586		0,63
Ahuazotepec Mexico	AC	2	20	-98,1	2010.2.1	0,03
Ahvenlahti * Finland	Eu	2	63,33	29,675	3.1	1,7
Aimala Finland	Eu	2	61,26	24,2		2
Aimores Brazil	AS	2	-19,42	-41,05	1	8,5
Airkumskaya * Kazakhstan	As	2	48,8	64,7	Q3-Q4 (?)	150
Aix-Marseille France	Eu	2	43,5	5,4		43,4
Akchoky Kazakhstan	As	1	47,7	72,38	1	10
Akiyoshi Japan	As	2	34,2	131,2	350.0	28
Akjayliau * Kazakhstan	As	2	48	81,48		12
Akonvesi Finland	Eu	2	63,02	28,27		2,5
Aktyubinsk * Kazakhstan	As	2	50	55,3	~150	250
Akyumak Turkey	As	2	39,9	42,8		
Al Buyayat Saudi Arabia	As	2	24,7	38,9		
Al Hashima Saudi Arabia	As	2	27,85	43,1		15
Al Madafi Saudi Arabia	As	1	28,67	37,18	< 360	6
Al Umchaimin (Tleachman) Iraq	As	1	32,68	39,42	50 (< 55,8)	3,2
Al'Amarah (=Umm al Binni lake) Iraq, S.	As	0	31,24	47,1	< 0.005 (-2300y, 2.4)	3,4
Ala-Kitka Finland	Eu	2	66,28	28,97		8
Alaape Sweden	Eu	2	67,7	19,2		10
Alamo Breccia * USA, Nevada	AN	0	37,6	-115,34	367 (382.1 +3)	150
Albert prince Canada, Victoria Island, arctic archip.	AN	1	72,46	-113,8	130 - 350	25
Alberta /I (X-SAR 30) Canada, Alberta	AN	2	56,38	-115,44	<10	5,7
Alberta /J (X-SAR 31) Canada, Alberta	AN	2	56,42	-114,67	<25	3
Zhuan-Tobe (Juan-Tobe, Shuan Tobe) Kazakhstan	As	1	47,1	73,8		10
Zhuolu (Zhoulu) China	As	2	40,3	115,383	0.06	52
Zolotaya veshka * Russia, Moscow area	Eu	2	56,824	37,9	~0.01 (<0.02)	1,24
Zondo-Marianskaya * Pacific Oc., Sulu Sea	PO	2	8,5	120		5000
Zuider Zee * Netherlends	Eu	2	52,7	5,3		

* - underwater and coastal structures
! - comet impact structures
!, y - date or year of event
s, Ar, p - timing method of structure
? - uncertain data

per.N 0220711563 (ФГУП НТЦ "Информрегистр", 2005; per.свид.№10771 от 27.02.2007)
per.N DV10017 (ФАП СО РАН, 01.10.2010)
per.N 2011620195 (ФГУ ФИПС "Роспатент", 11.03.2011)

Рис. 3.13. Таблица, представленная на Web-сайте "Полный Каталог Импактных Структур Земли", английская версия⁴. В названии колонок и пояснениях отражен формат полей пользовательского варианта каталога.

⁴ URL: labmpg.sccc.ru/index1.html

4. координаты и геометрические размеры импактной структуры (широта, долгота, диаметр D),

5. возраст кратера (или дата события),

6. атрибуты, отражающие морфологические, минералогические, ударно-метаморфические и геофизические признаки в расширенном варианте каталога (глубина астроблемы, количество объектов, форма астроблемы, скорость эрозии, гравитационные и магнитные аномалии, состав горных пород, подвергшихся преобразованиям при ударе: метеоритное вещество, диаплектовый минерал и стекло, импактиты, брекчии и т.д. [СУБД..., 2005], структура которых предложена В.И. Фельдманом (1987) и расширена В.Е. Петренко ([Импактные структуры..., 1991], 1998б).

Расширенный вариант данных КИСЗ хранятся в стандарте таблицы MS Access (90 атрибутов), реляционно связанной с 3-мя таблицами сопутствующей информации: библиографическим списком, списком рисунков и списком имен текстовых описаний. В более компактном варианте (содержащем 7 основных атрибутов) каталог дублируется в программную оболочку геоинформационной системы GIS-ENDDDB и в таблицу Интернет-сайта [Михеева, 2019] (Рисунок 3.13). На сегодняшний день, представленный на сайте каталог получил широкое признание российскими и зарубежными исследователями, использующими и упоминающими его в десятках своих публикаций.

Географическая подсистема GIS-ENDDDB позволяет визуализировать импактные кратеры в соответствии с задаваемой пользователем легендой по цвету и размеру кружков или в режиме расчета диаметра в масштабе текущей карты, который отражал бы реальный размер астроблемы (от нескольких метров до нескольких тысяч километров).

Математическое и программное обеспечение GIS-ENDDDB позволяет получать графики повторяемости импактных событий по различным выборкам, т.е. оценить частоту падения КТ, а также строить различные виды распределения параметров импактных событий по времени.

Для предварительной оценки полноты каталога КИСЗ рассмотрим соответствие количества открываемых в последние годы кратеров ожидаемым ранее прогнозам. График Рисунка 3.14 демонстрирует временной рост числа открытых кратеров и показывает заметное отставание числа реально открытых астроблем N в единицу времени от степенного закона, который приводился в 70-х годах в качестве прогноза [Дабига и др., 1979]:

$$N \sim e^{2.83+0.12t}$$

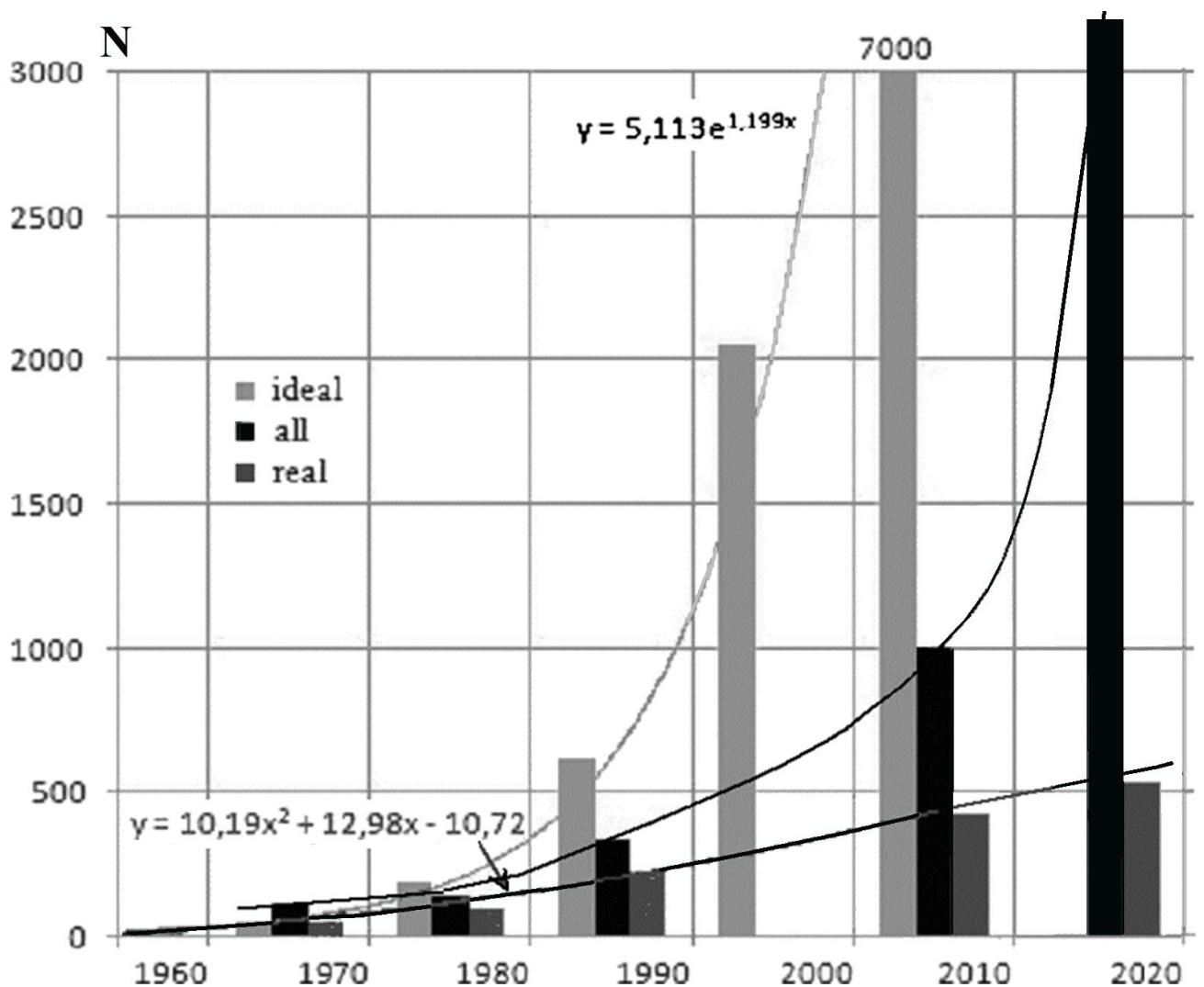


Рис. 3.14. Рост количества открытых импактных кратеров во времени: ideal – ожидаемый рост по [Дабига, 1979], all – все события каталога КИСЗ, real – достоверные+вероятные импактные кратеры.

В 2010 году это отставание было семикратным. Лишь к 2015г произошел резкий скачок в количестве открываемых кратеров за счет недостаточно изученных предполагаемых структур (Рисунок 3.14). Но и этого их количества не достаточно. Вот почему даже одиночные публикации по поводу вновь открытых импактных структур принимаются автором во внимание и отражаются в каталоге.

Проанализировав количество событий в опубликованных автором в разное время каталогах можно построить нелинейную квадратичную зависимость числа реально открытых кратеров (с достоверностью 0 и 1) от времени:

$$N \sim 10 \cdot t^2 + 13 \cdot t - 11.$$

1.3.3. Форматы и содержание картографической базы данных

Использование различных методов цифровой картографии и соответствующих ГИС-технологий позволило создать информативный картографический фон для визуализации событий каталогов [Дядьков, 2011; Михеева, 2013б].

Один из методов картографии, примененный для отображения фоновых карт в GIS-ENDDB, реализован Ан.Г. Марчуком. Он основан на разработке алгоритма построения цифровых карт местности в виде «растрового изображения оттенённого рельефа» [Petrenko, Marchuk, 1998] или псевдо-3-мерного рельефа (Рисунок 1.4), в котором используется подход, заключающийся в тонировании (закрашивании оттенком оговоренного цвета) точек поверхности в зависимости от их яркости при боковом освещении. Основные шаги алгоритма тонирования:

1) Поверхность разбивается на некоторое, вычисляемое из соотношения желаемого размера картинки и размерности массива, количество треугольников, где по каждому треугольнику известны высоты всех вершин относительно некоторого уровня отсчета.

2) Для каждого из треугольников находится произведение векторов, являющихся сторонами этого треугольника.

3) Полученный вектор нормируется.

4) В зависимости от угла между получившимся вектором нормали и вектором освещенности 3-х мерной сцены (обычно берется источник освещения с параллельными лучами) подсчитывается величина яркости освещения данного треугольника.

5) Из полученной яркости получаем градацию яркости соответствующего цвета, где цвет определяется высотой данной точки над уровнем моря и заданной пользователем цветовой схемой.

6) В соответствии с параметрами карты рисуем двухмерную проекцию.

В литературе по 3-х мерной графике для алгоритма, похожего на реализованный, используется название Guro Rendering (Гуро тонирование). Параметры освещения и базовые цвета, из которых затем получаются различные оттенки яркости, задаются пользователем. Для обеспечения возможности построения карт различных масштабов – от обзорной карты всего мира до карт отдельных регионов автоматически выбирается массив с оптимальным разрешением [Марчук, 1998б; Михеева, 2013б].

В настоящее время существует несколько глобальных банков данных, представляющих рельеф земной поверхности с различной детальностью (например, [Smith, 1997]). В GIS-ENDDDB внедрены наиболее известные среди них массивы алтиметрических измерений (с включением данных наземной съемки) NASA: GTOPO-30 (Global Topographic Data), SRTM-90 (Shuttle Radar Topography Mission) и ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) с, соответственно, 30-секундной, 3-секундной и 1-секундной сетками данных. Массивы GTOPO-30, SRTM-90 и ASTER GDEM – это свободно распространяемые цифровые модели рельефа⁵, разработанные Геологической службой США USGS. Более подробные моды SRTM-90 и ASTER GDEM подключаются программой при переходе на

⁵ URL: www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp

локальный уровень, для построения зуммированных карт интересующих областей, например, Байкальского, Алтайского или Японского регионов.

При подключении наиболее детальных массивов промеров высот рельефа ASTER GDEM (данные получены в 2009 г. при помощи установленного на борту американского спутника японского радиометра Aster), значительно выросли объемы хранимой информации. Поэтому была разработана специальная методика фрагментарного добавления детальных данных ASTER GDEM в среду GIS-ENDDB. Эта операция выполняется исследователем (пользователем) и необходима, т.к. внедрение в среду единого файла данных по рельефу всего мира столь высокого разрешения было бы неоправданно с точки зрения эффективности работы системы (его размер составил бы $1,62 \cdot 10^{12}$ байт в наиболее компактном бинарном виде). Включение же необходимого массива детальных данных для района рассматриваемой локальной структуры составляет всего несколько минут и включает скачивание файлов (из архива или непосредственно из сети Интернет) по выбранной географической области, конвертацию исходных форматов этих файлов в формат ENDDB с помощью специально разработанной программы-конвертора и внесение соответствующих изменений в текстовый файл описания.

Текстовый файл описаний *RASTER\raster_eedb.mgd* массивов различных бинарных файлов, выбираемых опциями выбора фона (а по рельефу – автоматически, в зависимости от масштаба рассматриваемой области) содержат информацию: название файла, размерность ($x \cdot y$) содержащегося в нём массива, координаты углов для географической привязки массива и флаг приоритета. Флаг приоритета имеет значение 1 или 0. Например, если необходимо наложить более детальный рельеф Кавказа, хранящийся в отдельном массиве, на определяемый автоматически общий рельеф другой детальности, то его приоритет будет =1:

Кроме рельефа, различной детальности, который устанавливается в качестве картографического фона по умолчанию, возможен выбор массива одного из геофизических полей для построения его теневой модели:

1. гравитационного поля (флажок “Gravity” на Рисунке 3.8),

2. теплового потока Земли (флажок “Heat flow” там же),
3. сейсмических скоростей S_v (28 уровней глубины с шагом между уровнями 25 км) (флажок “Tomography” и окно для ввода номера уровня).

Гравитационное поле является непосредственным источником информации о распределении плотностных неоднородностей, способных создавать механические напряжения и движение вещества планеты [Маслов, 2004]. В качестве гравитационных измерений в GIS-ENDDB внедрены данные “Global marine gravity” (модели версий V16.1 и V18.1 [Sandwell, 2014]). Эти модели, представляющие собой массивы точек значений гравиметрии, имеют одинаковую размерность, но различаются по качеству информации. В модели V16.1 приемлемое разрешение имеют лишь данные по акватории Земного шара, в то время, как в модель V18.1 добавлены более подробные данные по суше и произведено уточнение данных в прибрежных регионах акватории с помощью интерполяции, что сделало эту модель более однородной. Полученное разрешение модели V18.1 неоднородно лишь в широтном направлении благодаря свойству исходной проекции предоставляемых данных - проекции Меркатора, приводящей к искажению площадей, преобразуемой нами в прямоугольную (т.е. в равноугольную цилиндрическую-секущую) проекцию. В результате разрешение увеличивается от экватора к полюсам, и в среднем составляет для акватории: 30'' (сек) на точку по широте φ , и $\cos(\varphi) \cdot 30''$ по долготе λ ; а для суши: 1' (мин) на точку по φ , и $\cos(\varphi) \cdot 1'$ по λ . Сравнение с более поздней моделью V21.1 не выявило изменений в детальности.

Источником данных гравиметрии “Global marine gravity” являются миссии ERS-1 и Geosat/GM, и глобальная модель гравитационных аномалий Earth Gravitational Model – 2008 (EGM-2008) – это модель общеземного геоида, подготовленная Национальной службой геопространственной разведки США NGA, в том числе, с использованием российских данных наземной съемки [An Earth Gravitational Model..., 2008; Sandwell, 2014].

Следующим в списке массивов геофизических полей представлены данные теплового поля Земли. С запасами тепловой энергии в недрах планеты обычно связывают все движущие силы геодинамики. Исходной информацией для этой цифровой модели послужили данные теплового потока, предоставленные в открытом доступе Университетом Северной Дакоты [The global heat flow..., 2015]. Была отмечена крайняя нерегулярность распределения пунктов измерений, и для пересчета данных на регулярную сетку был использован инструментарий программы Global Mapper, формирующий цифровую модель с помощью линейной интерполяции. Полученная карта распределения ТП хотя и дает представление о расположении областей аномально высоких значений тепловой энергии, но их разрешение различно для разных областей.

Наиболее информативной для задач глубинной тектоники является массив данных 3D-модели сейсмоскоростной томографии по поперечной S_V -волне (модель “SL2013sv” [Schaeffer, 2013]). Согласно [Schaeffer, 2013] эта модель является наиболее детальной из созданных до сих пор глобальных моделей и представляет из себя 28 слоев измерений на регулярной сетке с шагом: 0.5° - по широте и долготе; 25 км - по глубине. Т.о., модель охватывает глубины до 700 км, включая литосферу, астеносферу и переходную зону верхняя/средняя мантия.

Кроме того, картографический фон может быть загружен в виде растрового изображения, созданного заранее, например, в формате **.bmp* (Рисунок 3.15), которое было предварительно помещено в папку **PIC**. Описание изображения вносится во внешний текстовый файл *map.txt* и содержит координаты углов карты. Затем, на этот фон можно накладывать все необходимые слои, в том числе, и рассчитанные карты пространственного распределения сейсмогеодинамических характеристик в виде изолиний.

Проблема зуммирования статической растровой карты решается таким образом, что фоновая карта заменяется на установленную в меню “Map Settings / Relief” цифровую модель либо более детальную модель рельефа.

После построения картографического фона (Рисунок 3.15), на растровое изображение накладываются векторные, точечные и текстовые слои, а также текстовые пояснения.

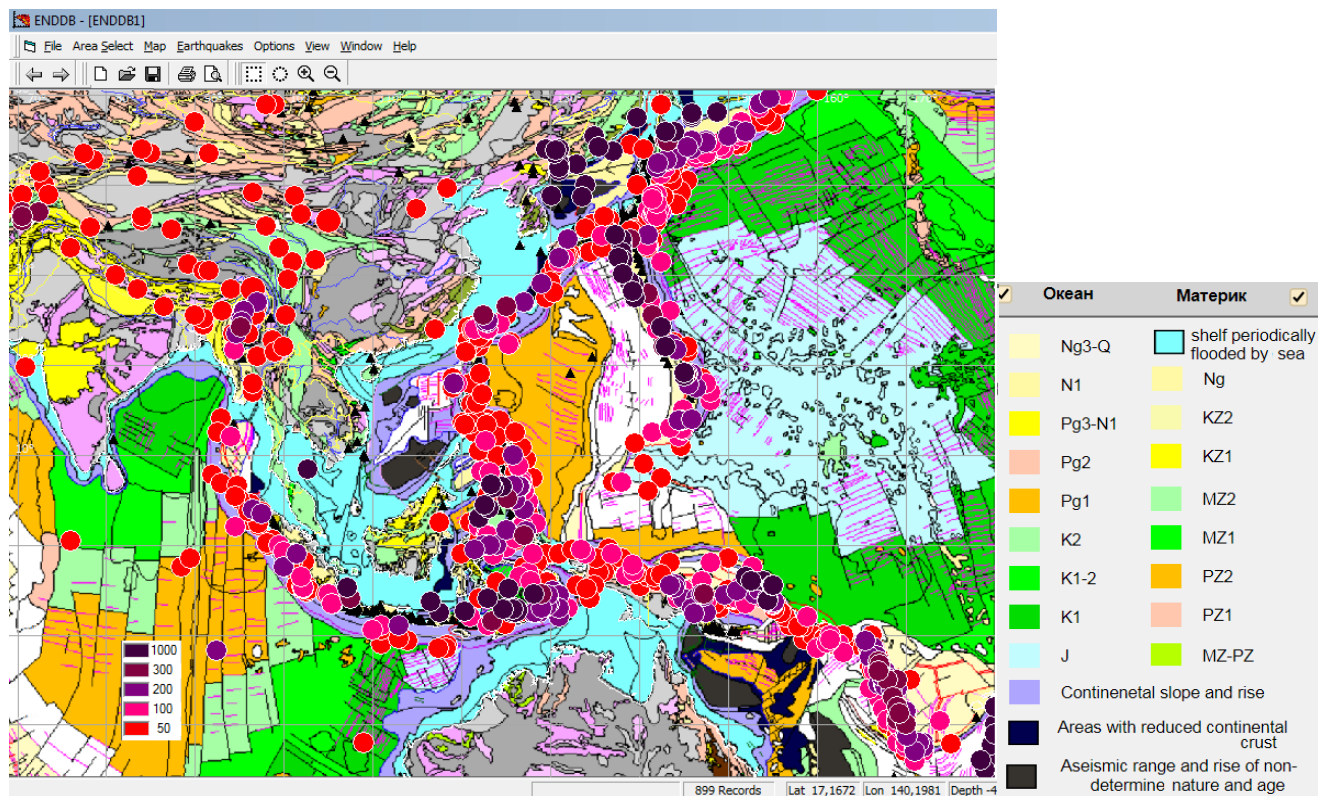


Рис. 3.15. Визуализация эпицентров землетрясений (GIS-ENDDDB, каталог ISC, $M_S \geq 7$, ранжированы по глубине, обозначенной цветом кружка) и вулканов (черные треугольники) на фоне включенной в GIS-ENDDDB статической растровой карты из «Геодинамический глобус» [Рундквист, 2006].

Векторная технология применяется для послойного вывода на экран границ литосферных плит, береговых линий, рек, границ государств, разломных зон земной коры (Таблица 3). Основным источником данных слоев в векторном виде: географических и административных, являются данные сайта Natural Earth Data⁶.

База данных по тектонике включает в себя следующие слои:

1. Границы плит (источник - цифровая модель PB2002 [Bird, 2002]),

⁶ URL: www.natureearthdata.com/features/

2. Границы областей орогенов [Bird, 2002],
3. Разломы земной коры (с разделением на надвиги, сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы, взбросо-сдвиги) по [Трифонов, 2002; Шерман, 2012],
4. Тектонические зоны (линеаментно-доменные структуры ВОЗ) [Ulmov, 2000], сейсмолинеаменты [Карта сейсмотектоники..., 2015] (возможна векторная оцифровка и включение данных любых других доступных карт сейсмического районирования, например, упомянутых в работе [Карта сейсмотектоники..., 2015] авторов: Gorshkov, 1984; Nikolaev, 1982; Imaev, 1990-2015; Rogozhin, 2002-2012),
5. Кольцевые и линейные структуры (структуры центрального типа и разломы) Космогеологических карт [Космогеологическая карта..., 1984, 2011] (ведется их векторная оцифровка, а пока используются фрагменты этих карт),
6. Любые (на выбор пользователя) геологические, геофизические, геодинамические и тектонические карты из различных источников в растровом формате (*.bmp), описанные в качестве загружаемого по умолчанию фона (Рисунок 3.15, 5.82).

Векторная технология применяется в GIS-ENDDDB с целью сократить объём хранимой информации за счёт хранения координат линейных объектов в виде векторов. При зуммировании таких объектов толщина линий остаётся неизменной.

Таблица 3.

Структура и содержание картографической базы данных в ENDDDB.

Формат данных	Папка/ файлы	Название слоев в меню	Содержание информации
Растровые данные (файлы *.bmp)	<i>PIC / map1</i>	Карта фона по умолчанию	Гео-карты мира и регионов, карта «Геодинамический глобус» [Рундквист, 2006] и т.д.
Двумерные цифровые модели (файлы *.bin)	<i>RASTER / ss30_e, g21_1_e1, tomogr25,</i>	Relief	Цифровая модель фоновой поверхности (рельефа, гравитики, теплового потока, S_V -скоростных слоев, а также

			результатов трансформации исходных полей)
Векторные данные (файлы *.vec)	VECTOR / <i>coast,</i> <i>lake&riv,</i> <i>river,</i> <i>country,</i> <i>admin,</i> <i>plates,</i> <i>razl,</i> <i>baik_ndvg,</i> <i>baik_sbrs,</i> <i>baik_sbsd,</i> <i>baik_vzbr,</i> <i>baik_vzsd,</i> <i>rep,</i> <i>orogen,</i> <i>roads,</i> <i>rails,</i> <i>lineam.tec</i>	Coast	Данные о береговых линиях
		Rivers	Речная и озерная сеть мира
		Exact rivers	Детальная речная и озерная сеть отдельных регионов
		Country	Границы государств
		Boundaries	Границы государств СНГ и др. административных единиц
		Plates	Границы плит земной коры и литосферы
		Fractures	Разломные зоны
		Nadvig	Надвиги
		Sbros	Сбросы
		Sbroso-sdvig	Сбросо-сдвиги
		Vzbros	Взбросы
		Vzbroso-sdvig	Взбросо-сдвиги
		Republics	Автономные республики
		Orogens	Орогены
		Roads	Автодороги
		Rails	Железнодорожная сеть
Tectonic Zones	Линеаментно-доменные структуры по [Ulomov, 2000]		
Точечные данные (файлы *.txt)	POINT / <i>cities.cty,</i> <i>seis*.bin,</i> <i>volcanos.vol</i> <i>tidenet.tdn,</i> <i>mag_p.cty,</i> <i>magcnet.mcn</i> <i>impact.cty,</i> <i>mex*.txt,</i> <i>seismnet.smn</i> VECTOR / <i>kat.rgn</i>	Cities	Города и другие населенные пункты
		Earthquakes	Эпицентры землетрясений
		Volcanoes	Вулканы всех типов
		TideNet	Пункты наблюдения волн цунами
		Mag_points	Стационарные пункты тектономагнитных наблюдений
		MagCharNet	Пункты сбора проб на магнитные свойства горных пород
		Impacts	Названия импактных структур
		Mex_points	Определения механизмов очагов землетрясений
		SeismNet	Пункты сейсмологических наблюдения ФИЦ ЕГС РАН
Regions	Границы многоугольных зон охвата каталогов		
Вычисляемые данные		Grid	Географическая сетка

Точечная информация хранится в обычных текстовых файлах папки **POINT** и состоит из таких слоёв, как пункты геофизических наблюдений, точек отбора минералогических проб, местоположение вулканов, населённых пунктов и легко может быть пополнена любой другой точечной информацией.

Географическая подсистема является открытой и позволяет добавлять новые предварительно подготовленные цифровые географические данные: векторные, растровые, точечные, для чего существуют упоминаемые выше конверторы в формат GIS-ENDDB данных из csv-файлов (подготовленных, например, в программах Excel или Global Map).

Основные процедуры ГИС-оболочки, оперирующие геоинформацией:

1. Выбор области (с помощью рамки на карте или явным заданием углов прямоугольной или многоугольной карты) и её визуализация в виде оттененных карт выбранной цифровой модели (топографического или геофизического поля). Для отрисовки слоев карты используются файлы (графические *.bmp*, бинарные *.bin*, векторные *.vec*, и точечные *.txt*, хранящиеся в папках **RASTER**, **VECTOR** и **POINT**).

2. Регионализация территории с помощью множества рамок (регионов) произвольного размера, расположения и направления для сравнительного анализа данных выбранных областей,

3. Выбор данных из каталогов землетрясений (и их механизмов), вулканов или импактных структур и их визуализация на картографической основе:

- в соответствии с задаваемой пользователем легендой, определяющей размер и цвет кружков (Рисунок 3.15), а для механизмов – тип фигуры,
- в масштабе выбранной карты, когда размер события отражает реальный размер очаговой зоны землетрясения, рассчитанный по формуле (3.3 или 3.5), в дальнейшем эта опция стала использоваться для вывода реальных размеров импактных кратеров.

Отметим, что после единичного считывания в динамическую структуру оперативной памяти компьютера данных из файла выбранного каталога (с именем

seis.bin* папки **POINT**), все дальнейшие действия с каталогом больше не требуют обращения к внешнему файлу, что значительно ускоряет работу с данными.

4. Визуализация на растровом фоне фокальных механизмов в виде фигур, векторов или стереограмм (Рисунок 3.7). При отрисовке последних используется многослойная (в режиме XOR) заливка форм, ограниченных нодальными линиями (последние рассчитываются по данным каталога механизмов о нодальных плоскостях $np1$ и $np2$) – закрашенные области соответствуют областям сжатия, прозрачные – растяжения; данные об осях главных напряжений T (растяжения) и P (сжатия) используются для отрисовки точек выхода осей.

5. Визуализация на карте результатов анализа данных в виде зональных карт или наложенных на растровый фон изолиний (вывод изолиний используются в случае их сравнительного анализа с аномалиями фоновой карты). Построение таких карт возможно не только по рассчитываемым сейсмогеодинамическим характеристикам, но и по любому цифровому массиву, заранее созданному пользователем в виде текстового файла. Рисунок 3.16 показывает пример зональных карт распределения минимальной представительности $M_{\text{ПР}}$, значения которого были найдены по графику повторяемости в ячейках прямоугольной области и занесены в файл с названием *a-file*. Образец формата файла *a-file* (в первой строке – размерность массива данных, затем значения массива):

```
8 3
4.0 4.0 4.0 4.0 2.0 2.0 2.0 4.0
2.0 2.0 2.0 2.0 1.5 1.5 2.0 2.5
2.0 2.0 2.0 2.5 1.0 1.0 2.0 2.0
```

6. Построение вертикальных разрезов распределения сейсмичности, результатов анализа, многомерных цифровых моделей, стереограмм фокальных механизмов (Рисунок 3.7) (с учетом, что изображения механизмов на карте представлены в стереографической проекции нижней полусферы).

7. Вывод на экран в виде таблиц выборки каталогов событий, фокальных механизмов, пунктов геофизических наблюдений (и отбора минералогических проб) и собранных в них данных. Предусмотрена возможность выгрузки

созданных выборок каталогов событий во внешний csv-файл (*.equ), а также оставшихся вне выборки данных каталога (в файл *other.txt*).

Согласно пунктам 5 и 6, результаты проводимого в GIS-ENDDDB математического анализа визуализируются в виде карт и разрезов. Рассчитываются они с использованием дискретных числовых значений в узлах интерактивно формируемой сетки вычислений. Процедуры расчёта изолиний и зональных карт распределения различных характеристик сейсмогеодинамического режима использует технологию, основанную на методе линейной интерполяции двумерной формулой Бесселя.

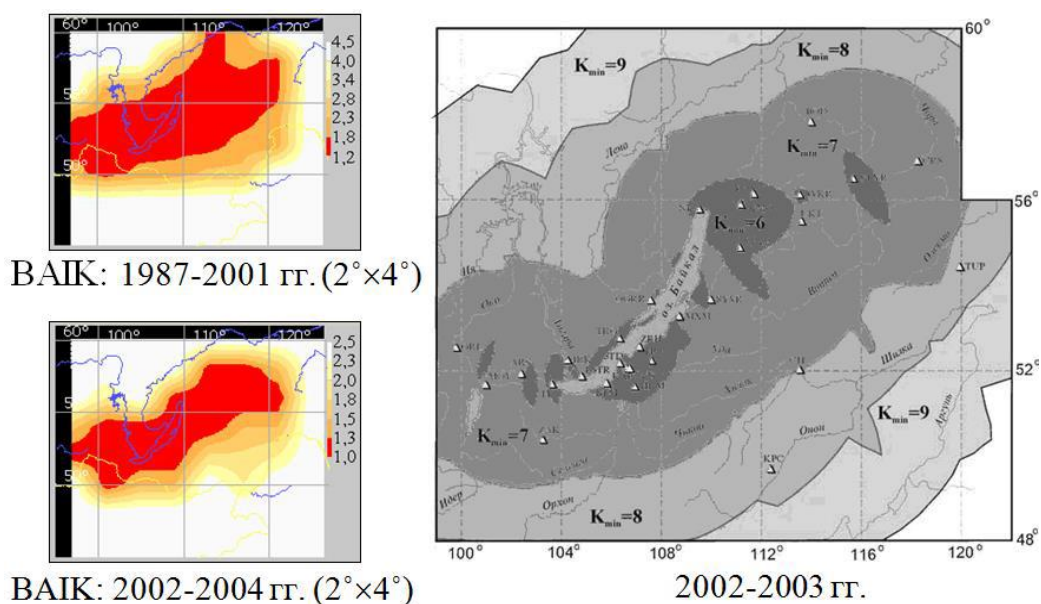


Рис. 3.16. Зональные карты представительности каталога землетрясений Прибайкалья Байкальского филиала ЕГС РАН⁷: а – построенные по результатам анализа соответствующего каталога средствами GIS-EEDB [Михеева, 2011]; б – предоставленные в публикациях ФИЦ ЕГС РАН.

Для аппроксимации функции $z = z(x, y)$ многочленом $Z(x, y)$ на заданном множестве точек (x_j, y_k) в интерполяционную формулу по y подставляется интерполяционная формула относительно x . То есть если $\Delta x = \Delta y = h$ – фиксированное приращение и:

⁷ URL: www.seis-bykl.ru/modules.php?name=Network

$$\begin{cases} z(x_0 + j \Delta x, y_0 + k \Delta y) = z_{jk} (j, k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots) \\ u = \frac{x - x_0}{\Delta x}, v = \frac{y - y_0}{\Delta y} \end{cases}$$

$$\text{то: } Z(x, y) = \frac{1}{4} (z_{00} + z_{10} + z_{01} + z_{11}) + \frac{1}{2} (u - \frac{1}{2}) (z_{10} - z_{00} + z_{11} - z_{01}) + \frac{1}{2} (v - \frac{1}{2}) (z_{01} - z_{00} + z_{11} - z_{10}) + (u - \frac{1}{2}) (v - \frac{1}{2}) (z_{11} - z_{10} - z_{01} + z_{00}) + \dots$$

Расстояние между узлами регулярной сетки задается пользователем в градусах. За приращение h изначально принимается одна двадцатая этого расстояния, но в процессе интерполяции программой контролируется качество получаемого изображения на наличие в нём «просветов». В последнем случае h уменьшается вдвое до тех пор, пока изображение не станет сплошным. В результате применения интерполяции значения параметров, рассчитанные в узлах сетки, преобразовываются в зональные карты (Рисунки 3.16, 3.17). Отрисовка зональных карт - наиболее длительная процедура, даже в последней оптимизированной версии алгоритма (с предварительной отрисовкой карты в буфере) на построение каждой карты требуется 0.5-1 мин, в то время как авторский метод расчета изолиний (Схема 1) строит карту мгновенно, не уступая по качеству методу зональных карт

Графический интерфейс системы GIS-ENDDDB предусматривает возможность вывода в дополнительном окне последовательности зональных карт или разрезов, рассчитанных по задаваемым пользователем равномерным интервалам времени (Рисунок 4.31а). Подбор параметров расчета зональных карт - достаточно трудная задача, одним из требований к которой является устойчивость аномалий к изменению этих параметров.

Поэтому для выявления устойчивых решений предусмотрена функция автоматизации подбора окна осреднения и одновременного вывода нескольких рядов сейсмогеодинамических последовательностей, рассчитанных с меняющимся в заданном диапазоне размером окна [Геоинформационные технологии..., 2016]. Шаг изменения размера ячейки расчета (окна) и количество рядов задается пользователем (Рисунок 3.17).

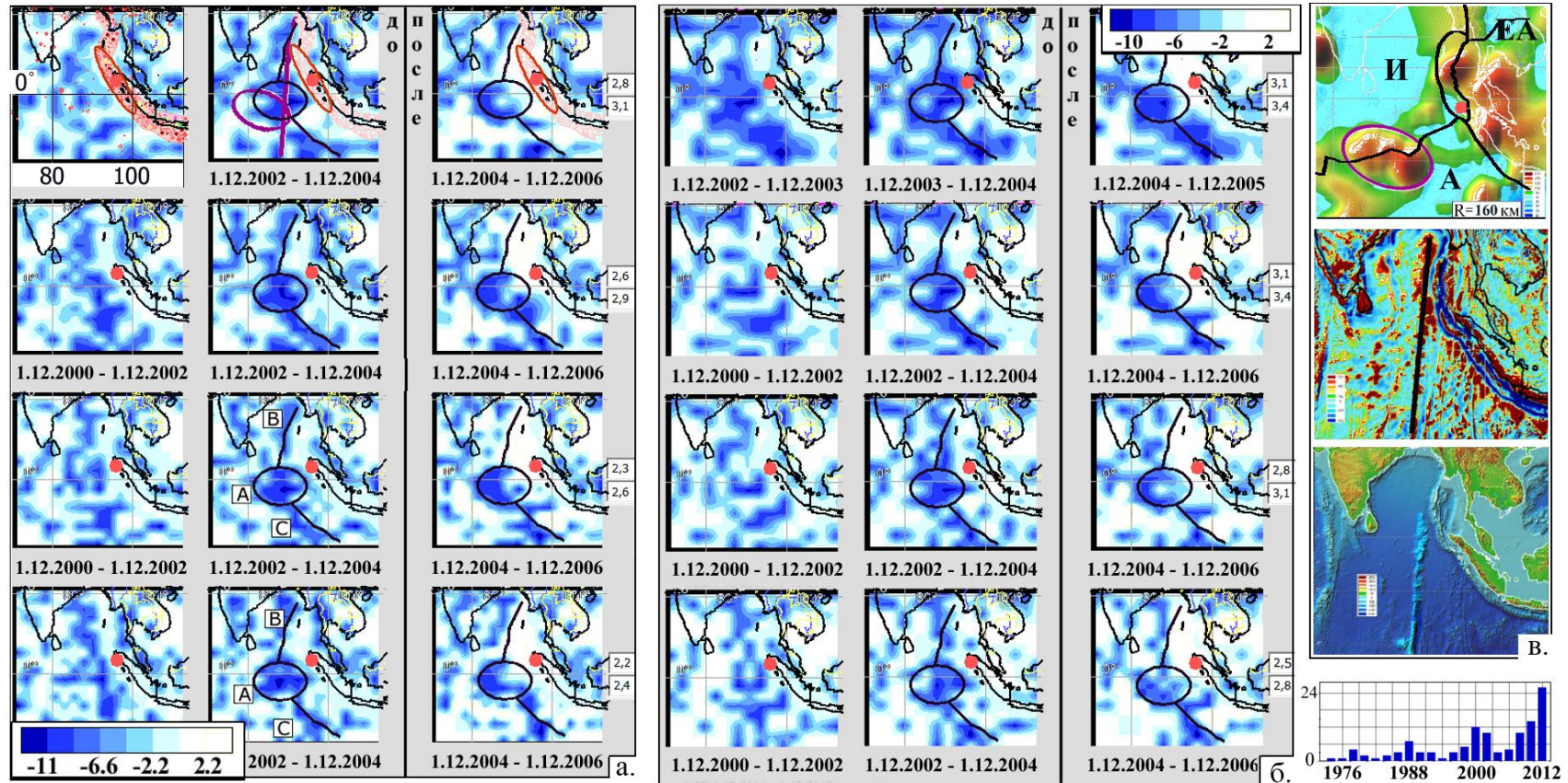


Рис. 3.17. Примеры одновременного вывода последовательностей карт с различной ячейкой расчета E_{OTN} (указанной в конце последовательности) по 2-летним интервалам до и после Суматро-Адаманского землетрясения 2004г (GIS-ENDDDB): а – по данным ISC (51609 событий региона), в верхнем ряду показаны: розовым цветом - сейсмический пояс субдукции, красным – событие 26.12.04 и его афтершоковый эллипс, фиолетовым – границы, выраженные в г/ф полях; б – по данным каталога NEIC (21724 событий); в – карты (сверху вниз): теплового и гравитационного полей, рельефа.

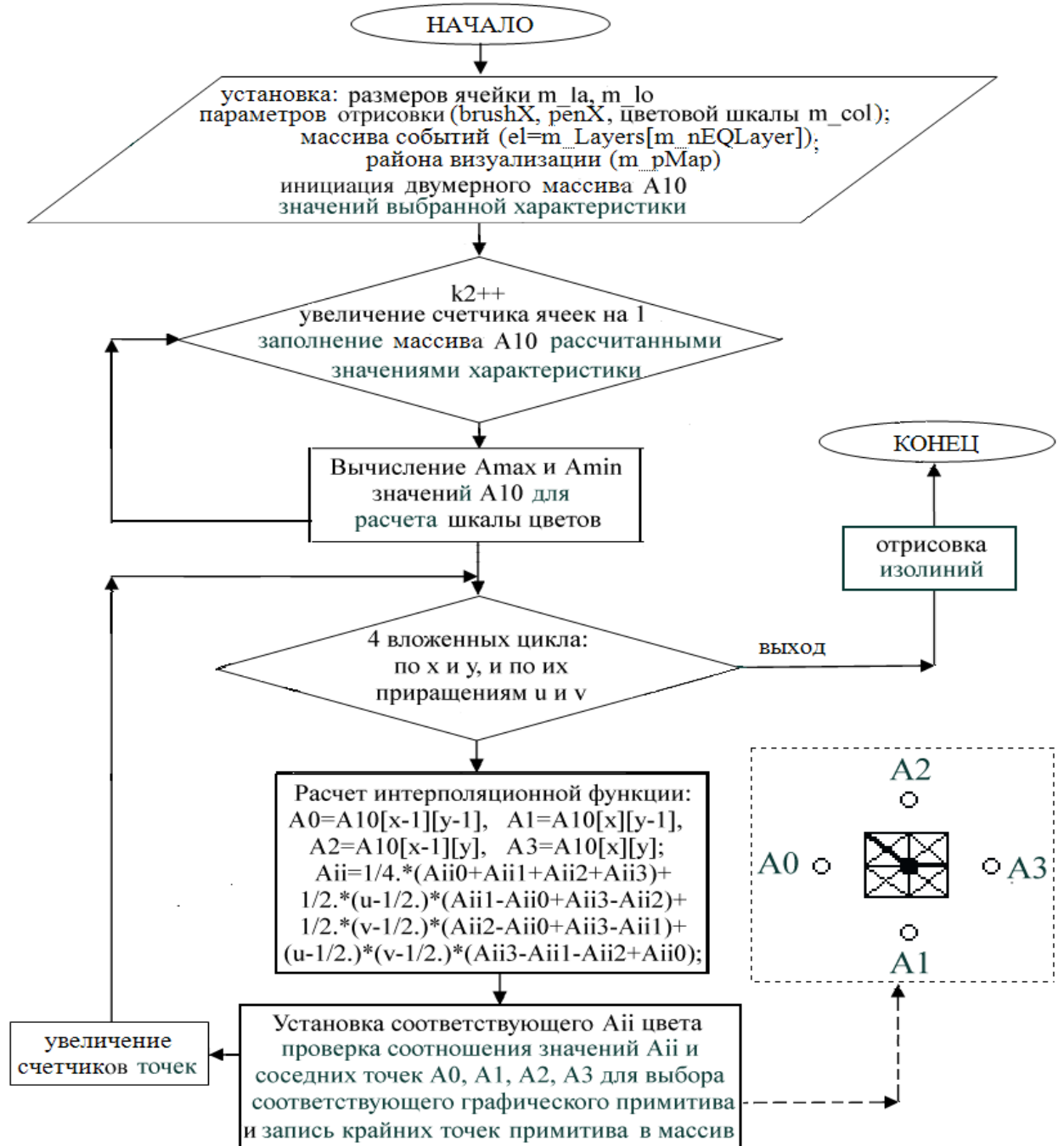


Схема 1. Алгоритм сохранения в массив $m_GeoIsolinesPoints[ii]$ точек изолиний. Слева показана схема графических примитивов. Жирной линией отмечен пример примитива для условия $A=A_{ii}$, $A=A3$ и $\min(A0, A2) \leq A \leq \max(A0, A2)$.

Выводы

Инструменты управления базами данных GIS-ENDDDB и сами базы данных (БД), описанные в данной главе, делятся на два блока. Блок по предметным БД

(БД каталогов событий) с опциями выбора основного (сейсмического или импактного) каталога и связываемых с ним дочерних каталогов (механизмов, данных измерений и т.д.) и блок картографической базы с опциями выбора слоев: растрового фона, векторных и точечного слоев.

Второй блок включает в себя несколько уровней - базу цифровых данных рельефа и геофизических наблюдений, используемых для построения оттененной фоновой карты; базу данных по тектонике (границы плит, орогенов, разломы земной коры, тектонические зоны или линеаментно-доменные структуры ВОЗ, а также кольцевые и линейные структуры Космогеологических карт); каталог вулканов, базу данных пунктов геофизических наблюдений, пунктов отбора проб и базу стандартных слоев физической и культурной географии (хранящихся в бинарных файлах в векторном виде или текстовых csv-файлах).

Пользователь может не только поддерживать базы данных в актуальном состоянии, обновляя соответствующие им файлы, но и добавлять новые либо удалять неиспользуемые файлы. Например, изменять список подключаемых к среде GIS-ENDDDB каталогов (расширяя существующий список: Таблица 2); пополнять список важных для геодинамических исследований цифровых данных, например, скоростей деформаций литосферы, геоэлектрических и геомагнитных моделей (расширяя существующий список глобальных геофизических данных: по гравитационному полю, рельефу твердой Земли, тепловому потоку, сейсмическим неоднородностям). Кроме того, пользователь может подключить в качестве фона собственную карту, сохраненную в любом стандартном графическом формате.

База данных GIS-ENDDDB специализирована под задачи глобальной тектоники и геодинамики и поэтому все данные по возможности представлены по всему Земному шару. Это не исключает большей детализации отдельных слоев на территории России, в частности, по населенным пунктам, по сети наблюдений, каталогам землетрясений и т.д.

Глава 4. ПОДСИСТЕМА АНАЛИЗА ДАННЫХ GIS-ENDDB

Введение

Блок анализа включает в себя различные виды анализа (сравнительный, статистический: графический и картографический; выявления пространственных образов) на основе интегрированных в среду GIS-ENDDB методов выявления группирования точек, расчёта различных сейсмогеодинамических характеристик, средств математической обработки полученных данных и методов их представления (Рисунок 1.3).

Первый слой подсистемы составляют процедуры проверки полноты и качества каталогов событий в исследуемые периоды времени, используя:

- временные изменения: $N(t)$ (количества регистрируемых землетрясений по задаваемым интервалам времени) и $M_S(t)$ (выявляющий диапазоны регистрируемых магнитуд в разные периоды времени) [Гусяков, Осипова (Михеева), 1992; Dyadkov, Mikheeva, 2010],
- соответствие реальных диаграмм $N(M_S)$ (для землетрясений) или $N(D)$ (для импактных структур) линейности графика повторяемости событий.

Следующий слой связан с комплексным анализом пространственно-временного распределения сейсмогеодинамических характеристик и геофизических полей, а также с математическим анализом распределения на карте событий (в частности, выявления их группирования). Комплексный анализ включает два подуровня: графический и картографический [Гитис, 2004б]. Графические методы исследования – это построение графиков, диаграмм, гистограмм, а картографические – это построение карт и вертикальных сечений пространственного распределения характеристик, а также построение карт [Михеева, 2011] и разрезов геофизических полей.

Перечислим основные характеристики сейсмогеодинамического процесса, расчёт и визуализация распределения которых (по времени t и пространству s) составляли основу программного комплекса сейсмологического анализа GIS-EEDB, ранее разработанного в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН [Михеева, 2011]:

1. наклон графика повторяемости $b(t, s)$ на основе ММП (метода максимального правдоподобия) или МНК (наименьших квадратов) с учетом допустимого среднеквадратичного отклонения и минимального объема выборки и возможностью оценки достоверности получаемых аномалий;

2. сейсмическая активность A , как осредненной в пространстве и времени частоте повторения землетрясений в определенном диапазоне энергетического класса $K = 10, 15$ (долговременной повторяемости землетрясений);

3. суммарная нормированная сейсмическая энергия землетрясений $E_{\text{отн}}(t, s)$ (и её градиент ΔE) с оценкой площади выделяемых зон сейсмических затиший и возможностью выбора конкретной аномалии для анализа временного изменения её интенсивности;

4. характеристика плотности сейсмогенных разрывов $K_{\text{ср}}$: распределенный по временным интервалам и кумулятивный;

В основе расчета первых двух параметров: b и A лежит закон повторяемости событий [Писаренко, 1989; Садовский, 1991; Смирнов, 2009]. Этот закон выражается эмпирически установленной линейной зависимостью числа событий N от магнитуды выше представительной $M \geq M_{\text{пр}}$, формула расчёта которой основана на применения линейной регрессии к эмпирической диаграмме распределения числа землетрясений по заданным магнитудным интервалам [Писаренко, 1989; Садовский, 1991; Смирнов, 2009]:

$$\lg N = \lg A_M - b (M - M_{\text{пр}}), \quad (4.6)$$

В зависимости от качества данных различается мера рассеяния (дисперсия σ^2) точек графика относительно полученной эмпирической прямой, которая

используется для оценки погрешности линейных параметров A и b . Чем выше представительность выборки, тем больше наблюдаемые значения соответствуют линейной форме графика, а, соответственно, меньше дисперсия. Таким образом, устойчивость геодинамических выводов, сделанных на основе поведения параметров графика повторяемости, полностью зависит от текущей выборки, и при построении карт необходимо использовать значения, осредненные по достаточно статистически обеспеченной области, нормированные определенным образом и пропущенные через фильтр представительности землетрясений.

Контроль погрешности при этом осуществляется на этапе подбора параметров суммирования (*шаг* по магнитуде и времени, *размеры* ячейки), обеспечивающего допустимое (заданное опцией *max_σ*) среднеквадратичное отклонение σ точек графика повторяемости в каждой ячейке. Значения параметров анализа и визуализации могут существенно отличаться для разных характеристик сейсмогеодинамического процесса или цифровых моделей геофизических полей. Оценки погрешности, на основе которых осуществляется подбор этих параметров, составляют третий уровень подсистемы анализа (Рисунок 1.3).

4.1. Графические методы исследования

К графическим методам анализа данных в GIS-ENDDb относятся:

1. график повторяемости природных событий - эмпирическая гистограмма числа событий в определённых энергетических интервалах с использованием линейной регрессии [Писаренко, 1989; Садовский, 1991; Смирнов, 2009],
2. график выделения сейсмической энергии, усреднённой по выбираемому временному шагу ($\lg E_{CP}(t)$, Дж) [Keilis-Borok, 1964; Jaume, 1999; Шебалин, 2006], а также изменения интенсивности сейсмических затиший во времени,

3. поведение во времени угла наклона графика повторяемости $b(t)$ [Кузнецова, 1984, Завьялов, 1984, Моги, 1988; Соболев, 1993; Писаренко, 2007],

4. стабильность во времени выделения энергии (по приращению плотности сейсмогенных разрывов K_{CP} [Журков, 1968, 1983; Соболев, 1980; Куксенко, 1984; Петров, 1984; Кейлис-Борок, 1986; Завьялов, 2005]),

5. изменение во времени характеристик механизмов очагов землетрясений,

6. годовые вариации значений тектономагнитных характеристик среды.

Перечисленные зависимости строятся на основе методов статистического анализа [Михеева, 2011] – суммирования (кумулятивный и распределительный метод), нормирования, скользящего осреднения и дисперсии. Поскольку землетрясения по классификации В.Ф. Писаренко и М.В. Родкина (2007) являются катастрофами «срыва», типовые распределения используемых статистических характеристик (средних и суммарных значений изучаемых параметров) описываются степенным, т.е. самоподобным, законом. Степенные распределения присущи всем термодинамически неравновесным динамическим системам [Малинецкий, 2000]. С учетом этого графическое распределение многих анализируемых в среде GIS-ENDDb характеристик (числа землетрясений по времени или по энергии) реализовано как в линейном, так и логарифмическом варианте.

4.1.1. Методы расчета графика повторяемости

При построении эмпирической линии регрессии графика повторяемости [Писаренко, 1989; Садовский, 1991; Смирнов, 2009] используются по выбору пользователя методы максимального правдоподобия или наименьших квадратов (МНК). Последний принят по умолчанию.

Формула расчёта основана на применении линейной регрессии к эмпирической диаграмме числа событий в заданных магнитудных интервалах (формула 4.6) или в заданных интервалах энергетического класса K :

$$\lg N = \lg A - \gamma (K - K_0). \quad (4.7)$$

Таким образом, символом b (4.6) обозначается угол наклона графика повторяемости магнитуд, а γ - угол наклона для энергетических классов.

При построении одномерной линейной регрессии по экспериментальным данным (x_i, y_i) [Тюрин, 2003; Михеева, 2011], которыми в данном случае являются точки диаграммы $(M_i, \lg N_i)$, y_i зависит от x_i как:

$$y_i = A + b \cdot x_i + \varepsilon_i, \quad (4.8)$$

где $i = 1, \dots, n$ (n - число точек), ε_i - случайная составляющая (независимые ошибки) наблюдаемого значения y_i . При решении задачи (4.8) используется Гауссовская модель простой линейной регрессии, предполагающая нормальное распределение ε_i с нулевым средним и неизвестной дисперсией $\sigma^2 = \text{const}$. Одним из способов подбора параметров эмпирической линии регрессии является метод наименьших квадратов, в котором минимизируется суммы квадратов остатков [Тюрин, 2003; Михеева, 2011]:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - A - b \cdot x_i)^2 \rightarrow \min_{A,b}. \quad (4.9)$$

В зависимости от качества данных различается мера рассеяния (дисперсия σ^2) точек графика относительно полученной эмпирической прямой, поэтому σ является важным параметром оценки качества каталога. Несмещённая оценка параметра σ^2 даётся формулой:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [y_i - \hat{y}(x_i)]^2 \quad (4.10)$$

МНК принят программой по умолчанию, поскольку он является более наглядным и имеет только один параметр ΔM (шаг расчета точек гистограммы). В условиях различного качества исходных данных для построения графика повторяемости (Рисунок 4.18), зависящего как от пространственно-временного окна выборки данных, так и от полноты используемых каталогов, этот метод

позволяет осуществлять контроль монотонности графика по значению дисперсии σ^2 . Недостатка метода, связанного с влиянием небольшого числа крупных событий, можно избежать, исключив эту часть графика из рассмотрения (усечением). Слева график также усекается магнитудой $M_{\text{ГР}}$ (магнитудой представительности данных, соответствующей точке излома) [Михеева, 2011].

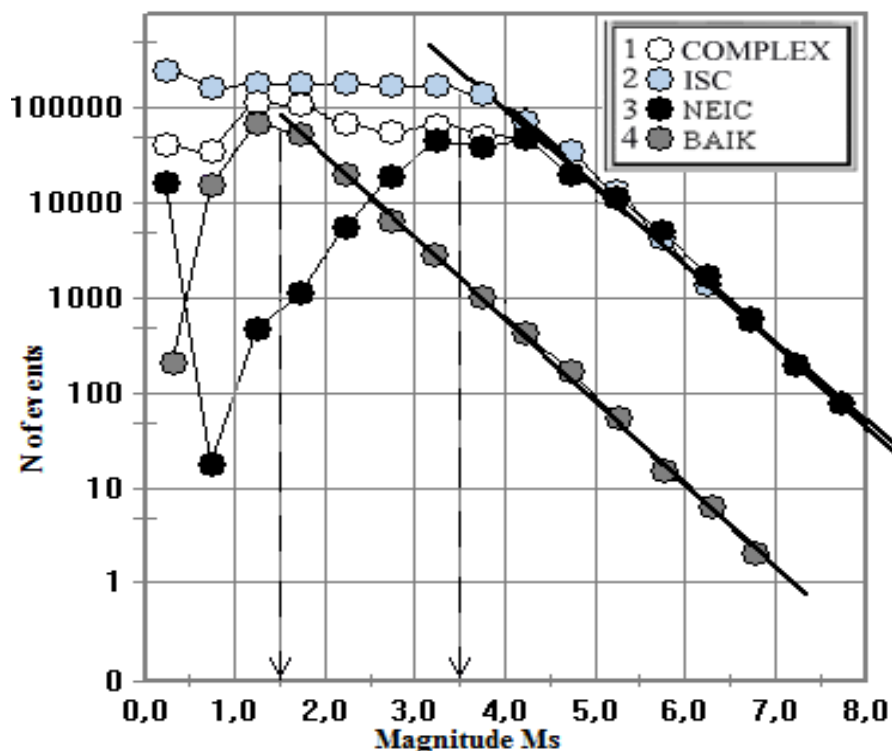


Рис. 4.18. Графики повторяемости (GIS-ENDDB) землетрясений Юго-Восточного региона по различным каталогам за 1987–2017 гг: 1 – COMPLEX, 2 – ISC, 3 – NEIC, 4 – BAIK (только по Байкальской зоне) различного качества регистрации. Стрелками показана представительность ($M_{\text{ГР}}$) каталогов BAIK и ISC.

По значению $M_{\text{ГР}}$ определяется чувствительность сети сейсмических наблюдений и, следовательно, полнота каталога. Например, Рисунок 4.18 показывает, что межрегиональный каталог COMPLEX Юго-Восточного региона, объединивший наиболее детальные региональные каталоги Дальнего Востока, Китая и южных областей Сибири и т.д., в целом по качеству не превосходит NEIC ($M_{\text{ГР}}=4$), мировой каталог ISC – более представительен ($M_{\text{ГР}}=3,5$), а региональный

каталог Байкальской рифтовой зоны ВАК (входящий в состав каталога COMPLEX) на несколько порядков превосходит остальные ($M_{IP}=1.5$).

Другой метод расчёта графика повторяемости путем оценки угла наклона b основан на методе максимального правдоподобия и осуществляется по алгоритмически простым формулам, однако является чувствительными к выбору начального класса K_{MIN} :

$$\gamma = \lg \left[1 + \frac{n}{\sum_i^n i \cdot n(K_{min} + i)} \right] \quad [\text{Куллдорф, 1966}],$$

$$\gamma = \frac{n \lg e}{\sum_i^n K_i - n K_{MIN}} \cdot \eta \quad [\text{Aki, 1965; Utsu, 1971}], \quad (4.11)$$

где K_{MIN} – энергетический класс минимальных представительных землетрясений (причем $K_{MIN} = K_{MIN} - \Delta K/2$, если значения K даются в интервалах ΔK); $\sum_i K_i$ – сумма значений энергетических классов всех n землетрясений, у которых $K > K_{MIN}$; η – поправочный множитель в формуле Утсу [Utsu, 1971] для устранения зависимости γ от ΔK :

$$\eta = \left(\frac{10^{-\gamma \Delta K}}{1 - 10^{-\gamma \Delta K}} + \frac{1}{2} \right) \cdot \gamma \cdot \frac{\Delta K}{\lg e}.$$

Интерактивный ввод параметров K_{MIN} и ΔK выявил значительную зависимость оценки γ от K_{MIN} [Михеева, 2011]. Он позволяет найти значения этих параметров, соответствующие наименьшей дисперсии, но даже изменение K_{MIN} на $\sim 2\%$ приводит к изменению γ , которое значительно превышает ожидаемую в этих методах оценку погрешности [Завьялов, 1984]: $\delta = \gamma / \gamma = \gamma / 56 \Rightarrow \varepsilon \approx 1.8\% \gamma$.

Таким образом, процесс выявления параметров K_{MIN} и ΔK , обеспечивающих надежные результаты применения данного метода (ММП), достаточно сложен. Именно поэтому МНК используется в наших исследованиях гораздо чаще. Однако сохранена возможность сравнения результатов методов МНК и ММП.

Отметим, что расчет и исследование поведения угла наклона графика повторяемости b во времени и в пространстве используется в задачах геодинамики, т.к. b приобретает пониженные значения в случае нарушения

равномерности среды, её самоорганизации в жёсткие структуры при росте напряжений, что может свидетельствовать о подготовке сильного землетрясения [Кузнецова, 1984, Завьялов, 1984, Моги, 1988; Соболев, 1993; Rotwain, 1997; Direct..., 2000; Соболев, 2003; Писаренко, 2007; Салтыков, 2009]. Разновидности построения графика $b(t)$ и изучение вариаций b в качестве прогностического параметра подробно рассмотрено в работе [Михеева, 2011].

В настоящей работе ограничимся демонстрацией применения графика повторяемости в качестве метода оценивания качества каталогов (их представительности и полноты) наряду с другими, упоминаемыми выше функциями определения полноты каталога. Оценка качества каталога в начале исследования позволяет правильно задать параметры процедуры выборки данных: сам каталог, диапазон *дат*, *глубин*, *магнитуд* и т.д.

Пример 1. По выбранному каталогу (в данном примере - ЖМА) мы можем выяснить, как во времени изменялись регистрационные характеристики сейсмической сети, применяя следующие функции:

1. Зависимость $M_S(t)$. Рисунок 4.19 (а) демонстрирует:

- Качественные скачки развития системы регистрации агентства ЖМА в 1977г (для $M_S < 3$) и 1987г (для $M_S < 1.5$), которые также отражены в стабильном росте количества зафиксированных землетрясений – в среднем в 3 раза в год,

- Стабилизацию в конце 1997 года (для всего диапазона магнитуд)

2. График $N(t)$: На более детальном интервале с середины 90-х гг. отмечается еще один скачок - в 2002-2003гг с последующей стабилизацией качества регистрации (Рисунок 4.19б).

3. Зависимость Гутенберга-Рихтера $N(M_S)$: На графике повторяемости землетрясений, построенному по методу наименьших квадратов (Рисунок 4.19в), выявляются две линейные части (на магнитудах 1.5–4 и 3.5–6.5), возможно, соответствующие двум разномасштабным сейсмическим режимам региона.

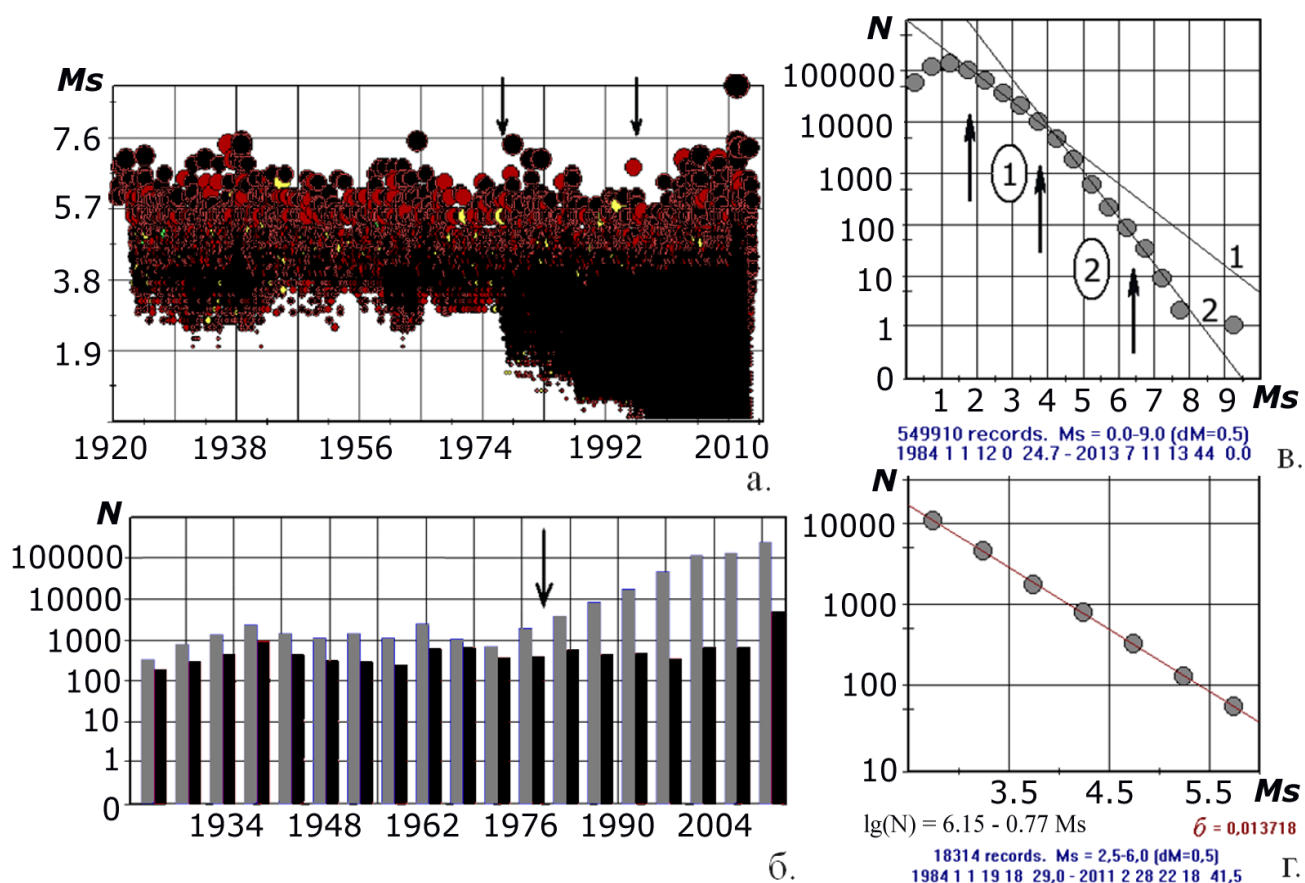


Рис. 4.19. Графики распределения (GIS-ENDDDB, JMA): а – магнитуд по времени; б – числа землетрясений по 5-летним интервалам для всех событий (серый цвет) и для землетрясений с $M_s > 4$ (чёрный цвет); в – график повторяемости для всех землетрясений с 1984 года; г – график повторяемости для землетрясений периода 1.1.1984–28.2.2011г (до Тохоку) с $M_s = 2.5-6.0$ и глубиной $H \leq 40$ км.

Детальное рассмотрение показывает, что на изменение наклона в точке $M_s = 4$ повлияли события с глубиной очага больше ~ 50 км. При удалении глубоких событий график принимает линейную форму, начиная с $M_s = 2.5$ (Рисунок 4.19г). В частности, при изучении подготовки мега-землетрясения Тохоку представляет интерес 2-я линейная часть графика: $M_s = 3.5-6.5$ (Рисунок 4.19в).

На основе детального анализа перечисленных функций можно сделать вывод, что статистические характеристики сейсмического режима в указанном примере будут наиболее достоверными при следующих параметрах выборки:

- по *времени* и, если требуется полнота каталога, - 2002–2013 годы,

- по *магнитуде* и, если требуется её представительность, - различные значения в зависимости от времени (Таблица 4).

Таблица 4.

Значения представительных магнитуд каталога JMA по интервалам времени:

Для интервала времени (в гг):	Представительная магнитуда M_0 :	При средне-квадратическом отклонении σ ($\Delta M=0.5$):
1920–1986	4.0	0.026
1987–2001	3.0	0.025
2002–2013	3.5	0.046
1984–2010 ($H \leq 40$ км)	2.5	0.014

Пример 2. Проверим возможность использования графика повторяемости для исследования представительности и полноты каталога импактных структур.

Наиболее обсуждаемым при оценке астероидно-кометной опасности всегда являлся график зависимости частоты падения крупных небесных тел от их энергетического эквивалента [Shoemaker, 1983] (Рисунок 4.20).

Учитывая соотношение, связывающие энергию K_E ударно-взрывного события с диаметром полученного кратера [Ударные кратеры..., 1983; Импактные структуры Земли..., 1991] (по данным наземных атомных взрывов):

$$D_A = c_F \cdot K_N (K_E \cdot \rho_A / \rho_T)^{1/3.4},$$

где ρ_T – средняя плотность пород в месте взрыва, ρ_A – плотность пород мишени в Неваде ($\rho_A = 1.3$ г/см³), c_F – множитель, характеризующий коллапс кратера после его образования ($c_F \approx 1.3$ для кратеров с $D \leq 3$ км и $c_F \leq 1.3$ для кратеров с $D \geq 4$ км), и $K_N = 0.074$ км · (кТ ТНТ)^{-1/3.4}, можно установить связь энергии удара с диаметром полученного кратера:

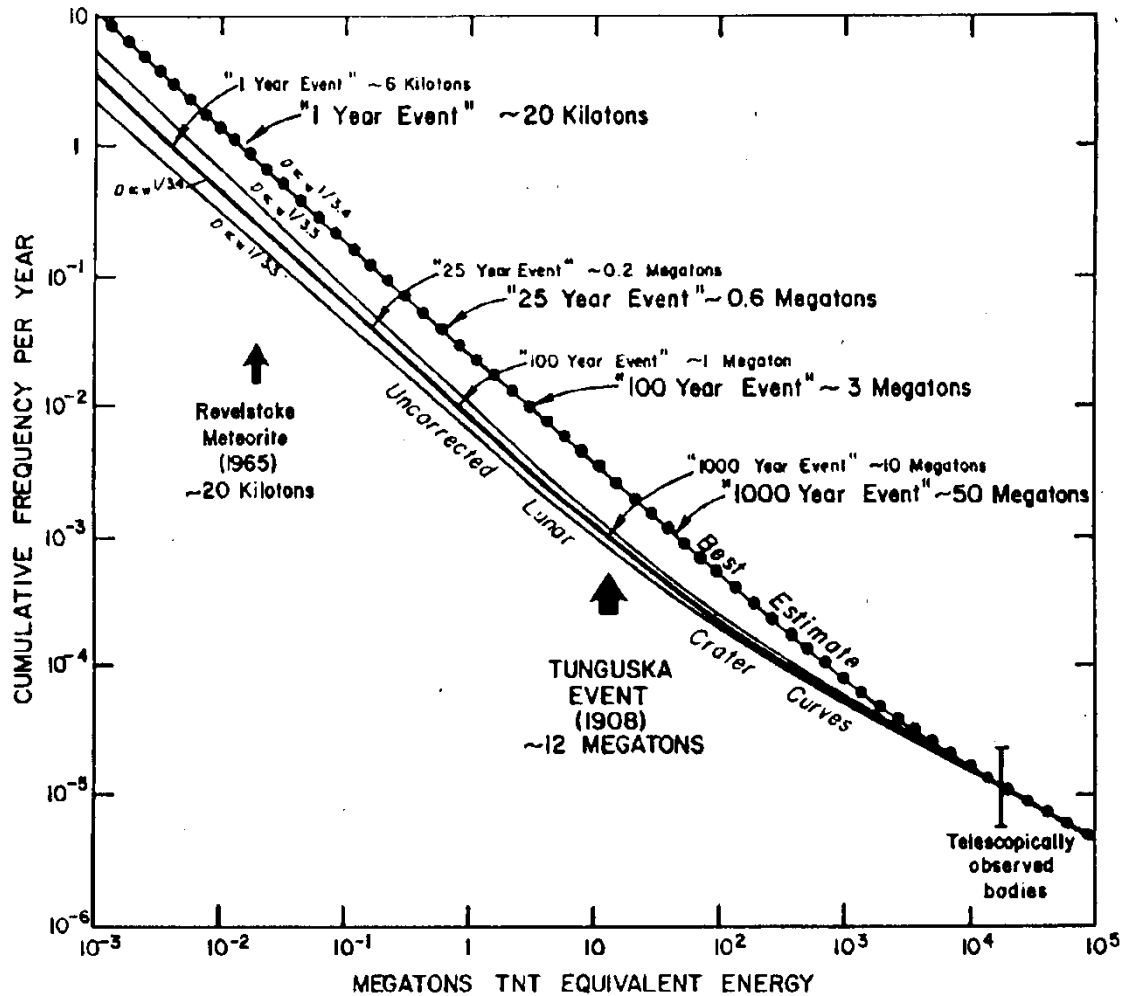


Рис. 4.20. График зависимости частоты падения крупных небесных тел от их энергетического эквивалента (в Мт) по Shoemaker (1983).

$$K_E \text{ (МТ ТНТ)} = \frac{\rho_T \cdot 10^3}{\rho_A (c_F K_N)^{3.4}} D_A^{3.4} \text{ (КМ)}.$$

Отсюда для больших кратеров, образуемых в кристаллических породах ($\rho_T = 2.4 \text{ г/см}^3$) [Импактные структуры Земли..., 1991] получаем:

$$K_E \text{ (МТ ТНТ)} = 3.82 \cdot D_A^{3.4} \text{ (КМ)}.$$

Таким образом, традиционно используемую при рассмотрении частоты повторяемости событий шкалу энергии (характеризующую масштаб события - Рисунок 4.20) можно заменить шкалой диаметров, сохранив при этом относительную линейность графика благодаря логарифмическому масштабу. Рисунок 4.21 (а) показывает заметное изменение характера графика в районе

значения $\lg D = 0.7$ ($D \sim 5$ км). Отдельное построение графиков для $D > 5$ км, $1 < D \leq 5$ км и $D \leq 1$ км демонстрирует нерегулярное распределение точек двух последних графиков, т.е. неполноту множества обнаруженных кратеров в диапазоне $D \leq 5$ км. Это может быть связано как с проблемой сохранности древних и относительно небольших поверхностных кратеров, так и со слабой изученностью большей части земной поверхности в детальном масштабе.

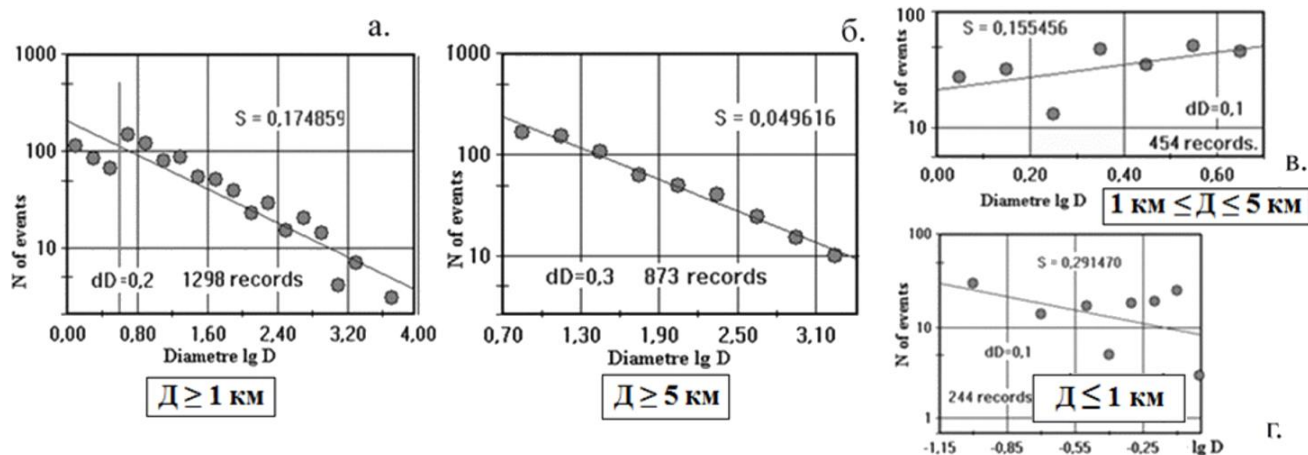


Рис. 4.21. Повторяемость импактных событий на Земле (GIS-ENDDDB, выбраны данные о достоверных и предполагаемых импактных структурах каталога КИСЗ) за весь исторический период по графику зависимости числа событий N от диаметра $\lg D$.

4.1.2. График суммарной сейсмической энергии $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ и корреляция взаимоудаленных событий

Очень информативным при анализе сейсмогеодинамической ситуации, является график выделенной сейсмической энергии, суммируемой по выбираемому временному шагу $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$. Характеристика $E_{\text{СУМ}}$, рассчитываемая как сумма $\Sigma(10^M)$, аналогична так называемому предвестнику Σ , нашедшему

широкое применение в российской и американской сейсмологии [Jaume, 1999; Шебалин, 2006 и др.], определение которому было дано В.И. Кейлис-Бороком и Л.Н. Малиновской [Keilis-Borok, 1964].

Вывод множества графиков $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ для сравнения выбранных регионов происходит по опции *Earthquakes / Analysis / E(t)-region* (Рисунки 3.6, 4.21). Регионализация, т.е. выбор и сравнение отдельных регионов внутри рассматриваемой области, производится с целью учета влияния отдельных тектонических структур на сейсмичность территории, их возможную взаимосвязанность. Задание пользователем на карте нужных регионов, используя дополнительные знания о геологическом строении и геодинамике рассматриваемой области, позволяет избежать излишней автоматизации пространственной обработки сейсмических данных в случае их неравномерного распределения.

Пример 1. С помощью сравнения зависимостей $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ различных регионов внутри Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) было обнаружено отставание на 1-4 года активизаций в центральной части БРЗ по сравнению с флангами и южной частью Байкальской впадины [Особенности развития..., 1999].

Пример 2. Построение графика суммарной сейсмической энергии в областях регионального масштаба показали корреляцию выделения энергии в Байкальском регионе и зоне субдукции на Дальнем Востоке с 1945 по 2000 годы [Дядьков, 2005]. Это пример межрегиональной взаимосвязанности процессов, сообщающихся через процессы перераспределения напряжений. Такое же объяснение можно дать совпадению по времени землетрясений Токачи-оки (25.9.2003) в зоне Западно-Тихоокеанской субдукции, Алтайского (27.9.2003), произошедшего через 2 дня на расстоянии 4300 км и предшествующего им события в Северном Тибете (14.11.2001) [Возможное влияние..., 2006]. В цитируемых работах отмечены и признаки возможного влияния процессов подготовки Суматра-Адаманского мега-землетрясения (26.12.2004, $M_w=9.1$) на перечисленные события в Тибете, близ Хоккайдо и на Алтае. Причиной таких

корреляций предполагалось [Дядьков, 2005] формирование накануне сильнейших событий на территории между ними единого межрегионального поля напряжений в литосфере (вплоть «до глубин, достигающих астеносферу» [Дядьков, 2005]). Известен также пример подобия в динамике сейсмичности Монголии и Байкальской рифтовой зоны [Ключевский, 2005].

Пример 3. На Рисунке 4.22 приведен пример сравнения графиков $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ различных геодинамических регионов с целью выявления взаимной их корреляции.

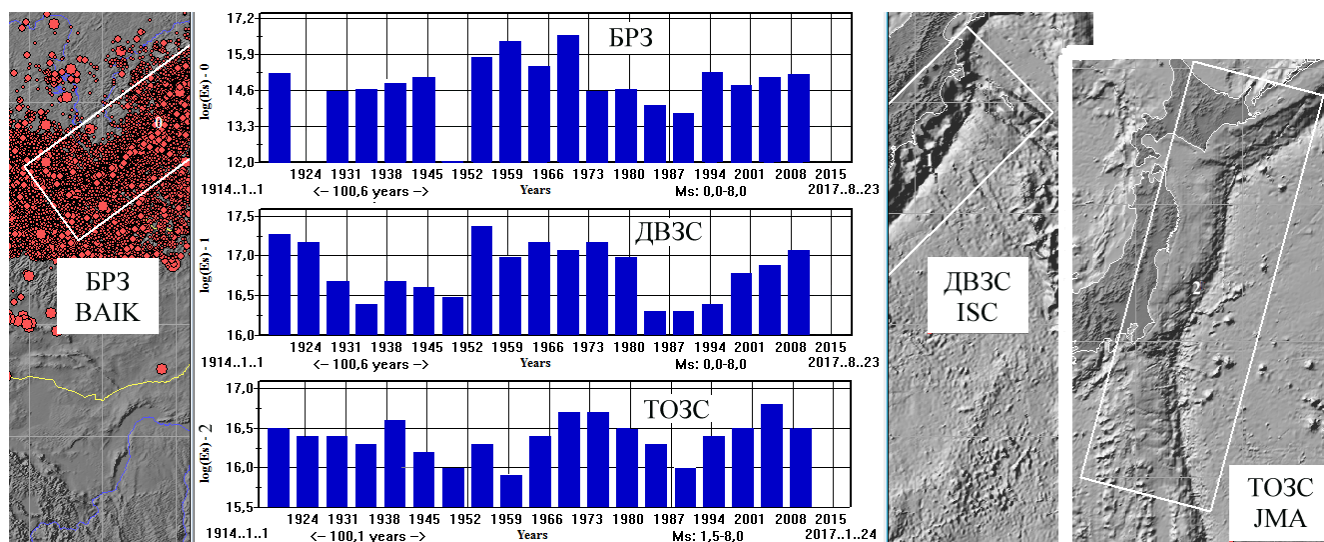


Рис. 4.22. Сравнение графиков суммарной сейсмической энергии $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ по 5-летним интервалам для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), Дальневосточной зоны субдукции (ДВЗС) и Тихоокеанской зоны субдукции (ТОЗС). Зоны выбраны с помощью функции регионализации (рамкой на карте) (GIS-ENDDB). Указаны названия используемых каталогов, наиболее детальных для каждого региона.

Суммарная сейсмическая энергия рассчитывается по 5-летним интервалам для регионов: Байкальская рифтовая зона (БРЗ), Дальневосточная зона субдукции (ДВЗС) и Тихоокеанская зона субдукции (ТОЗС) с использованием наиболее полных каталогов каждого региона: ВАИК для БРЗ, ISC для ДВЗС, JMA для ТОЗС. Не смотря на различие каталогов, выборочный коэффициент корреляции $K_{\text{КОР}}$

между гистограммами ДВЗС и ТОСЗ составляет 0.94 (за период 1959-2009гг), между БРЗ и ДВЗС - 0.57 (1924-2004гг), между БРЗ и ТОСЗ - 0.6 (1964-2004гг).

Используемая формула расчета $K_{КОР}$ [Тюрин, 2003] характеризует линейную зависимость между двумя выборками $x^m=(x_1, \dots, x_m)$ и $y^m=(y_1, \dots, y_m)$:

$$K_{КОР} = \frac{\sum_{i=1}^m (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^m (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^m (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (4.12)$$

где \bar{x} и \bar{y} - выборочные средние x^m и y^m .

Заметим, что вопреки ожиданиям, при сравнении гистограмм суммарной энергии по годам для одной и той же области (ДВЗС), но с использованием различных каталогов: ISC и КАМ (последний начат с 1962 года): $K_{КОР}=0.43$ – за весь период наблюдений ($K_{КОР}=0.56$ – за 1983-2015гг и $K_{КОР}=0.64$ – за 1983-2009гг). Причиной заниженных значений $K_{КОР}$ может быть чувствительность метода к отдельным выбросам. Поэтому в GIS-EEDB формула (4.12) используется не для расчета единого значения $K_{КОР}$ по всему временному ряду наблюдений, а для построения временного графика $K_{КОР}(t)$, где $K_{КОР_j}$ ($j=1, \dots, m/N_{STEP}$) рассчитываются в скользящем временном окне на основе трех параметров:

- $N_{ОСР}$ - диапазон осреднения - количество столбцов для расчёта среднего значения энергии $E_{СР}$ первого и второго графиков, т.е. \bar{x} и \bar{y} (в 4.12),
- N_{POINT} - количество столбцов для расчета коэффициента (в классическом варианте всегда выполняется равенство $N_{POINT} = N_{ОСР}$),
- N_{STEP} - шаг расчета коэффициента – количество столбцов исходных графиков между $K_{КОР_j}$ (при отсутствии перекрытия окон расчета устанавливается $N_{POINT} = N_{STEP}$).

Получаемая кривая отмечает диапазоны времени с наилучшей корреляцией гистограмм и локализует области отсутствия корреляции (Рисунок 4.23).

Пример 4. График суммарной сейсмической энергии $IgE_{СУМ}(t)$ применим для выявления кластеров взаимосвязанных событий накануне крупных землетрясений. Например, он показал отчётливую сейсмическую активизацию в

виде классического по форме (Рисунок 4.24б) кластера событий с $M_S \geq 3$ 14–20 сентября на фоне относительного затишья других дней последнего месяца перед Алтайским землетрясением [Дядьков, 2008; Михеева, 2011].

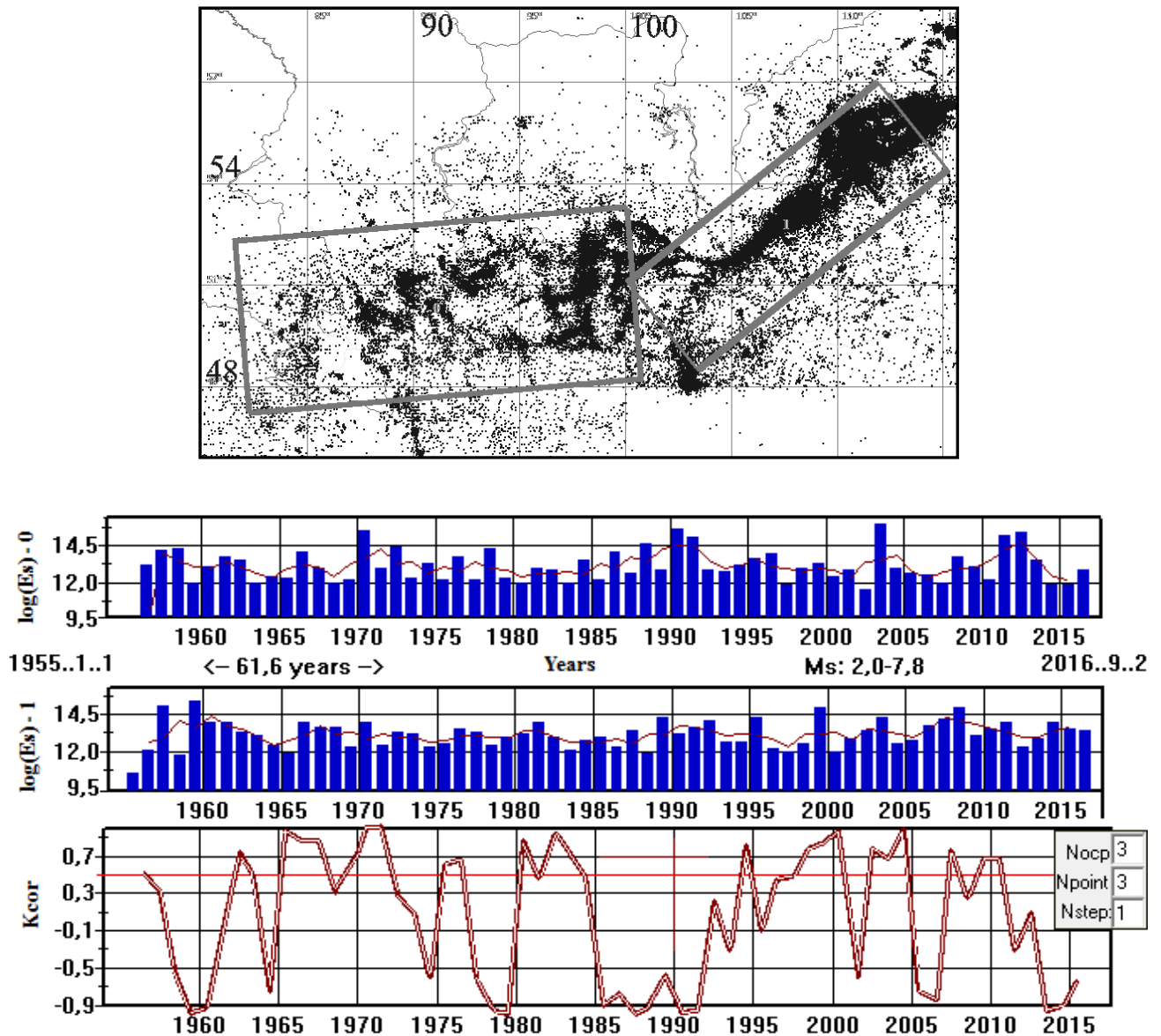


Рис. 4.23. Кривая корреляции графиков $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$ по годовым интервалам суммирования для Алтае-Саянского и Байкальского регионов, отмеченных рамками на карте (GIS-ENDDb, сводный каталог COMPLEX).

Интересно, что события этой линии протянулись по всему пространству от Западного Алтая до Забайкалья, соединяясь в протяженную “Алтае-Байкальскую”

линейную структуру (Рисунок 4.24а), подтверждая модель межрегиональной взаимосвязанности геодинамических проявлений.

Отметим, что для рассмотрения посуточного временного масштаба здесь применена процедура автоматической детализации временной шкалы, в которой суммирование энергий может проводиться по годам, месяцам, суткам и часам.

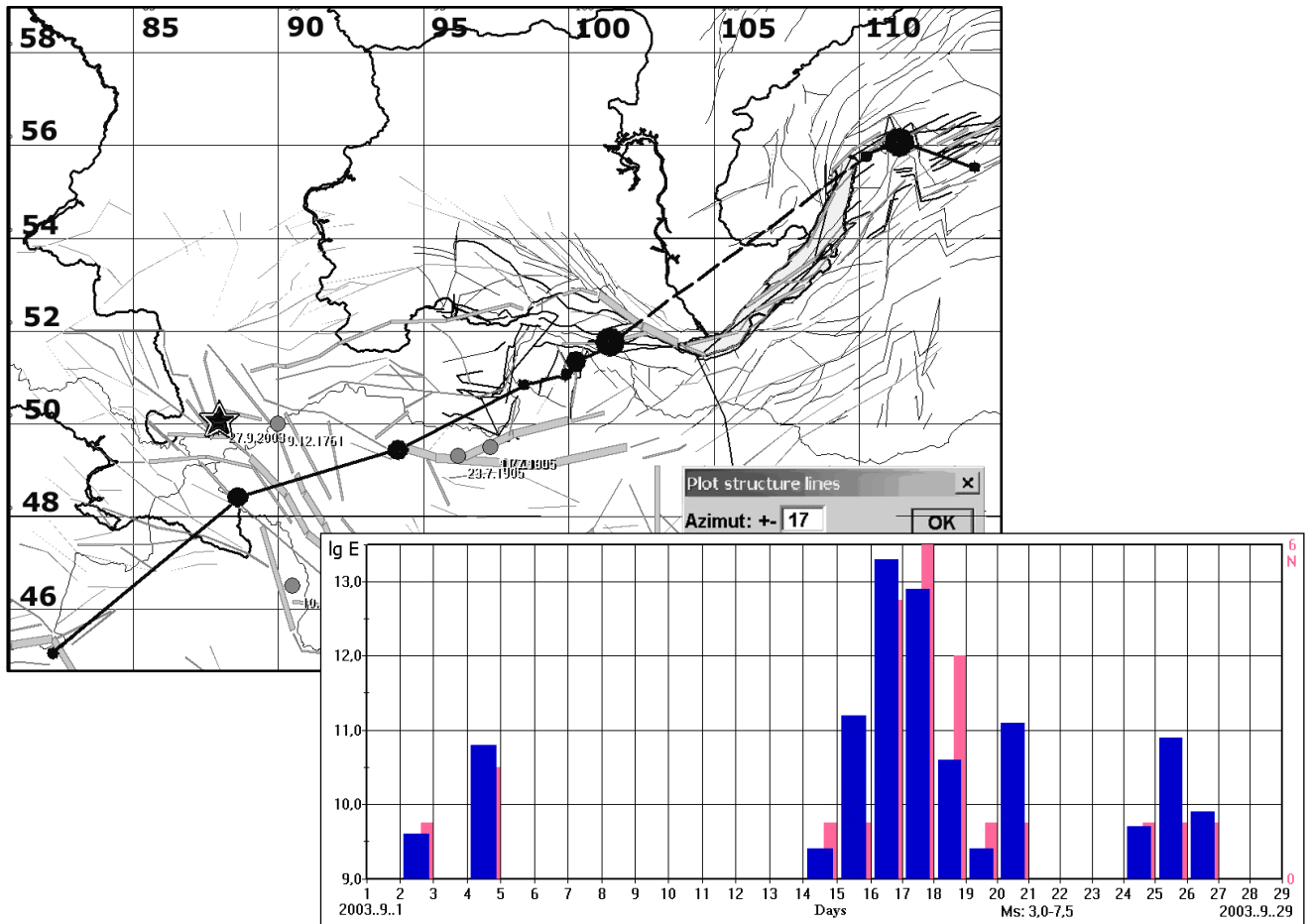


Рис. 4.24. Линейная сейсмоструктура (по землетрясениям 14–20 сентября 2003г с $M_S \geq 3$: черные круги) за последний месяц перед Алтайским землетрясением (GIS-ENDDDB, каталог COMPLEX) в пространстве и времени: на сентябрьском графике $\lg E_{\text{СУМ}}(t)$. Алтайское событие обозначено звездочкой. Нанесена система линейных структурных элементов из базы данных GIS-ENDDDB по тектонике: разломы Байкальского региона по С.И. Шерман (более яркими линиями – сбросо-сдвиги); серые полосы – тектонические зоны по [Ustomov, 2000]. Серые круги – землетрясения с $M_S \geq 7$ за весь период наблюдений.

4.1.3. Графики распределения землетрясений по их механизмам

Для исследования динамики во времени распределении фокальных механизмов очагов землетрясений того или иного типа создан блок статистического анализа параметров механизмов сейсмических очагов, включающий в себя построение гистограмм распределения:

1-2: значений угла *Slip* между простиранием плоскости разлома и вектором подвижки (1 – всех, 2 – среднего значения по заданному шагу осреднения),

3: относительного количества механизмов разного типа,

4: количества очагов с определениями механизмов,

5: общего количества очагов.

Пример 1. Рисунок 4.25 показывает подавляющее преобладание взбросового механизма для глубинных землетрясений в Памиро–Гиндукушской сейсмофокальной зоне, что характеризует тектонические процессы в этой зоне.

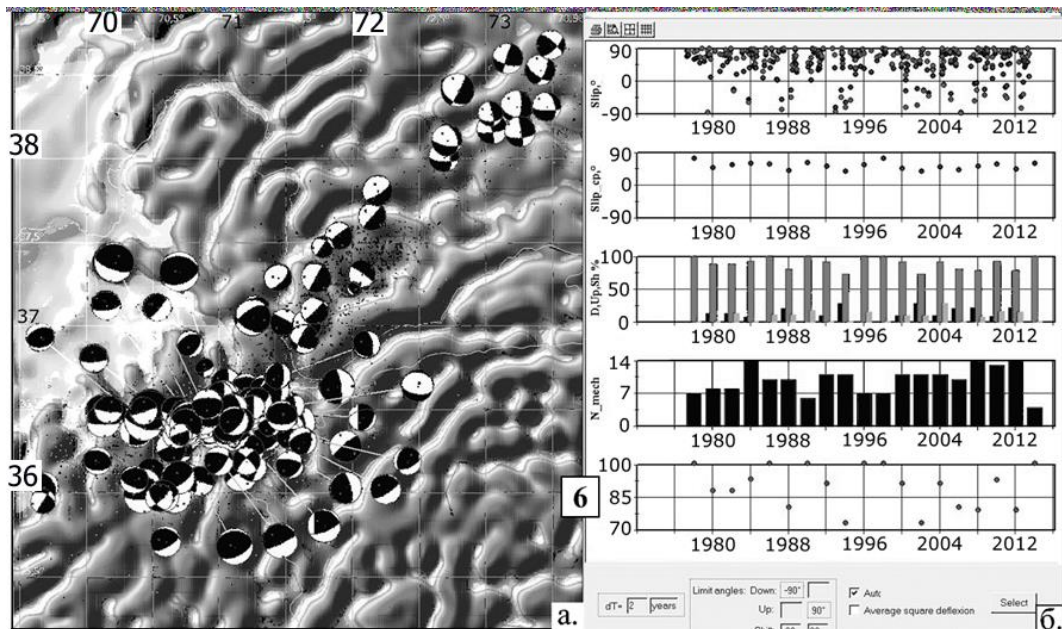


Рис. 4.25. Распределение механизмов глубинных очагов ($H \geq 100$ км) в Памиро–Гиндукушской сейсмофокальной зоне (GIS-ENDDDB, NEIC): а – на карте аномалий силы тяжести (V18.1); б – во времени (пояснения - в подписи к Рисунку 4.26).

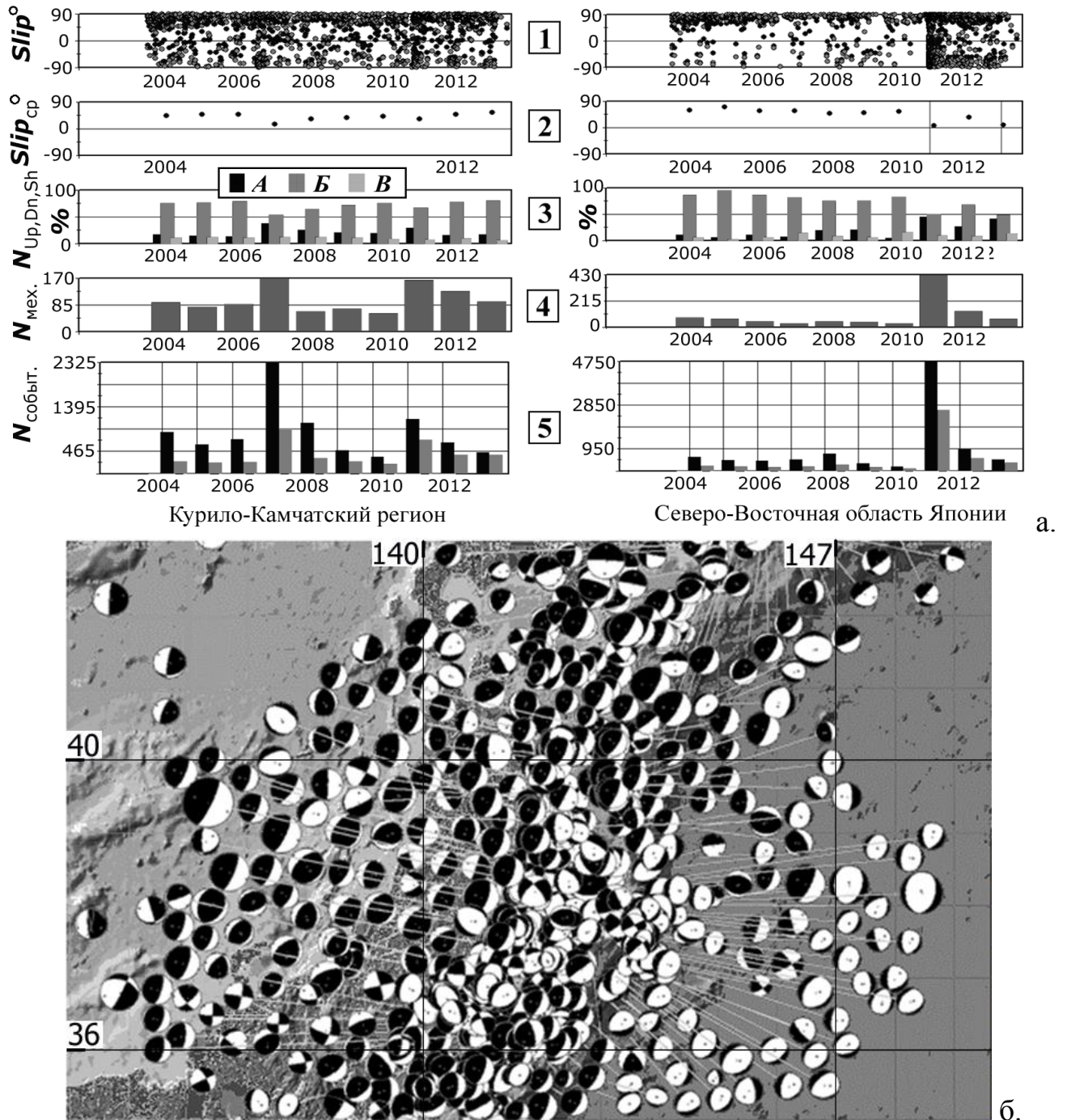


Рис. 4.26. Анализ распределения механизмов очагов по времени (а): значений угла $Slip$ и $Slip_{cp}$ (графики (1-2)), относительного количества (в %) механизмов различных типов (графики (3)), общего числа определений механизмов (графики (4)) и числа землетрясений (черный цвет – все, серый – события с $M_s \geq 4$) в Курило-Камчатском регионе (карта показана на Рисунке 3.7) и Северо-Восточной области Японии (карта показана на Рисунке (б)). Легенда графика (3): А - сбросы, Б - взбросы, В - сдвиги. Использованы: GIS-ENDDDB и каталоги Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН (графики слева) и JMA (графики справа) (см. Таблицу 2).

Пример 2. Рисунок 4.26 показывает активизацию (резкое увеличение числа событий) в 2007 и с 2011 года в Курило-Камчатской зоне, а также начиная с 2011 года – в северо-восточной части Японии с одновременным ростом относительного числа сбросовых механизмов. Активизация 2011 года связана с событием Тохоку, в районе которого аномальное количество сбросовых механизмов видно на карте стереограмм механизмов (между 37 и 38 параллелями: Рисунок 4.26б).

Пример 3. Изучение динамики изменения механизмов землетрясений, попавших в очерченную полигоном (Рисунок 4.27) сейсмоактивную зону Внутриазиатского горного пояса (термин по [Зоненшайн, 1990]), показывает аномальный рост относительного числа событий сдвигового механизма в 8-летний период перед Алтайским землетрясением: 1991–2003 годы (Рисунки 4.27 а-г), особенно в области, прилегающей к зоне подготовки этого события (Рисунок 4.27г). Зона подготовки обозначена на Рисунке 4.27 (д) рамкой. Эта закономерность прослеживается как по данным более детального каталога COMPLEX с высокой представительностью в области полигона ($M_{\text{ПР}} = 2$, что подтверждается линейностью графика повторяемости на Рисунке 4.27д), так и по данным менее детального каталога NEIC (Рисунки 4.27 а-г).

Можно сделать вывод, что за 8 лет до Алтайского события во Внутриазиатском горном поясе в целом активизировался режим образования сдвиговых зон, явившихся откликом на региональное сжатие (вследствие сближения Тарима и Западной Сибири). Наличие обширных субпараллельных *правосдвиговых* зон северо-западного простирания в районе Монгольского Алтая (отмеченного рамкой на рисунке 4.27д) упоминается, например, в работе [Новиков и др., 2014].

По временному распределению механизмов Внутриазиатского горного пояса **после** Алтайского землетрясения отмечается возвращение к геодинамическому режиму с преобладанием взбросовой составляющей (Рисунки 4.27 а-в).

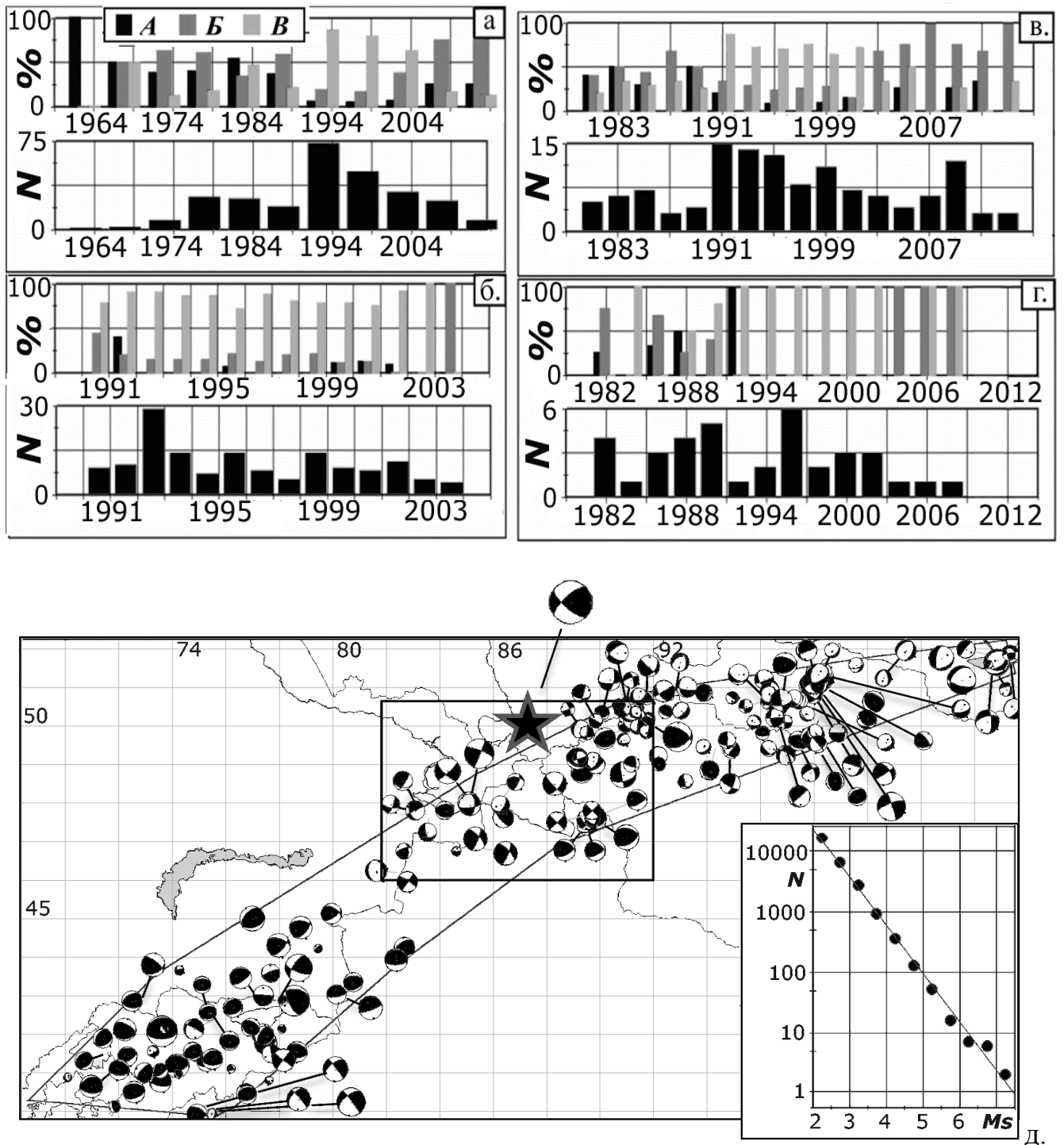


Рис. 4.27. Распределение механизмов землетрясений (GIS-ENDDDB) в окрестности Внутриазиатского горного пояса, оконтуренного полигональной областью (д): а-г – графики (3)-(4) из пояснения к Рисунку 4.26а: а – по каталогу COMPLEX по всему полигону; б – то же на интервале 1990-2003гг; в - по каталогу NEIC по всему полигону; г – то же в области подготовки Алтайского землетрясения (АЗ), отмеченной рамкой (д); д – карта и график повторяемости землетрясений с $M_s \geq 2$ каталога COMPLEX по полигональной области (полигону), звездочкой обозначено местоположение АЗ, имеющего взбросо-сдвиговый механизм.

4.1.4. Тектономагнитный блок

Тектономагнитный блок: модуль магнитных свойств горных пород (авторы: Дядьков П.Г., Михеева А.В., Гнибиденко З.Н., Левичева А.В.: Роспатент, гос. рег. № 2016719537 от 7.09.2016) и программа анализа этапов тектономагнитных наблюдений (авторы: Дядьков П.Г., Михеева А.В., Кулешов Д.: Роспатент, гос. рег. № 2016612862 от 10.03.2016) разработаны для визуализации и анализа данных тектономагнитных исследований [Дядьков, 2013].

Модуль магнитных свойств позволяет по выбранному на карте пункту (Рисунок 4.28) посмотреть данные сбора проб и анализа образцов на магнитные свойства по следующим группам и атрибутам:

1. Место взятия образца (название пункта, региона, описание места, координаты),
2. Характеристика образца (характер поверхности, объем),
3. Петрология и литология (внешний вид, тип породы),
4. Магнитная восприимчивость (значение, разброс, тип прибора),
5. Остаточная намагниченность (значение, наклонение, склонение, прибор),
6. Магнитоупругие коэффициенты (значения C_{IND} и C_R , тип прибора, литературный источник).

По клику на карте, координаты пункта передаются в программу поиска соответствующей записи в файле *magcnet.mcn*. Данные записи загружаются в 31 столбец списка *m_list* (последние 7 колонок списка – названия пунктов основного меню, которые визуализируются в виде отдельной обобщенной таблицы). По нажатию мышью по содержимому столбца обобщенной таблицы раскрывается содержание названного раздела в виде таблицы соответствующих данному разделу колонок (группы полей). Примеры вывода двух из 7 разделов («Место взятия образца» и «Петрология и литология» показаны на Рисунке 4.28).

The image displays the GIS-ENDDDB software interface. At the top, a window titled "[ENDDB1] Mag_char List [7 points]" contains a table with the following data:

№	Название пункта	Регион	Описание места	Latitude	Longitude	Глубина/высота
0	Нестериха	Байкал	Баргузин	53,6814	109,7417	715
1	МК-8	Байкал	Баргузин	53,6672	108,9717	737
2	Арангатуй	Байкал	Баргузин	53,5044	109,1094	475
3	1ГС	Байкал	Култукский участок	51,7575	103,7233	738
4	2ГС	Байкал	Култукский участок	51,8028	103,7717	918
5	3ГС	Байкал	Култукский участок	51,8442	103,8203	852
6	4ГС	Байкал	Култукский участок	51,8858	103,8383	890

Below the table is a menu with the following options:

- Все
- Место измерения/взятия образца
- Характеристика образца/места измерения
 - Петрология, литология
 - Магнитная восприимчивость
 - Остаточная намагниченность
 - Магнитоупругие коэффициенты

To the right is a topographic map showing the locations of the points marked with white triangles. The map includes coordinates 104, 107, 53, and 52.

At the bottom, another window titled "[ENDDB1] Mag_char List [7 points]" displays a table with the following data:

№	Внешний вид	Тип породы
0		Гранит? Роговая обманка?
1	серый, тонкими прослойками	
2	светло-коричневый	
3	валунник, темно-серый	гранодиорит?
4	валунник светло-коричневый с металлич, вкраплениями	?
5	темно-серый, блестящий, скальный выход	диорит?
6	темно-серый, мелко-зернистый, обнажение	

Рис. 4.28. Окна GIS-ENDDB вывода информации о магнитных свойствах горных пород по выбранному на карте пункту взятия образцов (белые треугольники).

Программа анализа этапов тектономагнитных наблюдений позволяет выбрать на карте множество пунктов наблюдений (с помощью полигона) или один пункт (кликом мыши по изображению пункта на карте) и посмотреть данные измерений в виде таблиц или графиков по годам.

Список пунктов наблюдений хранится в текстовом файле *mag_p.cty* (элемент списка содержит название на русском и английском языках и координаты). По выбору пункта координаты передаются программе поиска, которая по названию пункта находит данные его измерений в файле *mag_p.txt*. Оба файла могут пополняться пользователем в любом редакторе текстовых файлов.

На Рисунке 4.29 показан выбор четырех пунктов наблюдений с помощью многоугольной рамки (полигона), выбор во всплывающем меню способа анализа (в данном случае выбрана опция “Multi-graphic” – сравнительный анализ временных графиков) и результат визуализации графиков тех пунктов, данные наблюдений в которых имеются в базе данных.

Предусмотрена возможность управлять шкалой графиков, а также интерактивно корректировать выбросы на графиках с помощью мыши.

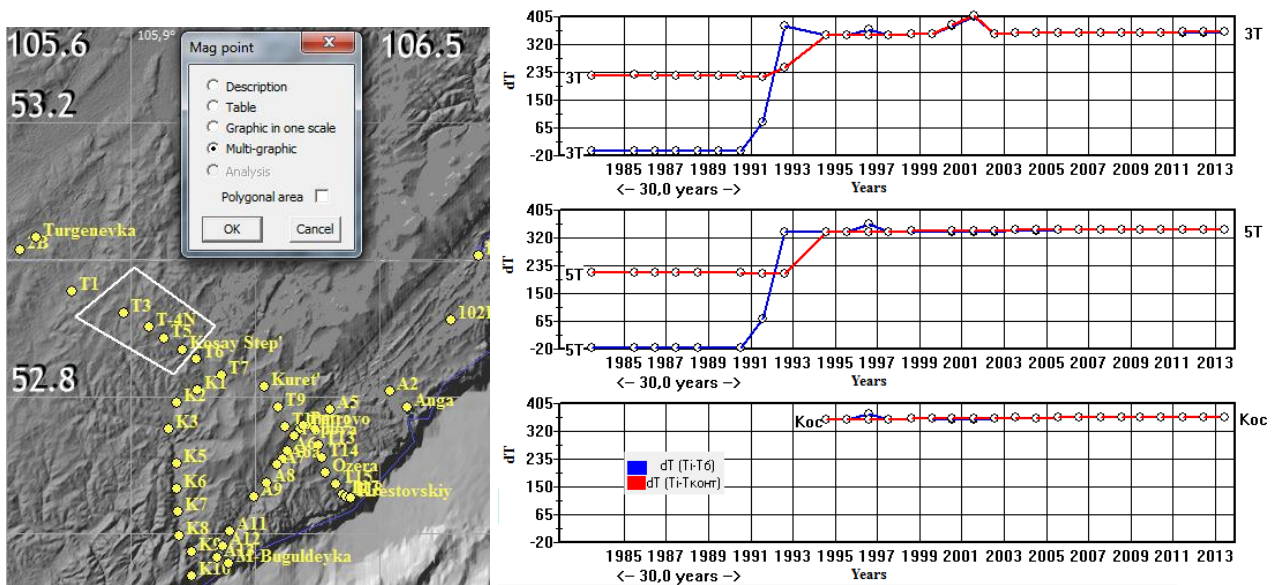


Рис. 4.29. Окно GIS-ENDDDB вывода графиков тектономагнитных наблюдений по выбранному на карте пункту или множеству пунктов, очерченных полигоном.

4.2. Картографические методы анализа данных

Картографические методы исследования – это построение зональных карт распределения различных характеристик сейсмогеодинамического процесса.

Помимо построения карт различных вариантов сейсмической активности (в том числе, традиционных в сейсмологии A_{10} , A_{15} , где A - среднее число очагов землетрясений в определенном диапазоне энергетического класса $K = 10, 15$

[Ризниченко, 1964]), других известных характеристик сейсмопроцесса [Михеева, 2011], в GIS-ENDDb для пространственного исследования введены вновь предложенные характеристики. Это карты сейсмических затиший и активности [Дядьков, 2008; Дядьков, 2010] по таким характеристикам, как нормированная к фону суммарная сейсмическая энергия $E_0 = \lg E_{\text{СР}}/E_{\text{Ф}}$, стабильности выделения энергии Sigma (по среднеквадратичному отклонению выделенной энергии от нормы) [Михеева, 2011], а также таких новых характеристик, как:

- максимумы магнитуд землетрясений $M_{\text{МАХ}}$ на задаваемую единицу площади,
- максимумы глубин $H_{\text{МАХ}}$ землетрясений,
- осредненная характеристика механизма в очагах $\text{Slip}_{\text{СР}}$ (осредненное напряженное состояние среды).

Технология визуализации зональных карт использует математический метод линейной интерполяции двумерной формулой Бесселя и содержит следующие реализованные программой этапы [Дядьков, Кузнецова, 2008]:

1. генерирование 2-мерных сеточных моделей характеристик (b , A , $E_{\text{ОТН}}$, $K_{\text{СР}}$, и т.д.),
2. преобразование сеточных моделей (интерполяция),
3. построение карт по равномерным интервалам времени перед толчком.
4. обнаружение пространственно-временных аномалий и оценивание их статистической значимости.

При построении карт возможен выбор варианта с двойным пространственным перекрытием (опция “Double cover”), что позволяет частично учесть ошибки, связанные с погрешностями определения положения эпицентров (Карты ожидаемых..., 1990; The maps..., 1991; Завьялов, 2006).

Технология интерактивного задания параметров ячейки позволяет строить карты аномалий различных характеристик сейсмичности с достоверностью, зависящей от ошибок определения координат каждого события. Так, для каталога ВАК – ошибка по широте: $\delta\varphi = 1\text{-}3$ км, в редких случаях до 9 км, и по долготе: $\delta\lambda = 2\text{-}4$ км, изредка до 17 км.

Ошибка определения времени каждого события (в ВАИК – ошибка $\delta t_0 = 0.1-0.5$ сек, иногда до 3.5 сек) является пренебрежимо малой, так как отрезки времени задаются в днях.

Для задания временных интервалов используются 4 параметра:

- 1) начальная дата (“*Begin date*”), от которой будут откладываться периоды равной длительности;
- 2) длительность каждого периода в годах (“*Time period*”);
- 3) шаг в годах между началами последовательных периодов, откладываемый от начальной даты (при отрицательном значении шаг откладывается в обратную сторону) (“*Step*”);
- 4) число исследуемых периодов, соответствующее количеству выводимых картограмм (“*Number of periods*”).

Для каждой рассматриваемой характеристики необходимо выбирать достаточные интервалы времени и размеры ячеек, чтобы выполнялось условие на количество событий в ячейке. Для большинства характеристик по умолчанию установлено критическое значение $N_{\Sigma} = 10$ (соответствующее погрешности определения параметра - около 30%), ниже которого данная ячейка не обрабатывается и отображается цветом фона. Для наклона графика повторяемости *b-value* по умолчанию устанавливается $N_{\Sigma} = 100$. Пример выбора детальности исследования на примерах карт *b-value* был показан в рукописи [Михеева, 2011]. Предлагаемый автором метод оценивания погрешности определения значений характеристик в каждой ячейке расчета в зависимости от статистической полноты выборки (на примере параметра *b-value*) будет показан в Разделе 4.2.2. Ячейка (единица площади) во всех картографических методах задается интерактивно

Большинство примеров картографического анализа по различным характеристикам геодинамической обстановки дается для территории близ префектуры Фукусима, испытавшей на себе 11.03.2011 разрушительное воздействие «Великого Восточно-Японского землетрясения» с магнитудой $M_W=9.0$. Альтернативное, наиболее часто используемое сейсмологами название

принадлежит агентству JMA - «Землетрясение Тохоку 2011 близ Тихоокеанского побережья» или сокращенно – землетрясение Тохоку. Область исследований при этом определена рамками: 36–39°N; 138–146°E [Mikheeva, 2013a; Изучение пространственно-временного..., 2014]. В качестве сейсмологической базы данных выбран каталог японского метеорологического агентства JMA (Рисунок 4.19), как наиболее полный на сегодняшний день для этого региона. При выборе сравнивались следующие японские каталоги: JUNECS (Japan University Network Earthquake Catalog), NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Earthquake Catalog) и каталог JMA (Japan Meteorological Agency).

4.2.1. Варианты расчета карт сейсмической активности и их сравнительный (корреляционный) анализ с фоновыми полями

Характеристика A - долговременная сейсмическая активность по Ю.В. Ризниченко (1964) представляет собой ординату Σ (в точке $K = K_0$) графика повторяемости и применяется для количественного сейсмического районирования [Ризниченко, 1964, Кузнецова, 1984; Салтыков, 2009]. Это карты осредненной по пространству и времени частоте повторения землетрясений класса K_{MIN} :

$$A = \frac{1-10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{\text{min}}-K_0)}} \cdot \frac{SN_{\Sigma}}{\Delta ST} ,$$

где S – «единичная» площадь нормирования, ΔS – площадь осреднения, на которой определено N_{Σ} ; T – время осреднения, γ - угол наклона графика повторяемости.

Расчет этой характеристики заложен в GIS-ENDDB, и примеры его применения показаны в работе [Михеева, 2011], в частности были обнаружены:

1. региональная сейсмическая активизация по картам A_{10} для событий с $M_S \geq 4.5$, наблюдавшаяся перед Алтайским, землетрясением в период с 1987 по август 2003 гг. [Стадии подготовки..., 2010],

2. особенности активизаций вокруг Джунгарского, Хами-Турфанского и Таримского блоков (и сами жёсткие блоковые структуры), выявляемые по картам A_{10} для событий с $M_S \geq 3$ за 1985–2011 гг [Неотектоника и сейсмичность..., 2014],

3. максимальная сейсмическая активность по картам A_{15} за последний 20-летний период (1994-2013 гг) для событий с $M_S = 3.5-7$, наблюдавшаяся в районе обширной очаговой зоны землетрясения Тохоку и вплотную примыкающая своим максимумом к побережью префектуры Фукусима в районе фукусимских атомных станций [Изучение пространственно-временного распределения..., 2014], при этом, почти не отмечая район будущего эпицентра землетрясения Тохоку.

Кроме карт долговременной повторяемости землетрясений в GIS-ENDDB реализованы и другие варианты расчета наблюдаемой сейсмической активности:

1. по плотности распределения событий заданной величины энергетического класса (число очагов землетрясений на единицу площади величиной $M_S = M_0 \pm \Delta M$, где M_0 и ΔM – интерактивные параметры метода);
2. по распределению числа эпицентров всех событий заданной выборки,
3. по распределению максимальной магнитуды произошедших событий.

Корреляционный анализ рассчитываемых аномалий с фоновыми полями осуществляется по графику распределения числа ячеек (узлов) N_y по разности ΔF приведенных значений полей F_1 и F_2 в ячейках, единых для сравниваемых полей:

$$\Delta F = \left| \frac{F_1 - F_{1.оср}}{F_{1.мах}} - \frac{F_2 - F_{2.оср}}{F_{2.мах}} \right|, \quad (4.13)$$

где $F_{i.оср}$ – усредненное значение F_i ; $F_{i.мах}$ – максимальное отклонение F_i от $F_{i.оср}$.

Пример 1. Корреляционный анализ взаимосвязи сейсмической активности и величины теплового потока (ТП) показал наилучший результат при использовании 3-го из перечисленных выше методов расчета сейсмической активности (Рисунок 4.30). Если к исходному полю ТП применить включенную в GIS-ENDDB функцию трансформации, то при задании размера ячейки для расчета $M_{МАХ}$ (максимальной зафиксированной магнитуды землетрясений) равным параметру R трансформации ТП на отдельных выборках землетрясений

визуально наблюдается хорошее соответствие в конфигурациях изолиний M_{MAX} и изолиний ТП (Рисунок 4.30) [Михеева, 2016б]. Например, при $R = 800$ км для событий Северной Америки изолинии $M_{\text{MAX}} \geq 4$, $H \geq 15$ км в целом соответствует изолиниям ТП со значениями ≥ 80 мВт/м² (Рисунок 4.30а). Для Азиатского региона при выбранном усреднении $R = 800$ -900 км изолинии максимальной энергии с небольшим смещением совпадают с распределением региональной составляющей ТП для глубинной сейсмичности ($H \geq 50$ км) (Рисунок 4.30б).

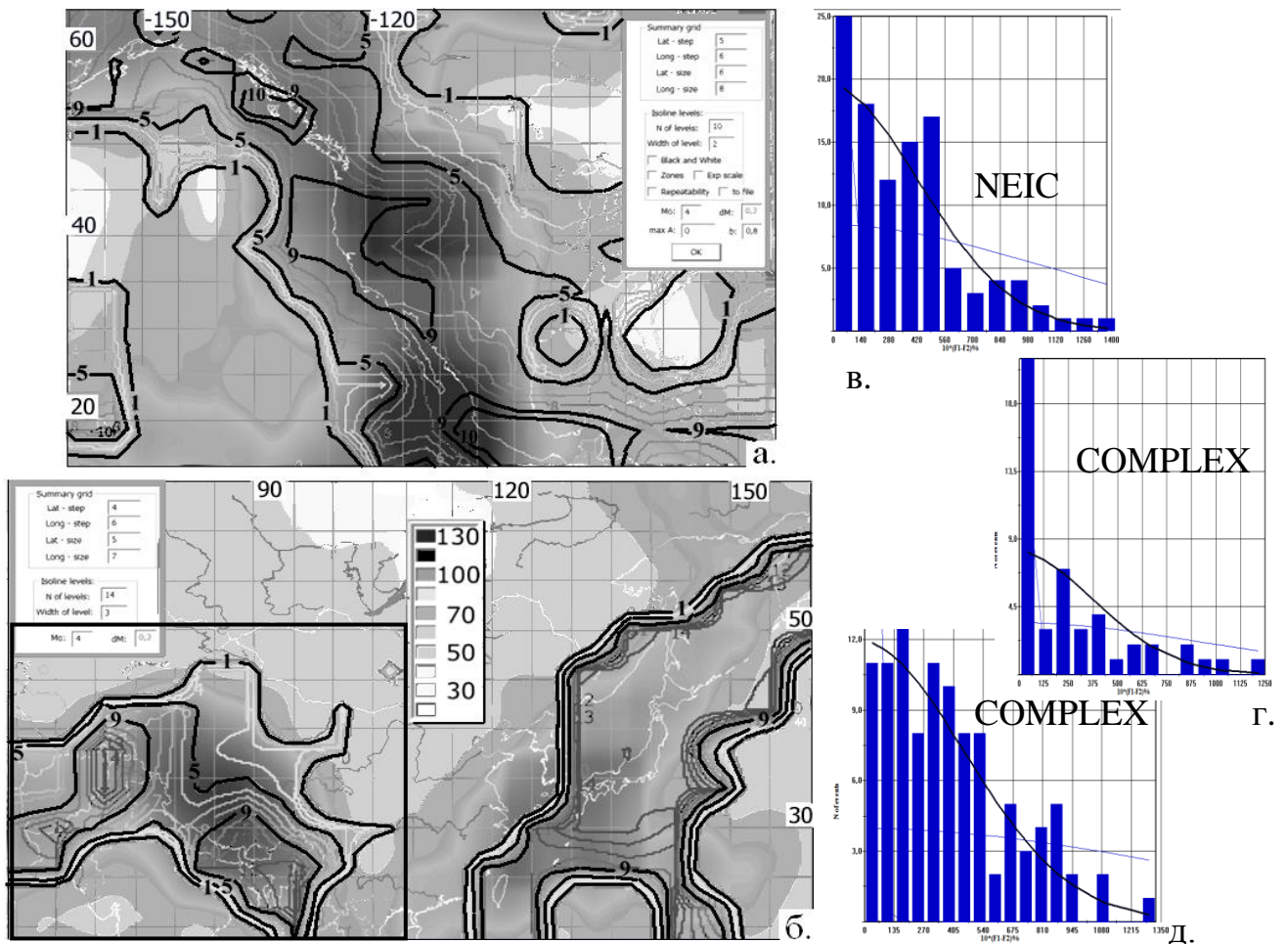


Рис. 4.30. Изолинии M_{MAX} на фоне региональной компоненты ТП (мВт/м²) (GIS-ENDDDB): а – в Северной Америке (NEIC, $M_S \geq 4$, $H \geq 15$ км); б – в Азиатско-Дальневосточной области (COMPLEX, $M_S \geq 4$, $H \geq 50$ км). Черным изолиниям 1, 5, 9 соответствуют верхние значения $M_{\text{MAX}} = 4.0$; 5.4; 6.8; в-д – зависимость числа узлов от ΔF (4.13) (параметра корреляции сеток M_{MAX} и ТП) на фоне нормального распределения: в) 23% узлов различаются менее чем на 5%, а 80% - менее чем на 28% от максимального разброса ΔF ; г) 44% узлов различаются менее чем на 5%, а 80% узлов - менее чем на 22%; д) 77% узлов различаются менее чем на 27%.

На графиках $N_y(\Delta F)$ Рисунка 4.30 по величине первых столбцов видна слабая корреляция в области (а) (Рисунок 4.30в), высокая - в области, отмеченной рамкой (б) (Рисунок 4.30г), и почти не выраженная – во всей области (б) (Рисунок 4.30д).

4.2.2. Экспертный подход к построению карт *b-value* - наклона графика повторяемости землетрясений

В отличие от карт сейсмической активности, устойчивость оценок которых достаточно высока, поведение наклона графика повторяемости землетрясений полностью зависит от текущей выборки и полученные аномалии могут оказаться менее устойчивыми.

Неравномерность сейсмического процесса в пространстве, разделяемом на равномерные элементарные ячейки, может привести к случаям определения величины b по малому количеству землетрясений, не представляющему весь диапазон графика повторяемости. Точность оценки зависит также от статистической однородности этой выборки, т.е. окно должно покрывать тектонически-однородную пространственную область и относиться к такому временному интервалу, на котором не происходит существенных изменений параметров сейсмического потока [Гитис, 2004б]. Увеличение размеров пространственно-временного окна может привести к сомнительным оценкам из-за смещения наблюдений, принадлежащих различным вероятностным распределениям, а уменьшение размеров окна приводит к неточностям оценок из-за малого объёма выборки. Разными авторами по-разному решается эта проблема.

В одной из работ [Гитис, 2004б] предлагается задавать гибкую ячейку осреднения, увеличивающуюся вдвое в случае недостаточной количества событий для надежного определения b . Иногда к полученным аномалиям для оценки их значимости применяется Z -тест [Гитис, 2004б; Салтыков и др., 2009]. Однако этот подход, как и метод определения b , используемый в этих работах, представляется недостаточно надежными, т.к. не учитывает дисперсию графика повторяемости.

В наших исследованиях последовательно применяются различные комбинации параметров расчета величины *b-value* (экспертный или интерактивный подход), и в качестве достоверных принимаются лишь устойчивые к их изменению результаты. При этом следует исследовать по возможности характер распределения сейсмичности в полученных ячейках, учитывать представительность выборки и, соответственно, избегать излишней детальности при задании параметров суммирования (шаг по магнитуде и времени, размеры ячейки). Кроме того, поскольку рассчитанное значение *b* может оказаться ошибочным в случаях нелинейности графика повторяемости в отдельных ячейках, в программу введена возможность задания максимально допустимого среднеквадратичного отклонения σ (дисперсии) графиков повторяемости (опция *max_σ*). Ячейки, в которых значение σ ниже этого порога, а также ячейки, в которых количество попавших событий не соответствует уровню представительности, остаются прозрачными.

Как отмечает Ю.В. Ризниченко, «для надёжного определения каждого отдельного значения γ нужно иметь около 100 и более представительных землетрясений в достаточно широком диапазоне энергетического класса *K*» [Ризниченко, 1985]. Нами для статистически точного определения необходимого объёма выборки и учёта её влияния на погрешность оценок использовалось понятие доверительного интервала [Михеева, 2011].

Достаточно точные для практики доверительные интервалы для выборочной оценки (\bar{b}) можно построить, опираясь на известную в теории вероятности теорему Муавра-Лапласа [Тюрин, 2003], согласно которой точность $\varepsilon=3\%$ ($\delta=0.03$) будет обеспечена при объёме выборки *n* таком, что:

$$|u| / (2\sqrt{n}) \leq 0.03 \quad (4.14)$$

Так, при доверительной вероятности равной 0.95 (такая статистическая надёжность вывода считается умеренной) квантиль $|u|_{0.95} = u_{0.975}$ принимает значение 1.96. Таким образом, левая часть формулы 4.14 практически приводится

к виду $1/\sqrt{n}$, что согласуется с оценками других авторов [Многомасштабная модель..., 1996, Смирнов, 2003].

Таким образом, для контроля достоверности определения параметра *b-value* предлагаются критерии:

1. среднеквадратичное отклонение σ точек графика повторяемости относительно аппроксимирующей прямой в каждой ячейке расчета,
2. представительность выборки (одновременный расчет с теми же параметрами ячейки изолиний или сетки ячеек с указанием объема выборки и вывод на цветовой шкале соответствующих погрешностей в % (4.14)),
3. учет ошибок определений параметров каталогов: $\delta\varphi$, $\delta\lambda$, $\delta t\theta$, δM (δK) (как было показано в начале Раздела 4.2).

Достоинством метода исследования сейсмичности по распределению параметра *b-value* является его возможная связь с процессом накопления упругой энергии в земной коре [Mogi, 1962]. Изменения значений параметра *b* или γ во времени соответствуют этапам перестройки напряженно-деформированного состояния литосферы, зависят от условий процесса её нагружения [Завьялов, 2005]. Рассмотрим несколько примеров применения этого метода.

Пример 1. Серия карт *b-value* по равномерным интервалам времени в зоне формирования будущего очага Тохоку (Рисунок 4.31) показывает постепенную трансформацию субвертикальной аномалии в субширотную отрицательную аномалию, вытянутую вдоль 38-й параллели на последнем 4-летнем интервале времени перед толчком. Выбор временного интервала определен по условию достаточности количества событий в ячейках осреднения для получения оценок параметра с приемлемой погрешностью. Понижение параметра *b* за последние 10 лет составляет значение 0.15 (Рисунок 4.31б) с погрешностью $\varepsilon = 3.3\text{--}2.9\%$. Дополнительный контроль устойчивости полученных оценок производится с помощью расчета среднеквадратического отклонения σ , которое здесь меньше 0.1 в наиболее значимых точках (Рисунок 4.31б). Отметим, что получить данные

удовлетворительной достоверности за относительно небольшой (для данного метода) период времени (по 4-летним интервалам) удалось благодаря исключительно высокому качеству (полноте и представительности) использованного каталога JMA (см. Рисунок 4.19).

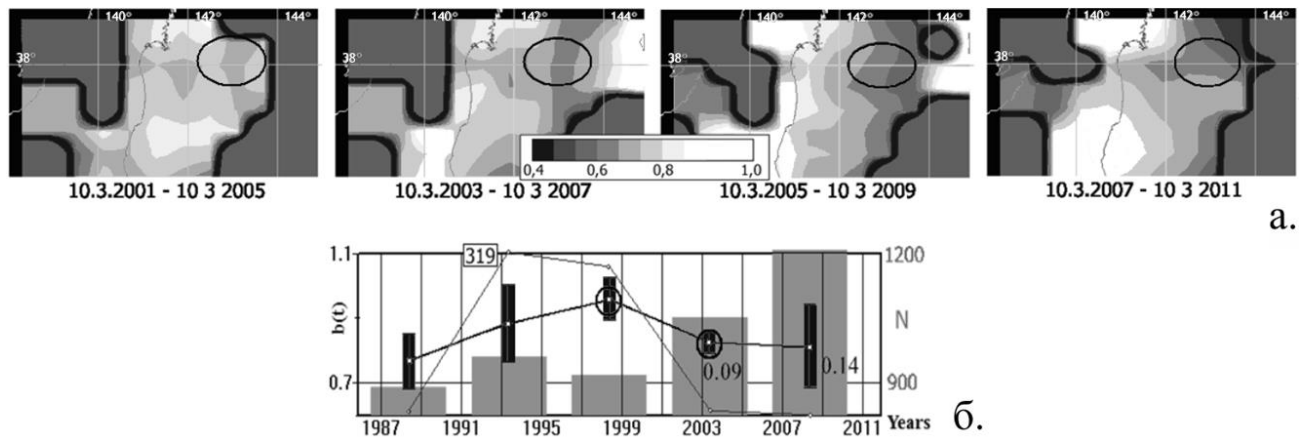


Рис. 4.31. Поведение параметра b -value накануне землетрясения Тохоку (GIS-ENDDDB, JMA): а – пространственные аномалии по последовательным 4-летним интервалам времени (двойное перекрытие по времени окна расчета; ячейка $0.4 \times 0.6^\circ$, $3.5 \leq M_s \leq 7$, $\sigma \leq 0.3$, афтершоки удалены; овалы показывают зону будущего очага); б – временной график по 5-летним интервалам (вертикальные отрезки графика показывают величину σ точек графика повторяемости; столбцы гистограммы – количество событий; тонкая черная линия – график отношения количества слабых событий к сильным); овалами отмечены точки с $\sigma \leq 0.09$.

4.2.3. Зоны распределения плотности сейсмогенных разрывов K_{CP} (параметр концентрации трещин)

Одним из наиболее информативных картографических методов GIS-ENDDDB реализован в модуле расчёта параметра повреждаемости среды или плотности сейсмогенных разрывов K_{CP} . Представления о концентрационном

критерии были впервые предложены в середине прошлого столетия С.Н. Журковым [Журков, 1968]. Концентрационный критерий K^* , определяемый как отношение среднего расстояния между трещинами в предразрывном состоянии к их средней длине, характеризует близость макротрещин друг к другу и, следовательно, их способность к взаимодействию посредством локальных полей напряжений, создаваемых ими, и к слиянию.

Исходя из аналогии протекания процессов разрушения на разных масштабных уровнях, представления о концентрационном критерии укрупнения трещин были распространены на крупномасштабные процессы, протекающие в земной коре [Соболев, 1980; Журков, 1983; Петров, 1984; Кейлис-Борок, 1986б; Завьялов, 2005]. В сейсмологическую практику был введен параметр концентрации (плотности) сейсмогенных разрывов $K_{SF}(t)$, характеризующий состояние сейсмологического процесса в рассматриваемом сейсмоактивном объеме земной коры V_0 на момент времени t . Высокая степень концентрации разрывов может спровоцировать их слияние и укрупнение, образование полос локализации деформаций и потерю устойчивости среды, а, в результате, сильное землетрясение, и контроль этого критического параметра, определяющего начало перехода к стадии макроразрушения среды, имеет прогностическое значение.

Используемый в алгоритме параметр концентрации сейсмогенных разрывов K_{CP} представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами R_{AVR} , произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT , к их средней длине:

$$K_{CP} = R_{AVR} / L_{AVR} = \mu^{-1/3} / L_{AVR}, \quad (4.15)$$

где $\mu = N / V_0$ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям; L_{AVR} – средняя длина разрыва по ансамблю трещин; N – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов $[K_{MIN}, K_{MAX}]$, произошедших в сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT . Средняя длина разрыва по ансамблю трещин:

$$L_{AVR} = \sum_{j=1}^N \frac{L_j}{N},$$

где L_j – длина сейсмогенного разрыва каждого из рассматриваемых землетрясений, которая оценивается по формуле (3.3) или (3.5) и во время сеанса работы хранится в таблице сейсмологической базы данных (Таблица 1).

Параметр K_{CP} является наиболее естественным физическим параметром, т.к. использует теорию прочности и концентрационного критерия разрушения твердых тел для описания процессов в очаге землетрясений, однако классическое использование K_{CP} для выявления периодов времени падения значений параметра ниже заданного порога в качестве прогностического признака [Долгосрочный прогноз..., 1984], к сожалению, в реальной сейсмичности не дают яркого и стабильного результата. В данной работе предлагается использование K_{CP} для пространственного выявления структурно-тектонических элементов, к которым происходит стягивание трещин перед сильным толчком. Параметры алгоритма: “ K_{MAX} ” - ограничение K_{CP} сверху (0 по умолчанию = без ограничения), “ a ” и “ c ”, используемые для расчета длины разрыва L (формула 3.4) и максимальная глубина сейсмичности “ h ” в км (11 км по умолчанию).

Пример 1. Карты пространственного распределения параметра K_{CP} (4.15) на Рисунке 4.32 дают представление о росте концентрации трещин в области подготовки землетрясения Тохоку и его форшока. Кроме того, на картах отчетливо проявляется стягивание трещин к асейсмичной линейной структуре, проявляемой выше линии ВВ (Рисунок 4.32).

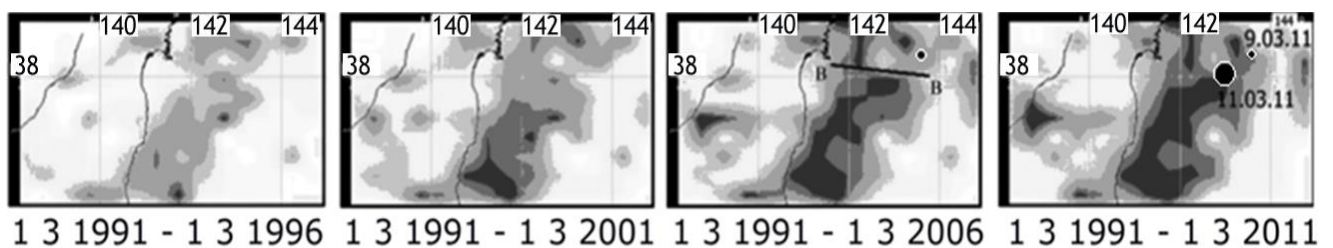


Рис. 4.32. Кумулятивное изменение по равномерным интервалам времени параметра плотности сейсмогенных разрывов K_{CP} (4.15) (ячейка $0.3 \times 0.5^\circ$, $3.5 \leq M_S \leq 9$, $H_{MAX} = 50$ км) (GIS-ENDDB, JMA). Землетрясение Тохоку и его форшок обведены белыми окружностями.

4.2.4. Зоны распределения относительных суммарных энергий

Величина выделяемой землетрясениями энергии, отнесённая к фоновому значению поля сейсмической энергии на единицу времени, рассчитывается по формуле: $E_{\text{ОТН}} = \lg (E_S / E_N)$ [Дядьков, 2008]. Карты $E_{\text{ОТН}}$ характеризуют дефицит или превышение сейсмической энергии, выделяемой в исследуемый интервал времени в данной ячейке относительно нормы. Нормированная оценка более независима от характера распределения сейсмичности в пространстве и при интерпретации её результатов не требует учитывать плотность сейсмических локализаций в каждой ячейке. Относительный характер рассматриваемой характеристики более приемлем в условиях невысокого качества данных наблюдений при ограниченности временного интервала (для выявления зон затиший рассматриваются интервалы менее 1 года) и недостаточной чувствительности сети сейсмических станций. Характеристика $E_{\text{ОТН}}$ предложена П.Г. Дядьковым для выявления областей сейсмических затиший перед сильным землетрясением. Однако, она может быть использована для изучения сейсмогеодинамического процесса и на более масштабном региональном и планетарном уровнях, например, для изучения механизмов взаимодействия жестких тектонических структур со складчатыми зонами (орогенами).

Пример 1. В области подготовки Алтайского землетрясения 27.09.2003г карты $E_{\text{ОТН}}$ в предшествующие 4 года показывают нарастание площади затиший, причём непосредственно за 1-2 года до землетрясения возникли самые большие по площади зоны сейсмических затиший по всей Алтае-Саянской области [Дядьков, 2008]. Долговременное сейсмическое затишье выявлено для событий с $M_S \geq 3$ в 1986–1999гг с юга от района Алтайского землетрясения [Стадии подготовки..., 2010]. При построении осуществлена проверка на устойчивость аномалий $E_{\text{ОТН}}$ к вариациям по размеру и пространственно-временному расположению окон суммирования [Михеева, 2011]. Кроме того, осуществлялось

оценивание уровня ошибок, обусловленных в данном методе погрешностью δK определения энергетического класса [Михеева, 2011].

Пример 2. Параметр относительной суммарной энергии использован для анализа аномалий сейсмической активности (затиший и активизаций), связанных с пространственным распределением асейсмичного Таримского блока. На Рисунке 4.33 в юго-западном направлении от Таримского блока отмечается формирование обширной области затишья (темно-серый цвет), которая концентрируется на интервале 1992–1996гг в узкую структуру северо-северо-восточного простирания в виде «моста» между двумя жесткими блоками.

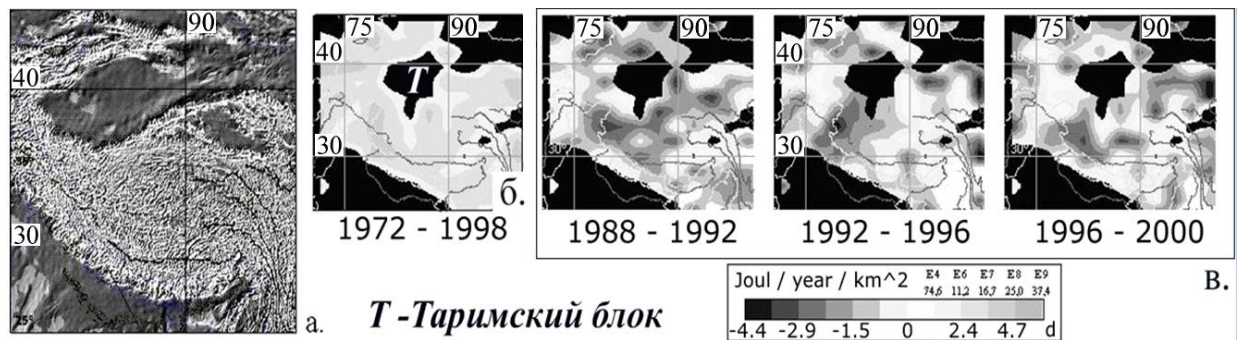


Рис. 4.33. Аномалии в Центральной Азии (GIS-ENDDDB): а – гравитационные (темный цвет означает понижение значений Δg), б – распределение суммарной энергии за 1972–1998гг, приведённой к 1 году и принимаемой за норму, в – асейсмические области (черные участки) и сейсмические затишья (темно-серые аномалии E_{OTH}) по 4-летним интервалам без перекрытия (COMPLEX).

С 1997-2000гг затишье снова распространяется на большую площадь (Рисунок 4.33в) и смещается в сторону будущего эпицентра Непальского мульти-землетрясения (25-28.04.2015г, $M_w=7.8$). Используются данные объединенного каталога землетрясений COMPLEX ($M_s \geq 4$ за 1972-2000гг в области 24-46° с.ш.; 70-102° в.д.).

Пример 3. На Рисунке 4.34 видна структура и динамика затишья, образовавшегося в последние 2 года перед землетрясением Тохоку и его

форшоком. Сейсмическое затишье, появившееся в 2008–2009 гг к северу от эпицентра будущего события, сменилось слабой форшоковой активизацией за год перед главным толчком.

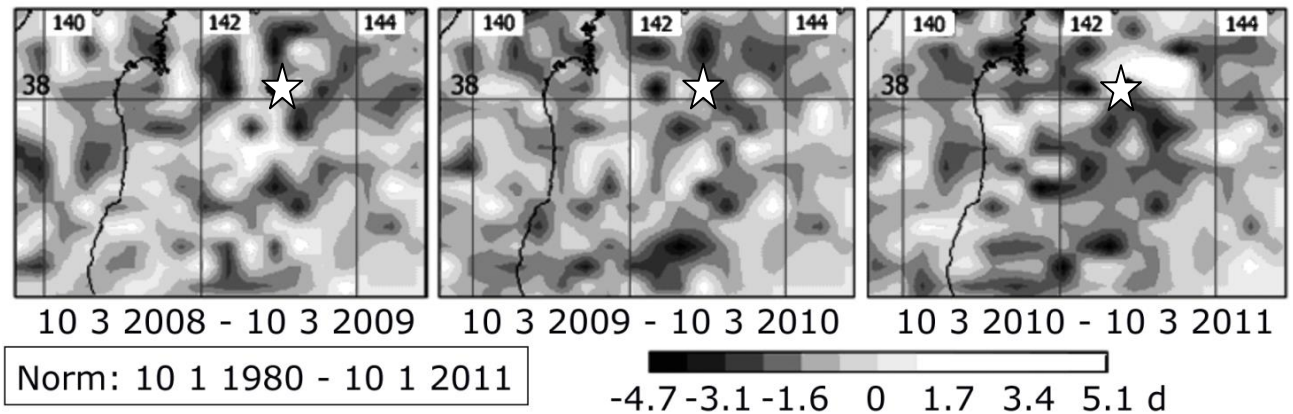


Рис. 4.34. Относительные сейсмические активизации и затишья (показаны, соответственно, светлым и темным цветом) за годовые интервалы перед Тохоку-землетрясением (параметры расчета: ячейка $0.2 \times 0.3^\circ$, $3.5 \leq M_S \leq 6.5$) (GIS-ENDDB, JMA). Эпицентр будущего землетрясения показан звездочкой.

При этом в 2010 году к западу и югу от эпицентра будущего землетрясения формируется хорошо выраженное сейсмическое затишье. Эпицентр приходится на пограничную область затишья с высоким градиентом значений между областями повышенных и пониженных значений $E_{\text{отн}}$. Эта закономерность отмечалась и в более ранних работах [Dyadkov, Kuznetsova, Mikheeva, 2004].

Карта градиентов ($\nabla E_{\text{отн}}$) показывает в последний год перед событием отчетливые положительные аномалии в области эпицентров будущего землетрясения Тохоку (1), его форшока 09.03.2011 г (2), и афтершока 11.04.2011 г (3) на юге префектуры Фукусима (Рисунок 3.35б). Карта градиентов ($\nabla E_{\text{отн}}$) носит наиболее явный прогностический характер. В процедуре расчета градиента осуществляется поиск максимальной разности между величинами относительной энергии в текущем и соседних узлах расчетной сетки.

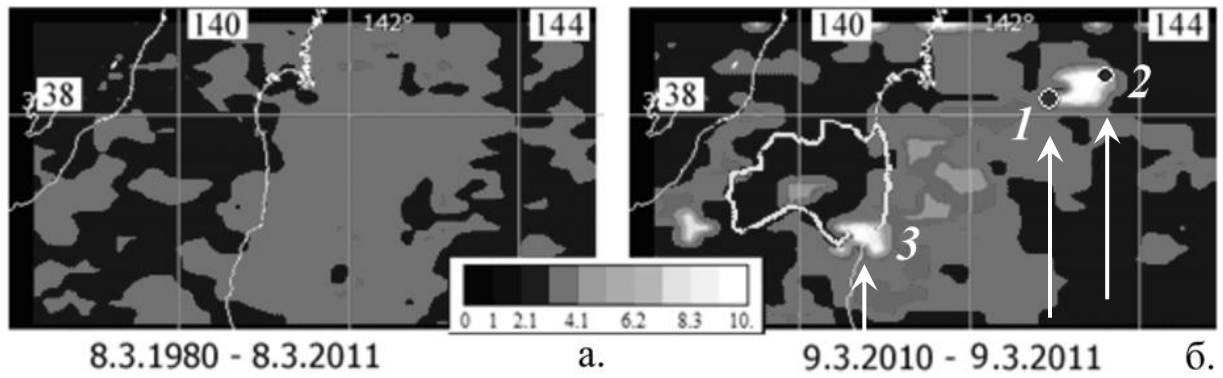


Рис. 4.35. Карта градиентов относительной сейсмической энергии (GIS-ENDDDB, JMA): а – для фоновой сейсмичности (осредненной за 30 лет); б – для сейсмичности последнего года перед Тохоку (ячейка $0.1 \times 0.2^\circ$, $3.5 \leq M_S \leq 6.5$, афтершоки удалены). Стрелками показаны аномалии, отмечающие будущие толчки: Тохоку (1), его форшок (2) (показаны черными точками) и афтершок (3).

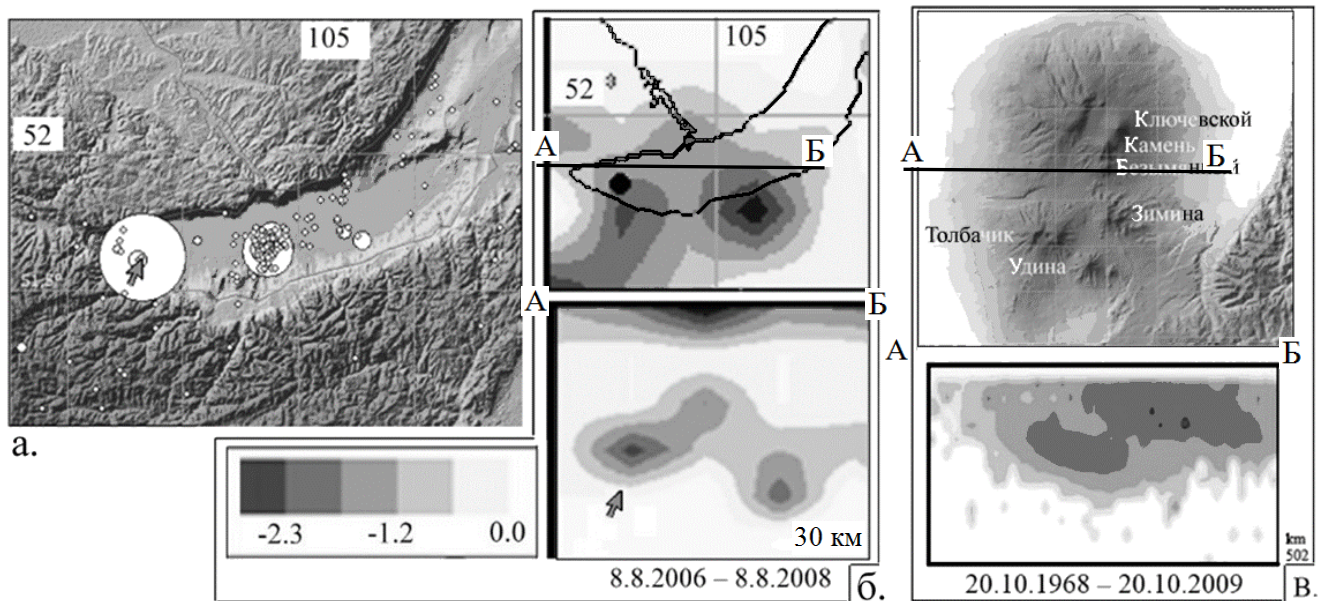


Рис. 4.36. Разрезы полей распределения усредненной относительной энергии сейсмичности $E_{\text{ОТН}}$ различных геодинамических обстановок (GIS-ENDDDB, каталоги ЕГС РАН): а-б - в южной части Байкала, стрелкой указан эпицентр Култукского землетрясения (27.8.2008, $M_S = 6.5$): а – сейсмичность за 1987–28.8.2008, $M_S = 3-7$, размер очагов показан в масштабе карты; б – $E_{\text{ОТН}}$ (2006–2008гг, $M_S = 3-5$) на карте (вверху) и в разрезе по профилю АБ (внизу); в – по Ключевской группе вулканов в разрезе по профилю АБ (показан вверху): норма $E_{\text{ОТН}}$ (внизу) за 1968–2009гг, $M_S = 2.0-4.1$, глубина разреза – 500 км.

Пример 4. Большое значение имеет рассмотрение изменений параметра $E_{\text{отн}}$ в разрезе (Рисунок 4.36). Например, на карте параметра $E_{\text{отн}}$, построенной по сейсмичности южной части Байкала (Рисунок 4.36б, вверху), видно, что Култукское событие 27.8.2008, $M_S = 6.5$ (отмечено черной точкой) произошло на границе зоны затишья. В разрезе это затишье проявляется на глубинах 15-20 км (указано стрелкой на Рисунке 4.36б, внизу).

Пример 5. При изучении слабой сейсмичности магматической системы активной Ключевской группы вулканов по пересчитанному локальному каталогу Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН [Кукарина, 2016] распределение параметра $E_{\text{отн}}$, построенное в разрезе, позволяет установить форму очаговой зоны КГВ (Рисунок 4.36в) и проследить динамику [Mikheeva, 2014б] развития вулканогенного сейсмического процесса на периферии этой зоны.

4.2.5. Механизмы очагов землетрясений и поля напряжений на карте и в разрезе

По данным о пространственном распределении фокальных механизмов очагов землетрясений того или иного типа можно исследовать структурную конфигурацию напряжённых областей земной коры.

При расчете в GIS-ENDDB полей напряжений (зон «растяжения» и «сжатия») используется характеристика сейсмического режима $Slip_{\text{CP}}$ – усредненное по ячейке значение параметра $Slip_{12}$, который является средним арифметическим двух решений векторов скольжения $Slip_1$ и $Slip_2$ (содержащихся в каталогах фокальных механизмов) на первой и второй нодальных плоскостях ($np1$ и $np2$), приведенных к горизонтальной плоскости:

1. случай: $Slip_{12} = 30 - 90^\circ$ соответствует механизму сжатия с обратным скольжением (взброс);

2. $Slip_{12} = -90 - -30^\circ$ - механизму растяжения (сброс);

3. $Slip_{12} = -30 - 30^\circ$ - механизму скольжения (сдвиг).

Граничные значения между типами механизмов (30, -30) заданы по умолчанию и могут меняться пользователем, в том числе, с перекрытием границ. Отметим, что в сейсмологической практике уже используется прием осреднения механизмов очагов землетрясений с целью нахождения осредненного напряженного состояния среды и выявления характерных типов подвижек. Но классификация по типу механизма (сейсмодислокации) осуществлена по величине углов наклона к горизонту оси промежуточного напряжения ($p1_N$) и нодальных плоскостей ($dp1, dp2$): сдвиги – $p1_N \geq 45^\circ$; сбросы и взбросы – $p1_N < 45^\circ, 20^\circ < dp1; dp2 < 70^\circ$; взрезы – $p1_N < 45^\circ, dp1 \geq 70^\circ, dp2 \leq 20^\circ$ [Фокина, 2004]. Эта классификация не применима для выявления областей растяжения и сжатия, объединяя характерные для них сбросы и взбросы в одну группу.

Пример 1. Латеральное распределение направлений скольжения (*Slip*) уже используется на практике для выявления ориентации разломных зон. Так, в работах [Zhao, 1997, Twin ruptures..., 2012] по распределению *Slip* выявлена «направленная в сторону суши океаническая разломная зона, контролирующая изменение морфологии плиты вдоль 38 параллели». Именно в этой области нами выявлена жесткая линейная структура по данным *b-value* (Рисунок 4.31) и K_{CP} (Рисунок 4.32), на которой расположился эпицентр землетрясения Тохоку (11.03.2011г). Загрузив в GIS-ENDDB тектоническую карту [Imanishi, 2012] в качестве фона и визуализировав (в моде отрисовки стереограмм механизмов очагов по каталогу JMA) крупные события 2003-2013гг (Рисунок 4.37), можно заметить, что события этой цепочки локализуются в области бреши между протяженными «тектоническими выступами» (tectonic bulges) и относятся к различным сеймотектоническим сегментам:

1. Первые три левых события цепочки, а также малоглубинный форшок главного события, находящийся чуть севернее (9.03.11), а также удаленный отклик (11.03.11) в южной части области, имеют взрезо-надвиговый механизм сжатия.

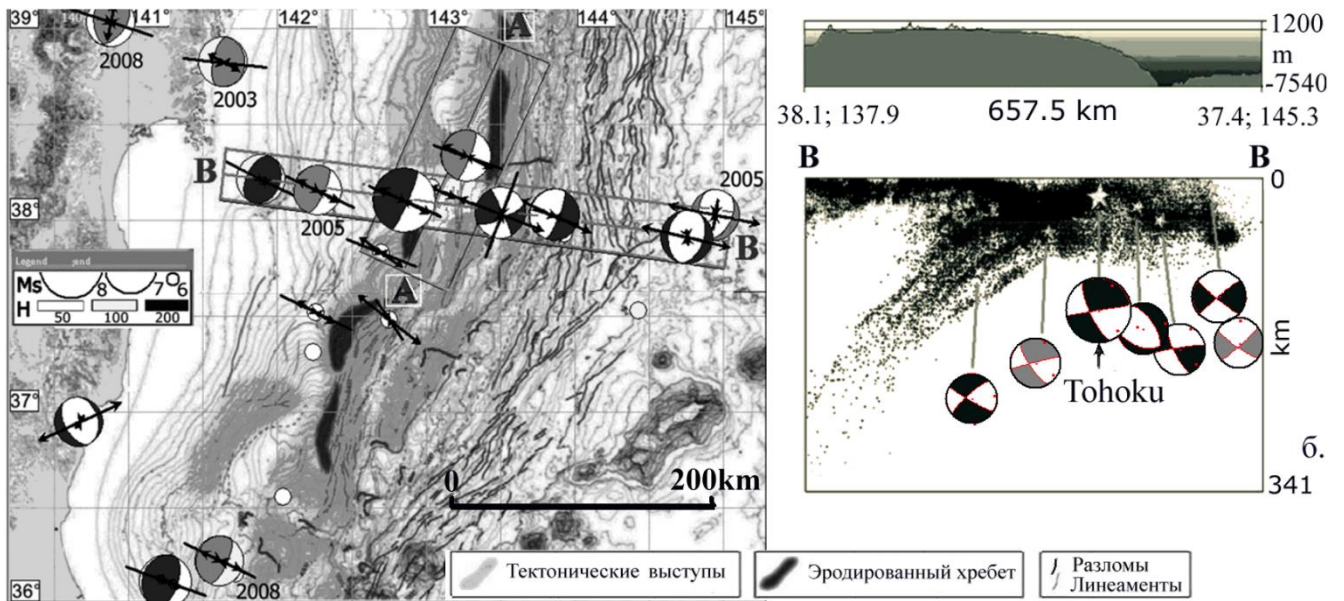


Рис. 4.37. Линейная структура (BB), выявленная по эпицентрам событий с $M_S \geq 7$ за 2003-2013 гг и механизмы очагов в виде сферических и векторных диаграмм (GIS-ENDDb, JMA): а – в сопоставлении с тектоно-геоморфологической картой [Imanishi, 2012]; б – в разрезе BB (а): звездочками отмечены гипоцентры событий с $M_S \geq 7$, ниже - вертикальные проекции их механизмов. Светло-серой заливкой показаны механизмы событий, произошедших до Тохоку, темно-серой – после.

2. Среднее событие – сдвиговый механизм скольжения.

3. Три события с правой стороны цепочки обладают сбросовым механизмом растяжения, как и землетрясение, произошедшее через месяц после Тохоку события на побережье префектуры Фукусима (на 50 км южнее атомных станций).

Частая смена геодинамических режимов характерна в пределах границ, разделяющих Североамериканскую, Евразийскую, Охотоморскую и Тихоокеанскую плиты, но в целом соответствует распределению основных тектонических деформаций региона [Active faults..., 2012].

Разрез по профилю BB (Рисунок 4.37б), перпендикулярному линейным структурам региона и направленному вдоль 38 параллели, показывает, что распределение гипоцентров землетрясений по форме повторяет зону сочленения Тихоокеанской и континентальной плит. Механизмы сжатия соответствуют зоне поддвижения Тихоокеанской плиты и её взаимодействия с континентальной плитой, механизмы растяжения – району, где океаническая плита испытывает

растяжение вследствие субдукции. Сильнейшее событие располагается в зоне наименьшей глубины активной поверхности взаимодействия плит.

В примере использованы процедуры: отрисовки стереограмм механизмов на карте и разрезе (с вычислением вертикальной проекции стереограмм); процедура отрисовки механизмов в векторной моде (в виде осей растяжения и сжатия); процедура задания и отрисовки профиля с построением вертикального сечения рельефа и сейсмичности с заданными параметрами визуализации; процедура загрузки в ГИС-среду произвольной растровой карты в качестве фона; процедура распознавания линейных структур по множеству точек пространства.

Пример 2. На Рисунке 4.38 дана последовательность карт характеристики $Slip_{CP}$ за равные 20-летние интервалы времени в районе Алтайской складчатой области (полученные по данным каталога механизмов ФИЦ ЕГС РАН), показывающая динамичную картину смены режимов растяжения-сжатия вдоль ортогональных линейных структур. В период до 1985 года проявляется региональная структура сжатия северо-восточного простирания (протяженностью до ~1000 км) вдоль глубинных разломов Чингис-Нарымского (GN) и Западного Танну-ола (WT) (Рисунок 4.38а). Эта линейная аномалия за 20 лет до Алтайского землетрясения сменяется на ортогональную ей линейную аномалию растяжения вдоль Курайского (K) и Сагсайского (S) разломов (Рисунок 4.38б). Затем снова активизируется зона сжатия северо-восточного простирания, смещенная на север к местоположению эпицентральной зоны Алтайского события (Рисунок 4.38в).

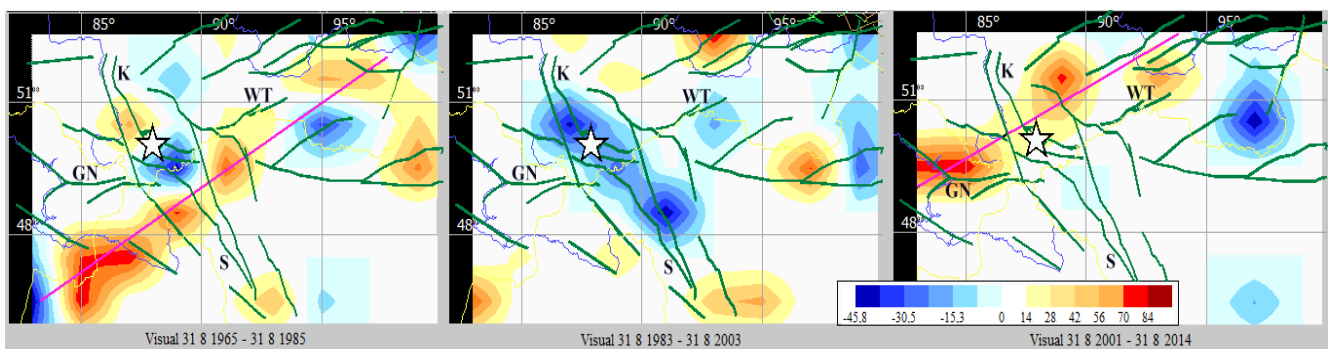


Рис. 4.38. Латеральное распределение суммарного вектора скольжения ($Slip_{CP}$) в окрестности Алтайского события (обозначенного звездочкой): синие области - растяжение, красные – сжатие (GIS-ENDDb, каталог механизмов ФИЦ ЕГС РАН).

Пример 3. На территории Юго-Восточной Азии карта распределения суммарного вектора скольжения землетрясений ($Slip_{CP}$) по всему периоду наблюдений (в примерах 3-4 использован СМТ-каталог Harvard Seismology Group) показала чередование протяженных областей сжатия и растяжения северо-восточного простирания (Рисунок 4.39). На карте можно проследить не только структуру сжатия, соответствующую зоне субдукционного взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит, но и параллельную ей мегаструктуру сжатия, проходящую по восточному побережью Африки, по границе между Евразийской и Индийской плитами, а затем широкой полосой северо-восточного простирания, охватывающей Внутриазиатский горный пояс, озёра Балхаш, Зайсан и Байкал. Эта структура может отражать проявление ротационной тетоники [Расцветаев, 1987].

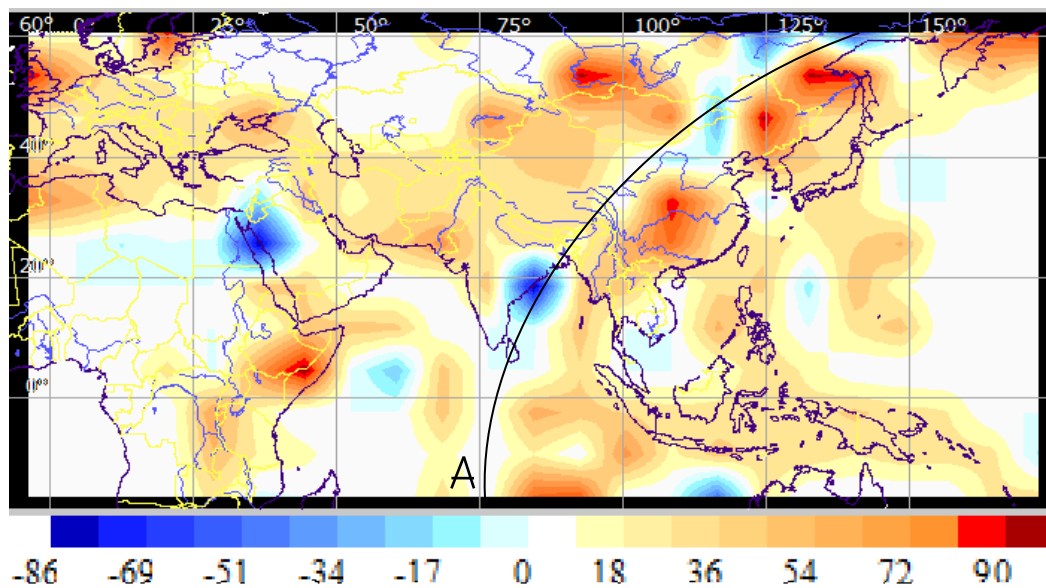


Рис. 4.39. Распределение суммарного вектора скольжения (параметра $Slip_{CP}$) в Юго-Восточной Азии (GIS-ENDDDB, Гарвардский каталог, $H \leq 700$ км). А – линейная мегаструктура растяжения.

Пример 4. В районе Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны (ПГЗ) (Рисунок 4.40) области преимущественного сжатия и растяжения локализованы в изометричные структуры (чередуются как на карте, так и в разрезе), что может говорить не только о тектонической, но и магматической их природе. Более подробно характеристики ПГЗ будут рассмотрены в последней главе диссертации.

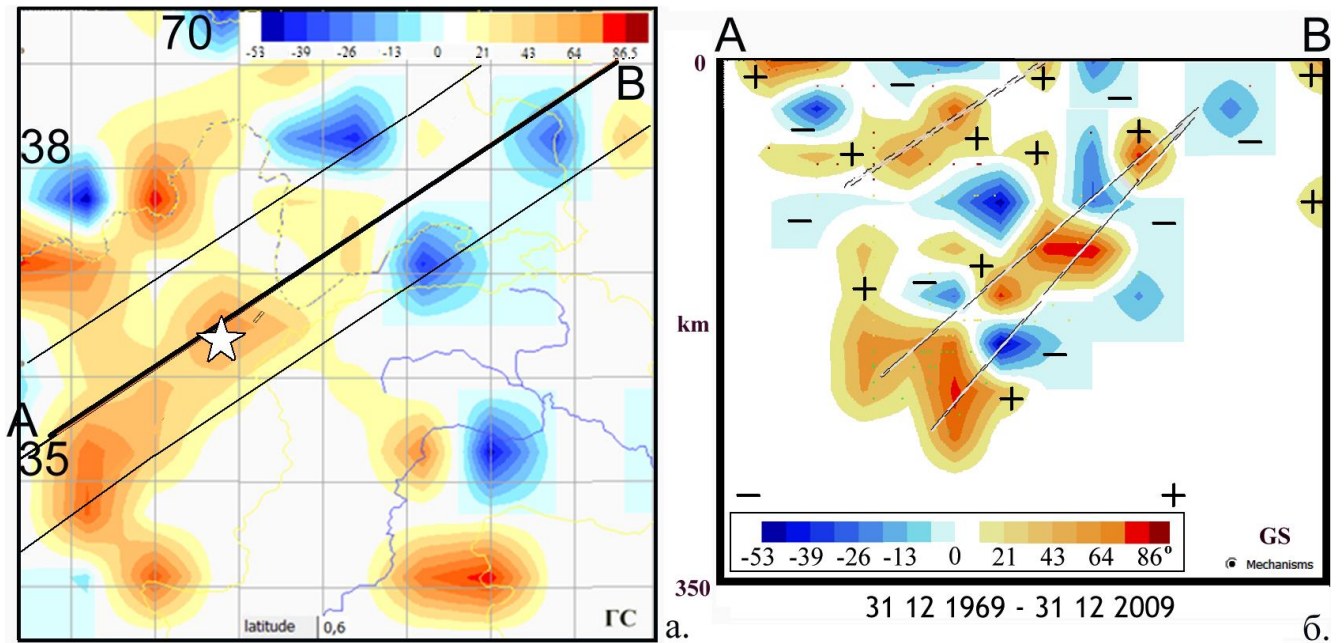


Рис. 4.40. Поле растяжения (+) и сжатия (-) (суммарного параметра $Slip_{CP}$) в окрестности Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны (отмеченной звездочкой) (GIS-ENDDB, каталог ФИЦ ЕГС РАН за 1993-2009г): а - в плане; б - в разрезе по профилю АВ с учетом событий, попавших в рамку.

4.2.6. Выводы.

Использование различных методов картографического анализа сейсмогеодинамических характеристик позволяет осуществлять скорее качественную, чем количественную интерпретацию получаемых карт, которая сводится к выявлению общих тенденций, закономерностей в распределении и динамике аномалий. Что касается количественной интерпретации аномалий, то она в основном сводится к оценке соотношения этих аномалий между собой и с другими аномалиями (в случае наложения на аномалии растрового фона вычисленных аномалий в виде изолиний). Свободное оперирование как параметрами визуализации и расчета различных характеристик сейсмопроцесса, так и сценариями их использования (включение в рассмотрение тех или иных характеристик и последовательность их рассмотрения) дает возможность гибкого,

интерактивного подхода к исследованию, приводящему к наиболее значимым результатам.

Пользователем-экспертом осуществляется контроль качества построений. Если при анализе представительности используемых каталогов выявляется статистическая недостаточность данных для исследуемой территории (например, ограничение представительной магнитуды $M_{ГР}$, завышенное значение дисперсии σ , выявляемые по графику повторяемости, или большая погрешность оценок ε для выбранных размеров ячеек, влияющих на представительность выборки в ячейке), то осуществляется проверка на устойчивость аномалий контрольной выборки к вариациям по размеру окна суммирования.

При исследовании процесса подготовки Алтайского землетрясения и землетрясения Тохоку комплексный анализ результатов исследования сейсмогеодинамического режима различными методами позволил сформулировать геодинамическую модель подготовки этих событий [Дядьков, 2008, Mikheeva, 2013а, Изучение пространственно-временного..., 2014].

4.3. Анализ пространственного распределения событий

Понятие «сейсмогеодинамика» включает в себя изучение форм развития пространственно-временных и энергетических проявлений сейсмичности [Уломов, 1987, 1993, 1999, 2004; Гитис, 2004б; О сейсмогеодинамике линеаментных структур..., 2006]. Статистические (эмпирические) закономерности этих проявлений являются фундаментом различных методик долгосрочного и среднесрочного прогноза землетрясений [Федотов, 1968, 2005, 2013; Малышев, 1991; Уломов, 1993; Wiemer, 1994; Winslow, 2000; Petersen, 2007; Тихонов, 2009 и т.д.], что и было показано в Разделе 4.1. Выявляя стадии сейсмического цикла (периоды активизаций и затиший слабой сейсмичности) и картируя известные

разломы, можно установить местоположение нескольких "потенциальных очагов" или возможных ожидаемых землетрясений (ВОЗ) [Соболев 2003; Изучение пространственно-временного распределения..., 2014]. Однако результаты, получаемые с привлечением традиционных характеристик сейсмогеодинамического режима (N , E_0 , A , b), являются недостаточными для задачи прогноза, они лишь предоставляют дополнительную вероятностную информацию, полезную на подготовительном этапе исследования сейсмичности.

Для более точного выявления опасных сейсмогенерирующих структур статистический (вероятностный) подход неприменим [Короновский, 2013]. Необходимо привлечение представлений, опирающихся не столько на статистику, сколько на фундаментальные физические законы детерминированного действия, которые, в частности, находят свое отражение в структурированности среды.

Современные физически обоснованные представления о структурированности геологической среды сводятся к следующему: 1) линеаменты отражают современное напряженное состояние литосферы, ее фрактальность и межблоковые структурно-координационные связи, а также волновые свойства геосреды [Тверитинова, 2005, 2012]; 2) эпицентры сильных и сильнейших землетрясений и инициированных ими последовательностей тяготеют к сейсмогенерирующим структурам: разломам [Ружич, 2012], линеаментам и областям пересечения колец сейсмичности [Копничев, 2012, 2013]; 3) при развитии множества трещин происходит их стягивание к плоскости будущего магистрального разрыва [Mogi, 1969; Соболев, 2003]. Последняя закономерность отражена в параметре K_{CP} . Для учета первых двух, необходимо привлечение структурных (линейных, кольцевых, радиальных) построений.

Поэтому в среде GIS-ENDDDB основу картографического анализа (наряду с изучением поведения сейсмогеодинамических характеристик) составляют алгоритмы, позволяющие выявлять группирование гипоцентров землетрясений (афтершоки, кластеры, сейсмолинеаменты и т.д.) в пространственном и пространственно-временном диапазоне. Методы группирования выявляют

существующую в природе взаимосвязанность землетрясений, обусловленную как действием механизма триггирования, так и пространственной приуроченностью сейсмичности к активным зонам сейсмогенерирующих разломов, границам плит или сейсмических блоков [Гвишиани, 1986; Распознавание мест..., 1986; Sarkar, 2004; Radziminovich, 2005; Полец, 2011; Захаров, 2012; Шерман, 2012]. Применяя методы группирования к распределению импактных событий, можно выявить цепочки, рои и эллипсы рассеяния – характерные следы выпадения осколков разрушающегося (до и после вхождения в атмосферу) космического тела.

В GIS-ENDDB реализованы следующие методы выявления групп событий:

- 1) статистические методы выявления групп событий, связанных общим генезисом: афтершоки, рои, кластеры;
- 2) методы распознавания пространственных образов (линейных, и дугообразных) по множеству точек пространства;
- 3) алгоритм больших кругов Земли;
- 4) метод выявления пространственно-временной миграции сейсмичности.

Метод 4 по выявлению пространственной *миграции* сейсмичности до или после заданного момента времени [Михеева, 2011] строит цепочку географических центров распределения сейсмичности, рассчитанных по последовательным временным интервалам. Это более простой и наглядный метод обнаружения миграции по сравнению с классическими [Лобацкая, 1987; Возможное влияние..., 2006; Левина, 2010; Ружич, 2012; Новопашина, 2018] и др.

Пример 1. Миграция географического центра сейсмических событий в области подготовки будущего Алтайского землетрясения (А3) рассчитывалась по землетрясениям Алтайского региона с $M_S \geq 3$ за 4-месячные интервалы времени, предшествующие А3 (Рисунок 4.41). Кривая миграции очерчивает линейную структуру ВСВ-ЗЮЗ простирания, параллельную линеаменту Рисунка 4.24.

Методы 1 приведенного выше списка - процедуры *выявления афтершоков и роев* приведены в работе [Михеева, 2011] в качестве методов очищения исходного сейсмологического каталога от генетически связанных событий.

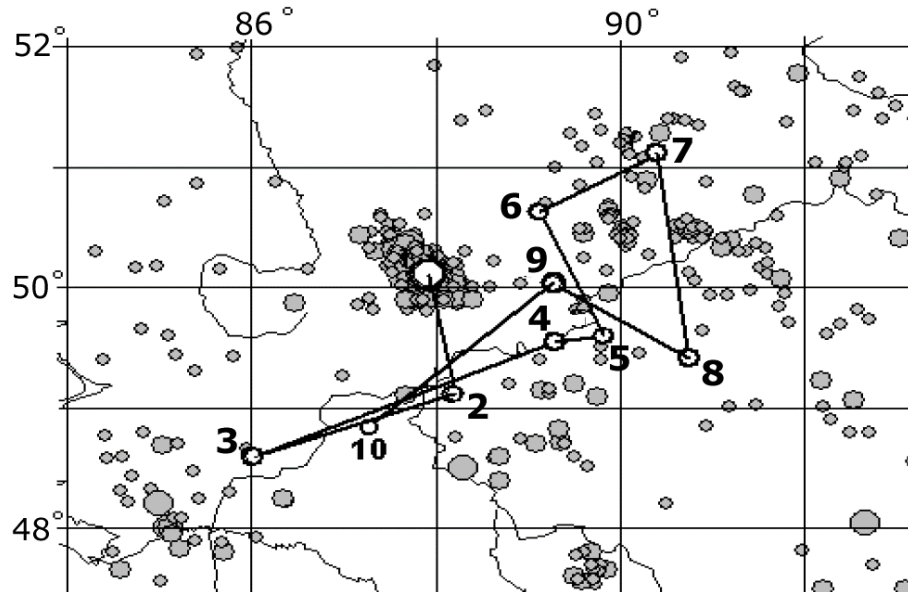


Рис. 4.41. Ретроспективная миграция сейсмичности перед Алтайским событием (GIS-ENDDDB, каталог ФИЦ ЕГС РАН).

Однако они могут послужить и задачам геотектоники, поскольку эпицентры афтершоков катастрофических землетрясений обычно концентрируются вдоль региональных разломов [Полец, 2011; Формирование смежных активизаций..., 2014]. Поэтому отдельное рассмотрение пространственной ориентации облака афтершоков может дать дополнительную информацию о тектоническом структурировании территорий. Выявление афтершоков полезно также для уточнения размера и конфигурации очаговой зоны крупных землетрясений. Поэтому разработанные ранее [Михеева, 2011] методы выявления афтершоков также включены в систему геотектонических исследований GIS-ENDDB.

Пример 1. На Рисунке 4.42 конфигурация афтершокового роя Алтайского землетрясения указывает на существование разлома, простирающегося с СЗ на ЮВ вдоль северных границ Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов.

Разлом выявляется и по максимальному градиенту гравиметрического поля (Рисунок 4.42в). Известные до Алтайского события разломы: Курайский и Южно-Чуйский [Трифонов, 2002], простирающиеся навстречу друг другу (Рисунок 4.42а), соединяются сейсморазрывом [Рогожин, 2004], направленным вдоль простираения афтершокового роя (Рисунок 4.42б), выделив в качестве отдельной

тектонической единицы Чаган-Узунский блок [Формирование..., 2014]. Отметим, что согласно концепции С.В. Гольдина, высказанной им в серии устных докладов, малое вращение этого блока по часовой стрелке стало источником напряжений, реализовавшихся в очаге Алтайского землетрясения [Омар, 2012].

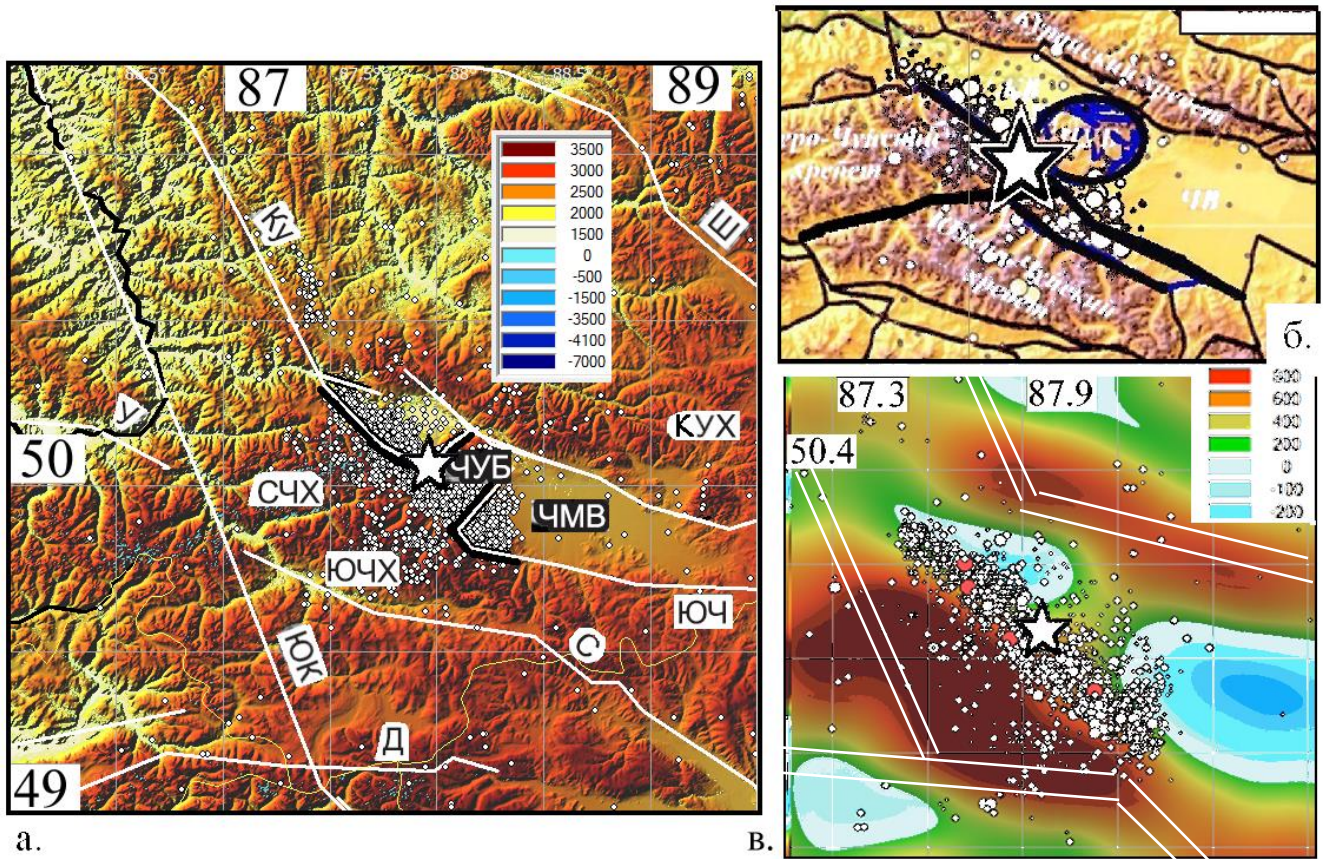


Рис. 4.42. Приуроченность облака афтершоков Алтайского землетрясения (АЗ) геологическим структурам Чуйско-Курайской зоны и её окрестностей: а – топографии и разломам (включенным в GIS-ENDDB по [Трифонов, 2002]: Хребты: СЧХ – Северо-Чуйский, ЮЧХ – Южно-Чуйский, КУХ – Курайский; ЧУБ – Чаган-Узунский блок; ЧМВ – Чуйская межгорная впадина. Разломы: Д – Джазаторский, Ку – Курайский, С – Сагсайский, У – Умский, Ш – Шапшальский, ЮЧ – Южно-Чуйский), показан полный рой афтершоков (2003-2013гг); б – разломам по более поздним геолого-тектоническим данным [Формирование смежных активизаций..., 2014] (окружностью отмечен ЧУБ); в – линейной границе, отмечаемой максимальным градиентом гравитационного поля (GIS-ENDDB, каталог ФИЦ ЕГС РАН, V18.1, трансформация Андреева-Гриффина: $R=11$ км, линеаменты по [Уломов, 2000]). АЗ показано звездочкой.

4.3.1. Процедуры выявления афтершоков и роев

При выявлении афтершоковых событий каталога землетрясений используются статистически установленные закономерности афтершокового процесса. При этом существующие алгоритмы выявления афтершоков ввиду сложности и неоднозначности этой задачи опираются на последующий визуальный контроль [Лутиков, 2002] или сравнение результатов формального анализа с данными ручной обработки (согласно, например, методике использования программы В.Б. Смирнова, основанной на алгоритме Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой [Молчан, 1991; Радзиминович, 2013]).

В GIS-ENDDDB реализовано три различных метода выявления афтершоков. Первый метод назван *интерактивным* – значения параметров dT и dS задаются пользователем. Метод основан на экспертном подходе, т.к. значения параметров dT и dS оцениваются по косвенным данным, предоставляемым системой анализа GIS-ENDDDB, либо по результатам работы алгоритма при переборе параметров.

Второй метод выявления афтершоков, условно названный *эмпирическим*, основан на параметрах разности времени и расстояния (dT и dS) афтершокового события и главного толчка, зависящих от магнитуды главного толчка. Зависимость получена из статистики выделенных вручную афтершоковых роев:

$$dT = (M_{S \text{ ГЛАВН}} - 4) \cdot 162 \text{ часов}; \quad dS = 40 \text{ км.}$$

Третий способ фильтрации афтершоков основан на эмпирических данных об эллипсовидной конфигурации афтершокового роя и большей плотности этого роя в центре эллипса. Метод был разработан А.Г. Прозоровым (1986а), но в процессе его использования автором был существенно переработан [Михеева, 2011]) и назван *эллиптическим*. Алгоритм содержит 4 этапа:

1. Первый проход каталога с целью нахождения плотности неафтершоковых событий (афтершоки отсеиваются по параметрам, установленным в предыдущем *эмпирическом* методе [Михеева, 2011]),

2. Второй проход, на котором выделяются предварительные афтершоки на прямоугольной области, размер которой пропорционален магнитуде главного толчка [Прозоров, 1986а],

3. Построение по выделенной группе афтершоков эллипса рассеяния по среднеквадратичному отклонению от центра множества [Прозоров, 1986а] или методом наибольшей вероятности [Михеева, 2011] (по выбору пользователя),

4. Последующие проходы каталога с целью послойного выделения афтершоков в уточняющейся эллиптической метрике.

На 2 и 4 этапах время афтершокового процесса определяется как отношение числа афтершоков к суммарной плотности на прямоугольнике или эллипсе согласно [Прозоров, 1986а].

Изменения коснулись 2, 3, 4 этапов *классического* метода Прозорова:

1. На втором и четвертом этапах во время проходов каталога в отличие от алгоритма А.Г. Прозорова предусмотрен последовательный выбор всех землетрясений с $M_S \geq M_{\text{MIN}}$ в процессе одного прохождения каталога в хронологическом порядке и параллельное ведение всех афтершоковых роев. Послойное выделение исходных землетрясений в диапазонах магнитуд $\Delta M = 0.5$ во время многочисленных проходов каталога, предусмотренное *классическим* алгоритмом Прозорова, замедляет его работу в несколько раз.

2. Поиск предварительных афтершоков на втором этапе осуществляется по пространственному (d_0) и временному (τ_0) порогу. Отличие реализованного автором алгоритма от метода А.Г. Прозорова на этом этапе состоит в том, что размер прямоугольной ячейки d_0 от M_S рассчитывается в зависимости от интерактивно задаваемого пользователем параметра dx (Таблица 5), определяющего минимальный размер сетки расчёта плотности. Это позволяет пользователю учитывать масштабный уровень исследования.

3. На 3-м этапе вместо построения эллипса по среднеквадратичному отклонению строится эллипс равной вероятности, что значительно улучшает

параметры получаемой выборки афтершоков и помогает избежать зависимости от выбираемого порога $R_{S/N}$ (плотность получаемой выборки афтершоковых событий не зависит от расстояния от центра эллипса).

Полученный алгоритм фильтрации афтершоков назван *модифицированным* (Схема 2) и имеет только три параметра: $min_M_{главн}$ - пороговое значение на допустимую величину главного события афтершоковой последовательности, min_M_A - минимальное значение магнитуды последующих событий (меньших, чем $M_{главн}$) и dx - минимальный размер сетки расчёта плотности роя.

При расчёте предложенной автором эллиптической метрики соотношение полуосей и центр остаются прежними. Изменяются абсолютные размеры полуосей в соответствии с представлением о двумерном нормальном распределении случайных величин x и y относительно центра множества, которое графически представляется с помощью эллипсов равной вероятности:

$$\varphi(x, y) = \frac{1}{1-\rho_{12}^2} \left(\frac{x^2}{\sigma_1^2} - 2\rho_{12}^2 \frac{xy}{\sigma_1\sigma_2} + \frac{y^2}{\sigma_2^2} \right) = \text{const} = \lambda^2, \quad (4.16)$$

где Dx, Dy – дисперсии x и y , а ρ_{12} – коэффициент корреляции x и y .

Таблица 5.

Зависимость порога d_0 от магнитуды главного толчка

$K \leq$	$M_s \leq$	d_0 автора	d_0 [Прозоров, 1986а]	d_0 , км [Прозоров, 1986б]	$\sim d_0$, км [Gardner, 1974]
9	–	dx	–	15	20
10	–	dx	–	25	26
11	–	dx	–	40	30
12	–	dx	–	50	35
14	5.5	dx	0.5°	50	47
–	6	$2 \cdot dx$	1°	–	54
–	6.5	$3 \cdot dx$	1.5°	–	61
–	7	$4 \cdot dx$	2°	–	70
–	7.5	$6 \cdot dx$	3°	–	70
–	8	$8 \cdot dx$	4°	–	70

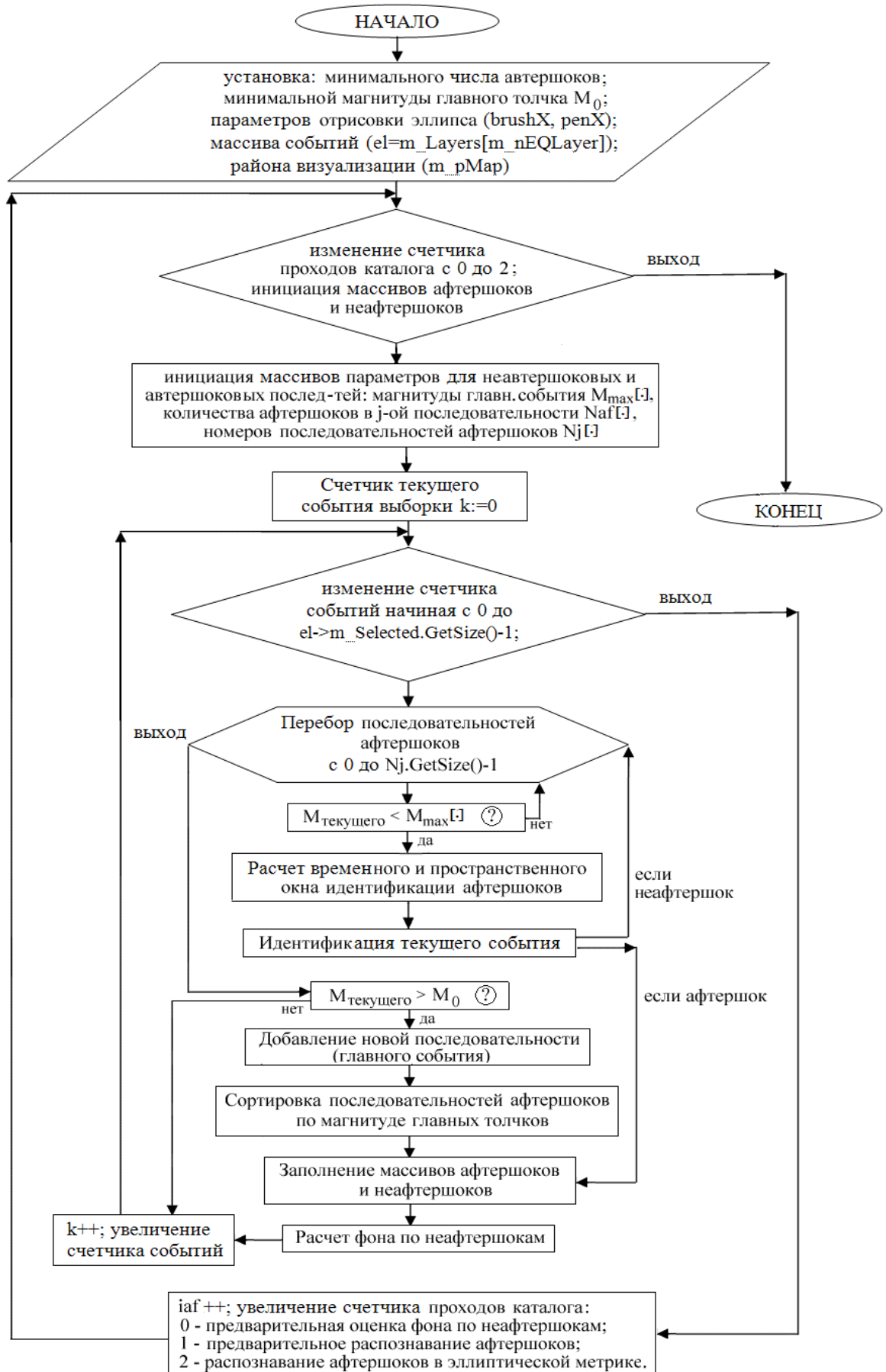


Схема 2. Алгоритм выявления автершоков оптимизированным методом

Принимая $\lambda_{11} = DX$, $\lambda_{22} = DY$ (дисперсии), а $\lambda_{12} = M(X)(Y)$ (корреляционный момент x и y), получаем следующее уравнение эллипса [Михеева, 2011]:

$$\lambda_{22} x^2 - 2 \lambda_{12} xy + \lambda_{11} y^2 - \lambda^2 (\lambda_{11} \lambda_{22} - \lambda_{12}^2) = 0,$$

где λ_{11} , λ_{22} - центральные моменты второго порядка. Отметим, что в классическом алгоритме метрики эллипса рассчитываются на основе λ_{11} и λ_{22} .

Чтобы оценить значение константы λ^2 можно прибегнуть к следующим рассуждениям. Вероятность того, что точка (x, y) лежит внутри эллипса (4.16), описывается формулой:

$$P = \Phi_{\chi_P^2(2)}(\lambda^2),$$

что означает: $\lambda^2 = \chi_P^2(2)$, исходя из правила типичной интерпретации: если две (при размерности $m=2$) взаимно независимые стандартизованные случайные величины имеют нормальное распределение, то сумма их квадратов $\chi^2 = x^2 + y^2$ имеет χ^2 - распределение с двумя степенями свободы.

В справочнике [Корн, 1977] в качестве наилучшей при рассмотрении вероятностей, близких к 1, даётся такая аппроксимация квантилей для квадратичных сумм:

$$\chi_P^2(m) \approx m \cdot \left(1 - \frac{2}{9m} + u_P \sqrt{\frac{2}{9m}}\right)^3 \quad (4.17)$$

Квантили u_P принимаются в качестве доверительных границ нормального отклонения и оцениваются значениями:

$$|u|_{0.95} = u_{0.975} \approx 1.96, \quad |u|_{0.99} = u_{0.995} \approx 2.58, \quad |u|_{0.999} = u_{0.9995} \approx 3.29 \quad (4.18)$$

Таким образом, искомая оценка константы для эллипса равной вероятности, получаемая из выражений (4.17), (4.18) при размерности $m=2$ и $P=0.9995$, составит [Михеева, 2011]:

$$\lambda^2 \approx 2 \cdot \left(1 - \frac{1}{9} + 3.29 \cdot \frac{1}{3}\right)^3.$$

Сравнение эффективности *классического* и *модифицированного* вариантов *эллиптического* алгоритма можно провести с помощью оценки статистических свойств событий, оставшихся после удаления афтершоков. Если плотность их распределения по времени не соответствует закону распределения Пуассона (4.19) для случайных величин, то данный метод удаления связанных событий можно считать недостаточно эффективным.

Экспоненциальное (случайное) распределение потока событий (Рисунок 4.44) описывается формулой Пуассона [Ebel, 2002; Дядьков, 2011]:

$$f_T(\tau) = \lambda \cdot \exp(-\lambda\tau) \quad (4.19),$$

где $\tau = dT$, λ – скорость событий, $\lambda = N/T$, T – временной интервал N событий.

Результаты сравнения показывают [Михеева, 2011], что наблюдаемые значения числа событий значительно отклоняются от теоретической кривой распределения для случайных величин в первый 5-дневный интервал как до удаления афтершоков, так и после их удаления *классическим* методом. Это свидетельствует о наличии связанности сейсмических событий на этих временных дистанциях (dT), и о недостаточной эффективности *классического* метода. Лишь после применения *модифицированного* метода в распределении остаточных событий не остается статистически значимых отклонений от эталонной кривой.

Захват некоторого числа ложных афтершоков возможен, но этот вопрос пока неразрешим, «безошибочная идентификация афтершоковых последовательностей невозможна» [Молчан, 1991], особенно с поздними афтершоками, т.к. их понятие точно не определено.

Кроме афтершоков в выборке может содержаться связанные по времени и пространству события, образующие роевые последовательности. В отличие от афтершоковых множеств рои не инициированы главным толчком и при их выявлении возникают дополнительные трудности с определением начала процесса (первого события последовательности). Выбранная нами технология

выявления роев аналогична выявлению афтершоков за исключением порогового значения на допустимую величину первого события и условия о соотношении магнитуд первого и последующих событий последовательности – в случае выделения роев последующие события могут иметь как меньшую, так и большую магнитуду по сравнению с начальным событием процесса. Кроме того, при выявлении роевых последовательностей время процесса не зависит, как в методе Прозорова (1986а), от количества уже выделенных связанных событий, а задается пользователем интерактивно, поскольку временное распределение событий роя не отвечает закономерностям, характерным для афтершоковых последовательностей (в частности, закону Омори [Omori, 1894]).

Пример 1. Процедура выявления афтершоков при исследовании области близ префектуры Фукусима особенно важна, т.к. афтершоковый процесс от одного только землетрясения Тохоку охватывает здесь огромный объем геологической среды в течение многих лет после главного события (Рисунок 4.43: а-в). По площади очаг Тохоку, отмечаемый афтершоковым роем, многократно перекрывает область исследования (Рисунок 4.43а), а по глубине выходит за пределы корового слоя, достигая самых нижних слоев литосферы (Рисунок 4.43в).

После применения эллиптического метода удаления афтершоков оставшееся множество событий составило лишь 14% от его первоначального количества. Общее количество удаленных афтершоков составило 303640 событий. Более того, как показывает Рисунок 4.43 (б), афтершоковый процесс, вызванный землетрясением Тохоку, на момент исследования ещё не окончен - сейсмический фон к 2015 году только сравнялся с повышенным фоном, активированным сильным событием с $M_w \sim 7$, произошедшим на границе коры 05.26.2003. Интересно отметить, что глубинное ($H=170$ км) землетрясение с $M_w \sim 5.8$ (04.16.2008) поднимает уровень фоновой сейсмичности до такого же уровня, как и коровое событие с $M_w \sim 7$ (см. Рисунок 4.43б). Таким образом, основная часть сейсмичности изучаемого региона не имеет независимой природы, являясь последовательностями спровоцированных событий как землетрясением Тохоку, так и другими, достаточно сильными сейсмическими событиями.

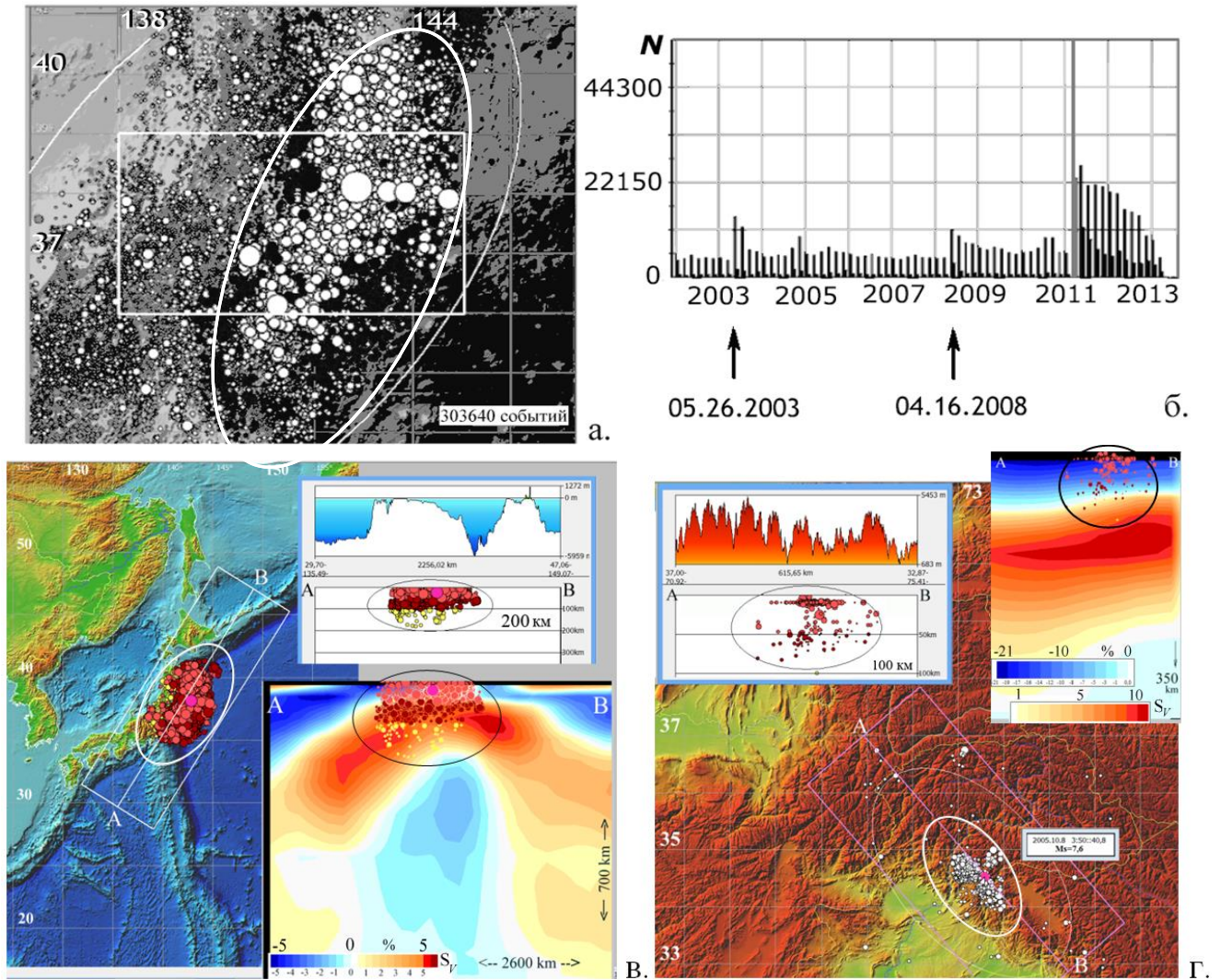


Рис. 4.43. Афтершоковый процесс землетрясения Тохоку в пространстве (а, в) и во времени (б) (GIS-ENDDB, JMA): а – афтершоки Тохоку, идентифицированные с помощью модифицированного эллиптического алгоритма; в – то же в разрезе по профилю АВ (внизу – на фоне S_V -поля (SL2013sv)); б – график числа землетрясений последней декады по 2-месячным интервалам (серые столбцы - все события, черные - $M_S \geq 2$); в, г – проникание ниже границы Моха афтершоковых роев Тохоку (в) и, для сравнения, континентального землетрясения 8.10.2005г, $M_W=7.6$ в Кашмире (г): на S_V -разрезах земная кора проявлена слоем синего цвета.

4.3.2. Процедуры выявления кластеров событий

В методах выявления кластеров (пространственно-временных цепочек) событий вводится понятие близости для пары событий, и эта близость может

рассматриваться как по отношению к сильнейшему событию кластера, так и к наиболее позднему его событию [Шебалин, 2006]. Кластерные методы позволяют учитывать миграцию событий, оценить степень влияния каждого отдельного землетрясения на дальнейшую сейсмическую активность в его непосредственной пространственно-временной окрестности [Reasenberg, 1985; Молчан, 1991; Гасилов, 1996; The software using..., 2017].

В программе ENDDV заложено несколько методов определения кластеров:

1. оценка “скупенности” эпицентров с помощью индекса Моришиты [Арефьев, 2003].
2. интерактивный оконный метод,
3. метод автоматического расчета окон dT и dS исходя из физических процессов разрушения среды [Соболев, Пономарев, 2003],

Первый из перечисленных методов, основанный на применении индекса Моришиты [Арефьев, 2003], не использует геоинформационного подхода, т.е. не применяет средств картографической визуализации. В программу введен расчёт графика индекса Моришиты, чтобы оценить тип пространственной организации событий этой выборки. Для расчёта значений графика используется формула:

$$I=Q \frac{\sum_{i=1}^Q n_i(n_i-1)}{N \cdot (N-1)},$$

где N - общее число событий, Q – число ячеек при данном разбиении (разбиение происходит последовательным делением сторон выбранной области на 4, 16, 64, ... и т.д. ячеек). Зависимость I от размера ячейки S позволяет определить вид кластеризованного пространственного распределения по типовому набору.

Для поиска кластеров вторым **интерактивным** методом в качестве параметров задаются условия на предельную разность времени и расстояния в каждой паре событий (dT и dS) выявляемой цепочки, а также тип кластеризации (временной или пространственный) с последующим выводом на карту кластеризованных пар событий, связанных направленными отрезками в соответствии с заданными параметрами. Это значит, что в последовательности

землетрясений каждое событие может быть началом отдельного кластера, либо быть кластеризованным с одним из предыдущих событий, в случаях, если интервал времени до одного из следующих или от какого-либо из предшествующих событий меньше предельной величины:

$$T_i - T_j < dT.$$

Такое же условие должно выполняться и для разности расстояний:

$$S_i - S_j < dS.$$

При выполнении этих двух условия данная пара событий (i и j) образуют кластер, открытый для последующего пополнения. В случае временной кластеризации все события кластера будут упорядочены по времени, в противном случае – по близости в пространстве.

Значения dT и dS могут быть оценены по данным статистики. Например, с использованием данных о статистическом распределении числа пар соседних по времени событий, выявляя интервалы заметного отклонения от графика Пуассона (для dT) или по максимуму числа событий (для dS). На гистограммах Рисунка 4.44 – это $dT = 2-15$ ч и $dS = 10-120$ км.

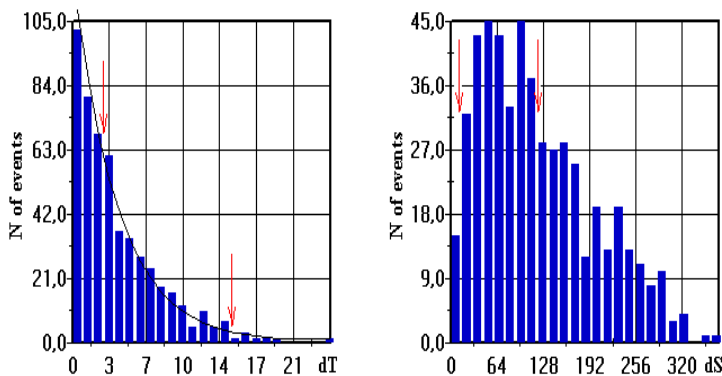


Рис. 4.44. Анализ данных Байкальского каталога ФИЦ ЕГС РАН (1987–1992гг): зависимость от dT и dS числа пар соседних событий с отмеченными интервалами для дальнейшей кластеризации.

Для сравнения в GIS-ENDDB реализован также метод кластеризации, предложенный Г.А. Соболевым (2003). В отличие от *интерактивного* метода, эти параметры рассчитываются здесь автоматически, исходя из представления о фрактальности пространства и физических процессах разрушения среды [Куксенко и др., 1984]. В этой процедуре считается, что кластер - это появление

двух или более сейсмических событий, если местоположение их гипоцентров, разница во времени появления и энергия удовлетворяют следующим условиям:

1. Расстояние между гипоцентрами меньше критического:

$$dS = C \cdot L + B \quad (4.20)$$

где L - размер сейсмического разрыва; коэффициент $C=3$ соответствует концентрационному критерию разрушения, который указывает на то, что перед макроразрушением твердого тела в его объеме накапливается критическая плотность трещин, расположенных на утроенном расстоянии их размеров; коэффициент B введен для учета ошибок в определении гипоцентров и равняется 10 км. Размер разрыва L вычисляется по уравнению (3.3) [Ризниченко, 1976].

2. Время между двумя событиями меньше критического:

$$dT = a \cdot 10^{\gamma \cdot (K - K_0)}$$

где K_0 - минимальный представительный энергетический класс; коэффициенты $a = 0.01$ и $\gamma = 0.4$ – параметры графика повторяемости.

Все указанные значения коэффициентов (C , D , E , a , γ , K_0) предложенные Г.А. Соболевым и установленные в программе по умолчанию, можно менять в интерактивном режиме в зависимости от сейсмических характеристик рассматриваемой области или выбранного каталога.

Технология исследования кластеров, построенных *интерактивным* методом и методом *Соболева*, включает в себя как геоинформационный подход (методы картографии), так и элементы графического анализа, т.е. является разновидностью комплексного исследования геолого-геофизических данных. Графический анализ выявленных кластеров включает функции построения гистограмм числа выявленных связанных событий по времени (с осреднением и без), распределения количества кластеров в зависимости от среднего числа событий в них; скоростей и средних скоростей кластеризации; соответствия распределения кластеризованных событий закону Пуассона (по формуле 4.19), а также построения «розы» суммарных азимутов кластеров (Рисунок 4.45б).

Применение метода *Соболева* даёт более компактную локализацию кластеризованных событий с меньшим их количеством (Рисунок 4.45а), однако на качественном уровне выявляет те же закономерности, что и *интерактивный* метод: то же преимущественное ЮЗ-СВ простирание кластеризованных пар, характерное для БРЗ; аномалию 1991 года (оба метода показывают, что 55% пар имеют ортогональное СЗ-ЮВ простирание); увеличение относительного числа аномально направленных пар в 1989 году (37% по методу *Соболева* против 33% по данным *интерактивного* метода) (Рисунок 4.45б).

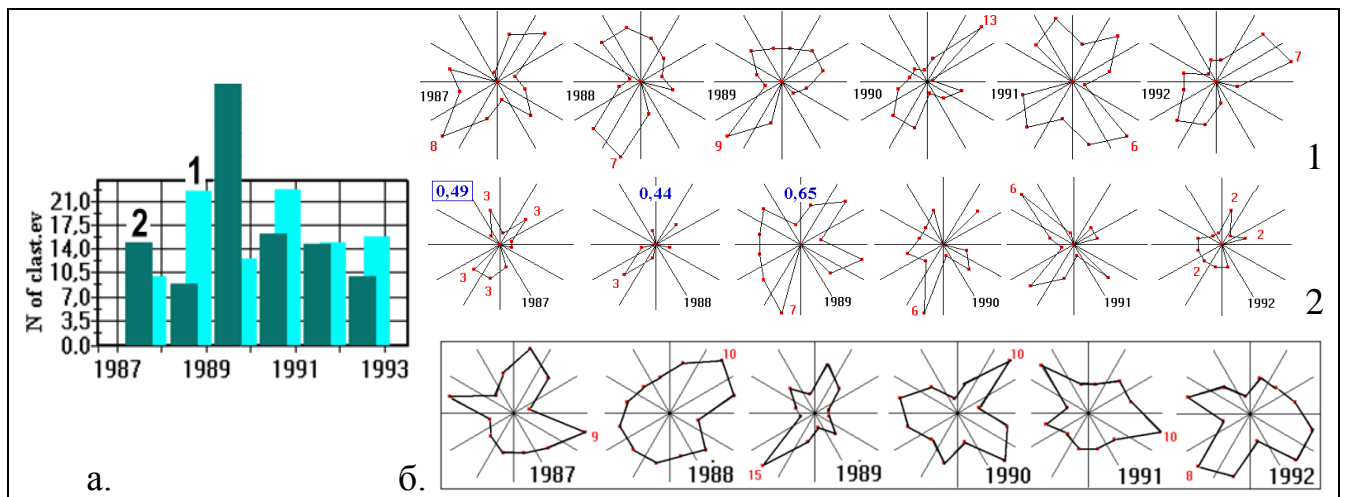


Рис. 4.45. Сравнение кластеризованных пар, выявленных *интерактивным* методом (1) и методом *Соболева* (2) для южной части оз. Байкал за 1987-1992гг с магнитудой $2 \leq M_S \leq 4$ (GIS-ENDDB, каталог ФИЦ ЕГС РАН): а – распределение количества кластеризованных событий по годам; б – распределение азимутов кластеризованных пар по годам (для метода 2 величина задаваемого параметра $\gamma = 0.49$, кроме тех, для которых сверху указано иное значение) в сравнении с данными метода 1, примененного к синтетическому каталогу (выделено рамкой внизу).

Сравнение двух методов показывает в данном случае непротиворечивость их результатов. При этом первый метод более привлекателен благодаря своей гибкости, позволяя эксперту самому принимать решения об изменении вводимых

параметров, исходя из всей информации, предоставляемой программой в результате расчётов диаграмм, гистограмм, графиков и карт. Второй метод (автоматизированный) имеет то преимущество, что опирается на конкретную модель сейсмического пространства в соответствии с теорией его фрактальности и самоподобия. Сравнительный анализ методов даёт возможность исследователю выявить наиболее достоверные аномалии и понять, не связаны ли они с недостатками выбранной модели или неадекватным выбором параметров расчета.

Дополнительную возможность оценки значимости выявления кластеров дает применение синтетического каталога, который строится по точкам реального каталога, заменяя момент времени каждого события на случайное значение из заданного диапазона времен. Поскольку пространственное положение точек такого каталога не меняется, то не меняется и локализация получаемых кластеров, но количество их должно уменьшиться и перераспределиться, что может косвенно подтвердить состоятельность интерпретационных выводов, проведенных на реальных данных. Так, на Рисунке 4.45 (б) распределение кластеров в 1991 году в случае использования синтетического каталога (нижний ряд) приобрело более изометричный характер.

Таким образом, кластерный метод можно отнести к методам пространственного анализа сейсмического режима, позволяющим с помощью статистического обобщения выявлять пространственную ориентацию сейсмогенных структур и их динамику.

4.2.3. Методы построения сейсмолинеаментов в GIS-ENDDB

Из перечисленных в начале Раздела 4.2 методов выявления групп событий лишь *методы построений сейсмолинеаментов*, не опираются на статистические обобщения и потому наиболее «физичны» [Короновский, 2013]. По множеству точек, распределенных в пространстве, распознаются линейные образы, отражающие сейсмогенерирующие структуры.

4.2.3.1. Понятие сейсмолинеамента, состояние проблемы

Понятие «линеament» сформулировал американский геолог и геофизик В. Хоббс в работах 1901–1911 гг., где линеament определялся как «не более, чем прямолинейный объект Земли» [Анохин, 2015]. В дальнейшем этот термин применяется редко, преимущественно для протяженных зон разрывных нарушений. Он получил новое значение и широкое применение с началом дешифрирования космоснимков [Хаин, 1995]. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (километры, первые десятки километров) и протяженные (многие сотни, нередко, более тысячи километров) зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающие как платформы, так и складчатые системы [Хаин, 1995]. В настоящее время «линеament» является фундаментальным понятием дистанционной геологии. При дешифрировании космических снимков выделяются системы линеamentов и проводится их геодинамическая интерпретация на основе геолого-геофизических данных (например, линеament может хорошо выделяться в магнитном или гравитационном поле). Даже при отсутствии доступа к геофизическим полям линеamentы, полученные по материалам дистанционного зондирования, представляют экспериментальную основу для опережающего геологического прогноза [Гвишиани, 1989]).

Существуют алгоритмы полуавтоматического и автоматического (с помощью программ) выделения линеamentов на основе цифровой модели рельефа (например, TIN и GRID [Устинов, 2016]), а также на аэро- и космических снимках земной поверхности (например, LESSA [Ivanchenko, 2014]). В результате их применения строится сеть с различными пространственными структурами – зонами, сериями, системами, полями разного масштаба. При генерализации исходных систем выявляются кольцевые, дугообразные и радиальные линеamentы, характерные для кальдер, депрессий вулканических построек, импактных кольцевых структур, других геодинамических центров, а также

линейных зон сжатия и растяжения [Логвинова, 2015], трансконтинентальных разломов, других зон концентрированной деформации, в том числе и скрытых тектонических нарушений земной коры [Полетаев, 2014]. Наиболее протяжённые транзитные линеаменты часто пересекают границы разных структурно-тектонических зон (например, границу океан-континент) без существенного изменения своего простирания [Анохин, 2015].

Но не стоит сужать понятие «линеамент» до визуально выявляемых на картах и фотоизображениях **земной поверхности** элементов рельефно-ландшафтного рисунка в виде линий (полос) или спрямленных аномальных и градиентных зон [Тверитинова, 2013]. Согласно В.М. Анохину, понятие «линеамент» уверенно эволюционировало от географически-описательного (60-е годы прошлого столетия) до структурно-тектонического [Анохин, 2006, 2015]. В рамках предложенного им более общего подхода к данному понятию, «линеаменты – это линейные структуры **земной коры**, выраженные в сменяющих друг друга линейных формах рельефа, линейных геологических формах, линейных аномалиях физических полей Земли и имеющие прямую или косвенную связь с разрывными нарушениями и зонами повышенной проницаемости в земной коре» [Анохин, 2015]. В этом определении термин «линеамент» подразумевает «тектоно-линеамент».

Таким образом, линеаментный анализ может внести большой вклад в формирование новых представлений не только о степени структурированности земной коры, но и о современной её динамике и кинематике: о напряженно-деформированном состоянии Земли [Тверитинова, 2014], об интенсивности и направленности современных неотектонических движений [Доценко, 2015], о современных «рельефообразующих, гидрогеологических, сейсмических» активизациях [Полетаев, 2014].

Связь линеаментов с сейсмичностью, например, обусловлена приуроченностью землетрясений как разрывно-трещинным структурам, так и к областям напряженно-деформированного состояния земной коры (например, к

областям пониженной прочности и повышенной миграции флюидов в местах пересечения линейментов [Гвишиани, 1989]). Это позволяет использовать термин «линеаменты» при выявлении структур соответствующей конфигурации по данным сейсмичности и заверке их данными геолого-геофизических наблюдений. В современном понимании сейсмический линеамент – это зона возникновения очагов землетрясений, т.е. проекция на земную поверхность объема тектоносферы (характеризующегося однородными соотношениями активных разломов и сейсмичности), которая отличается удлинённым очертанием, сосредоточенной сейсмичностью (в типичном случае - линейно вытянутой цепочкой эпицентров землетрясений). Наибольшие значения максимально возможной магнитуды землетрясения приписываются оси домена, а к краю они убывают до значений в соседних доменах [Уломов, 2000; Уломов, 2004, 2007; О сейсмогеодинамике линеаментных структур..., 2006; Карта сейсмотектоники..., 2015].

Так же, как и классические линеаменты, сейсмолинеаменты:

1. отражают реальные разрывно-трещинные структуры (в том числе и погребенные), либо градиентные и аномальные зоны геологической среды (нуждающиеся в дальнейшей заверке),

2. проявляют линейные, кольцевые, дугообразные и радиальные структуры, а также наиболее протяжённые транзитные линеаменты, которые могут пересекать границы известных структурно-тектонических областей,

3. связаны со многими геологическими процессами, в том числе, с процессами миграции углеводородов, формирующими залежи полезных ископаемых вдоль тектонических линий [Губкин, 1950],

Отличие «сейсмолинеамента» от морфоструктурного линеамента в том, что первый приурочен к областям современной активизации разрывно-трещинных структур, проявляя таким образом не все морфоструктурные линеаменты, и, наоборот, выявляет линеаменты, которые могут быть не проявлены морфоструктурными данными. А поскольку сейсмичность охватывает глубины, далеко выходящие за пределы земной коры, необходимо при решении задач

глобальной тектоники и геодинамики ещё более расширить понятие «линеамент» в применении к сейсмичности, предположив, что «глобальный сейсмолинеамент» может отражать тектонические процессы, преодолевающие по глубине слой Мохоровичича, т.е. соответствовать планетарным и генеральным по [Шерман, 2009] или глубинным по [Пейве, 1945] разломам, характеризующимся концентрацией напряжений в литосфере, повышенной сейсмоактивностью, улучшенной проницаемостью для магм, гидротерм и тепловых потоков и существующих благодаря периодической активизации движений в разграничиваемых ими блоках.

Таким образом, сейсмолинеаменты определяются здесь как линейные и дугообразные структуры, выявляемые по латеральному распределению сейсмичности заданного ранга магнитуд, прямо или косвенно связанные с активными разломами соответствующего ранга и отражающие современное напряженно-деформированное состояние верхних слоев **литосферы**.

Поскольку построения сейсмолинеаментов являются наиболее важной частью геотектонического исследования территорий, позволяя выявлять вероятные сейсмически активные границы тектонических структур различного масштабного ранга вплоть до межплитных границ, мы предложили и реализовали свои методы их построения. При этом учитывалось, что основной проблемой существующих методов выявления и анализа линеаментных структур (в том числе, по сейсмичности) является использование формальных статистических методов, которые, по определению, оценивают вероятность того или иного построения (Рисунок 4.42в [Utomov, 2000]) и не оправдывают себя в прогнозе.

Новые формализованные алгоритмы линеаментных построений должны опираться на основополагающие физические принципы разрушения среды – причинно-следственную обусловленность, проявляющуюся в хронологической последовательности пространственно взаимосвязанных (через очаговые поля напряжений) событий; требование минимума потенциальной энергии поверхности разрыва, на статистическую обеспеченность линеамента событиями.

Закон фундаментального действия формулируется в данном случае так. Несмотря на то, что геологическая среда не изотропна (имеет блочную и слоистую структуру), а поля напряжений неоднородны, конечные реализации действия всех физических законов должны тяготеть к линеаментам, т.е. геометрическим формам, обеспечивающим минимум поверхностной энергии при разрушении однородной среды: плоскостям, цилиндрическим и сферическим поверхностям (при линейном или точечном нагружении, соответственно), что приводит, например, к образованию «кольцевых зон» [Опарин, 2008], «дендритообразованиям» и т.д. Такие геометрические формы мы, расширяя понятие, и назовем линеаментами. При этом предполагается, что среду можно рассматривать в качестве однородной как на локальном уровне (внутри единого структурно-тектонического элемента), так и на планетарном уровне (при рассмотрении глобальных сейсмолинементов) в некотором осредненном приближении. В геотектонических исследованиях наиболее важно выявление и анализ крупномасштабных сейсмолинементов, отражающих результат катастрофических или долговременных геодинамических процессов.

4.2.3.2. Алгоритм распознавания образов

В настоящее время в рамках GIS-ENDDDB разработано два алгоритма выявления линейных структур, соответствующих активным (в заданный период времени) системе сейсмолинементов. Первый алгоритм [Дядьков, Михеева, 2011], названный методом распознавания образов (РО), использует следующие, задаваемые пользователем параметры: длину максимального шага L , число точек в цепочке n_{MIN} и максимальный угол отклонения A_z для поиска следующей точки цепочки. Этот алгоритм строит сейсмолинементы в виде ломаной, соединяющей цепочку распознанных событий.

Линеаменты РО классифицируются по ранговому уровню (определяемому диапазоном магнитуд ΔM и длиной L). Методика работы с алгоритмом позволяет строить и минимизировать систему линеаментов, исчерпывающую все множество произошедших землетрясений выбранного ранга, с целью выявления прямых, дугообразных и даже кольцевых структур сейсмичности на разных масштабных уровнях. Степенью изогнутости распознаваемых линий управляет параметр A_z .

Работа алгоритма состоит из следующих шагов:

1. Первый проход списка выбранных землетрясений с целью выявления всех пар, длина отрезка которых в километрах не превышает L . Из этих пар формируется массив потенциальных сейсмолинеаментов m_Selcl , элементами которого является список входящих в сейсмолинеамент номеров землетрясений,

2. Второй проход выборки для выявления 3-го события каждого списка массива m_Selcl с учетом параметров L и A_z , где A_z – максимальное отклонение направления на 3-е событие относительно направления предыдущего отрезка. Если обнаруживается больше одного подходящего по условию события, начальная пара дублируется в конец списка,

3. Последующие проходы выборки до исчерпания всех возможных комбинаций. По времени этот процесс может оказаться длительным, поэтому накладывается ограничение на длительность расчета в минутах,

4. На каждом этапе производится проверка на наличие идентичных цепочек, дубли удаляются из массива.

5. При визуализации полученных цепочек отбираются только те, количество событий в которых не менее n_{MIN} .

После построения сейсмолинеаментов создается файл *geo_structure_PO* с перечнем событий каждого линеамента.

Статистическая обоснованность полученных сейсмолинеаментов требует количественного оценивания. Его можно провести с помощью статистического анализа распределения характеристик сейсмического режима (например, суммарной энергии, плотности землетрясений и т.д.) (Рисунок 4.48б).

Перед заданием параметров алгоритма РО необходимо оценить зависимость L от рангового уровня исследования (ΔM). Логично использовать при этом зависимость параметра L от размера очаговых зон L_0 землетрясений распознаваемой цепочки, а L_0 , в свою очередь, оценить, например, по формуле (3.5). Однако эмпирически установлено, что сейсмолинеаменты, приуроченные к известным разломам, распознаются при значениях L , не коррелируемых с размерами их очаговых зон. Так, землетрясения в окрестности Иорданского разлома (за 2014-2015г здесь произошло 20 коровых событий с диапазоном магнитуд $3 \leq M_S \leq 4.4$ без учета афтершоков) расположены, в среднем, на расстоянии друг от друга 50-100 км, а единственное глубинное (с $M_S=5$) удалено на глубину 750 км. Хотя формула (3.5) дает оценки $L_0=3.6-9.4$ км для событий $3 \leq M_S \leq 4.4$. События Алтайского сейсмолинеамента ($3 \leq M_S \leq 4.9$), протянувшиеся по направлению Внутриазиатского горного пояса (Рисунок 4.24), расположены на расстоянии до 800 км друг от друга. Эти примеры говорят о том, что глубинные процессы и подвижность разломов и горных поясов проявляются в сейсмолинеаментах в большей степени, чем непосредственное взаимодействие очаговых зон землетрясений. Именно поэтому в алгоритме РО при объединении эпицентров землетрясений в цепочки не учитывается временной фактор.

Достоверность полученных алгоритмом РО результатов подтверждается [Михеева, 2016а] согласованностью с результатами других исследователей и методик на изученных ими областях [Бабазаде, 2010; Mirzaei, 1999, Ulomov, 2000; Уломов, 2007]. Преимуществом представленного алгоритма является его гибкость, возможность учитывать реальные геодинамические условия при интерактивном подборе входных параметров. Кроме того, базы данных системы GIS-ENDDDB позволяют проводить необходимую заверку выявленных структур результатами геолого-геофизических наблюдений.

Пример 1. Рисунок 4.46 показывает соответствие сейсмолинеамента РО, выявленного в сейсмически активной области Индо-Евразийской коллизии (по землетрясениям ранга $5 \leq M_S \leq 7$ в области глубин 5-50 км), конфигурации

современных глубинных тектонических границ и разломов, добавленных в GIS-ENDDDB из сборника ФИЦ ЕГС РАН "Землетрясения Сев. Евразии" (2015).

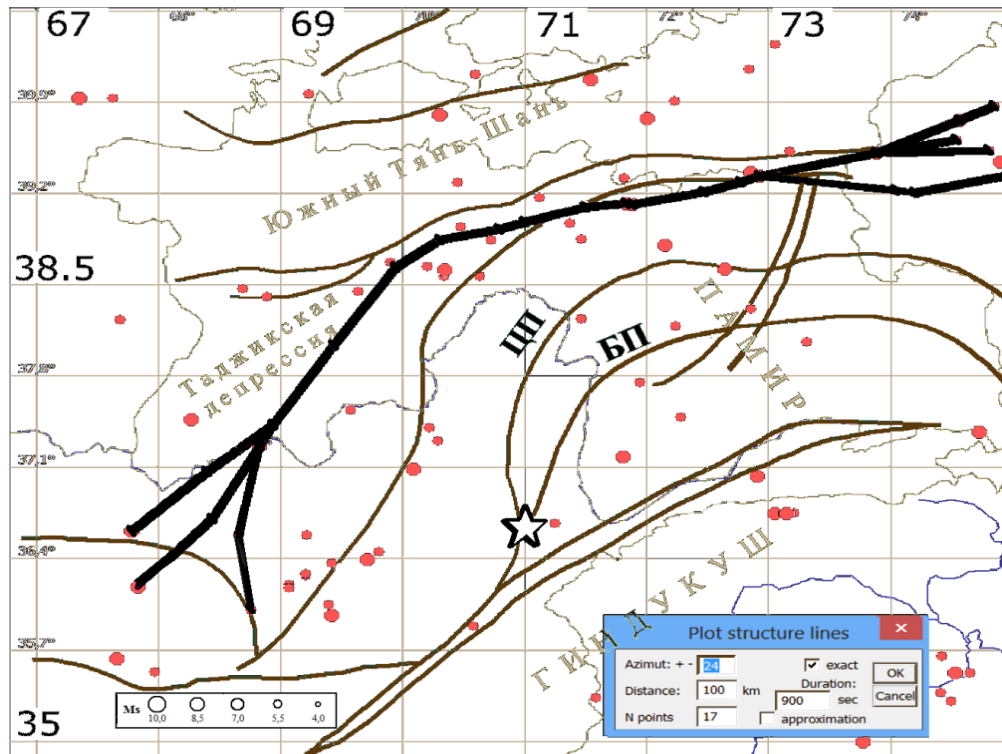


Рис. 4.46. Пример работы алгоритма РО в районе Индо-Евразийской коллизии (GIS-ENDDDB, NEIC): сейсмолинеament (жирная линия) по землетрясениям 1973-2015гг, $5 \leq H \leq 50$ км, $5 \leq M_S \leq 7$, $(Az, L, n_{MIN}) = (24^\circ, 100 \text{ км}, 17)$, устойчиво выявляется при разных параметрах. Показаны глубинные разломы территории Таджикистана (чёрные линии) и границы государств (серые линии), звездочкой - ПГЗ.

Пример 2. Рисунок 4.47 показывает работу РО-алгоритма на мегаструктурном уровне, когда рассматривается диапазон сильнейших событий ($6.5 \leq M_w \leq 8.5$) и максимально большие интервалы времени. Несмотря на относительную редкость сильных событий в каталоге SIGN, на интервале 2250 лет устойчиво (с вариациями от выбора параметров распознавания) выявляется система глобальных сейсмолинеamentов [Kalinnikov, Mikheeva, 2015] Центральной Азии на временном интервале 2250 лет, в том числе, “Внутриазиатский” линеament (по названию соответствующего горного пояса).

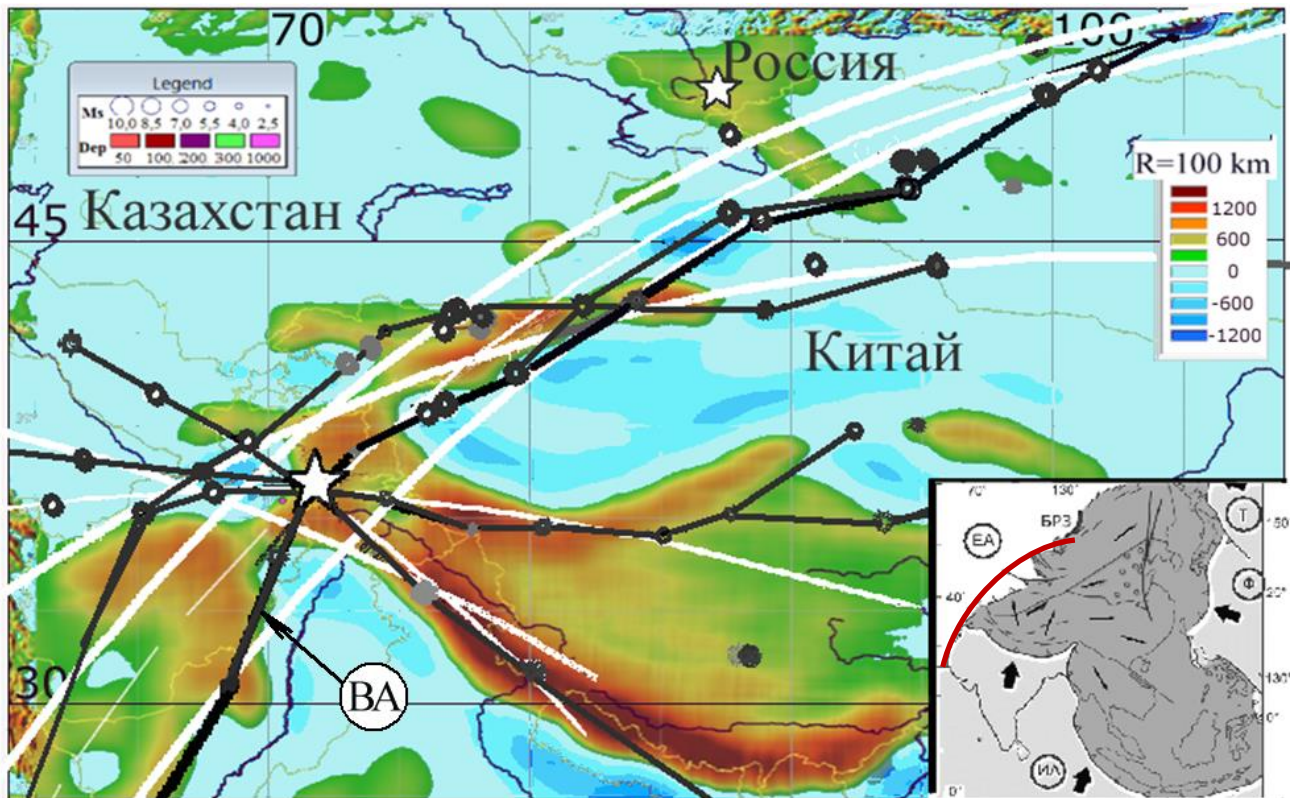


Рис. 4.47. Система сейсмолинеаментов Аравийская плита–Байкальская рифтовая зона–Гималаи и её приуроченность к градиенту региональной составляющей Δg_R (GIS-ENDDDB, V18.1); черные линии – РО-линеаменты (каталог SIGN: $(Az, L, n_{MIN}) = (24^\circ, 700 \text{ км}, 13)$; $M_S \geq 6.5$; $H \leq 200 \text{ км}$; -250–2008гг), ВА – “Внутриазиатский” сейсмолинеament, выявляемый также параметрами меньшей кривизны и большей протяженности: $(Az, L, n_{MIN}) = (16^\circ, 600 \text{ км}, 18)$; $M_S \geq 6.7$; $H \leq 200 \text{ км}$; -250–2008гг; белые дуги – БК-линеаменты. Звездочками отмечены ПГЗ и Алтайское событие. Во врезке – схема границ плит (ЕА – Евразийской, Т – Тихоокеанской, Ф – Филиппинской, ИА – ИндоАвстралийской) и ВосточноАзиатской зоны тектонической деструкции по [Степашко, 2012].

Система центральноориентирована с центром в Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоне (ПГЗ) и охватывает события различных глубин, пронизывая всю кору и верх мантии. По своей геометрии описываемый сейсмолинеament (Рисунок 4.47) в южной части совпадает с западным краем Индо-Австралийской плиты (на протяжении 1500 км), в центральной – с древним глубинным Парванским разломом, а северным концом - с Байкальским рифтом,

т.е. оконтуривает предположительную границу косоугольного схождения Евразийской плиты с Индокитайским агломератом [Николаев, 1988; Степашко, 2012].

Согласно [Добрецов, 2001] вдоль линии, отмечаемой сейсмолинеamentом, проходит зона коллизии (врезка Рисунка 5.76б), соответствующая раннему (островодужному) и позднему коллизионным этапам и охватывающая Алтае-Саянскую складчатую область (Иртышскую, Северо-Саянскую и др. коллизионные сдвиги), Обь-Зайсанские коллизионные структуры, Памирскую и Западно-Гималайскую коллизионные орогены.

Предполагается также, что через область, отмечаемую сейсмолинеamentом, проходит Белуджистан-Сибирская трансконтинентальная сдвиговая зона - одна из “великих диагоналей” Евразии [Расцветаев, 1987]. Направление сейсмолинеамента согласуется также с вектором развития глубинного сейсмогенного процесса в Центрально-Азиатском регионе: на северо-восток от ПГЗ к Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) по [Рузайкин, 1994; Степашко, 2012].

В рельефе “Внутриазиатский” сейсмический линеament отражен в виде Внутри-Азиатского горного пояса [Зоненшайн, 1990]. Также, его обоснованность подтверждается следующими данными:

1. сильными ($M_w \geq 7$), редкими событиями, составляющими статистически обеспеченную выборку (включая в себя почти 40% событий выбранной площади),
2. соответствием цепочке максимумов значений региональной компоненты гравитационных аномалий земной коры (Рисунок 4.47),
3. соответствием конфигурации аномалий суммарной сейсмической энергии и других характеристик сейсмогеодинамического процесса ($E_{\text{СУМ}}$, N , $M_{\text{МАХ}}$) [Kalinnikov, Mikheeva, 2016]. Например, изолинии $E_{\text{СУМ}}$ (суммарной энергии землетрясений: Рисунок 4.48б) проявляют линеamentную структуру даже большей протяженности на северо-восток (до Виллюй-Ленского водораздела) откуда через Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) простирается в юго-западном направлении. Изолинии $M_{\text{МАХ}}$ (максимальных магнитуд землетрясений) той же протяженности, что и $E_{\text{СУМ}}$ имеют два максимума интенсивности: в области БРЗ ($M_{\text{МАХ}} \leq 7.2$) и в Памиро-Гиндукушской зоне ($M_{\text{МАХ}} \leq 8$) [Kalinnikov, 2016],

4. приуроченностью к линейной аномалии пониженных значений поля скоростей S_V -волн, проявившейся на глубинах 35 и 80 км (Рисунок 4.48а). Дугообразная скоростная аномалия (Рисунок 4.48а) может быть связана с утолщением литосферы в коллизионной зоне фронтального сжатия [Dewey, 1988; Добрецов, 2001], а в северной своей части – прогибанием и погружением избытков литосферного материала в мантию, фиксируемые в томографическом разрезе (Рисунок 5.73).

5. в северной своей части, между озерами Байкал и Балхаш сейсмолинеament подтверждается “Алтайским” фрагментом (линейной структурой того же простирания: Рисунок 4.24), который явился среднесрочным предвестником Алтайского землетрясения (27.9.2003г; $M_S=7.5$).

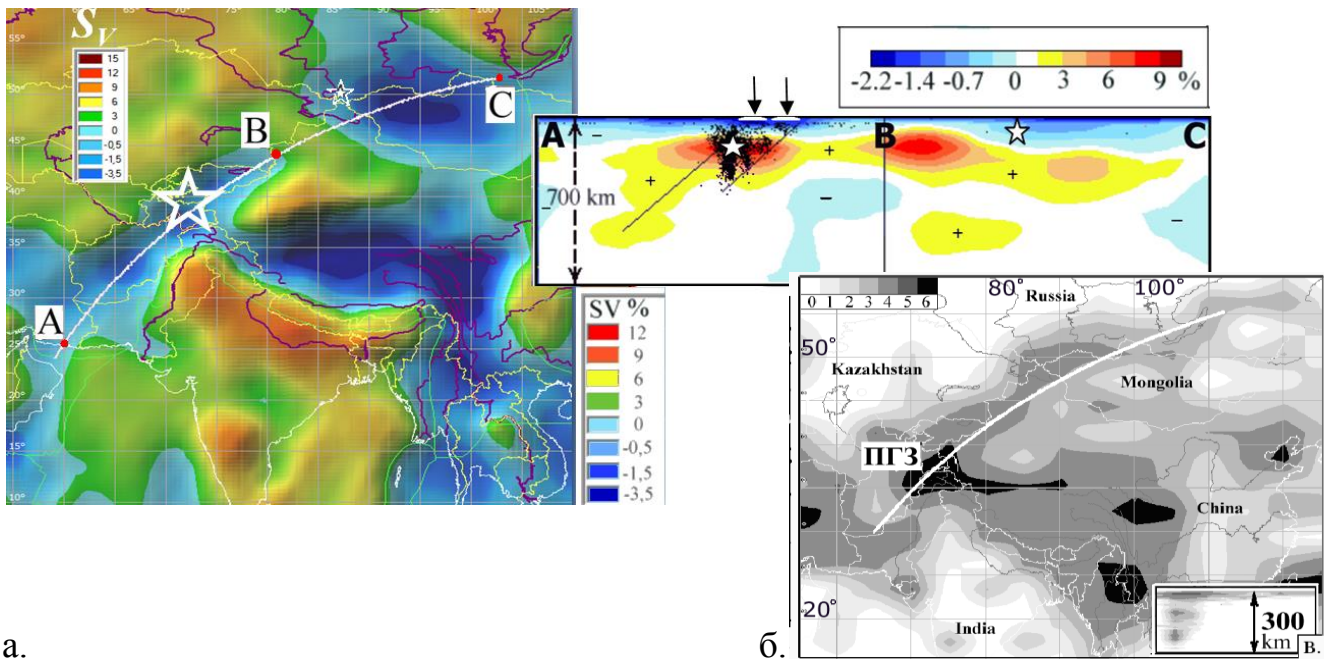


Рис. 4.48. Карта и профиль S_V -скоростного поля вдоль “Внутриазиатского” сейсмолинеамента (GIS-ENDDB, SL2013sv): а - профиль ABC на фоне S_V -поля на глубине 75 км: указаны возмущения S_V в % к базовой скорости S_{V0} ; во врезке - разрез по профилю ABC, нанесена сейсмичность по NEIC, звездочками отмечены ПГЗ и Алтайское событие; б – изолинии суммарной сейсмической энергии $E_{\text{СУМ}}$ (каталог COMPLEX, $4 \leq M_S \leq 8$, ячейка $3 \times 5^\circ$, изолиниям 0, 2, ..., 6 соответствуют верхние значения $E_{\text{СУМ}}=45 \cdot 10^4, 47 \cdot 10^5, 49 \cdot 10^6, 52 \cdot 10^7, 54 \cdot 10^8, 57 \cdot 10^9$ Дж/год/км²).

Возможная связь Алтайского корового события с активностью “Внутриазиатского” сейсмолинеамента, на которую указывает последний из перечисленных факторов, может осуществляться благодаря существованию соединяющей их глубинной структуры, обозначенной Y-образной положительной аномалией на карте гравитационного поля (Рисунке 4.47). Локализация эпицентра Алтайского землетрясения в области максимума Y-образной плотностной аномалии смещена относительно глобального сейсмолинеамента на расстоянии 400-500 км, что говорит о влиянии на это событие сложного комплекса условий.

Действительно, для этого корового землетрясения описан сложный, связанный с глубинными процессами механизм [Кучай, 2008]: «начало вспарывания Алтайского землетрясения осуществилось в соответствии с мезомеханической концепцией пластического сдвига по схеме каскада релаксационных сдвигов со стесненным поворотом». «Разрыв по магистральной трещине является финальным релаксационным сдвигом, которому предшествует образование деформации изгиба-кручения (стесненные изгиб и кручение ограниченной области сплошной среды)».

О том, что расположение Алтайского эпицентра не случайно, а приурочено к исторически установленной активной структуре, говорят и проведенные в 1996–1998гг палеосейсмогеологические исследования [Рогожин, 2012], обнаружившие в области будущего Алтайского землетрясения сейсмодислокации нескольких сильнейших землетрясений голоценового периода с $M_S \sim 7-8$ и интенсивностью $\sim 9-10$ баллов. За 9000 лет в этом месте были выявлены признаки одного события с $M_S = 8$, за 8000 лет – два с $M_S = 7.5$ и за 2600 лет – два с $M_S = 7.0$, предполагается также совпадение зон подготовки Алтайского 2003г и Монгольского 1761г землетрясений. Эти данные дают основание полагать, что землетрясения происходят «в одних и тех же местах...» [Рогожин, 2012] и связаны с глубинными коровыми и мантийными неоднородностями [Ребецкий, 2013].

Пример. 3. Близ побережья префектуры Фукусима выявляется множество активных структурно-тектонических элементов (Рисунок 4.49) линейного типа:

зона субдукции вдоль Японского желоба, множество сейсмолинеаментов поперечного простирания. Представляют интерес сейсмогенерирующие структуры: линейное распределение крупнейших событий ($M_S \geq 7$, включая разрушительное землетрясение Тохоку) последнего 10-летия (№ 1 на Рисунке 4.49) и пояс внутри-островной слабой сейсмovolканической активности в виде кольца (№ 2).

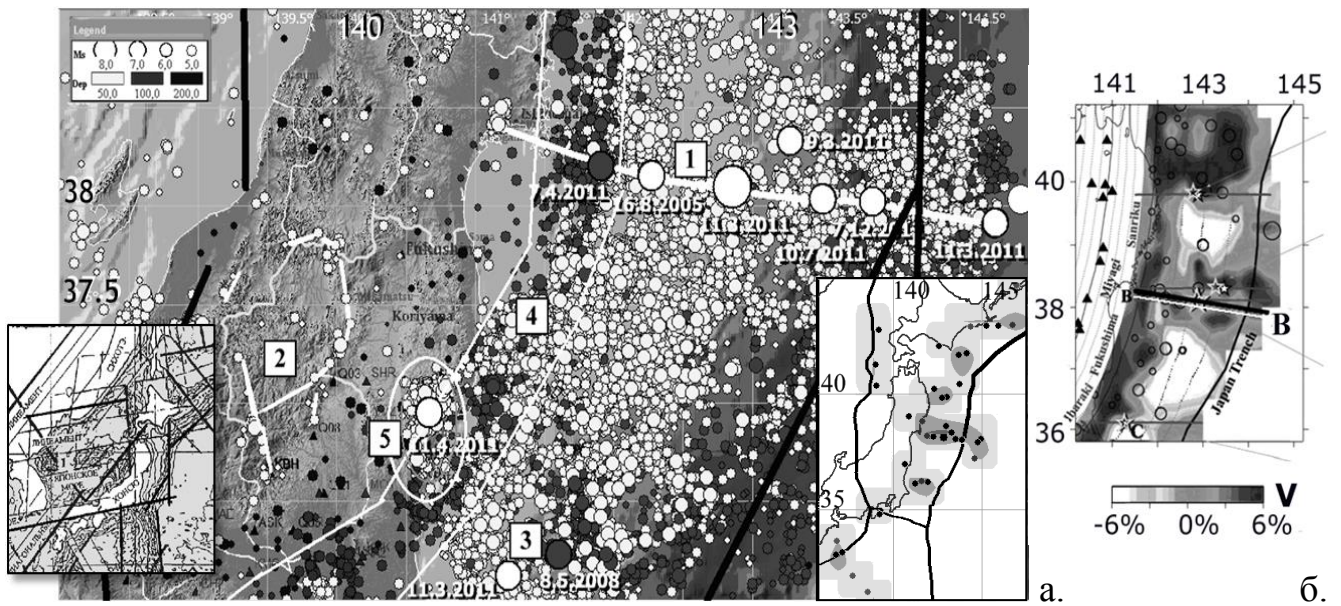


Рис. 4.49. Сейсмогенерирующие структуры близ побережья Фукусимы (GIS-ENDDDB, JMA): а – визуализация отсортированной по магнитуде выборки землетрясений с $M_S \geq 3.5$ начиная с 2003г (13742 событий); во врезке слева – фрагмент Карты трансрегиональных линеаментов [Лихт, 1998], на которой северо-восточная часть о. Хонсю является областью пересечения двух глобальных линеаментов: меридианального (вертикального) Япономорского и диагонального Окраинно-морского; во врезке справа – плотность событий ($M_S \geq 7$) (GIS-ENDDB); б – на томографической карте P -волн из [Structural heterogeneity..., 2011]: отрезок BB' (б) соответствует сейсмолинеаментной структуре №1 (а).

О возможности существования выявленной вдоль 38 параллели линейной структуры говорят данные, полученные нами другими методами: b -value (Рисунок

4.31), K_{CP} (Рисунок 4.32), N (врезка справа внизу Рисунка 4.49а), а также данные других авторов. Например, согласно [Structural heterogeneity..., 2011; Zhao, 2012] здесь присутствует положительная аномалия скоростей P -волн (Рисунок 4.49б): “Высокоскоростные аномалии в зоне мега-землетрясения могут быть вызваны погружающимся океаническим хребтом, подводными горами или другими топографическими выступами на морской поверхности Тихоокеанской плиты, которые становятся препятствием при тесном взаимодействии субдуктирующей Тихоокеанской и перекрывающей её континентальной плит” [Kanamori, 1986].

На тектонических картах (в частности, [Imanishi, 2012]: Рисунок 4.37) эта жесткая структура не обозначена, однако по отдельным признакам: ступенчатому смещению эродированного антиклинального хребта и углообразному изгибу Японского желоба, можно предположить наличие вдоль 38 параллели древнего, неактивного в последнее время разлома или другой обособленной структуры, проявившей себя в последнее десятилетие в качестве сейсмолинеамента с высоким сейсмическим потенциалом. Его ортогональное направление основным структурам региона и ориентации афтершокового облака Тохоку можно объяснить тем, что главный толчок происходит в более изотропной среде, чем последующий афтершоковый процесс и отражает тектоническое напряженное состояние на локальном участке [Тектоническая позиция..., 1994].

4.2.3.3. Алгоритм Большого круга Земли.

На мегаструктурном уровне (по землетрясениям ранга $6.5 \leq M_S \leq 8.5$) для целого ряда регионов алгоритмом РО была выявлена распространенная, близкая к дугообразной форма глобальных сейсмолинеаментов (Рисунок 4.47). Устойчивость конфигурации выявленных алгоритмом РО глобальных структур позволяет предположить, что линеамент отражает тектонические процессы, распространяющиеся вдоль линий, близких к дуге Большого круга Земли (БК).

Разработан принципиально новый вариант линеаментных построений, значительно экономящий по сравнению с РО время расчета и более отвечающий физике процесса [Kalinnikov, 2016]. Применительно к иерархической структуре литосферы можно утверждать, что именно основополагающие законы физики помогут восстановить те ее проявления (в том числе в характере сейсмичности) которые относятся к наиболее крупному рангу (первого порядка) на фоне более локальных проявлений следующих ранговых уровней [Поля напряжений..., 1987]. Новый алгоритм предполагает работу фундаментальных принципов в глубинном тектоническом процессе: 1) принципа Гамильтона, позволяющего применять законы геометрии с учетом зонально-сферического строения Земли, 2) принципа взаимодействия полей упругих напряжений трещин (согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования, успешно используемой в алгоритмах прогноза землетрясений [Завьялов, 2005]), и 3) статистическая обеспеченность сейсмолинеамента землетрясениями [Мирзоев, 1988].

Принцип Гамильтона (наименьшего действия) предписывает разрушение однородной среды по сегментам большого круга (БК) Земли, если разрушение в консолидированной коре преодолевает слой Мохоровичича (по определению максимального масштабного уровня «обобщенной энерго-пространственно-временной фрактальной решеточной модели» [Уломов, 1999]). Т.е., несмотря на то, что литосфера не изотропна (имеет блочную и слоистую структуру [Уломов, 1999]: в земной коре – неоднородные поля напряжений различного ранга [Поля напряжений и деформаций в земной коре, 1987], а в нижних слоях - более однородные и квазипластичные свойства [Шерман, 2009]), при рассмотрении влияния глубинных процессов на глобальную геотектоническую активность мы можем использовать обобщенные геометрические формы, обеспечивающие минимум поверхностной энергии (эти формы мы будем называть «линеаментами БК», потому что большой круг на сфере является геодезическим эквивалентом прямой линии на плоскости).

Большой круг рассчитывается по паре ближайших по времени сильнейших землетрясений, удаленных друг от друга на расстояние L , обеспечивающее

максимальное взаимное влияние их сейсморазрывов. Со стороны максимума L ограничено условием взаимного динамического влияния сейсморазрывов [Шерман, 2009], с другой стороны – условием диполеобразной геометрии поля главных напряжений в окрестностях сейсморазрыва [Поля напряжений..., 1987], создаваемого или активизируемого парой сильнейших событий.

Алгоритм Большого круга, имеет три задаваемых параметра [Kalinnikov, Mikheeva, 2016]: число событий n_{MIN} , максимальное расстояние между базовыми крупными событиями L и делитель d вычисляемого параметра $\Delta h_{\text{MAX}} = L/d$. (Δh_{MAX} – ширина сейсмолинеамента: Рисунок 4.27). Первый параметр n_{MIN} обеспечивает статистическую представительность построения, а второй, геометрический, L может быть оценен по следующим соображениям: многократно превосходить толщину коры и соответствовать физике передачи взаимодействия между соседними очаговыми зонами на расстояние, превышающее размер очага (L_0). Экспоненциально убывающим энергетическим влиянием очага можно пренебречь на расстоянии $1.5L_0$ от его центра (Рисунок 4.50а), поэтому для оценки максимального расстояния разумно выбирать коэффициент 3-4 (это согласуется с формулой кластерного метода (4.20) [Соболев, 2003] и среднестатистической зависимостью $L(L_0) \sim 3.63$ [Уломов, 1999б] (Рисунок 4.50а). Оценки размеров очагов L_0 характеризуются большим разбросом. Например, оценки формулы (3.5) более осреднены, но формула [Лутиков, 2002] даёт широкий разброс величин большой и малой оси очага (L_0 и D_0) для одних и тех же магнитуд:

$$\lg L_0 = (0.433 \pm 0.065) M_S - 1.468 \pm 0.510; \quad (4.21)$$

$$\lg D_0 = (0.453 \pm 0.061) M_S - 1.9 \pm 0.480.$$

Так, для $M_S = 7 \Rightarrow D_0 \sim 2.3 \div 158.5$ км;

$$L_0 \sim 4.7 \div 337.3 \text{ км} \Rightarrow L = 3 \cdot L_0 \sim 14.1 \div 1011.9 \text{ км}. \quad (4.22)$$

Отметим, что по D_0 можно оценить не только ширину зоны разрушения, но и её глубину (Рисунок 4.43: в-г). Для $M_S < 7.5$ дополнительное требование на минимальное расстояние накладывает влияние кривизны и мощности сейсмоактивного слоя на механику разрушения. Воздействие, инициирующее или

поддерживающее глобальный разлом в гранулит-базитовом слое, могут оказывать землетрясения с $M_S < 7.5$, если зоны их очагов (Рисунок 4.50б), разнесены на

$$L_F \geq 2\sqrt{2RH + H^2/3}, \quad (4.23)$$

где H - глубина границы соответствующей гранулит-базитовому слою. Минимальное расстояние L_F соответствует глубине поверхности Конрада (L_{FK}), максимальное – границе Мохо (L_{FM}):

$$L_{MIN} = L_{FK} - 2L_0 \text{ и } L_{MAX} = L_{FM} + 2L_0 \quad (4.24)$$

Например, для глубин границы Конрада $H \sim 15 \div 20$ км $\Rightarrow L_{FK} \geq 874.5 \div 1010$ км \Rightarrow при $M_S = 6.75$ ($L_0 \sim 253$ км (4.21), $L = 3L_0 \sim 760$ км) $\Rightarrow L_{MIN} \sim 368 \div 504$ км (4.24). Т.е. можно принять $L_{MIN} \sim L/2$, начиная с $M_S > 6.7$ (Рисунок 4.50в). Сверху L ограничена значением H для границы Мохо: $H \sim 30 \div 70$ км $\Rightarrow L \sim 1912 \div 2424$ км (согласно (4.24) для $M_S = 7$), что значительно превышает оценку (4.22).

Существуют ограничения на диапазон магнитуд $M_S(L)$ сильнейших событий: базовое событие не должно быть афтершоком [Bath, 1965] и должно

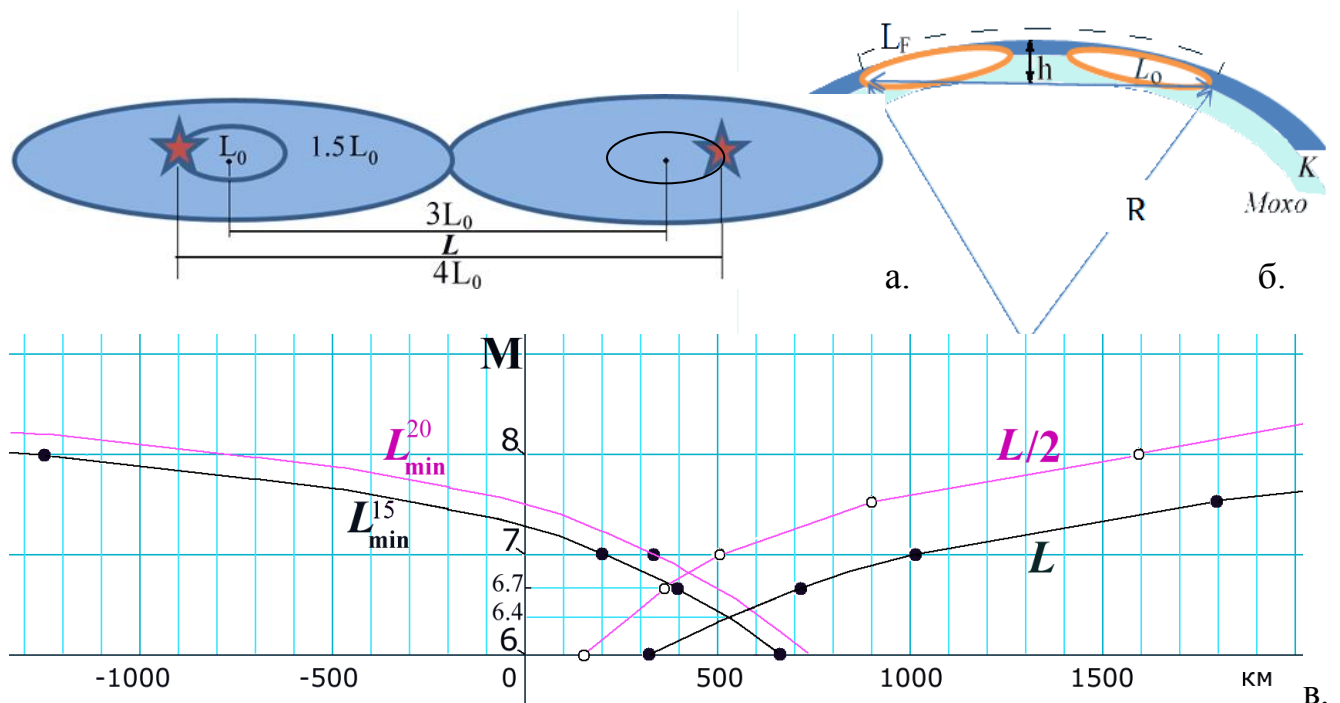


Рис. 4.50. Схемы взаимодействия полей напряжения очаговых зон (длиной L_0), накладывающего ограничение на максимальное расстояние L (а) и L_{MIN} (б) и график зависимости оцениваемых значений L и L_{MIN} (для $H = 15$ и 20 км) от магнитуды максимального базового события.

быть более 6.4, поскольку ниже этой магнитуды предельное значения L_{MIN} , соответствующее требованию геометрии кривизны, превышает предельное значение максимального расстояния L (Рисунок 4.50в). Слабые события не могут поддержать активность глубинного разлома [Мирзоев, 1988], а малоглубинные события связаны с разломами, не разрывающими гранулит-базитовый слой.

Для наиболее крупных землетрясений ($M_S \geq 7.5$) значение L_{MIN} , определяемое фактором кривизны, становится отрицательным (4.24), а ограничение $L_{\text{MIN}} \sim L/2$ позволяет избежать совпадения очагов базовых событий.

Таким образом, работа алгоритма БК состоит из следующих шагов:

1. Расчет M_{MAX} - максимальной магнитуды событий с заданными глубинами на выбранной территории и N - количества событий с $M_{\text{MAX}} - dM \leq M_S \leq M_{\text{MAX}}$, где $dM = 0.3 \div 2$ для $M_{\text{MAX}} = 6.7 \div 9$, со случайным распределением по площади и экспоненциальным распределением по времени с вероятностью $P = 1 - 1/e$ того, что следующее событие наступит раньше математического ожидания $1/\lambda$ (4.19);

2. Отбор среди N событий всех хронологически последовательных пар, которые находятся на расстоянии $L/2 \leq \text{dst}(i0, i) \leq L$ друг от друга, сохранение их в массив сейсмолинеаментов $m_Selcl[j]$;

3. Итерационное повторение п. 2 для всех событий, следующих друг за другом через одно промежуточное событие, затем через два, через три и т.д., пока не наберется $N_{\text{MAX}} = (1 - 1/e) \cdot N$ пар;

4. Построение плоскости через каждую пару событий (называемых базовыми) и центр Земли, пересекающую литосферу по Большому кругу (БК) Земли (предполагая, что в N_{MAX} попали все базовые пары, между которыми существует поле напряжений, способное активизировать протяженный разлом с минимальной поверхностной энергией, т.е. по дуге Большого круга);

5. Вычисление расстояния между событиями каталога и каждой из построенных плоскостей, отбирая плоскости БК с достаточным количеством ($n \geq n_{\text{MIN}}$) близко расположенных событий (с фиксированным удалением от плоскости $\Delta h \leq L/d$). Занесение номеров этих событий в строку массива $m_Selcl[j]$, начинающуюся номерами соответствующих базовых событий.

На Схеме 3 приведена логическая схема алгоритма формирования массива $m_Selcl[i]$, используемого затем для визуализации в режимах «листание» (по одному сейсмолинеаменту) или «все» (в том числе, с возможным наложением полученных дуг БК на сейсмолинеаменты, построенные алгоритмом РО). В режиме «все» создаётся файл *geo_structure_BK* с перечнем сейсмолинеаментов, а в режиме «листание» - файл *lineament BK* с текущим сейсмолинеаментом, куда заносятся формула, базовые и остальные события Δh -полосы.

Кроме того, формула БК, информация о базовых событиях и полном их количестве текущего сейсмолинеамента выводится и в статусной строке экрана.

Формула Большого круга в сферической тригонометрии:

$$R(j, i) = \arccos(\sin(F(j)) \cdot \sin(F(i)) + \cos(F(j)) \cdot \cos(F(i)) \cdot \cos(W(j) - W(i))),$$

где $F(i)$, $W(i)$ - широта и долгота i -ой точки, а в декартовой системе координат:

$$F(i) = -\arctan((a \cdot \cos(W(i)) + b \cdot \sin(W(i))) / c),$$

где a , b , c – коэффициенты плоскости $aX + bY + cZ = 0$, проходящей через 2 базовых события и центр Земли. При этом, расстояние Δh от точки (X, Y, Z) до плоскости:

$$\Delta h = (aX + bY + cZ) / \sqrt{a^2 + b^2 + c^2}.$$

В основу расчета N_{MAX} принято наблюдаемое соответствие выборок землетрясений с $M_{MAX} - dM \leq M_S \leq M_{MAX}$ экспоненциальному (Рисунок 4.51б) закону распределения с параметром λ (называемым отношением риска) и математическим ожиданием, равным среднему времени между N событиями $1/\lambda = T/N$:

$$p(\Delta T, \lambda) = \lambda \cdot \exp(-\lambda \Delta T).$$

Поскольку вероятность того, что следующее событие произойдет через $\Delta T < 1/\lambda$, равно $1 - e^{-1}$ можно предположить, что выборка $N_{MAX} = (1 - 1/e) \cdot N$ (63% событий) охватит все пары событий, связанные неслучайным образом, т.е. механизмом триггирования. Установлено, что связанные пары на реальных графиках сосредоточены на ещё меньших ΔT : $\Delta T < 1/2\lambda$ и даже $\Delta T < 1/7\lambda$ (отмечены стрелками на Рисунке 4.51б), что соответствует $N_{MAX} = (1 - 1/\sqrt[7]{e}) \cdot N$ (13% событий). Пользователь может варьировать значениями управляющего параметра L и связанного с ним параметра $\Delta h = L/d$, устанавливающего ширину «области активного динамического влияния» [Шерман, 2009] выявляемой разломной зоны.

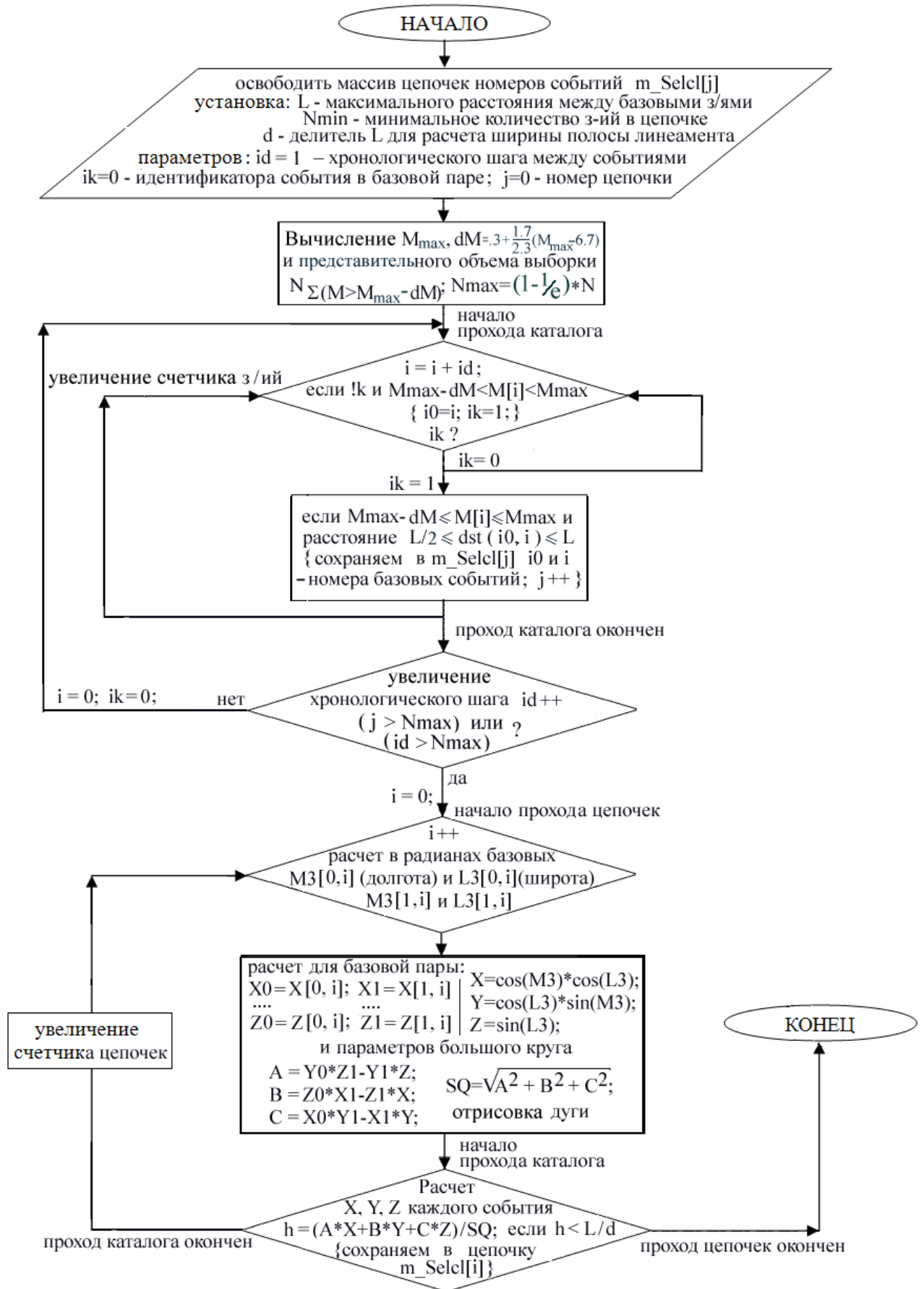


Схема 3. Алгоритм формирования массива $m_Selcl[i]$ сейсмолинементов по алгоритму Большого круга Земли.

При этом строятся различные варианты БК (параллельные белые дуги на Рисунке 4.47, 4.51a): например, охватывающие сильнейшие землетрясения последних лет или соответствующие известным глубинным разломам (включая межплитные литосферные границы, в построении которых между прочим также применяются принцип Большого круга [Bird, 2002]). Уточнять критерии выбора достоверного сейсмолинеамента помогают также геофизические данные (Рисунки 4.47-4.48).

Алгоритм опробован на фактическом материале по сейсмичности Центральной Азии, Тихоокеанской зоны субдукции, Крымско-Кавказской области и других сейсмически активных регионов [Kalinnikov, Mikheeva, 2016] и показал хорошее соответствие линеаментов известным межплитным границам.

Пример 1. Согласно Рисунку 4.47 полученные сейсмолинеаменты БК, построенные с параметрами: $(L, n_{\text{MIN}}) = (34000 \text{ км}, 19)$; $M_w \geq 7.2$; $15 \leq H \leq 80 \text{ км}$ с различным соотношением L/n_{MIN} ; и «осевые» сейсмолинеаменты более локального уровня: $(L, n_{\text{MIN}}) = (1000 \text{ км}, 14)$; $M_s \geq 6.5$; $H \leq 100 \text{ км}$ (тонкие дуговые линии), в целом повторяют выделенную алгоритмом РО систему глобальных сейсмолинеаментов, в том числе, “Внутриазиатский” (ВА) сейсмолинеамент, трассируемый цепочкой максимумов региональной составляющей гравитационного поля Δg_R и аномалией пониженных скоростей S_V -волн, проявившейся на глубинах 35-80 км (Рисунок 4.48a). К ВА-сейсмолинеаменту приурочены нефтеносные районы (отмечены овалами на Рисунке 4.52a), включая крупнейшее месторождение в Синьдзян-Уйгурском районе, открытое в 2018 году.

Пример 2. “Крымский” сейсмолинеамент БК (Рисунок 4.51a) совпадает с глубинным Джавско-Гагринским разломом и пересекает Гунибско-Камилухскую и Б. Грузинскую кольцевые структуры [Адилов и др., 2015], а также очаговую зону Рача-Джавского землетрясения (29.04.1991, $M_w=7$) [Kalinnikov, 2016].

Пример 3. “Персидский” сейсмолинеамент повторяет известную межплитную границу (Рисунок 4.51a) на протяжении 3000 км, “Анатолийский” - Северо-Анатолийский и Северо-Тебризский разломы на протяжении 2500 км (Рисунок 4.51a). Соответствуют они и выявляемым ранее осям сейсмоактивных структур между Иранской и Скифско-Туранской плитами [Уломов, 1999в].

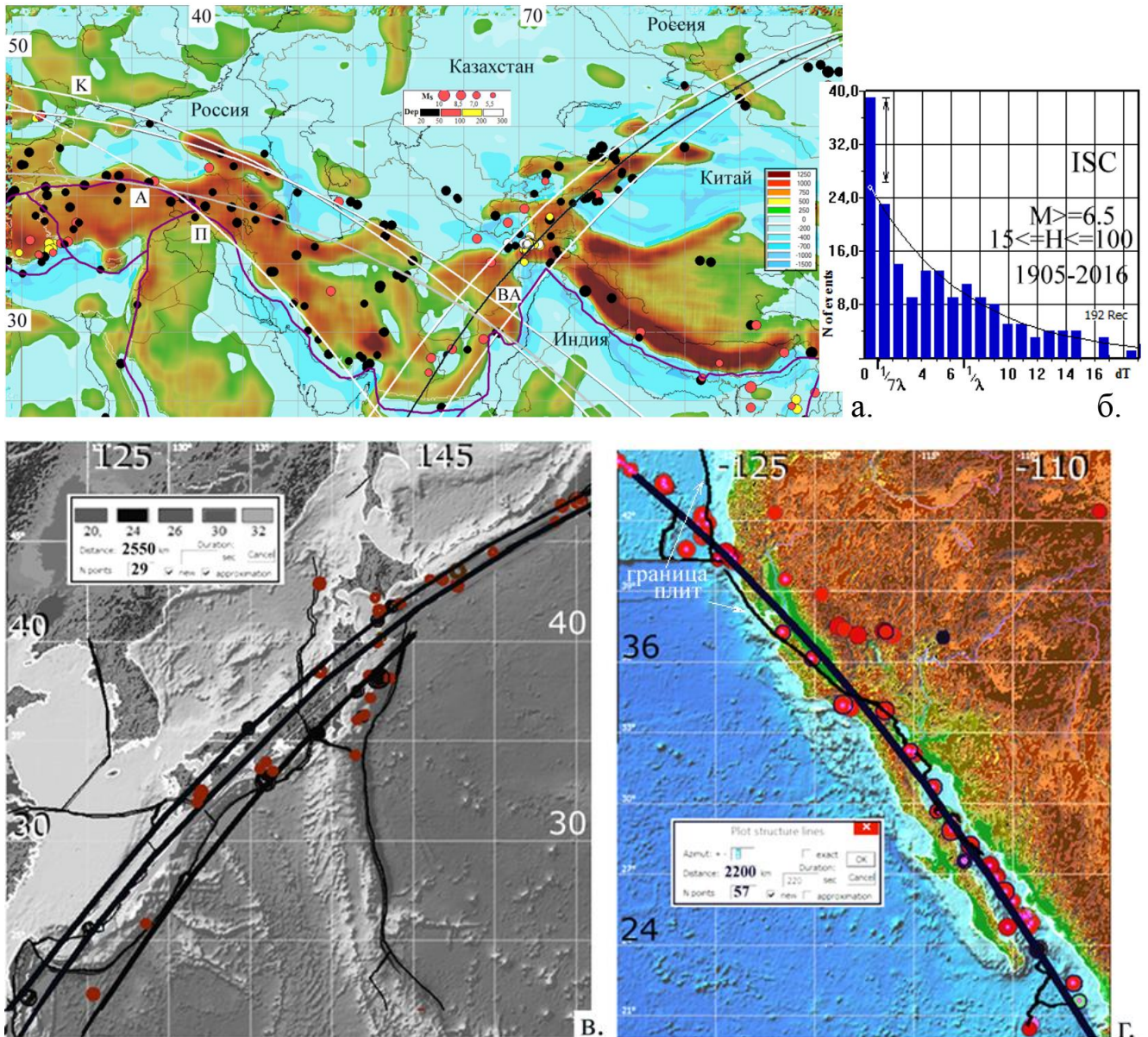


Рис. 4.51. Сейсмолинеаменты БК различных геодинамических регионов (GIS-ENDDDB): а) в Евразии, сохраненные в архиве: “Крымский” (К) с различным $h=L/n_{\text{MIN}}$ (ISC: $4 \leq M_S \leq 7$; $6 \leq H \leq 800$ км, $h=11.8$; $(L, n_{\text{MIN}}) = (600 \text{ км}, 51)$ и $5 \leq M_S \leq 7$, $h = 35.7$; $(L, n_{\text{MIN}}) = (500 \text{ км}, 14)$), “Персидский” (П) (ISC, 1905–2016г; $(L, n_{\text{MIN}}) = (1200 \text{ км}, 5)$; $M_S \geq 6.5$; $15 \leq H \leq 300$ км), “Анатолийский” (А) (ISC: 1905–2016г; $(L, n_{\text{MIN}}) = (200 \text{ км}, 28)$; $M_S \geq 6$; $15 \leq H \leq 100$ км) и “Внутриазиатский” (ВА) с различным h (SIGN, -250–2008г; осевая дуга: $h = 71.4$; $(L, n_{\text{MIN}}) = (1000 \text{ км}, 14)$; $M_S \geq 6.5$; $H \leq 100$ км) на фоне карты Δg_R ($R=85$ км) с нанесенными межплитными разломами по [Bird, 2003]; б) зависимость от ΔT числа пар глубоких событий восточной половины карты (а); в) субпараллельные “Тайвань-Курильские” сейсмолинеаменты (JMA: $h=87.9$ и $h=62.5$; г) “Калифорнийский” (ISC).

Пример 4. “Тайвань-Курильские” сейсмолинеаменты, построенные по данным японского каталога JMA с вариациями соотношения $h=L/n_{\text{MIN}}$: $(L, n_{\text{MIN}}) = (2550 \text{ км}, 29)$, $h=87,9$ и $(L, n_{\text{MIN}}) = (1500 \text{ км}, 24)$, $h=62,5$ ($7 \leq M_w \leq 9$; $15 \leq H \leq 40 \text{ км}$, 1923-2013) либо охватывают (при $h=87,9$) эпицентры землетрясения Тохоку ($M_w=9$) и относительно недавнего события ($M_s=7, 32,78$ с.ш., 130,73 в.д.; 2016.04.14, 16:25), либо (при $h=62,5$) обеспечивают совмещение БК с северо-восточной границей Филиппинской плиты (Рисунок 4.51в).

Пример 5. “Калифорнийский” сейсмолинеамент [Kalinnikov, 2016], построенный по данным ISC: $(L, n_{\text{MIN}}) = (2200 \text{ км}, 57)$ совпадает с разломом Сан-Андреас и межплитной границей на протяжении >3 тыс. км (Рисунок 4.51г) и обеспечен событиями даже после поворота и ухода этой границы от линии БК.

Таким образом, предлагаемый алгоритм является инструментом для проверки существующего фундаментального соображения, что тектонические нарушения крупного ранга должны разламывать земную кору по дугам Больших Кругов. Оказывается, что при обоснованном выборе входных параметров, алгоритм БК помогает обнаруживать закономерность развития глубинного сейсмогенного процесса (связанного с явлением миграции сейсмической активности [Лобацкая, 1987; Шерман, 2013; Новопашина, 2018] и т.д.), а, возможно, и активные структурно-тектонические элементы глубокого заложения - глобальные глубинные разломы (ГГР) [Пейве, 1945], созданные в результате крупных воздействий и/или долговременных геодинамических процессов, активизирующих и активизируемых парами крупнейших землетрясений. Учитывая, что ГГР является живой системой с активными процессами твердотельного метаморфизма [Калинин, 2000], не предполагающего обязательного разрыва сплошности среды на всем его протяжении, а также то, что ГГР лишь частично охвачен относительно недавними инструментальными сейсмическими наблюдениями, истинную его протяженность необходимо уточнять по геофизическим данным (Рисунки 4.48а, 4.51а). По своему рангу ГГР должны являться основными структурообразующими элементами земной коры и верхов мантии, обеспечивающими их флюидными компонентами и расплавами и

контролирующими геологические процессы в местах их локализации. Улучшенная проницаемость для магм, гидротерм и тепловых потоков, характеризующая зоны ГГР, способствует возникновению эндогенных месторождений [Губкин, 1950; Трофимук, 1983; Гвишиани, 1983]. В частности, кроме упомянутых выше нефтеносных районов (Рисунок 4.52а) к зоне ВА-линеамента, продолженного на юг и восток, приурочены месторождения золота (Рисунок 4.52б): Южной Африки (Ранд, Карлетонвилле и др.); Зимбабве (Белл-Риверли, Би энд Си, Бромптон, Гайка и др.); Танзании (Булянхулу, Геита), Лупа, Эфиопии (Лега Демби); Йемена (Медден); Узбекистана (Амантаитау, Даугизтау, Кокпатас, Мурунтау); Казахстана (Аксу, Бестобе, Степняк, Чжолимбет); Сибири (Васильевское, Олимпиада, Советское, Коммунарское, Саралинское, Голец Высочайший, Вернинское, Сухой Лог, Чертово Кориго, Куранак) и т.д. Поэтому уверенно локализованный ГГР помогает организовать прогнозные и исследовательские работы во многих областях человеческой деятельности.

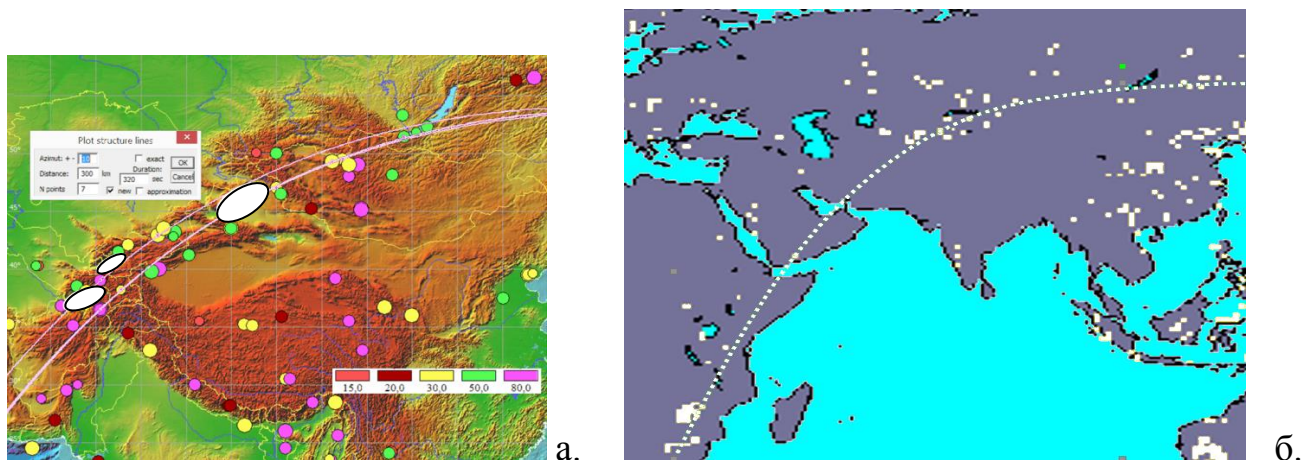


Рис. 4.52. Расположение нефтеносных районов (а) и месторождений золота⁸ (б) (белый крап) относительно Внутриазиатского линеамента и его продолжения.

4.4. Сценарии проведения интегрированного анализа данных в GIS-ENDDB.

Различные геодинамические задачи, решаемые с помощью GIS-ENDDB, объединены общим методом их решения - экспертно-геоинформационным,

⁸ URL: <http://gold-deposit.ru/>

предполагающим грамотное сочетание геоинформационных технологий и вычислительных алгоритмов, используемых пользователем-экспертом в итерационном (экспериментальном) режиме.

Геоинформационный подход заключается в сопоставлении в единой геоинформационной среде GIS-ENDDB результатов статистического исследования сейсмичности, геоструктурных построений (опирающихся на физические и геометрические законы разрушения среды) и карт геофизических полей на основе цифровых моделей.

Реализация экспертного подхода состоит в предоставлении гибкого инструментария, с помощью которого исследователь-непрограммист мог бы формулировать и решать свои собственные, интеллектуальные задачи по выявлению и исследованию структурно-тектонических элементов, по изучению истории катастрофических событий нашей планеты с точки зрения их воздействия на геотектоническое структурообразование, и наоборот, влияние тектоники регионов на формирование будущих катастрофических землетрясений.

Например, при изучении процессов подготовки и реализации крупных сейсмических событий используются различные информационные модели и технологии системы GIS-ENDDB (Рисунок 3.5) с целью построения сеточных или зональных карт параметров сейсмогеодинамического режима: b , A , $E_{\text{отн}}$, $\nabla E_{\text{отн}}$, $K_{\text{ср}}$, $H_{\text{мах}}$, выявления структурных признаков проявления геотектоники (по группированию событий), оценки достоверности аномалий, имеющих прогностическое значение.

Обобщая подходы, использованные при рассмотрении прикладной задачи изучения процессов подготовки землетрясения, можно сформулировать следующие рекомендации применения инструментария GIS-ENDDB:

1. Исследование сейсмического режима по степени активизации слабой и умеренной сейсмичности и её стягивания к элементам разломных структур.
2. Картирования известных разломов и других структурно-тектонических элементов (из соответствующих баз данных), выявление новых линейных и

изогнутых сейсмогенных структур алгоритмом линеаментных построений, детализируя глобальную систему сейсмолинеаментов (поранговым - по диапазонам M_S - уменьшением параметра L и/или n);

Эти пункты являются взаимодополняющими и повторяющимися на каждом ранговом уровне (Рисунок 4.53). При выявлении сейсмоопасных областей используются методы графического и пространственно-временного анализа следующих характеристик сейсмического процесса:

- **Статистических** (параметров графика повторяемости землетрясений): 1) изолиний сейсмической активности A ; 2) угла наклона графика повторяемости b ; 3) относительного изменения суммарной сейсмической энергии ($K=c_1M_S+c_2$; $E=10^K$; $E_{OTH} = \lg E_{SUM} - \lg E_{NORM}$) [Dyadkov, Mikheeva, 2010; Михеева, 2011];

- **Физических** (параметров дискретности геосреды): 1) распределения параметра концентрации сейсморазрывов K_{CP} ; 2) выявления сейсмолинеаментов (линейных, дугообразных и кольцевых структур по множеству точек).

Целью геоинформационного анализа полученных карт (оттененных, сеточных, зональных, структурных моделей) является извлечение закономерностей и знаний, имеющих значение для прогноза землетрясений.

На схеме (Рисунок 4.53) показано взаимодействие двух базовых, итеративно повторяющихся этапов теоретического алгоритма предсказания землетрясений:

1. Выявление региональных и планетарных структурно-тектонических границ (в том числе, сейсмогенерирующих структур),
2. Исследование фазы сейсмического цикла в пределах этих структур (с помощью характеристик E_{OTH} , K_{CP} и др.) с целью выявления опасных участков,
3. Детализация сейсмогенных структур в пределах опасных участков,
4. Детализация фазы сейсмического цикла в пределах детальных структур,
5. Дальнейшая детализация.

Отметим, что данный алгоритм пока осуществим на практике не в полной мере ввиду недостаточной представительности и актуальности оперативных каталогов, что не позволяет в режиме реального времени (за последний 1-1,5 года) выявлять сейсмоактивные структуры и фазы сейсмического цикла на детальном

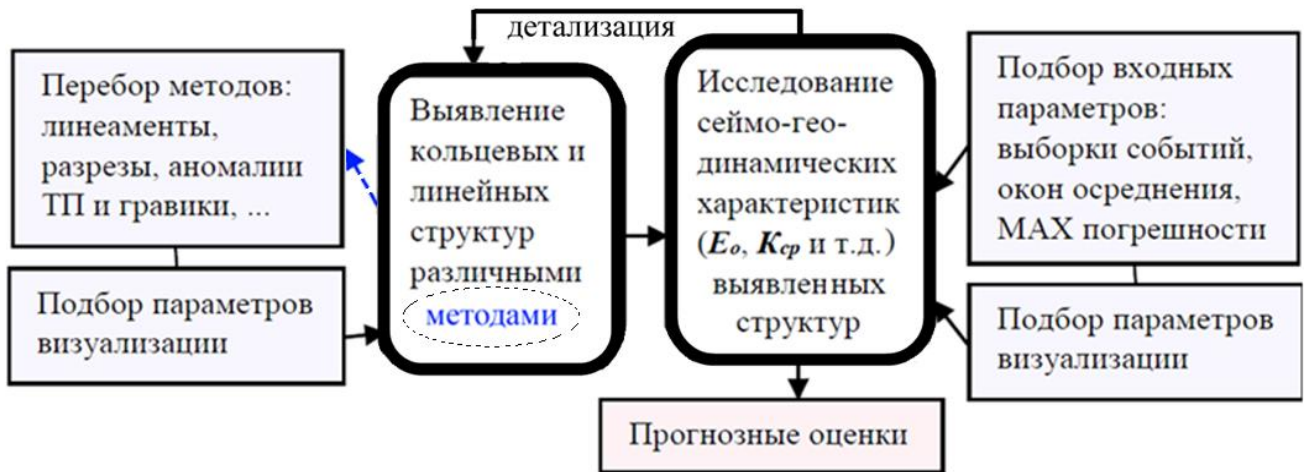


Рис. 4.53. Возможный сценарий использования инструментария GIS-ENDDB для формирования прогнозных оценок.

уровне для точной локализации эпицентра будущего толчка. Поэтому алгоритм пока используется для ретроспективного анализа сейсмического режима в зонах подготовки землетрясений с целью выявления новых прогностических критериев.

Структурные построения (на этапах 1 и 3) заверяются различными методами в зависимости от типа используемой информации: 1 – методами выявления объемного группирования сейсмичности (рои афтершоков, кластеры); 2 – анализом глубинного распределения сейсмичности; 3 – по конфигурации аномалий геофизических полей (гравиметрии, томографии, теплового потока); 4 – распределения характеристик сейсмического режима; 5 – по детальному рельефу; 6 – по геолого-тектоническим данным из других источников. Этот список можно пополнять в ходе исследований, добавляя новые данные и методы анализа. Чем больше методов подтверждают выявленный объект, тем более он достоверен.

Например, конфигурация аномалий характеристик сейсмического режима: b (наклона графика повторяемости), относительной сейсмической энергии $E_{отн}$, плотности сейсмогенных разрывов $K_{ср}$, может быть связана с локализацией сейсмоактивных тектонических границ и их динамикой. При интерпретации этих аномалий реализуется два принципа: математический (количественный) и аналитический (качественный). Каждый из них имеет недостатки и нуждается в «экспертном» подходе. Недостатки количественной интерпретации: неполнота и недостаточная представительность каталога или выборки отслеживаются по

значению дисперсии графика повторяемости σ [Dyadkov, Mikheeva, 2010; Михеева, 2016а], а также статистически точным определением [Михеева, 2011] необходимого объёма выборки, связанного с погрешностью оценок b , A , E_0 , K_{CP} , ...

Ошибки использования второго принципа (аналитического) связаны с тем, что зависимость исследуемых характеристик каждого события от физических свойств геологической среды известна лишь качественно [Гитис, 2004б] (из-за отсутствия строгих причинно-следственных моделей развития процессов структурообразования). Правильное сочетание этих двух принципов возможно только в рамках экспертного подхода, который в нашем случае несет смысл научного компьютерного эксперимента, проводимого пользователем-экспертом.

Например, значения наиболее информативных характеристик сейсмичности можно рассчитать с точностью, определяемой качеством реальных данных, и, при наглядной визуализации полученных значений, проанализировать их с целью уточнения входных параметров программы. При таком подходе процесс расчета характеристик в GIS-ENDDB сопоставим с программами классических экспертных систем, которые отличаются от обычных программ по признаку неявного количества шагов решения. Нахождение решения, при этом, сводится к многократному подбору интерактивно задаваемых входных параметров программы – параметров выборки событий, окон осреднения, требуемой погрешности расчетов. Для выявления устойчивых решений в программе имеются опции одновременного вывода сейсмогеодинамических последовательностей, рассчитанных с меняющимся в заданном диапазоне входным параметром расчета (шагом осреднения). Для достоверности получаемой информации большое значение имеет и правильный подбор параметров визуализации, значения которых могут существенно отличаться для различных характеристик сейсмопроцесса. В этом состоит суть «геоинформационно-экспертного» подхода.

Переходя на региональный и планетарный уровень, мы от сейсмогеодинамических, переходим к более фундаментальным задачам (Рисунок 4.54). Выявляя в сейсмическом режиме закономерности возникновения сильных землетрясений на долгосрочных интервалах времени и расстояниях в сотни

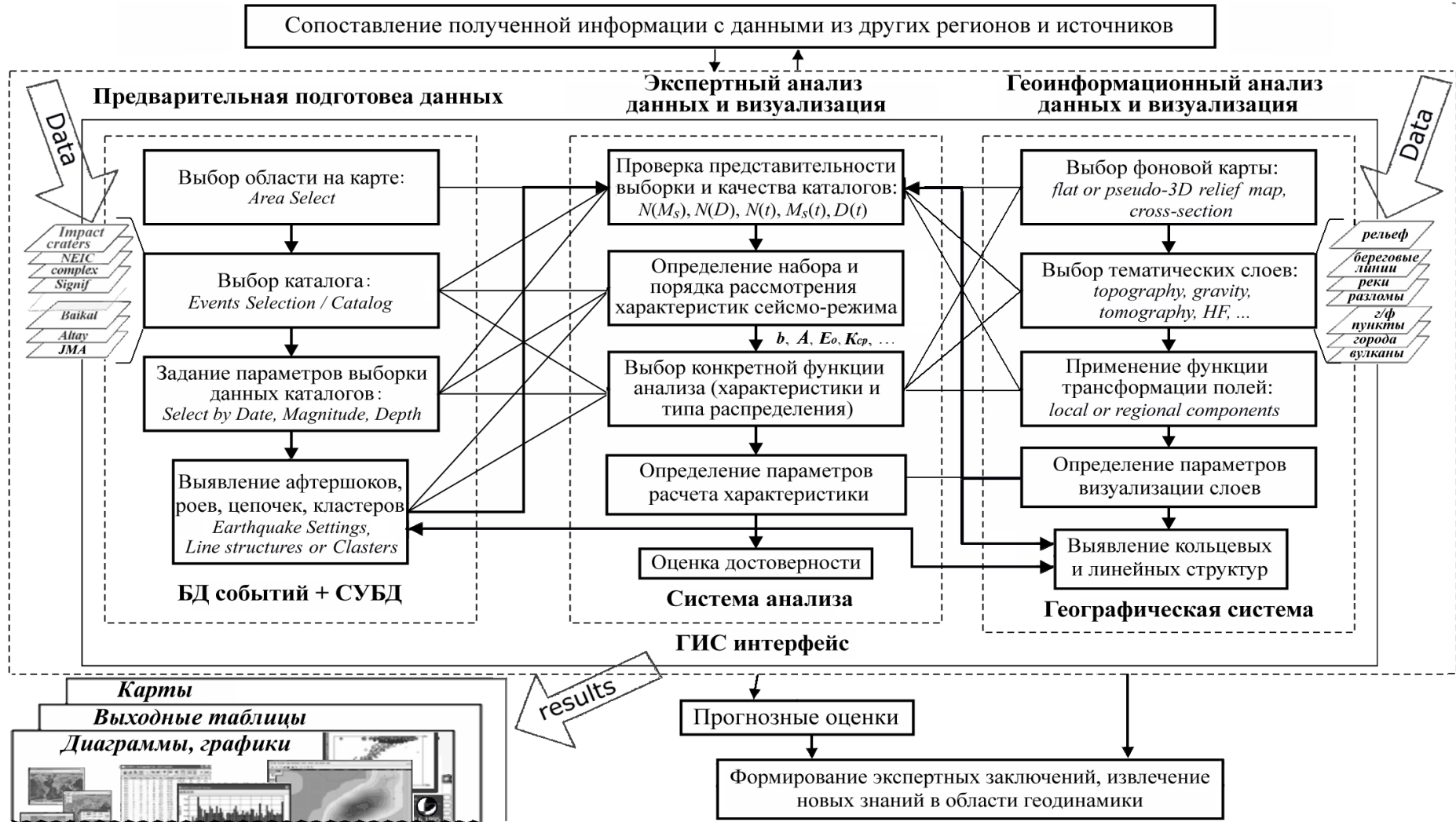


Рис. 4.54. Система управления геодинамическими исследованиями в GIS-ENDDDB на основе «геоинформационно-экспертного» анализа данных природных катастроф Земли.

километрах, можно получить новые знания в области геодинамики (т.к. через процесс подготовки крупных землетрясений реализуется «значительная часть тектонического развития литосферы» [Кейлис-Борок, 1986а]). Расширенная схема использования GIS-ENDDB (Рисунок 4.54) для экспертного построения геодинамических моделей и реконструирования долговременных тектонических процессов (в рамках единого формализованного «механизма структурообразования» [Устьянцев, 2013]) получена после дополнения Рисунка 4.53 новыми функциями (в частности, методами выявления мегаструктур).

С другой стороны, переход на уровень фундаментальной геодинамики позволяет решать задачи выявления геодинамических критериев прогнозирования землетрясений, основанных в настоящее время (согласно [Geodynamic background of ..., 2000]) на теоретическом моделировании динамических разломных систем и развитии информационных баз данных. В рамках этих направлений в GIS-ENDDB созданы специализированные базы данных, а также методы картирования и изучения сейсмоактивных структур.

Выводы

Пространственное распределение гипоцентров землетрясений является важнейшей характеристикой тектонических процессов. В GIS-ENDDB реализованы методы статистического анализа данных сейсмологических каталогов (усреднения на единицу площади, нормирования и т.п.), широко используемые в сейсмологической практике при исследовании пространственно-временных вариаций характеристик сейсмического режима (N , $E_{\text{СУМ}}$, b , A , $K_{\text{СР}}$). Но эти методы служат не столько для изучения пространственных структур сейсмичности, сколько для выявления временной цикличности активных и неактивных периодов сейсмогеодинамического процесса. Новые, добавленные в GIS-ENDDB характеристики распределения сейсмичности (суммарного вектора скольжения $Slip_{\text{СР}}$, относительной выделенной энергии $E_{\text{ОТН}}$, и её градиента

$\nabla E_{\text{отн}}$, карт максимальных глубин H_{MAX} и максимальных магнитуд M_{MAX} землетрясений) позволяют исследовать динамику сейсмоактивных структур. Но для изучения пространственного аспекта проявления геодинамического режима, связанного с глубинными тектоническими движениями и деформациями, наиболее применимы методы не статистического, а строгого формализованного анализа, т.к. расположение активных тектонических областей в пространстве более устойчиво, чем их развитие во времени [Савиных, 2014].

Таким образом, обобщая описанные в главе методы, выявлено два базовых взаимодополняющих этапа геодинамических исследований: методы сейсмогеодинамического анализа, связанного с выявлением статистических закономерностей развития пространственно-временных и энергетических проявлений сейсмичности (на основе графического и картографического анализа распределения характеристик сейсмогеодинамического режима) и методы выявления сейсмоактивных структур среды по группированию землетрясений.

Поскольку сейсмогенные структурно-тектонические области ранжируются по глубине, длине и энергетической характеристике, то вводится понятие детализации исследований. При переходе на региональный и планетарный структурный уровень и выявляя в сейсмическом режиме закономерности возникновения наиболее крупных землетрясений на долгосрочных интервалах времени и огромных расстояниях, мы можем получить новые знания в области геодинамики тектоносферы. Перемещая акцент исследований на изучение комплекса геофизических данных и выявляя крупные структуры большой протяженности, мы от сейсмогеодинамических задач переходим к более фундаментальным задачам глобальной тектоники и геодинамики.

Для их решения ранее поддерживаемые автором программные разработки были объединены и пополнены новыми данными. Таким образом, был расширен круг решаемых задач в рамках новой геоинформационной системы «База данных природных катастроф Земли» (GIS-ENDDDB), что позволило изучать проявления тектонических процессов планетарного масштаба, не теряя, при этом, возможности детализации исследований.

Глава 5. ВОЗМОЖНОСТИ ГЕО-СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОСНОВЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ GIS-ENDDB

Расширение круга решаемых задач в рамках геоинформационной системы «База данных природных катастроф Земли» (GIS-ENDDB), связанных с рассмотрением глобальных тектонических структур и связанных с ними глубинных процессов, потребовало создания более разнообразного инструментария. Базы данных GIS-ENDDB расширены цифровыми моделями географической, тектонической и геофизической информации, позволяющими исследовать физические характеристики выявленных геоструктур и помогающими осуществлять выбор реальных природных тектонических объектов из множества полученных формализованными алгоритмами. Включение новых данных повлекло за собой расширение аналитического блока. Рассмотрим методы работы с цифровыми моделями на примере решения конкретных тектонических задач. В качестве первой задачи будет рассматриваться изучение структурных особенностей ударных кратеров. Известно, что астроблемные (импактные) тектонические обстановки выделены в отдельный вид обстановок наряду с конвергентными, трансформными и т.д. [Гусев, 2014].

5.1. Применение цифровых моделей рельефа при изучении в среде GIS-ENDDB геоморфологических особенностей ударного кратера

За последние 70 лет геологами из всех стран [Barringer, 1906; Мелощ, 1994; Зоткин, Цветков, 1970; Масайтис, 1980; Аалоз, 1979; Зейлик, 1988, 1991] выполнена огромная работа по выявлению новых астроблем и по изучению их вещественного и геоморфологического состава. Однако, до сих пор не

установлено абсолютно достоверных диагностических признаков космогенного происхождения даже тех структур, импактное происхождение которых по совокупности большого количества ударно-взрывных признаков считается доказанным. Нахождению новых геоструктурных признаков, которые могут быть использованы для достоверной диагностики ударных образований, посвящен данный раздел. Представленные методики изучения морфологии кольцевых структур позволяют не только диагностировать новые ударные кратеры по особенностям их рельефа, уточняя при этом их генетическую характеристику, но и систематизировать типовые морфологические элементы строения астроблем, актуальные при их диагностике.

5.1.1. О возможности диагностики ударного кратера по его форме

По утверждению многих авторов, Земля должна быть покрыта метеоритными кратерами не меньше, чем Луна или Марс (особенно, по отношению к крупным кратерам с $D \geq 80$ км) [Зейлик, 1988, 1991, Мелош, 1994; Петренко, 1998в]. Можно добавить, что это утверждение должно распространяться, по меньшей мере, на кратеры, приуроченные к ранним эпохам развития Земли, когда атмосфера, предположительно, была более разреженной [Добрецов, 2015]. Количество выпавших к настоящему времени на Землю космических объектов, способных образовать крупные импактные кратеры оценивается, как $\sim 10^6$, а скорость кратерирования при $D \geq 65$ км, как $0.03 \cdot 10^{-14} / \text{км}^2 / \text{год}$ [Петренко, 1998в]. Представление о возможной численности наиболее крупных ($D \geq 15$ км) и даже гигантских ($D \gg 100$ км) кольцевых структур (КС) на Земле могут дать Космогеологические карты [Космогеологическая карта..., 1984, 2011] (Рисунок 5.55а), составленные по данным космических снимков земной поверхности и содержащие огромное множество (~ 4000) дешифруемых КС, причем генезис половины из них пока не установлен.

На этих картах не учитываются подводные океанические КС, а существуют оценки, что 70% всех метеоритов должно падать в океан [Импактные структуры..., 1991]. Однако, поскольку возраст океанической коры значительно моложе возраста континентальных плит (благодаря обновляющему её спредингово-субдукционному механизму), можно предположить, что большинство массивов бомбардировок пришлось на более ранние периоды времени по сравнению с периодом образования нынешней океанической коры. Поэтому океаническое дно может хранить информацию о кратерах, количество которых, не превышает 0.1% их общей численности.

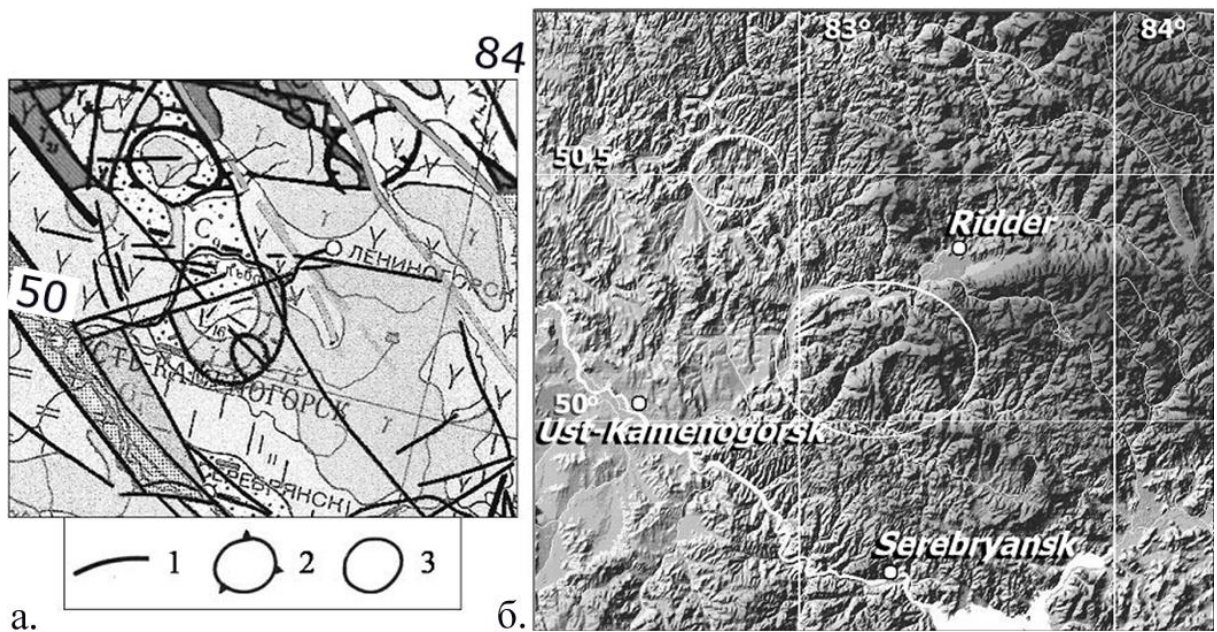


Рис. 5.55. Фрагмент карт района г. Усть-Каменогорск: а – «Космогеологической карты» Брюханова А.Н. и др. (1984); б – карты GIS-ENDDB. Обозначения легенды: 1 - разломы, 2 - своды, 3 - КС неустановленного происхождения.

Для выявления среди множества КС кратеров потенциально-импактного происхождения необходимо, прежде всего, разрабатывать и совершенствовать методики диагностики астроблем по типовым морфологическим признакам, объяснимым только с точки зрения физики косоугольного удара (например, по признакам, связанным с билатеральной симметрией).

Для успешного выявления этих признаков в рельефе необходимо условие повышенной сохранности рельефа, возможной только в тектонически устойчивых областях (древних щитах и платформах), минимальное проявление эндогенных процессов и отсутствие мощного покрова рыхлых отложений [Импактные структуры Земли..., 1991], Эти условия не обязательны лишь в хорошо изученных геологически областях - почти все достоверные отечественные астроблемы, описанные В.Л. Масайтисом и др. (1980), согласно приведенным разрезам, скрыты под толщей осадков, за исключением отдельных кратеров, частично сохранившихся в рельефе поверхности и выявляемых по данным аэро-фото-морфологического анализа (“Логанча”, “Беенчима-Салатинская” и т.д.).

В областях повышенной сохранности рельефа (например, в Прибалхашье, Рудном Алтае, на Кольском полуострове, в Мексике, Мадагаскаре, юге Африки) при условии недостаточности геологических данных и происходящего в наше время бурного роста количества и качества данных дистанционного зондирования (ДДЗ), составляющих основу ГИС-технологий, морфологические признаки астроблем становятся базовым, первичным фактором диагностики новых импактных структур. При этом, петрографические и минералогические доказательства при всей их важности становятся вторичными по отношению к базовому фактору, не успевая за ростом этих технологий. Тем более, что за сто лет, опираясь исключительно на морфологические критерии, диагностированы тысячи ударных кратеров на Луне и других планетах [Wegener, 1921; Kumlehn de Mamani, 2015].

5.1.2. Классические структурные признаки ударного кратера.

В настоящее время приняты следующие основные ударные тектонические и морфоструктурные признаки космогенных кратеров [Wegener, 1921; Зоткин, 1970; Аалоз, 1979; Масайтис, 1980; Зейлик, 1991].

К *тектоническим* признакам относится приуроченность к кратерообразным КС радиально-кольцевой сетки разломов (структуры «битой тарелки», центральных подвигов, взбросов, сбросов) [Зейлик, 1991; Исмаилов, 2014], центробежные надвиги по периферии астробемы (клиппены) [Масайтис, 1980, 1982, 1987, 1998; Вишнеvский, 1986], а для гигантских предположительно космогенных КС (так называемых «гиаблем») – уменьшение мощности консолидированной коры, складки и шовная складчатость в платформенном чехле [Зейлик, 1991]. Дугообразные и радиальные разломы, связанные с гиаблемами, могут рассекать земную кору на всю её мощность («Ишимкая» [Зейлик, 1991]), контролируя размещение вулканогенных мульд, интрузий, поясов ультраосновных пород или даже действующих вулканов по периферии гиаблем [Зейлик, 1991], других геологических признаков, связанных с триггерным механизмом лавоизлияния при ударе космического тела (КТ) [Зоткин, 1970].

В качестве важного тектонического элемента ударных структур можно указать наличие обширной зоны трещиноватости [Аалоз, 1979; Импактные структуры Земли..., 1991] (например, для кратера «Каали» она имеет форму «бабочки» [Аалоз, 1979]), с диаметром до 2 раз превосходящим диаметр кратера. Осесимметричная форма «бабочки» - наиболее достоверный признак удара, т.к. связана с физикой распространения ударной волны и выброса вещества при взрыве. Нам известно, что Тунгусское событие оставило за собой «повал леса в виде "бабочки" на площади свыше 2 тыс.кв.км. При этом над точкой взрыва остались вертикально стоящие деревья ("телеграфник" по образному выражению Л.А.Кулика). "Припечатанные" к земле стволы как бы очерчивают громадный кратер, но не в земной коре, а в её лесном покрытии. "Телеграфник" можно рассматривать как своеобразное подобие центрального купола-поднятия астроблем» [Зейлик, 2011].

Дешифрирование данных ДДЗ позволяет выявить такие внешние проявления тектоники, генетически связанные с образованием астроблем, как

кольцевые и радиальные разрывы (“Логанча” [Астроблемы на траппах..., 1985], “Попигай” [Масайтис, 1980], “Маникуаган”, “Кондер”, нуклеар “Вилнойский” [Михеева, 2019]), а по контуру предполагаемых гиаблем - поверхностную периферийную складчатость, а также древние и действующие очаги вулканизма.

Основные *морфоструктурные* признаки метеоритного кратера, отражающиеся в поверхностном рельефе и визуальных размерах кратера:

1. для простого кратера - чашеобразная форма, цокольный вал, малые диаметры: до 2-3 км в осадочных и до 6-8 км в кристаллических породах, и относительно большая глубина по сравнению со сложными кратерами. При этом в осадочных породах относительная глубина кратера меньше, чем в кристаллических [Импактные структуры Земли..., 1991], а особенностью кратеров в базальтоидных мишенях (например, траппах) является относительно меньшая высота кратерного вала [Астроблемы на траппах..., 1985].

2. для сложного кратера - кроме отрицательной формы рельефа и цокольного вала имеется центральное поднятие [Фельдман, 1987] в виде ударного конуса или кольца (иногда нескольких колец) и насыпной вал,

3. для кратеров с диаметром $D \leq 25$ км характерно соотношение между видимой глубиной и диаметром от 0.15-0.1 (для диаметров 1-5 км в кристаллическом фундаменте) до 0.02 (для диаметров 20-25 км в менее плотных осадочных породах) [Импактные структуры Земли..., 1991; Масайти, 1980].

В книгах и учебниках [Масайтис, 1980; Мелош, 1994; Фельдман, 2018] дан подробный анализ геологических и физических процессов, формирующих основные характерные элементы ударных кратеров, накоплено большое число публикаций и книг по численному моделированию этих процессов [Лагранжевый метод..., 1970; Примеры численного моделирования..., 1992; Мелош, 1994; Алексеев, 2005; Shuvalov, 2010; Авершьев, 2016].

Для гигантских кольцевых структур диаметром в сотни и тысячи километров проблема нахождения диагностических признаков особенно сложна

ввиду некорректности применения к ним типичных признаков, выявленных по относительно небольшим кратерам (с диаметром – первые десятки км) как космогенного, так и искусственного ударного происхождения [Мелош, 1994]. Прежде всего, это относится к их относительно небольшой глубине по сравнению с малыми и простыми. С ростом диаметра кратеры быстро уплощаются и для гигантских структур ($D \geq 80$ км), согласно теоретическим и эмпирическим данным [Ударные кратеры..., 1983; Импактные структуры Земли..., 1991], соотношение глубина/диаметр падает до 0.005—0.002 для импактных структур диаметром в сотни км. Это выполаживание можно объяснить изменением реологических свойств пород с глубиной, что существенно влияет на физику ударного процесса, искажая фронт ударной волны. Кроме того, если глубина проникновения первоначального удара становится сравнима с мощностью коры (35-70 км) или даже всей литосферы (150-300 км) (т.е. достигает астеносферы), то в результате ударного воздействия запускается сложная цепочка геологических процессов. Поэтому петрологические, морфологические и геофизические признаки таких кратеров значительно осложнены и отражают не только космогенно-ударные, но и последующие геологические процессы (магматизма, метаморфизма, тектогенеза и т.д.), протекающие иногда на протяжении многих миллионов лет. В этих условиях петрографические и минералогические доказательства импактного происхождения кратера становятся менее выраженными по сравнению с базовым морфологическим фактором диагностики импактных структур.

5.1.3. Используемые геоинформационные технологии и методики выявления кольцевых структур в цифровых моделях

Для изучения формы кратеров (кольцевых структур – КС) была использована теневая модель рельефа, реализованная в ГИС ENDDb. С целью

получения наиболее качественного объёмного изображения КС параметры контрастов и полутеней (оптимальные параметры луча «подсветки» и глубины тени) подбирались так, чтобы избежать недостатков, связанных с плохой сохранностью КС (в виде фрагментов) по причинам эрозии, гравитационного выравнивания, осадконакопления, тектонической и вулканической активности.

Выявление КС традиционно осуществляется по основным дешифровочным признакам [Пронин, 1989]. Для идентификации среди них ККС (космогенных кольцевых структур) нами применяется дополнительная методика [Импактные структуры Земли..., 1991], включающая в себя множество этапов, в том числе связанных с морфологией:

1. Выбор типовых морфоструктурных моделей для возможных ККС района,
2. Выбор критериев для подтверждения космогенности КС,
3. Сравнение исследуемой кольцевой структуры с достоверными космогенными структурами с целью подтверждения гипотезы о её космогенности,
4. Выявление контрастного характера обнаруженных признаков с окружающим ландшафтом.

Согласно этой методике найден ряд новых типовых морфоструктурных признаков ККС, позволивших идентифицировать более полусотни вероятных и предполагаемых астроблем. Отметим, что, если астроблема выявлена только по морфологическим признакам, ей присваивается категория 2 (предполагаемая).

Как уже отмечалось, наиболее сложно выявлять морфоструктурные признаки гигантских ударных структур диаметром в сотни и тысячи километров, у которых отсутствует хорошо выраженная отрицательная форма рельефа из-за малой относительной глубины. Лишь выраженные в рельефе фрагменты вала и центрального поднятия может стать основой методики выявления гигантских кольцевых структур. Учитывая большую подверженность огромных по площади кратеров различным факторам разрушающего воздействия окружающей среды

(влиянию эрозии, более поздних тектонических движений и т.д.), начинать поиск гигантских КС следует с выявления дугообразных фрагментов кратерного вала и центрального поднятия в виде разрушенного центрального холма, составляющего ~30% от диаметра окружности (это соотношение выявлено эмпирическим путем).

Поиск дугообразных поднятий выполняется по карте высот рассматриваемой территории. При обнаружении достаточно протяженной дугообразной структуры и виртуальном восстановлении по её кривизне изначальной формы кратера, осуществляется поиск центрального холма - возвышенности или границы водораздела. На Рисунке 5.56 приведен пример выявления гигантской кольцевой структуры диаметром 1200 км по дугообразным ложбинам Приобского плато (вытянутым параллельно друг другу с СВ на ЮЗ, и имеющим глубину 40—100 м). По дуге «Мамонтово» - «Павловск» восстанавливаются окружности различных радиусов (550, 600, 625 и 650 км), возможно, описывающие исходный кратер, с их центрами.

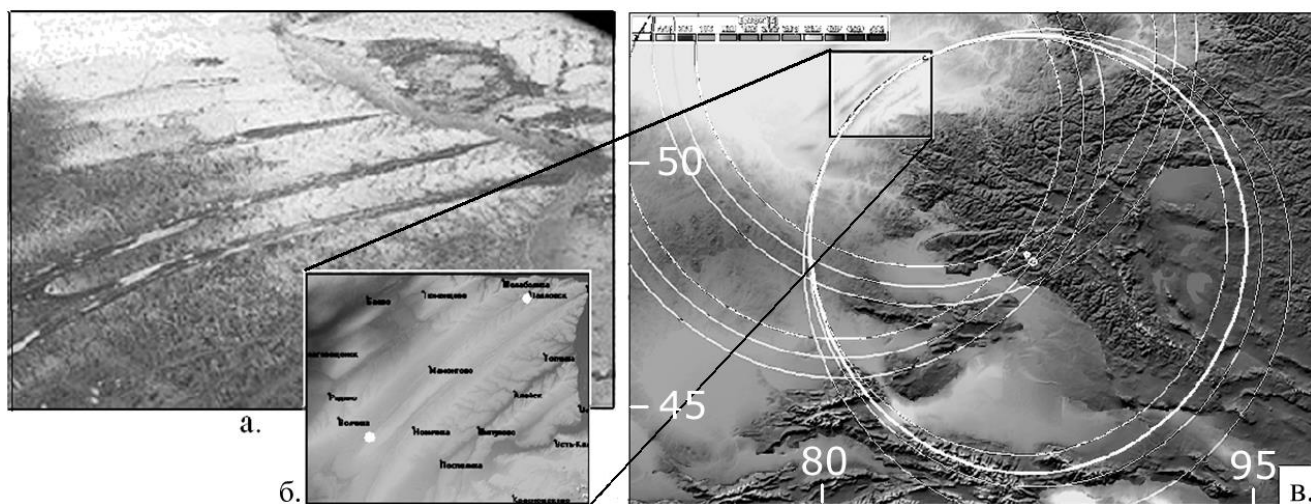


Рис. 5.56. Пример выявления крупной кольцевой структуры по дугообразным ложбинам Приобского плато: а-б) ложбины Приобского плато на спутниковом снимке NASA (а) и карте высот (б); в) виртуальное восстановление формы исходного кратера различных радиусов по дуге Мамонтово-Павловск, область Рисунка (а) отмечена прямоугольной рамкой.

По расположению центра окружности вблизи максимума рельефа (видна бабочко-образная форма возвышенности с диаметром примерно 30% от диаметра окружности) и совпадению южной и ЮЗ части окружности с дугообразными поднятиями рельефа, выбирается окружность радиусом 600 км с центром 48°44' с.ш.; 87°30' в.д. [Mikheeva, Nazivaliev, Chetverova, 2016]. Для выполнения операции поиска нужной окружности в GIS-ENDDDB предусмотрена процедура построения и уточнения окружности по множеству опорных точек. Опорные точки можно отмечать в аномалиях рельефа, геофизических полях или по конфигурации распределения землетрясений.

Существует множество дополнительных признаков, которые можно использовать для выявления кольцевых структур, например, резкие изменения русла рек и особенности распределения месторождений углеводородов [Зейлик, 2013], других ископаемых гидротермального происхождения (штокверковых, жильно-штокверковых), зачастую характеризующие структуры космогенного происхождения [Зейлик, 1978]. В приведенном примере признаком, позволяющим характеризовать выявленную КС в качестве гиаблемы, является наличие на территории кратера песков и выходов полиметаллических руд.

На основе описанной методики в каталог [Михеева, 2019] добавлено более 50 новых предположительных астроблем диаметром от 60 до 1600 км.

5.1.4. Выявленные геоморфологические признаки идентификации импактного кратера.

Фактический материал исследований в среде GIS-ENDDDB [Михеева, Кузнецов, 2013в; Михеева, 2019] добавляет к классическим моделям морфологии ударного кратера немало уточнений, зависящих от реальных условий образования кратера. Прежде всего, уделялось внимание признакам,

позволяющим с большой степенью уверенности диагностировать импактные структуры, отличая их от центрально-симметричных кольцевых структур эндогенного происхождения. Выявленные признаки связаны с так называемой билатеральной симметрией ударных кратеров - в них центральная симметрия заменяется осевой симметрией относительно траектории подлета ударника при косом вхождении его в атмосферу. Билатеральная симметрия и ранее отмечалась специалистами в качестве неотъемлемой характеристики ударных кратеров в таких элементах, как: асимметричное положение зон дальних выбросов из кратера, положение аллогенных брекчий [Масайтис, 1982, 1987; Shuvalov, 2010, 2011] и, по-видимому, связана с вектором движения ударной волны [Kenkmann, 2014], согласующимся с направлением движения КТ и местом его взрыва.

Новые признаки билатеральной симметрии выделены нами по принципу хорошей выраженности в рельефе (узнаваемости) и широкого распространения (Рисунок 5.57):

1. Подковообразная форма кратерного вала (например, “Мургаб”, $D=0.08$ км; “Чаша”, $D=14$ км: Рисунок 5.57а). Встречается и у крупных достоверных импактных структур (например, “Вредефорт”, $D=140$ км). Возможно, признак наиболее распространен в областях, имеющих в момент удара водный покров,

2. Шлейфовидная асимметрия рельефа астроблем (Рисунок 5.57в) – это отрицательная линейная аномалия рельефа, сопровождающая аналогичную по интенсивности (или даже менее выраженную) кольцевую аномалию основного кратера. Наличие признака можно объяснить одновременным с КТ падением сопровождающего его «облака» более мелких обломков и пыли. Признак выявлен [Mikhееva, 2014a] у восьми достоверно доказанных импактных структур: “Логанча” ($D = 20$ км), “Чукча” ($D = 6$ км.), “Шунак” ($D = 3.1$ км), “Мистастин” ($D = 28$ км), “Уанапитей” ($D = 7.5$ км), “Каррикоселкья” ($D=1.5$ км), “Лохне” ($D = 7.5$ км) и “Добеле” ($D = 4.5$ км), а также у 4-х вероятных астроблем (“Кили”, “Санта Марта”, “Мёкелн”, “Волчихинская”), 7 предположительных и 2-х неустановленных структур. Часто встречается совместно с признаком 1.

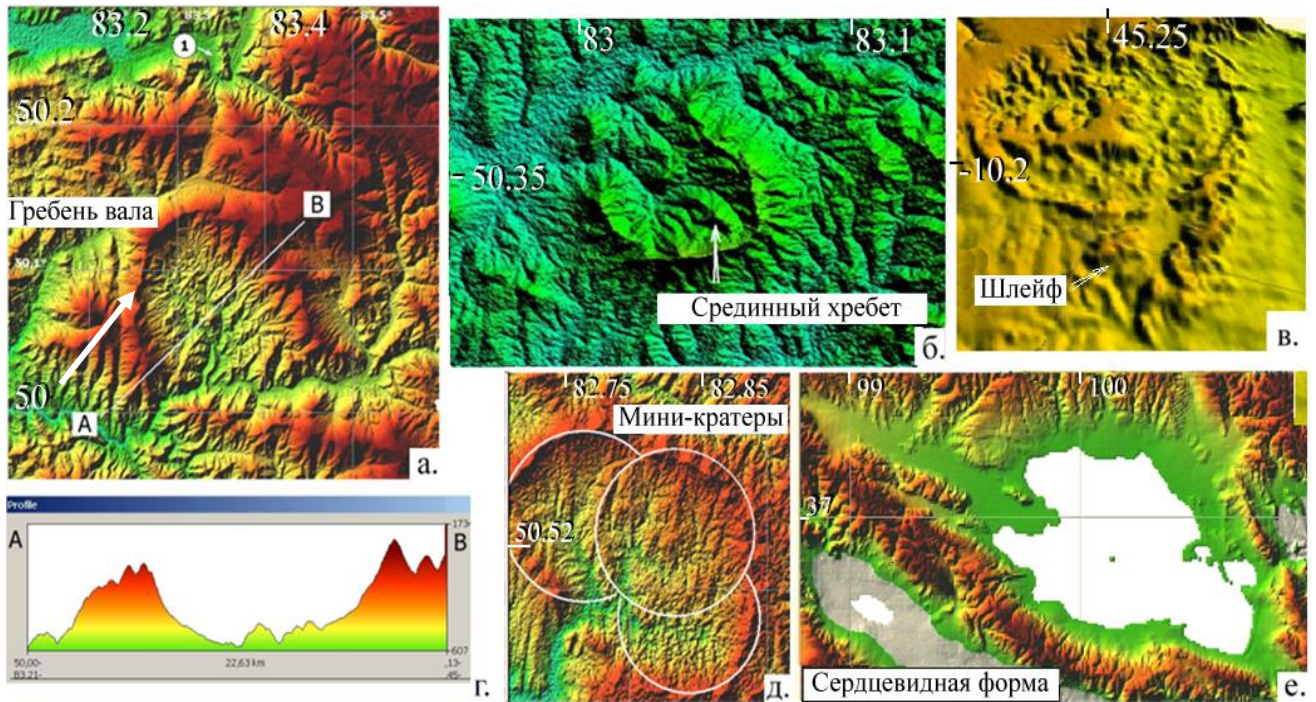


Рис. 5.57. Вновь выявленные структурные элементы билатеральной симметрии вероятных и предполагаемых ударных структур (GIS-ENDDDB, данные ASTER GDEM): а – подковообразная форма (“Чаша”, $D=14$ км) (г – разрез по профилю АВ); б – срединный хребет, Φ -образная форма кратера (“Орловский”, $D = 5$ км); в – шлейфовидная асимметрия рельефа (“Санта Марта”, $D \approx 10$ км); д – билатеральная симметрия мини-кратеров (“Волчихинская”, $D = 14$ км); е – сердцевидная форма кратера (“Цинхай”, $D = 60$ км).

3. Гребень гранитного кратерного вала - волнообразный изгиб на вершине фронтальной части кратерного вала. Возможно, образован в результате пластического течения гранита на заключительной стадии кратерообразования (“Чаша”, $D=14$ км: Рисунок 5.58б; “Варзик-Мраморный”, $D=4$ км [Михеева, 2019]),

4. Рёбра жесткости с наружной стороны фронтальной части кратера (Рисунок 5.58а). Чаще всего сопровождают признак 1. Наличие радиальных долин (разделенных зачаточными «ребрами жесткости») на внешних склонах вала отмечалось и ранее [Масайтис, 1980] в достоверных импактных структурах: “Логанча”, “Карская”, “Шунак”, а радиальные лопастные потоки расплавленных закратерных выбросов - в лунных кратерах [Ударные кратеры..., 1983],

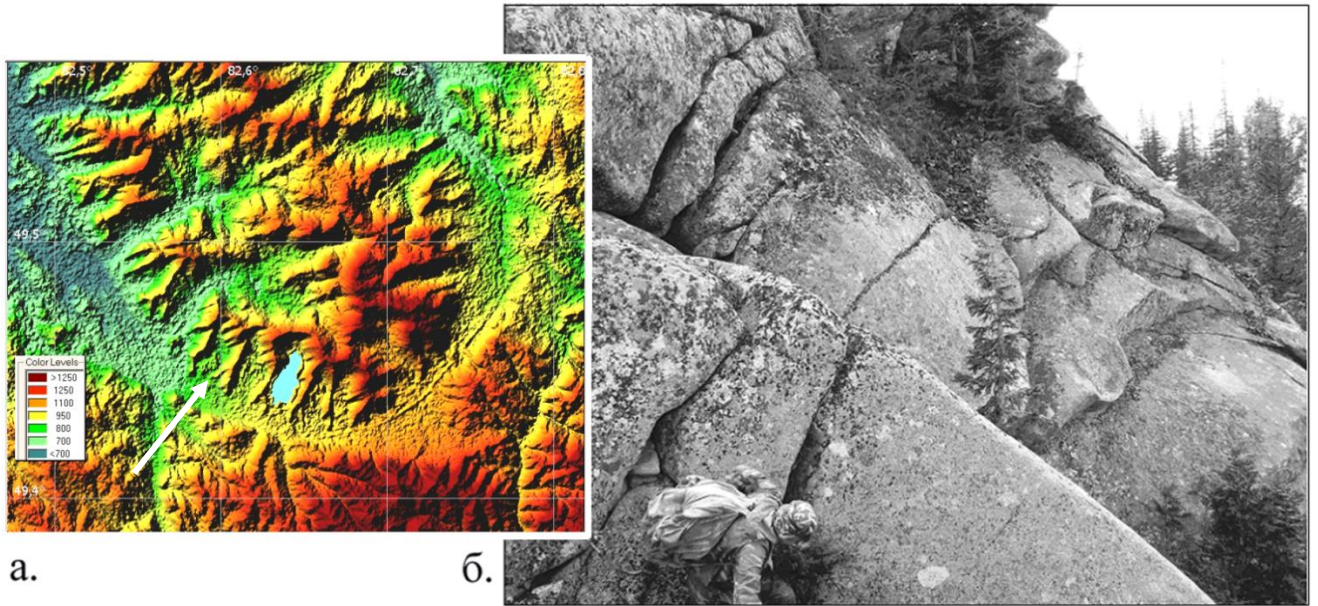


Рис. 5.58. Морфоструктурные признаки вероятных астроблем: а – ребра жесткости на теневой модели астроблемы “Сибирская” (D=15 км, 49.5 с.ш., 82.65 в.д.) (GIS-ENDDDB); б – фото гребня кратерного вала астроблемы “Чаша” (сделано В.Ф. Кузнецовым в точке, показанной стрелкой на Рисунке 5.57а),

5. Наличие клипеновых блоков перемещенных (иногда на значительные расстояния) пород в авангардной части кратера (отмечен овалом 1 на Рисунке 5.57а: кратер “Чаша”) [Khazanovitch-Wulff, 2013],

6. Билатерально-симметричное расположение двух, трех и более мини-кратеров, объединенных единым кратерным валом, вероятно, образованных при дезинтеграции КТ в атмосфере и одновременном падении большого количества обломков. «Мини-кратером» назовем ударный кратер, образующийся при взрыве фрагмента КТ и являющийся частью более крупного кратера, котрый назовем «составным». Важнейшим принципом строения составного кратера является дифференциация расположения мини-кратеров в составе общего ударного кратера: во фронтальной части общего кратера расположен наиболее крупный мини-кратер, к периферии размеры мини-кратеров симметрично уменьшаются (Рисунок 5.57д). Дифференциацию можно объяснить взаимодействием ударных волн [Мелощ, 1994]. Более массивные обломки имеют более высокую кинетическую энергию и образуют более мощную ударную волну,

«отбрасывающую» менее массивные обломки к периферии. В зависимости от разновидности сложных кратеров можно выделить следующие сопутствующие элементы его строения:

6.1. Ф-образная форма кратера, формируемая срединным хребтом вдоль длинной оси кратера (Рисунок 5.57б) (возможно, разделяющий мини-кратеры двойного удара или являющийся следствием разрушения центрального ударного конуса). Хребет может быть подчеркнут по краям желобами выпахивания. Ранее в достоверных астроблемах эти элементы отмечались в виде центральной цепи в лунном кратере Коперник [Вегенер, 1923] и косвенно связанных с рассматриваемым признаком внутрикратерных радиальных желобов выпахивания в астроблемах “Болтыш” и “Попигай” [Масайтис, 1980].

6.2. Сердцевидная форма кратера, выраженная в рельефе (Рисунок 5.57е), возможно, представляющая суперпозицию трех совмещенных мини-кратеров (Рисунок 5.57д). Иногда эта форма сопровождается выраженным в рельефе шлейфом, более или менее протяженным (Рисунок 5.57е).

В случаях большего разлета обломков метеоритов, когда общий кратер не образуется, имеет смысл говорить о кратерных полях (группах кратеров) [Масайтис, 1986; Хазанович-Вульф, 2011]. В этом случае кратерное поле имеет форму «эллипса рассеяния» индивидуальных метеоритов (“Хенбери” и “Сихотэ-Алинь” [Зоткин, 1970; Мелош, 1994]). В некоторых работах кроме эллипсов отмечается также наличие цепочек кратеров [Фельдман, 2018], характеризующих трассу пролета КТ и образованных при дезинтеграции КТ до его входа в атмосферу вследствие воздействия гравитационного поля Земли - приливных сил (подобное явление распада космического тела на 21 фрагмент наблюдалось 7 июля 1992 года в результате сближения кометы Шумейкеров-Леви с Юпитером). Протяженность цепочек должна зависеть от масштаба события, угла вхождения КТ в атмосферу и его скорости. Так, предположительно отнесенные к единому событию астроблемы “Каменская”, “Гусевская”, “Карская”, “Усть-Карская” и “Берингоморская” [Масайтис, 1986] составляют цепочку длиной >7000 км. В 300-километровую полосу Большого

круга, построенного алгоритмом БК, кроме астроблем “Карская” и “Берингоморская” (Рисунок 5.59) входят кратеры Карлинский, Пучеж-Катункский, Светлояр и многие другие.

В работах автора [Mikheeva, 2014a и т.д.] приводятся примеры десятков астроблем, содержащих 6 перечисленных типичных элементов, однако исследование импактных структур каталога в массовом масштабе показало, что распространенность этих элементов не слишком высока. Что можно объяснить зависимостью этих признаков от кинематических условий кратерообразования (скорости КТ и угла его вхождения в атмосферу); от внешних условий формирования и сохранения кратера (наличия водного слоя, степени эрозии кратера, зависящей от его возраста и петрофизических свойств, тектонической устойчивости региона, наличием или отсутствием мощного покрова рыхлых отложений). Общее количество кратеров, обладающих перечисленными выше элементами, не превышает 5% каталога [Михеева, 2019].

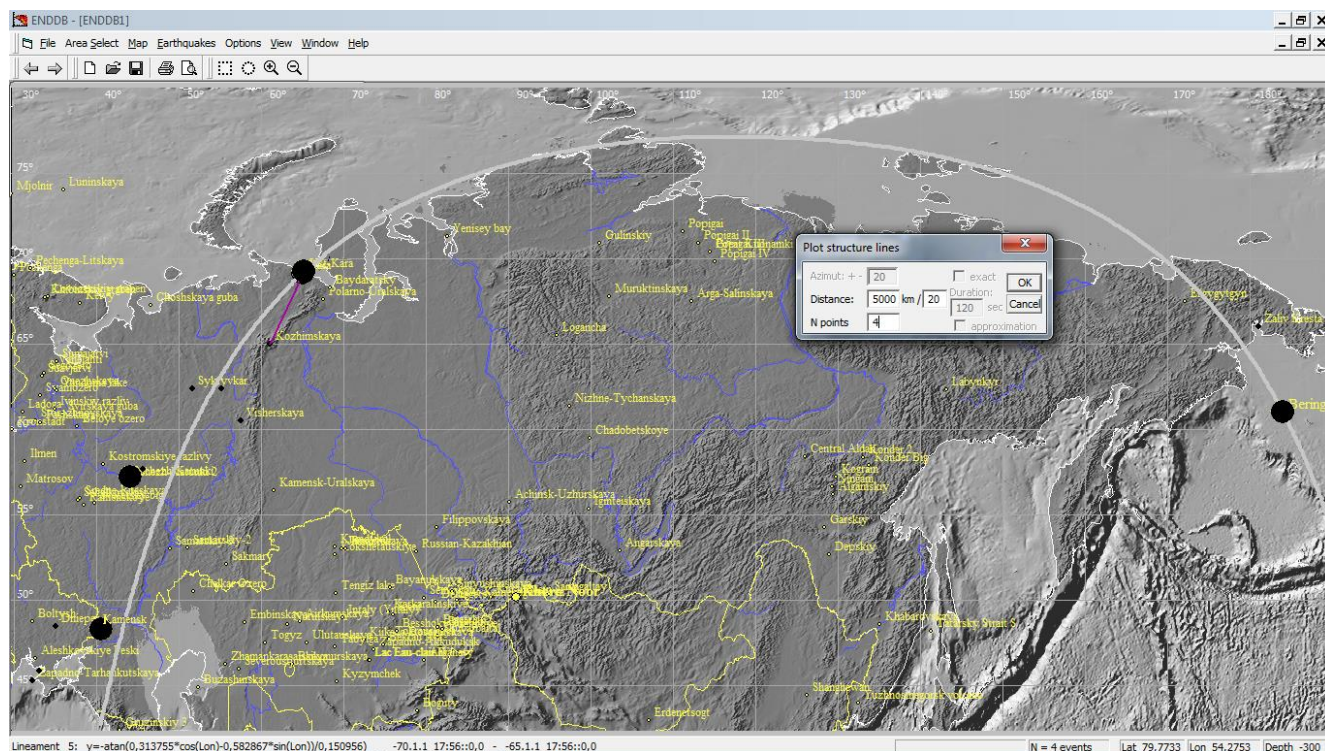


Рис. 5.59. Большой круг Земли по предполагаемой цепочке импактных структур “Каменская” - “Карская” - “Берингоморская” (GIS-ENDDDB).

Диагностика ККС затруднена, в том числе, из-за воздействия окружающей среды на изначальную форму кратера. Влияние эрозии, как отмечалось во многих работах, в разной степени изменяет структурные элементы кратера: полностью уничтожает выполнение кратерной воронки (“Чукчинская” [Вишневский, 1992]), уменьшает высоту наблюдаемого центрального ударного конуса (“Логанча” [Астроблемы на траппах..., 1985]), значительно изменяет форму кратера в результате своей неравномерности (“Ильинецкая” [Импактные структуры Земли..., 1991]), а иногда и полностью лишает метеоритный кратер изометрической формы и других морфологических атрибутов (“Вредефорт” [Зоткин, 1970]).

Однако, как показывает фактический материал регионов, сохранивших первозданный ландшафт, для кратеров достаточной прочности с диаметром более 1 км эрозия имеет гораздо меньшее разрушающее воздействие, чем более поздние космические удары и последующие тектонические движения (искажившие, например, форму кратера “Садбери” [Импактные..., 1991]).

5.1.5. Примеры выявления гигантских кольцевых структур.

Согласно положениям ударно-взрывной тектоники, гигантские ударные структуры (с $D \geq 200$ км) сами оказываются причиной последующих тектонических движений [Зейлик, 1991]. Поэтому их выявление – одна из важных задач геотектоники. Как указывалось в Разделе 5.1.3, задачу выявления гигантских ударных структур должны осложнять как геолого-минералогические факторы (присутствие признаков проявления сопутствующего магматизма), так и морфологические особенности: изначально малая относительная глубина гигантских астроблем, слабая сохранность в рельефе как вала, так и центрального поднятия в результате гравитационных процессов выравнивания

планеты [Зоненшайн, 1990]. Это делает невозможным диагностировать выявленные по остаточным фрагментам гигантские кольцевые структуры в качестве ударных.

Пример 1. Кольцевая структура “Мадагаскар 1” ($D = 290$ км) [Михеева, 2019] обнаружена в 2006г М. Чинеллато (Венеция). По совпадению очертаний береговых линий (Рисунок 5.60а) удалось определить предполагаемое место стыка Африканской плиты и Мадагаскара, отколовшегося от неё не ранее, чем 150 млн. лет назад [Михеева, 2013в]. В результате экстраполяции береговых линий обнаружено "замковое" совпадение частей кратера. Разлом, предположительно расколовший кольцевую структуру пополам, совпадает с направлением её длинной оси и с направлением удара.

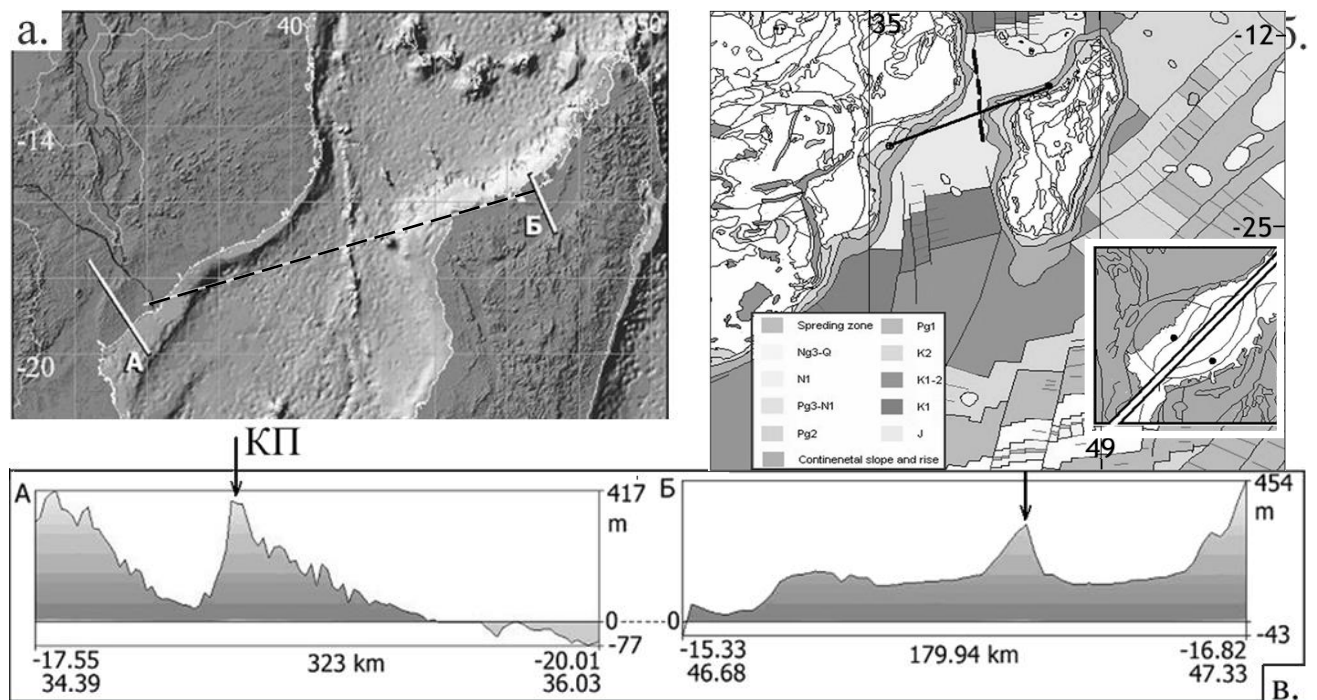


Рис. 5.60. Кратер “Мадагаскар-1”: а – рельефный контур, проявившийся в цифровой модели рельефа GIS-ENDDDB, б – на карте линейных магнитных аномалий [Рундквист, 2006], показана линия экстраполяции береговых линий (во врезке - результат экстраполяции: черные точки соответствуют концам отрезка); в – разрезы по профилям А и Б (КП - внутрикратерное кольцевое поднятие).

Направление смещения океанического дна хорошо читается по карте линейных магнитных аномалий зоны океанического спрединга (Рисунок 5.60б).

Пример 2. Приведенные в методике Раздела 5.1.3 приемы выявления гигантских кольцевых структур (в частности, по конфигурации бассейнов рек и водоразделов) покажем на примере предполагаемой “Большой Пучеж-Катунской” КС [Mikheeva, Nazivaliev, Chetverova, 2016], в пределах которой находится достоверный импактный кратер “Пучеж-Катунский” ($D = 80$ км, обозначенный малой окружностью 3 на Рисунке 5.61). Построение, проведенное по дугообразной серии точек максимумов рельефа, показывает их принадлежность окружности $D=460$ км с центром в точке: 57.7 с.ш.; 45.575 в.д. В центре находится разрушенный центральный холм диаметром 150 км.

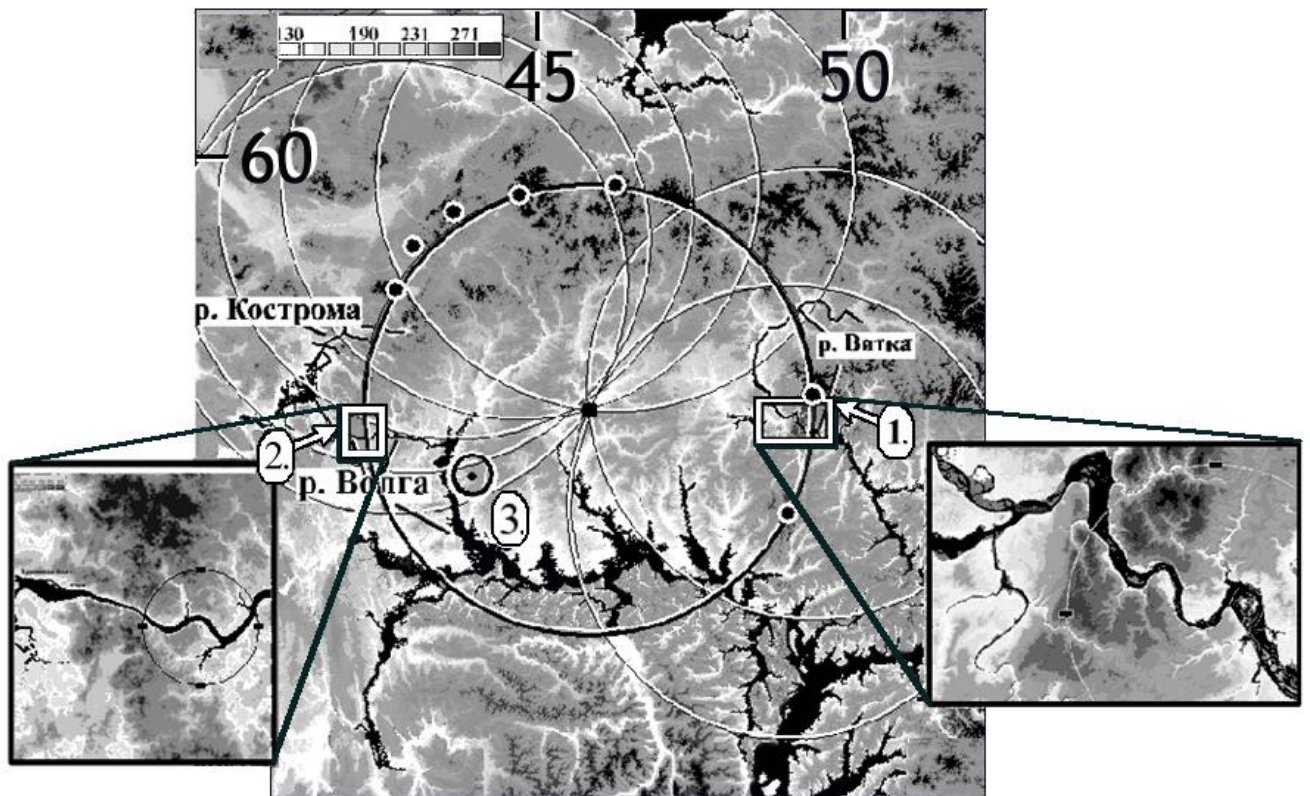


Рис. 5.61. Метод поиска центра кратера по предполагаемым точкам разрушенного, но частично сохранившегося вала. Белыми точками показаны локальные максимумы высот. Во врезках – выделенные белой рамкой (1 и 2) фрагменты пересечения вала руслами рек Вятка (1) и Волга (2).

Река Вятка, дважды пересекает восточный борт кратера, описывая дугой сохранившийся фрагмент вала (пункт 1 на Рисунке 5.61) с западной его стороны, где, встречаясь с рекой Молокма, спускающейся с севера вдоль внутренней стенки вала, а затем с ещё одной рекой, устремляется наружу, через узкую брешь, в сторону Камы (врезка 1). Хорошо сохранившийся северный борт кратера не позволяет рекам с севера проходить в кратер. Лишь с ССЗ стороны течет река Кострома вдоль наружного борта, которая после слияния с рекой Волга, текущей с запада, проникает в кратер по очень узкому руслу (врезка 2), после чего течет вдоль внутренней стороны вала на юг. На юге, встречаясь с остальными реками и не найдя выхода, поток идет вдоль внутренней стороны южного вала на восток, где в районе «5 часов» через узкую брешь вала устремляется наружу.

В этом примере первоначальный вал предполагаемой кольцевой структуры сохранился почти полностью (за исключением упомянутых узких брешей), в то время, как центральное поднятие кратера почти не выражено в рельефе. Признаки его бывшего существования сохранились в аномалиях силы тяжести [Mikheeva, 2016]. Таким образом, данные геофизических наблюдений можно считать фактором, определяющим достоверность выявленных кольцевых структур, обладающих вследствие эрозии нечеткой выраженностью в рельефе.

5.2. Применение цифровых геофизических данных системы GIS-ENDDDB в структурных задачах геотектоники.

Геофизические данные, введенные в систему GIS-ENDDDB в виде цифровых моделей, позволяют получать дополнительную информацию о свойствах среды в области выявленных математическими методами кольцевых структур (и выработки дополнительных критериев диагностики ударных

кратеров), а также сейсмогенных линейных структур, т.е. заверять их соответствие реальным тектоническим структурам по их геофизическим свойствам. Так, согласно [Шерман, 2009] помимо морфологических признаков крупных глубинных разломов (уступов в рельефе, линейно вытянутых грядок гор, высоких градиентов рельефа), а также сейсмологических (приуроченности очагов землетрясений) и магматических (приуроченности вулканов и малых интрузий), существуют и геофизические признаки разломов, например, высокие градиенты геофизических полей (гравитационного, магнитного, теплового).

Геолого-геофизические данные, предоставляемые GIS-ENDDB, это гравиметрическая пространственная модель (данные дистанционного зондирования Земли по гравиметрии [Sandwell, 2014]), база данных ежегодных тектономагнитных наблюдений (регионов юга Сибири, полученные коллективом лаборатории Естественных геофизических полей Института Нефтегазовой Геологии и Геофизики СО РАН), данные теплового потока Земли [Тепловое поле..., 1987; Дучков, 2001], а также результаты томографии по поперечным S_V -волнам [Schaeffer, Lebedev, 2013].

Карты и разрезы этих цифровых моделей дают пользователю некий “геолого-геофизический портрет” прогнозируемых геоструктур [Шнейдер, 2003], позволяющий сделать вывод об их пространственной ориентации и характерных свойствах. Информация о свойствах объекта извлекается каждым геофизическим методом и регистрируется в различных единицах измерений, и объединяющим признаком служит здесь *форма* неоднородности [Гололобов, 2009]. То есть, мы рассматриваем не значения потенциальных полей как таковые, а совокупность признаков геофизических полей, организованных вещественно-структурными неоднородностями литосферы, имеющих выражение в геометрических формах.

Ко всем перечисленным геофизическим полям применимы разработанные в GIS-ENDDB алгоритмы трансформации, позволяющие сгладить локальные неоднородности, вызванные различными поверхностными факторами, выделить

в суммарном поле региональную компоненту, вероятно, обусловленную более глубинными мантийными неоднородностями [Ипполитов, 2010].

Для разделения поля на региональную и локальную составляющие используется способ вариаций или способ сглаживания Андреева-Гриффина [Блох, 2009] по окружностям:

$$\delta U(0) = U(0) - \Delta U(R),$$

где $\Delta U(R)$ – среднее значение поля U на окружности радиуса R , задаваемом пользователем. Точка с нулевыми координатами $U(0)$ – значение поля в центре скользящего окна. Среднее значение $\Delta U(R)$ отражает региональную составляющую (информативную при решении задач глубинной геодинамики), а его вычитание из наблюдаемого значения $U(0)$ дает локальную аномалию.

Результаты привлечения геофизических данных при решении задач тектоники и геодинамики уже неоднократно демонстрировались в настоящей работе. Применялись данные аномального магнитного поля (линейные магнитные аномалии) суши и океана (Рисунки 3.15, 5.60в) для получения информации о геодинамике региона, данные теплового потока - для выявления возможной взаимосвязи выделенной сейсмической энергии коровых и глубинных событий с аномальными проявлениями теплового потока (Рисунки 3.17в, 4.30).

Данные гравиметрии были использованы для уточнения блоковых и линейных структур сейсмичности (Рисунки 3.17в, 4.33а, 4.42б, 4.47). При этом подтвердилась приуроченность очагов крупных землетрясений к различным неоднородностям гравитационного поля: к локальным максимумам гравитационного поля Δg [Михеева, 2014в], к границам его максимального градиента, что особенно заметно на фоне региональной составляющей Δg_R (Рисунок 4.42б). Именно градиент гравитационного поля характеризует линейные тектонические структуры, наиболее восприимчивые к деформациям [Мясников, 2010; Шерман, 2009⁹].

⁹ http://www.ifz.ru/fileadmin/user_upload/subdivisions/506/Konferencii/2009/PDF/Sherman.pdf

Выявленные алгоритмами РО и БК сейсмолинеаменты также тяготеют к линейным или цепочкообразным аномалиям гравитационного поля (Рисунок 4.47) или к границам смены общего характера поля [Михеева, 2014в]. Кроме того, структурные признаки, выявленные по данным гравиметрии, могут подтвердить предположения о наличии "жестких" (сейсмически неактивных) и «мягких» (со стабильной умеренной сейсмичностью) структур в изучаемых регионах (Рисунок 4.33а).

Пример 1. Выявленная жесткая линейная структура вдоль 38-й параллели в районе эпицентра Тохоку (Рисунок 5.62) проявляется в виде положительной аномалии гравитационного поля силы тяжести, а сам эпицентр мегаземлетрясение локализуется на «вершине» этой аномалии. Вертикальное сечение АА' показывает ярко выраженный максимум значений аномалий гравитационного поля в эпицентре этого крупнейшего события (Рисунок 5.62б).

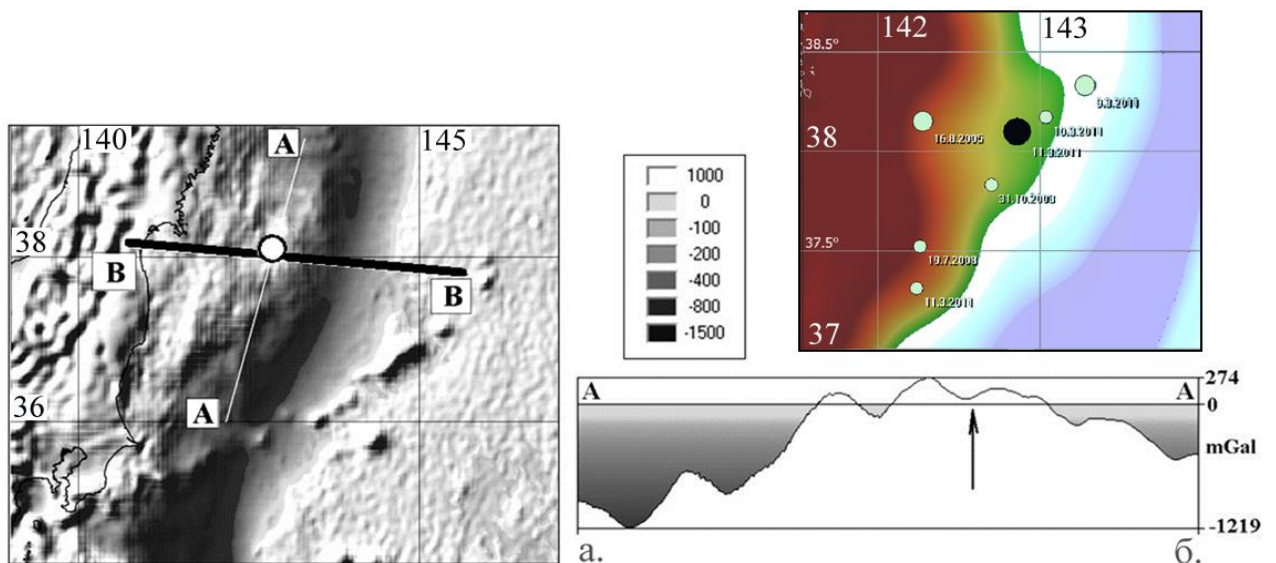


Рис. 5.62. Карта и разрез (АА') гравитационных аномалий в районе землетрясения Тохоку (GIS-ENDDB). Вертикальный разрез АА' направлен вкост простираня ранее выявленного сейсмолинеамента ВВ' (Рисунки 4.37, 4.49). Легенда - в мГал. Белый круг (а) и черная стрелка (б) показывают эпицентр Тохоку. Во врезке – землетрясения в окрестности Тохоку (черный кружок) с $M_S \geq 6.8$ за 2003-2011гг.

Пример 2. Очаг Алтайского землетрясения одновременно приурочен к максимуму Δg_R (Рисунок 4.47) и, на более локальном уровне - к максимальному градиенту гравитационного поля (Рисунок 4.42б), что может, в первом случае, указывать на связь землетрясения с глубинными процессами, а во втором - на присутствие локальных сейсмогенных «псевдо-оползневых» явлений в недрах, вызванных перепадами плотностей.

Таким образом, значение данных гравиметрии невозможно переоценить при исследовании геотектонических особенностей регионов. Очень важны для этих задач также данные глубинных геофизических исследований. Наиболее информативными являются результаты сейсмотомографии (просвечивания глубин сейсмическими волнами).

Картина, открывающаяся при визуализации данных сейсмотомографии для изучения неоднородностей в мантии Земли, оказывается во многом неожиданной для исследователей, что было продемонстрировано Д.Л. Андерсоном и А.М. Дзевонским еще в начале 80-х годов [Dziewonski, 1981, Андерсон, 1984]. Хотя в первые годы существовала проблема субъективизма при отборе экспериментальных сейсмических данных и оценки их качества для получения томографического изображения [Николаев, 1997], но уже тогда удалось выявить, что холодные и горячие струи вещества мантии образуют сложное переплетение в горизонтальной и вертикальной плоскостях [Короновский, 2000]. За последние годы произошел существенный прогресс сейсмотомографических моделей, как глобальных [Bijwaard, 1998; Schaeffer, 2013], так и региональных [Van der Lee, 1997; Koulakov, 1998; Wortel, 2000]. Полученные модели значительно превосходят по детальности первые (восстанавливающие аномалии, сравнимые по размерам с крупными литосферными плитами), однако, несколько различаются между собой.

В GIS-ENDDB используется томографическая модель “SL2013sv” по поперечным S_V -волнам [Schaeffer, Lebedev, 2013], содержащая значения отклонения скоростей от базовой скорости S_{V0} по 28 уровням глубины до

максимальной глубины - 700 км. Выбор метода томографии объясняется простотой выделения вступлений поперечных волн на вертикальной (Z) компоненте регистрации без применения поляризационного анализа, а также хорошей чувствительностью поперечных волн к реологическим неоднородностям в недрах земли и лучшей разрешающей способностью по глубине (Рисунок 5.63а). Цветовая гамма визуализации S_V -аномалий, как и для других полей GIS-ENDDB, выбрана в соответствии с общепринятой для рельефа: «-» - синяя гамма, «+» - желто-красно-коричневая). Но можно задать гамму (Рисунок 5.64б), принятую в литературе [Bijwaard, 1998; Schaeffer, 2013; Кулаков, 2016] для визуализации полей сейсмотомографии (Рисунок 5.63в).

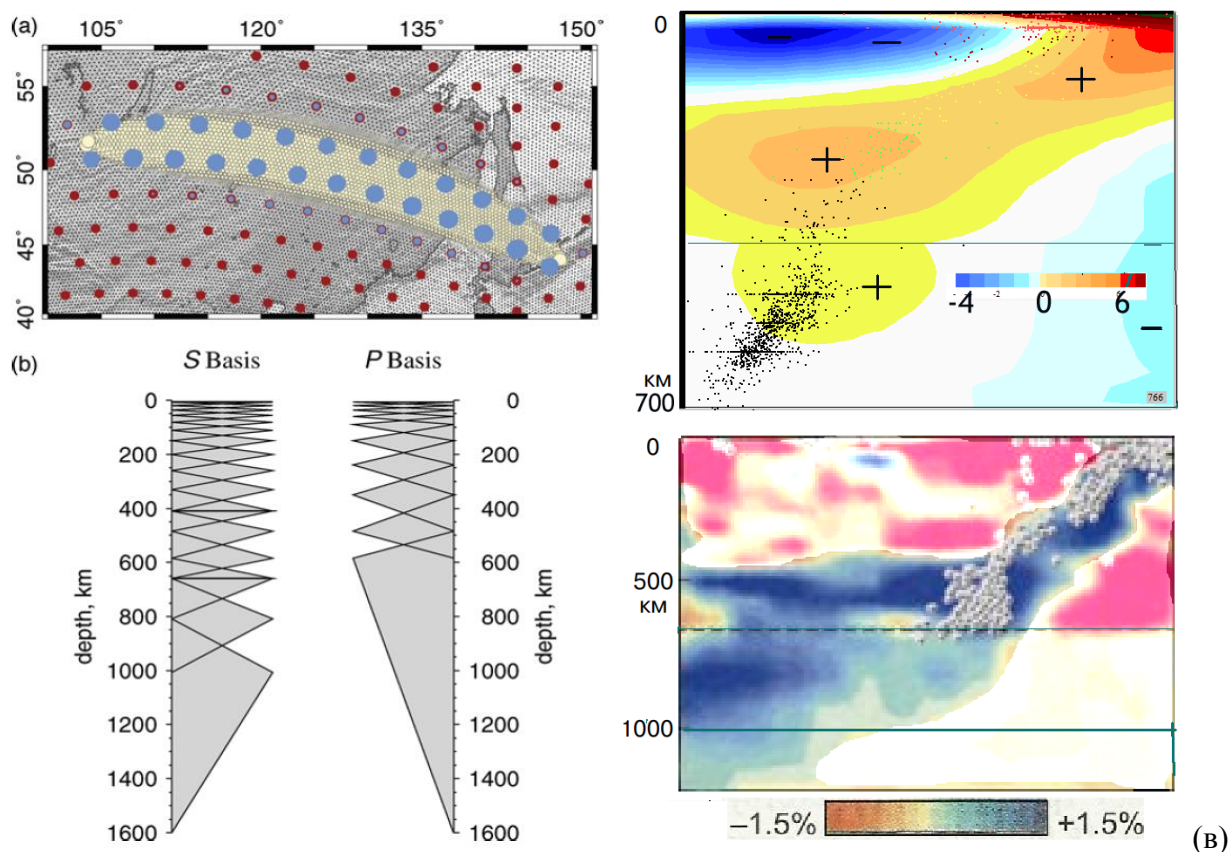


Рис. 5.63. Модельные и интегральные сетки, используемые в томографии SL2013sv [Schaeffer, 2013]: а – с шагом 280 км по латерали (размер синей окружности в сетке модели указывает вклад каждого узла в инверсию для выбранного пути от источника к приемнику, показанных белыми кружками): б – вертикальные базисные функции, используемые при параметризации для S- (слева) и P-скорости (справа), в – сейсмотомографические разрезы мантии по разным моделям: сверху – SL2013sv (GIS-ENDDB), внизу – по [Bijwaard, 1998].

Более высокое качество модели “SL2013sv” по сравнению с другими, представленными в открытом доступе, обеспечивается использованием широкополосных технологий регистрации и обработки сейсмических данных, дающих большой объем избыточной информации [Schaeffer, 2013]. В результате отсеивается только объективно наиболее качественная информация.

Полученная по томографической модели “SL2013sv” цифровая модель имеет шаг 0.5° по латерали и 25 км по глубине, точность значений отклонения скорости S_V от базовой – 0.001%. Максимальный разброс значений: от –26.26% (встречаемой на глубине $H=50$ км) до 12.527% (на $H=25$ км).

Как показывают разрезы по профилю Тонга-Фиджи на Рисунке 5.63 (в), если в наиболее часто интерпретируемой модели по Вижваарду Х., Спэкмену В., Энгдалю Е. [Vijwaard, 1998] наблюдается растекание (или скольжение) нисходящих верхнемантийных течений (слэба) в переходном слое ($H=400-660$ км) и либо проникновение этих течений в нижнюю мантию [Короновский, 2000] через границу $H=670$ км, либо охлаждение этими течениями средней мантии [Добрецов, 2001], то в модели [Schaeffer, 2013] процессы выполаживания или проникновения слэба наблюдаются лишь на границе переходного слоя $H\sim 400$ км.

Данные модели томографии “SL2013sv” хранятся в пакете GIS-ENDDB в 28 бинарных файлах (*tomogr25*, ..., *tomogr700*). Каждый файл соответствует отдельному томографическому слою (первый файл - слою $H=25$ км, последний - слою $H=700$ км). Включение данных в систему GIS-ENDDB осуществлялось стандартной процедурой подключения новых слоев путем внесения описательного блока каждого слоя в текстовый файл *raster_eedb.mgd* (описанного в Разделе 3.3.3). Этим же способом подключены новые топографические данные, данные гравиметрии и теплового потока. Для визуализации этих данных в виде псевдотрехмерных слоев в окно “Relief” (Рисунок 3.8) добавлены опции “Tomography”, “Gravity” и “Heat Flow”, но при отрисовке томографического слоя предусмотрены также параметрическое окно для ввода номера выбираемого слоя и опция “3D”, выбираемая для подготовки данных к построению томографических разрезов (Рисунок 3.8). Для построения

томографических разрезов разработаны алгоритм заполнения временного массива размерностью $28 \times 200 \times 200$ и функция расчета и отрисовки разреза по выбранному пользователем профилю. Алгоритм построения псевдо-трехмерной рельефной карты выбранной цифровой модели описан в Разделе 3.3.3. Отрисовка разреза (Рисунок 5.64б) осуществляется в отдельном окне. Предварительно выбирается томографическая модель, последовательно загружаются томографические слои по выбранной области в 3-мерный массив памяти и строится профиль на карте (выбор профиля осуществляется отдельной опцией меню “F(s)-section”: Рисунок 1.4).

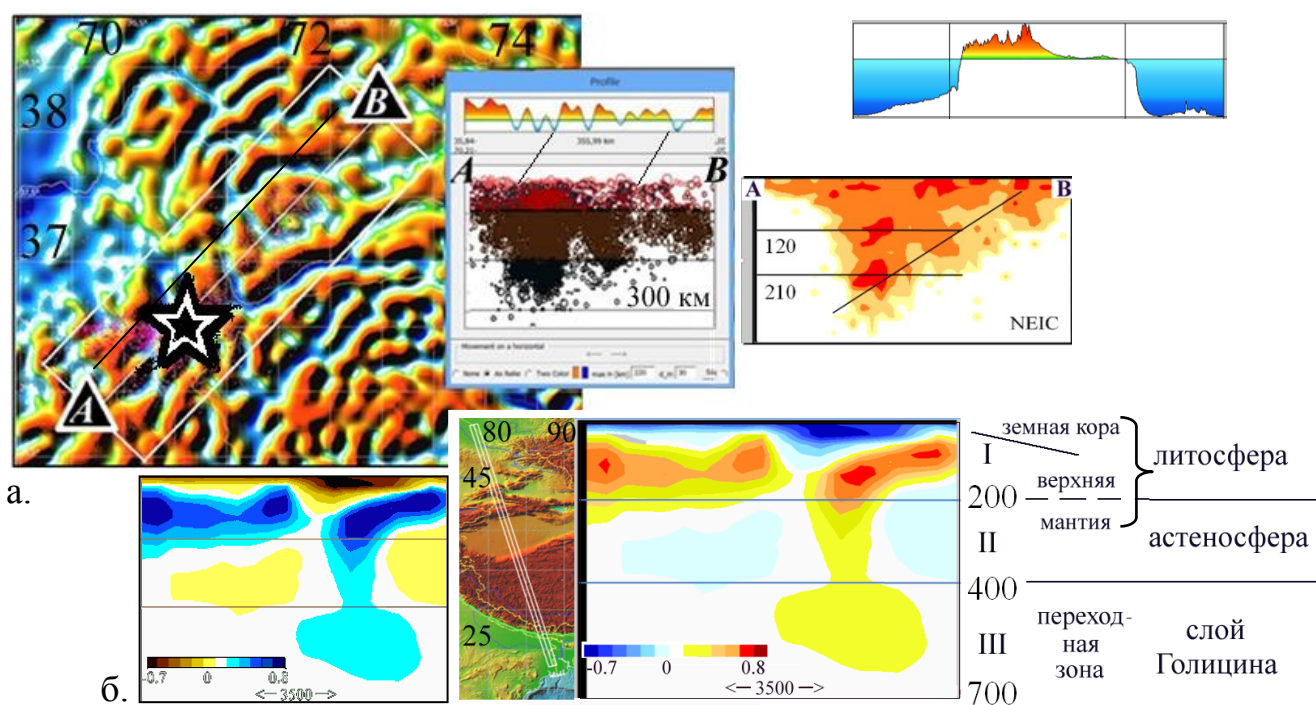


Рис. 5.64. Разрезы и профили цифровых моделей GIS-ENDDb (V18.1, SL2013sv): а – профиль гравитационных аномалий ($R=40$ км) по линии AB , отмеченной на карте треугольниками, с разрезами глубинной сейсмичности Памиро–Гиндукушской сейсмофокальной зоны (каталог NEIC, 1973-2015г, $H \geq 40$ км): слева – распределение гипоцентров, справа – распределение суммарной сейсмической энергии $E_{\text{СУМ}}$ (вверху – профиль рельефа одного из островов в океане); б – соответствие разреза томографии (построенного в двух цветовых гаммах) современным представлениям о строении Земли (профиль через южную Сибирь – Средний Тибет, виден приподнятый жесткий край Таримского блока).

Окно вывода разрезов используется также для визуализации распределения параметров сейсмического режима в виде последовательности разрезов (по равномерным интервалам времени) и последовательности карт этих параметров (при неактивной опции “dep”). Параметры построения разреза (Схема 4): шаг вдоль профиля (в км), шаг по глубине (в км), глубина разреза, количество цветов (оттенков синего цвета для отрицательных вариаций значений (S_V) и оттенков желто-оранжево-красного спектра для положительных вариаций), наличие или отсутствие на разрезе эпицентров землетрясений (попавших в рамку профиля). По гравиметрической цифровой модели или модели теплового потока можно строить профили (примеры профиля и разреза - на Рисунке 5.64).

5.2.1. Особенности строения кольцевых структур, выраженные в гравитационных полях

Морфологически слабо выраженные в рельефе гигантские кольцевые геоструктуры (КС), обнаруживаемые с помощью описанной выше методики (Раздел 5.1.3), подтверждаются типичными геофизическими признаками КС, в частности, в гравитационном поле проявлением кольцевых или многокольцевых аномалий и наличием положительного центрального пика в центре этих аномалий. Многокольцевая форма особенно хорошо проявляется на картах локальной составляющей аномалий силы тяжести. Это признаки могут характеризовать КС космогенного происхождения [Ударные кратеры..., 1983].

Пример 1. На Рисунке 5.65 (а) показано наличие гравитационных признаков КС для кратера “Большой Пучеж-Катункский” ($D=480$ км), выявленного согласно методике выявления гигантских кольцевых структур: кольцевой характер структуры, положительный пик в центре, зона погруженного кольца по её периметру. Также проявляется отрицательная кольцевая аномалия 200-километрового образования в области «7-9 часов» (Рисунок 5.65а).

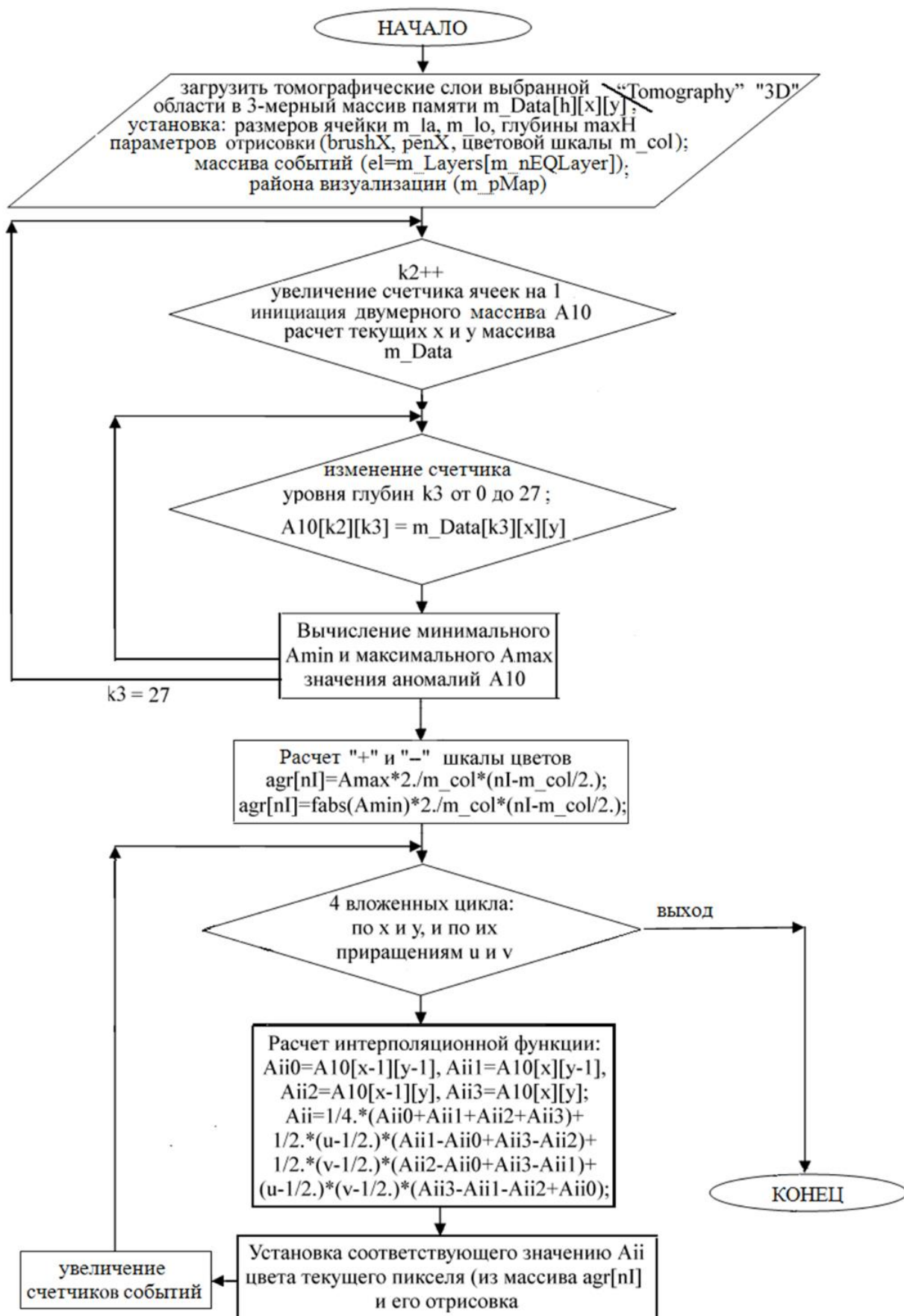


Схема 4. Алгоритм построения томографического разреза.

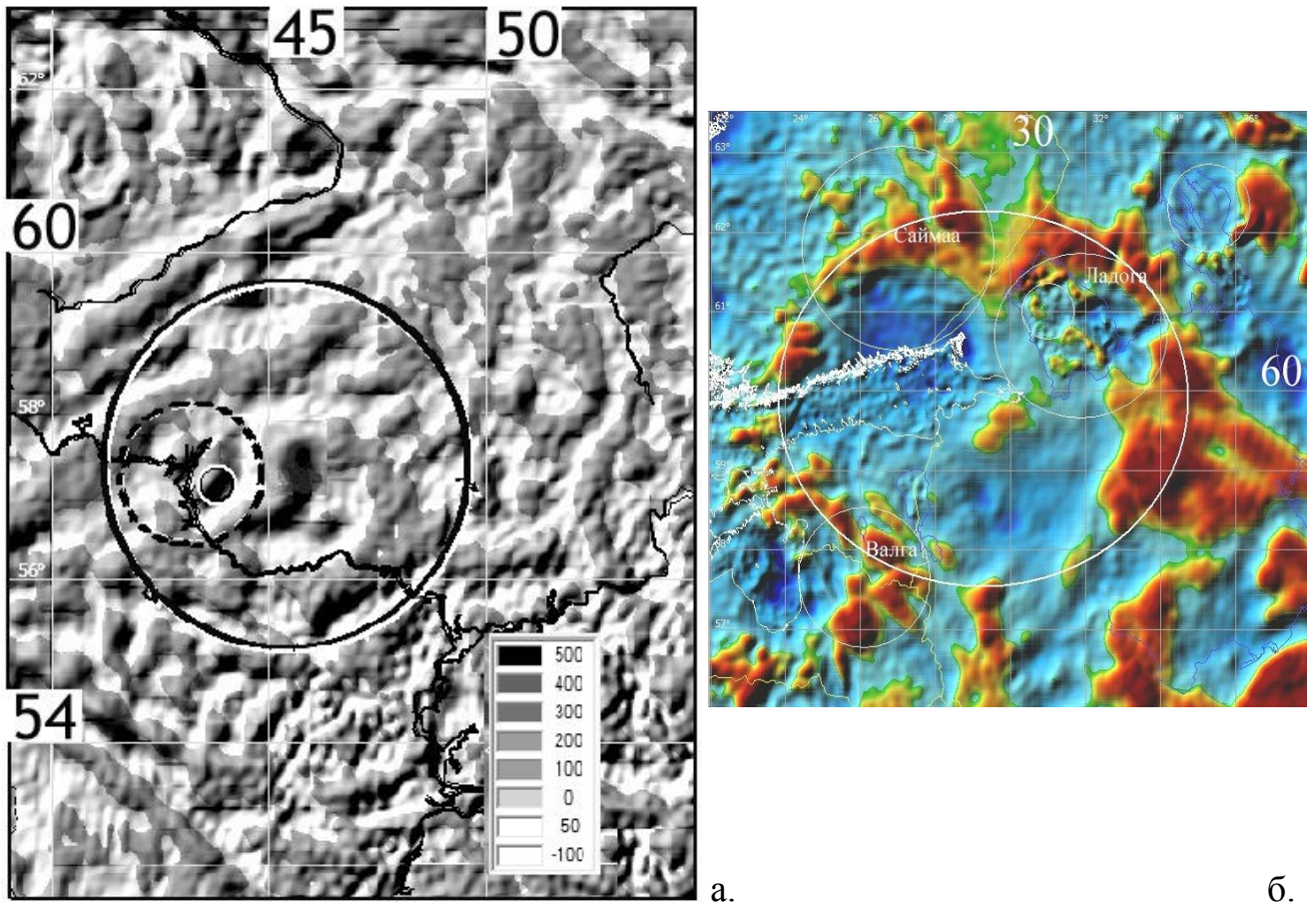


Рис. 5.65. Проявление кольцевых структур в гравитационных аномалиях (GIS-ENDDDB, V18.1): а - “Большой Пучеж-Катунский” ($D=460$ км) на карте локальной составляющей аномалий силы тяжести (радиус осреднения $R=100$ км, цветовая шкала – в мГал), б - “Санкт-Петербург” ($D=480$ км).

Пример 2. На Рисунке 5.65 (б) на примере вновь выявленной по данной методике кольцевой структуры “Санкт-Петербург” ($D=480$ км) показано наличие не только типичных признаков кольцевой структуры: выраженного кратерного вала и центрального поднятия, опоясанного зоной погруженного кольца, но и характерный признак её космогенного происхождения [Михеева, 2014а], а именно, сердцевидная (билатеральная) форма кратера.

Визуальная идентификация по данным гравиметрии кольцевых структур космического происхождения основана на типичных признаках КС в аномалиях Δg . Это, прежде всего, установленное [Ударные кратеры..., 1983; Петренко, 1998а и др.] понижение значений аномалий силы тяжести над ударными

кратерами, обычно заполненными разуплотнённой брекчированной породой (Рисунок 5.66а), а для гигантских структур ($D \geq 100$ км) – выраженный положительными значениями Δg вал (для более крупных кратеров - многокольцевой) и центральное поднятие (Рисунок 5.66б) в виде горки или кольца горок, опоясанное зоной погруженного кольца.

Эти признаки можно дополнить менее известными особенностями проявления ударных кратеров в гравитационном поле: положительной многокольцевой гравитационной аномалией по всему кратеру - для крупных импактных структур, осложненных постударным магматизмом [Lilljequist, 1991; Henkel, 1992] (Рисунок 5.68а), подковообразной отрицательной аномалией, опоясывающей центральное поднятие (врезка справа на Рисунке 5.66в) и шлейфовидной отрицательной аномалией со стороны подлета КТ (Рисунок 5.66в). Последние два признака являются новыми, опишем их подробнее.

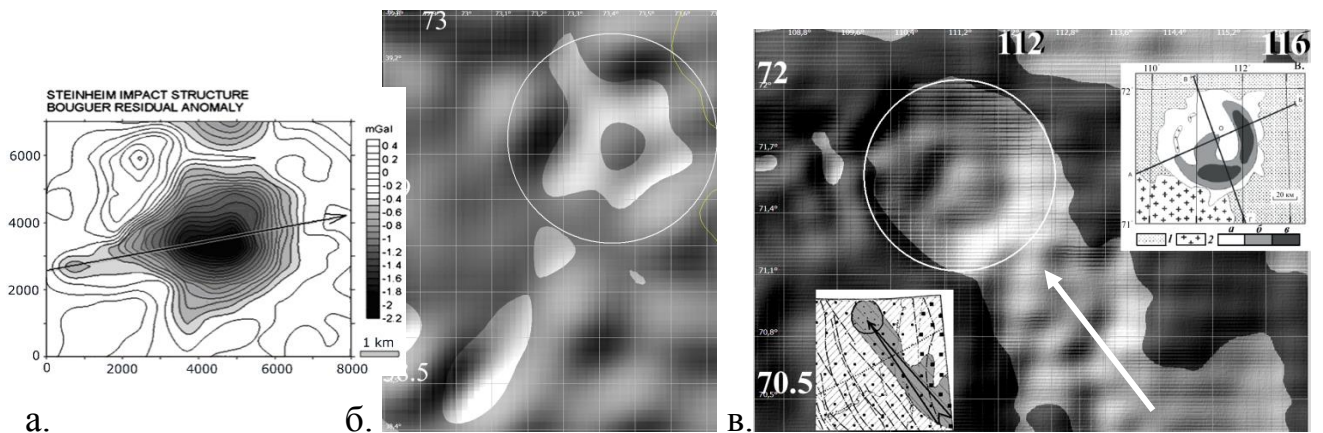
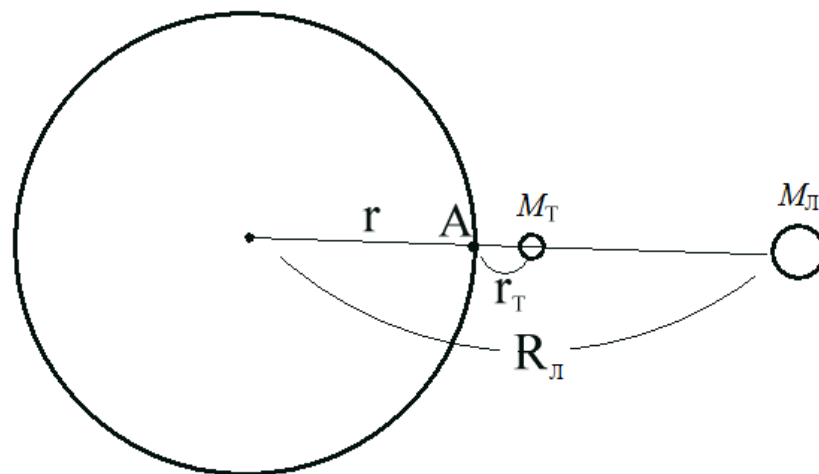


Рис. 5.66. Гравитационные аномалии достоверных импактных кратеров (GIS-ENDDDB, V18.1): а – “Штейнхейм”, $D = 3.8$ км по (Claudin, 2012); б – Кара-Куль, $D = 52$ км; в – Попигай, $D = 100$ км, во врезке слева: на Геофизической схеме листа R-48-(50) - Оленек м-ба 1:1000000 по [Пискарев, 1983] (темная заливка отмечает зону пониженных значений аномалий Δg), во врезке справа – схема по [Стогний, Стогний, 2007]: 1 – платформенный чехол; 2 – раннедокембрийские метаморфические породы Анабарского щита; 3 – попигайский структурно-вещественный комплекс мощностью (в км): а - до 1, б - до 1.5, в - больше 1.5.

Идея рассмотрения области подлета КТ к месту падения на предмет наличия шлейфовидных аномалий, сопровождающих кратер, впервые появилась в связи с обсуждением пространственно-временной общности круговых импактных структур с полями диатремового магматизма в стороне от КС [Bucher, 1963; Хазанович-Вульф, 1991]. Позже появились гипотезы о приливно-гравитационном [Трошичев, 1984], ударном [Зейлик, 2011] и тепловом [Баренбаум, 2012] эффектах, вызывающих нагревание, воздымание, разуплотнение и другие масштабные изменения свойств пород мишени по трассе подлета космического тела.

Например, теоретические расчеты приливного ускорения (без учета влияния на приливную силу скорости КТ и угла его вхождения в атмосферу) показывают, что значения ускорения в точке А, создаваемого притяжением Луны и приближающегося КТ (относительно центра Земли), выражаются следующими соотношениями [Ландау, 1965]:



$$w_L = GM_L \left(\frac{1}{(R_L - r)^2} - \frac{1}{R_L^2} \right) \approx \frac{2rGM_L}{R_L^3},$$

$$w_T = GM_T \left(\frac{1}{(R_T - r)^2} - \frac{1}{R_T^2} \right) = \frac{rGM_T}{r_T^2} \frac{2r_T + r}{(r_T + r)^2},$$

где M_L – масса Луны, M_T – масса КТ, r – радиус Земли; R_L – расстояние между центрами Земли и Луны ($R_L \approx 60 \cdot r$), R_T – расстояние между центрами Земли и КТ, r_T – расстояние от поверхности Земли до КТ.

Соотношение f приливных ускорений w_T и w_L на точку А выражается так:

$$f = w_T / w_L = \frac{M_T R_L^3}{2M_L r_T^2} \cdot \frac{2r_T+r}{(r_T+r)^2} \quad (5.1)$$

Пользуясь выражением (5.1), легко получить, что тело, равное по масштабу Тунгусскому КТ, при $M_T \sim 1,5 \cdot 10^8$ кг вызовет на высоте $r_T = 10$ км в Земле приливообразующую силу, в ~ 11 тысяч раз меньше лунной, а тело, подобное Аризонскому МТ (при $m \sim 2 \cdot 10^9$ кг) - в 840 раз. Для крупного события порядка Попигайского, принимая его диаметр за 8 км, а удельный вес $2,5$ г/см³ (берем возможный минимум), получаем для высоты 100 км приливообразующую силу в 32 раза больше лунной, а для высоты 10 км – превышающую лунную в 3200 раз.

О последствиях воздействия такой силы можно судить по косвенным данным. Например, известны данные непосредственных наблюдений, показывающие, что волны прилива, наблюдаемые в твердой коре при сложении поля тяготения Луны и Солнца, достигают 51 см [Мельхиор, 1975]. Энергия этого прилива столь велика, что в сочетании с дополнительной, сравнимой по амплитуде, периодической волной прилива (в результате периодичности вращения узлов лунной орбиты) приводит к сильнейшему перераспределению масс в теле Земли, проявляющемуся в периодичности землетрясений и вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса [Орлёнок, 2000]. Более того, установлено, что лунно-солнечные приливы в твердой Земле вызывают западный дрейф литосферы со средней скоростью ~ 2 см/год [Маслов, 2004].

В отношении масс гравитационный эффект лунно-солнечных приливов равен $\Delta g/g \sim 0,2 / 10^6$, т.е. масса пород Земли в 1 т (10^6 г) изменяется в результате лунно-солнечного притяжения на 0,2 г, а в пересчете на массу твердой перисферы Земли ($M_n = 9 \times 10^{25}$ г) составит 10^{18} г (10^{12} т) [Орлёнок, 2000]. Заметим, что величины дефектных масс M_a , соответствующие наблюдаемым кольцевым гравитационным аномалиям Δg внутри известных ударных кратеров, имеют порядок 10^9 т, например, Шунак: $D = 2.5$ км, $\Delta g = -4.5$ мГал, $M_a = 0.26$ -

0.31×10^9 т; Уанапитей: $D = 9.6$ км, $\Delta g = -13$ мГал, $M_a = 17 \times 10^9$ т; Калужский: $D = 16$ км, $\Delta g = -12$ мГал, $M_a = 43.6 \times 10^9$ т; Эльгыгытгын: $D = 23$ км, $\Delta g = -12$ мГал, $M_a = 40 \times 10^9$ т и т.д. [Петренко, 1998а]. Поэтому можно предположить, что образование этой массы дефектных (брекчированных и разрушенных) пород может быть связано не только с ударной энергией, работающей на выброс, но и с гравитационным воздействием приближающегося космического тела. Последнее предположение подтверждается наличием гравитационных аномалий сравнимой величины над траекторией подлета болида.

Итак, расчеты приливного ускорения и оценка его влияния на массы мишени показывают, что локальные приливные воздействия, вызываемые приближающимся к Земле крупным телом астероидных размеров, значительно превышают воздействия, вызываемые Луной. При этом не учитывался факт, что во время пролета через атмосферу тело теряет от 10 до 90% своей начальной массы, что может приводить к сильному гравитационному эффекту, выраженному в гравиметрическом поле начальной точки траектории воздействия. Действительно, такие случаи наблюдаются в гравитационном поле многих ударных структур и позволяют отметить предположительную точку входа космического тела в атмосферу (Рисунок 5.66б).

Независимо от конкретного механизма воздействия КТ на геологическую обстановку в момент приближения его к Земле, важен факт, что часть кинетической энергии КТ при сближении с Землей можно рассматривать как энергию некоторых геологических процессов на территории энергетического воздействия по траектории подлета. Поэтому, вряд ли случайно со стороны подлета КТ на картах аномалий силы тяжести многих достоверных астроблем обнаруживаются структуры шлейфовидной (линейной) формы различной протяженности: “Попигайской” ($D = 100$ км), “Пучеж-Катункской” ($D = 80$ км), “Беенчима-Салаатинской” ($D = 8$ км), “Янисьярви” ($D = 14$ км), “Каменской” ($D = 25$ км), “Карлинской” ($D = 12$ км), “Кограм” ($D = 48$ км), “Эльгыгытгын” ($D = 23$ км), “Уанапитей” ($D = 7.5$ км), “Штейнхейм” ($D = 3.8$ км), “Мороквенг” ($D =$

70 км), “Чиксулуб” ($D = 180$ км) и т.д. Отметим, что их выявление имеет не только научный, но и практический интерес, **представляя собой важный поисковый признак** для выявления одновозрастных диатремовых полей [Хазанович-Вульф, 2011]. Так, на территории шлейфовидной гравитационной аномалии астроблемы “Попигай” размещаются зоны распространения трубок карбонатитовых брекчий (Орто-Ыаргинское и Старореченское поля) и кимберлитовых трубок по [Маршинцев, 1974] (есть некоторые указания на их «попигайский» возраст). Однако сторонники эндогенного происхождения “Попигайской” астроблемы объясняют соответствие в расположении кольцевой и линейной аномалий Δg (и проявлений кимберлитового магматизма) наличием глубинного разлома или разломной зоны [Ваганов, 1985, Кропоткин, 1989]. Несмотря на то, что существуют данные, позволяющие опровергнуть приуроченность “Попигайского” кратера к каким-либо глубинным разломам [Михеева, 2014б], импактно-тектоническая модель могла бы примирить диаметрально противоположные взгляды на образование этого кратера. Ударное воздействие могло стать причиной образования глубинной разломной зоны, вдоль которой произошло преобразование пород.

Исследования показали, что наличие гравитационного шлейфа зависит от размеров кратера в большей степени, чем от её возраста. Для большинства кратеров диаметра $D < 15$ км и с $D \gg 100$ км не удается установить какой-либо закономерности в гравитационном поле следа. Изредка он слабо выражен, например, в кратерах “Янисъярви”, $D = 14$ км, “Штейнхейм”, $D = 3.8$ км (Рисунок 5.66а); “Чиксулуб”, $D = 180$ км [Candidates for..., 2010; Михеева, 2015б].

Для импактных структур России с диаметром $15 \leq D \leq 100$ км анализ гравиметрических данных показал наличие аномального шлейфа у всех астроблем, для которых можно предположить входение КТ в атмосферу под относительно малым углом по каким-либо дополнительным геологическим признакам (по асимметричному расположению аллогенных брекчий, клиппенов и дальних выбросов, по взаимному расположению двух или более кратеров, по

наличию пространственно-временной связи с удаленными полями диатрем) [Михеева, Хазанович-Вульф, 2014б].

Распространенной особенностью формы шлейфа на трассе подлета КТ является наличие в её пределах одной или нескольких выделяющихся по интенсивности концентрических зон. Масштаб и интенсивность этих зон (в сравнении с надкратерными аномалиями) говорит о наличии значительно большего дефицита плотности, чем в разуплотненной линзе самого кратера, либо о более быстрой релаксации кратерной воронки по сравнению с шлейфом. Кольцевая надкратерная аномалия может быть сильно искажена вследствие большой гетерогенности мишени и отражать гравитационный эффект от крупных тектонических блоков (как в случае “Пучеж-Катунского” события [Импактные события..., 1990]). Объяснением выявленных случаев завышенных значений аномалий шлейфа по размеру и амплитуде может быть меньшая их подверженность эрозии из-за большей глубины проникновения вызвавших эти аномалии процессов. Например, диатремовый или квазивулканический магматизм является глубинным процессом, в то время, как глубина ударного воздействия (выраженного в гравиметрическом поле кратерной воронки) по статистике [Ударные кратеры..., 1983; Мелощ, 1994; Петренко, 1998а] имеет предельное значение вне зависимости от размера ударника.

Факт наблюдаемых «изгибов» шлейфа (до $\sim 90^\circ$: для кратеров “Карсвелл”, “Калужский”; “Эльгыгытгын”, “Кограм”) скорее говорит о связи шлейфов с активными тектоническими границами. В частности, в случае кратера “Карсвелл” направление излома «шлейфа» совпадает с направлением разлома.

В целом статистика наличия гравитационных шлейфов у кратеров каталога [Михеева, 2019] достаточно высока. Из 67 достоверных и 60 вероятных импактных структур с диаметром $D = 15 \div 180$ км на момент написания диссертации более или менее выраженные гравитационные шлейфы (изображения которых представлены на сайте) содержат 51 достоверных и 35 вероятных структур. Это составляет 68% всех рассмотренных астроблем. Такая оценка встречаемости признака может быть завышенной. Основной проблемой

является недостаточная однотипность шлейфов, что требует индивидуального рассмотрения каждого выявленного случая. Более половины случаев выявления гравитационных шлейфов можно считать сомнительными, так как последние либо дистанцированы от астроблем в направлении подлета (как на Рисунке 5.66б), либо слишком велики по площади, либо немного смещены в сторону от кратера, что может говорить о локализации кратера на периферии более крупной шлейфовидной аномалии [Mikheeva, 2014a].

Для 70 достоверных астроблем среднего и большого размера из 51 случая выявления гравитационных шлейфов, только треть (19 случаев) являются безоговорочными. В 11 случаях шлейф немного смещен (на расстояние, меньшее размера кратера, Рисунок 5.66б) в направлении подлета (изредка – смещен в сторону или изогнут); в 13 случаях наблюдается 2 и более возможных варианта «шлейфов»; в 4-х случаях аномалии значительно превосходят кратер по размеру и в 4 случаях (для кратеров с $D \sim 50$ км и выше) наблюдается искажение гравитационного поля вследствие гетерогенности мишени. Последняя проблема разрешима с помощью описанной выше процедуры трансформации поля силы тяжести, позволяющей сгладить влияние рельефа и мелких геологических структур и получить более четкую аномалию шлейфа (Рисунок 5.67).

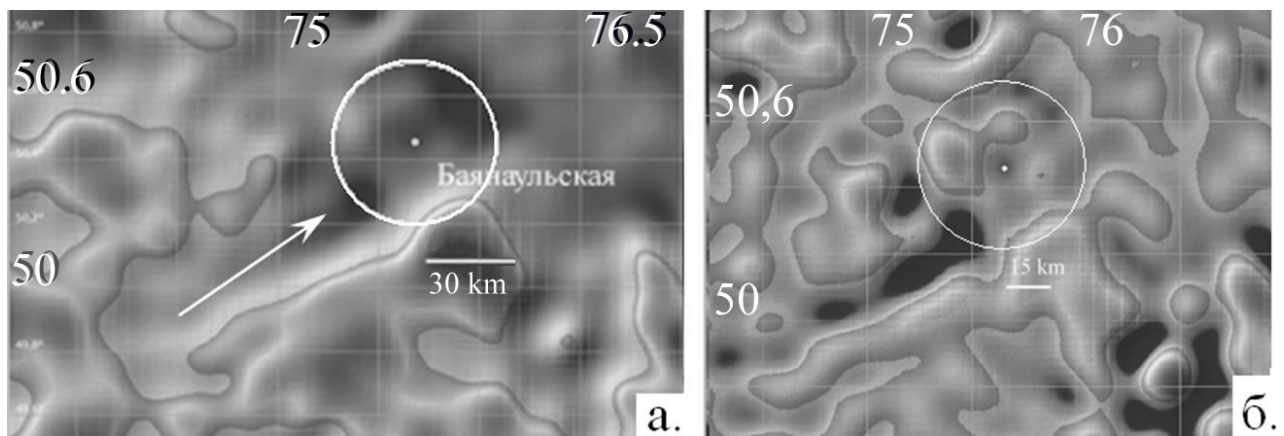


Рис. 5.67. Локализация грави-аномалий предполагаемой импактной структуры “Баянульская” ($D = 50$ км): а – шлейфовидная аномалия по гравиметрическим данным (GIS-ENDDb, V18.1), б – то же после трансформации ($R = 15$ км). Темные оттенки фона соответствуют пониженным значениям Δg .

Для 60 **вероятных** кратеров КИСЗ (среднего и большого размера) из 35 случаев выявления гравитационных шлейфов 16 являются безоговорочными.

Нужно также отметить, что использованные для статистического анализа в GIS-ENDDDB цифровые данные гравиметрии [Sandwell, 2014] являются алтиметрическими (спутниковыми) и недостаточно качественны по сравнению с данными наземной гравиметрической съемки (так, карта [Литвинова, 2010] составлена в редукции Буге: $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^2$ с поправкой на рельеф, $r = 200 \text{ км}$), на которых более четко отражаются гравитационные шлейфы, поскольку устранены помехи, связанные с рельефом. Эти данные включены в GIS-ENDDDB для дополнительной верификации шлейфовидных аномалий астроблем России.

Даже принимая во внимание только случаи наиболее выраженных шлейфовидных аномалий, названные выше безоговорочными, можно сделать вывод о большей распространенности этого признака по сравнению с другими морфологическими элементами билатеральной симметрии, рассмотренными в Разделе 5.1. Он отмечен у 7.5% из 263 достоверных импактных структур (и у 6.4% - вероятных) мирового каталога, а среди средних и крупных доказанных структур - у **четверти** случаев (37% достоверных и 27% вероятных структур).

Поиск столь устойчивого признака астроблем, выраженного в гравитационном поле, особенно важен при диагностике кратеров, расположенных в труднодоступных районах: на дне морей, подо льдами Арктики и Антарктиды, т.е. там, где визуальные наблюдения затруднены, и провести анализ геофизических признаков проще, чем морфоструктурных [Импактные структуры Земли..., 1991]. У хорошо сохранившихся кратеров гравитационные аномалии повторяют их округлую форму и, если при этом сопровождаются шлейфом, то отнесение этих структур к разряду импактных становится более обоснованным.

Дополнительным импактным признаком крупных кольцевых структур, выявляемым по гравитационным данным, можно считать подковообразный рисунок отрицательных гравитационных аномалий Δg . Этот признак

присутствует над кратерами трех достоверных астроблем: “Попигай” ($D = 100$ км) (врезка справа на Рисунке 5.66в), “Карская” ($D = 65$) и “Чиксулуб” ($D = 180$ км) [Михеева, 2015б]. Ориентация выявленных гравитационных «подков» относительно направления подлета КТ («просветом к фронтальной стороне кратера») утверждает этот элемент в качестве индикатора направления подлета.

Тщательное рассмотрение взаимного расположения перечисленных элементов асимметрии (включая также перечисленные в Разделе 5.1.4) в пределах достоверных импактных структур [Михеева, 2013а] позволяет сделать вывод об их соответствии друг другу и согласованности с направлением подлета КТ. Например, они свидетельствуют о следующих направлениях: 1) для Попигайского тела (Рисунок 5.66в) с ЮВ на СЗ по азимуту $330\text{--}350^\circ$ (вопреки установленному ранее азимуту $220\pm 10^\circ$ [Масайтис, 1998]); 2) для “Карских” астроблем с СВ на ЮЗ (вместо ЮЗ–СВ [Мащак, 1980]); 3) для Ильинецкого тела – с ЮВ на СЗ [Михеева, 2015б]; 4) для Чиксулуб ($D\sim 180$ км) – по азимуту $\sim 350^\circ$.

Еще одним выраженным в гравиметрии признаком ККС является наличие обширной положительной гравитационной аномалии в центре структуры, опоясанной зоной погруженного кольца (Рисунок 5.68, а-в). Как и предыдущий признак, он относится исключительно к крупным кольцевым структурам и характерен для так называемых импактно-магматических структур [Pirajno, 2005; Naldrett, 1986; Dressler, 1989; Thurston, 2001; Officer, 1991]. Отметим, что хотя ударно-магматические кольцевые структуры в настоящее время не включены в Тектонический кодекс России [Морозов, 2014] (глубинная ударно-взрывная гипотеза ещё не принята в качестве развитой тектонической гипотезы), однако структурные признаки крупных кольцевых структур глубинного заложения, выполаживающиеся с глубиной (т.е. безкорневые), довольно часто выявляются в результате комплексных геофизических и геоморфологических работ [Тектоносфера..., 1992; Растворова, 1997; Губанова, 2012; Петрищевский, 2012]. Некоторые из этих структур сопряжены с глубинно-локальными зонами плавления [Тектоносфера..., 1992; Губанова, 2012].

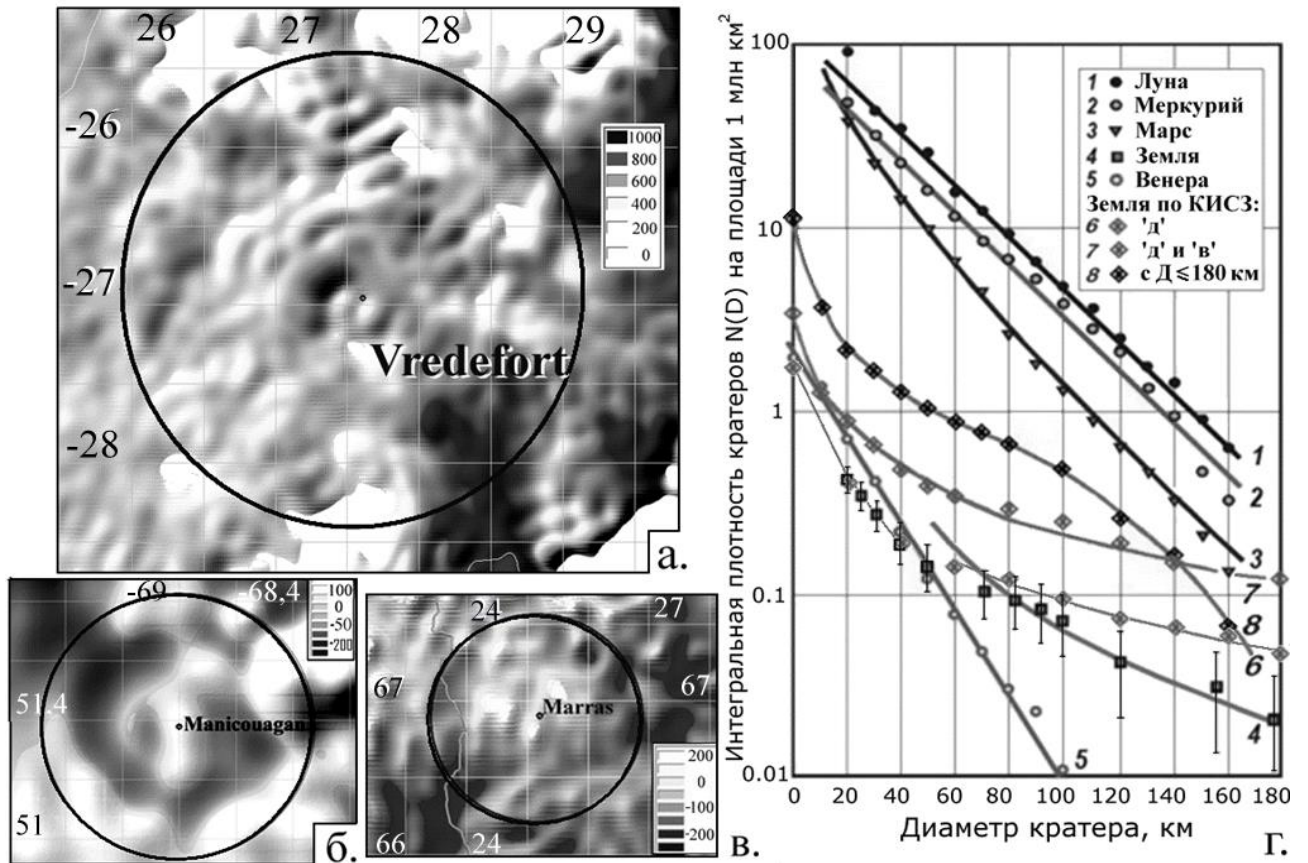


Рис. 5.68. Гравитационные аномалии импактно-магматических структур (GIS-ENDDDB, V18.1) и график распределения ударных кратеров на планетах Солнечной системы: а-в – обширные положительные аномалии силы тяжести в пределах кратеров: “Вредефорт” (а) ($D = 140\text{-}250$ км, темный цвет соответствует положительным аномалиям), “Маникуаган” (б) ($D = 100$ км) и “Маррас” (в) ($D = 160$ км), на рисунках (б) и (в) темный цвет соответствует отрицательным аномалиям; г – интегральные плотности кратеров: на Луне (1), Меркурии (2), Марсе (3), Земле (4) и Венере (5) по [Баренбаум, 2014] с дополнением по данным КИСЗ: для достоверных астроблем (6), для наиболее доказанных: достоверных и вероятных (7), для всех кольцевых структур КИСЗ с $D \leq 180$ км (8).

По морфологическим типам импактно-магматические структуры классифицируются следующим образом [Зоткин, 1970]:

1. кратеры-цирки с центральным поднятием, иногда заполненные магмой; (характеризующиеся обширным плоским дном, образованном при полном удалении осадочного слоя)

2. кольцевые и куполообразные концентрические структуры,
3. неправильные дуги и возмущения, не сохранившие свою ударную морфологию вследствие постимпактно-вулканического разрушения или эрозии.

Перечисленные особенности показывают, что импактно-магматические структуры (которыми являются практически все гигантские импактные структуры с $D \gg 100$ км) особенно трудно идентифицировать в качестве импактных, даже с привлечением данных геофизических наблюдений.

Многие авторы отвергают возможность существования гигантских ККС (с $D \gg 180$ км), исходя из предположения о разрушающем воздействии атмосферы Земли на крупные ударники [Баренбаум, 2014] и на основе статистики наблюдений кратеров на различных планетах (Рисунок 5.68г) [Баренбаум, 2013].

Однако, дополнение графиков распределений плотности импактных структур Земли данными авторского каталога [Михеева, 2019] (графики 6-8) показывает, что, хотя кривые (6-8) не соответствуют экспоненциальной зависимости, характерной для наблюдений других планет, однако плотность крупных кратеров с $D \geq 180$ км, при дополнении выборки достоверных астроблем вероятными (почти доказанными импактными событиями) Земли, сравнима с аналогичной плотностью на других планетах (последняя точка на графике 7). Отклонение же этих кривых от графиков экспоненциальной зависимости на участке с $D \leq 180$ км может быть объяснено более интенсивными эрозионными, тектоническими и магматическими процессами на нашей планете, приводящими к разрушению кратеров и, в итоге, к искажению кривой наблюдений. Отметим, что при рассмотрении **всех** событий каталога (включая структуры с единичными признаками астроблем, т.е. не вполне доказанные) с $0 \leq D \leq 180$ км, мы наблюдаем большее соответствие угла наклона кривой (графика 8) графикам других планет. Недостаток наблюдений на интервале $D \leq 80$ км можно отнести не только в счет процессов релаксации, но и явления разрушения КТ в атмосфере, которому, согласно [Мелош, 1994], больше подвержены мелкие КТ, способные оставить след с $D \leq 80$ км.

5.2.2. О возможности применения цифровых моделей теплового поля Земли в задачах геотектоники

Цифровые модели теплового поля (ТП), не смотря на неравномерность сетки измерений (шаг которой местами достигает сотни километров между соседними точками), можно применять при изучении структурно-тектонических элементов мегаструктурного масштаба.

Пример 1. Некоторые из гигантских кольцевых структур, выявленных по описанной в Разделе 5.1.3 методике, могут быть проявлены в тепловом поле:

1. в виде колец повышенных значений теплового потока по периметру,
2. в виде бабочкообразной или изометричной положительной аномалии, локализованной в центре кольцевой структуры (Рисунок 5.69).

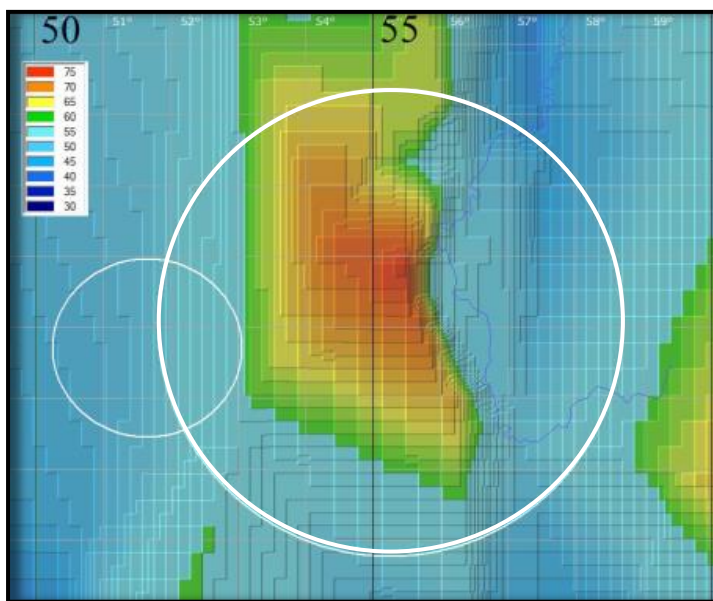


Рис.5.69. Проявление “Троицко – Печерской” кольцевой структуры, $D = 400$ км [Hazivaliev, Mikheeva, Chetverova, 2017] в аномалиях теплового поля (GIS-ENDDDB).

Пример 2. В процессе исследования средствами GIS-ENDDDB взаимосвязи сейсмичности и ТП (Рисунок 4.30), обнаружилось, что при большом осреднении, если это осреднение и у ТП, и у сейсмичности одинаково (800-900 км), выявляется согласованность в конфигурации изолиний M_{MAX} и максимальных значений региональной составляющей теплового потока, что говорит о соответствии усредненных по площади характеристик сейсмичности и теплового

потока. Для платформ и зон субдукции это соответствие особенно наглядно при рассмотрении сейсмических событий с $H > 35$ км, а в океане – для событий с $5 \leq H \leq 35$ км. Однако, наряду со сходством в конфигурации, иногда наблюдается небольшое смещение изоаномал M_{MAX} (максимальных магнитуд произошедших событий) относительно ТП. Небольшие смещения на карте могут быть связаны с несовпадением центров осреднения, более значительные (в зонах субдукции, характеризующейся наклоном уходящей в глубину поверхности взаимодействия плит) – свидетельствовать о соответствии пространственной локализации изолиний ТП наиболее глубинной части сейсмичности (Рисунок 4.30б).

Попробуем понять возможные причины наблюдаемой в большинстве регионов взаимосвязи глубинной сейсмичности и ТП, обратившись к данным более изученных регионов (более детальных каталогов сейсмичности). Обычно при изучении влияния на геодинамический режим глубинных процессов в качестве их первопричин предполагают локальный подъем флюидов из астеносферы [Шарапов, 2006]. Действительно, глубинные разрезы, построенные с помощью GIS-ENDDB по данным более детального каталога JMA, подтверждают наличие субвертикальных структур распределения сейсмичности, ассоциируемых с флюидными процессами (Рисунок 4.70а, справа). Но эти структуры ограничиваются глубинами верхних слоев литосферы ($H < 60$ км), а площадь их проявления (в виде круговой поверхностной аномалии ТП - Рисунок 4.70а, слева) имеет диаметр $D \sim 200$ км [Михеева, 2016б].

Можно предположить, что в слое верхней мантии (нижних слоях литосферы) существуют геотектонические особенности, влияющие на появление столь обширной аномалии ТП. Действительно, в рассматриваемом примере обнаруживается наличие глубинной брешы - зоны схождения 4-х плит (Рисунок 4.70б).

Хотя принятые разными авторами (см. две левые врезки) границы между Филиппинской и Охотоморской плитами проходят южнее рассматриваемой аномальной области (в южной части оконтуривающего эту аномалию

прямоугольника), тем не менее, на разрезах сейсмичности именно в пределах аномалии видны жесткие края сходящихся плит (разрез EE) и субдукция Филиппинской плиты под Охотоморскую (разрезы DD и CC) (Рисунок 4.70б).

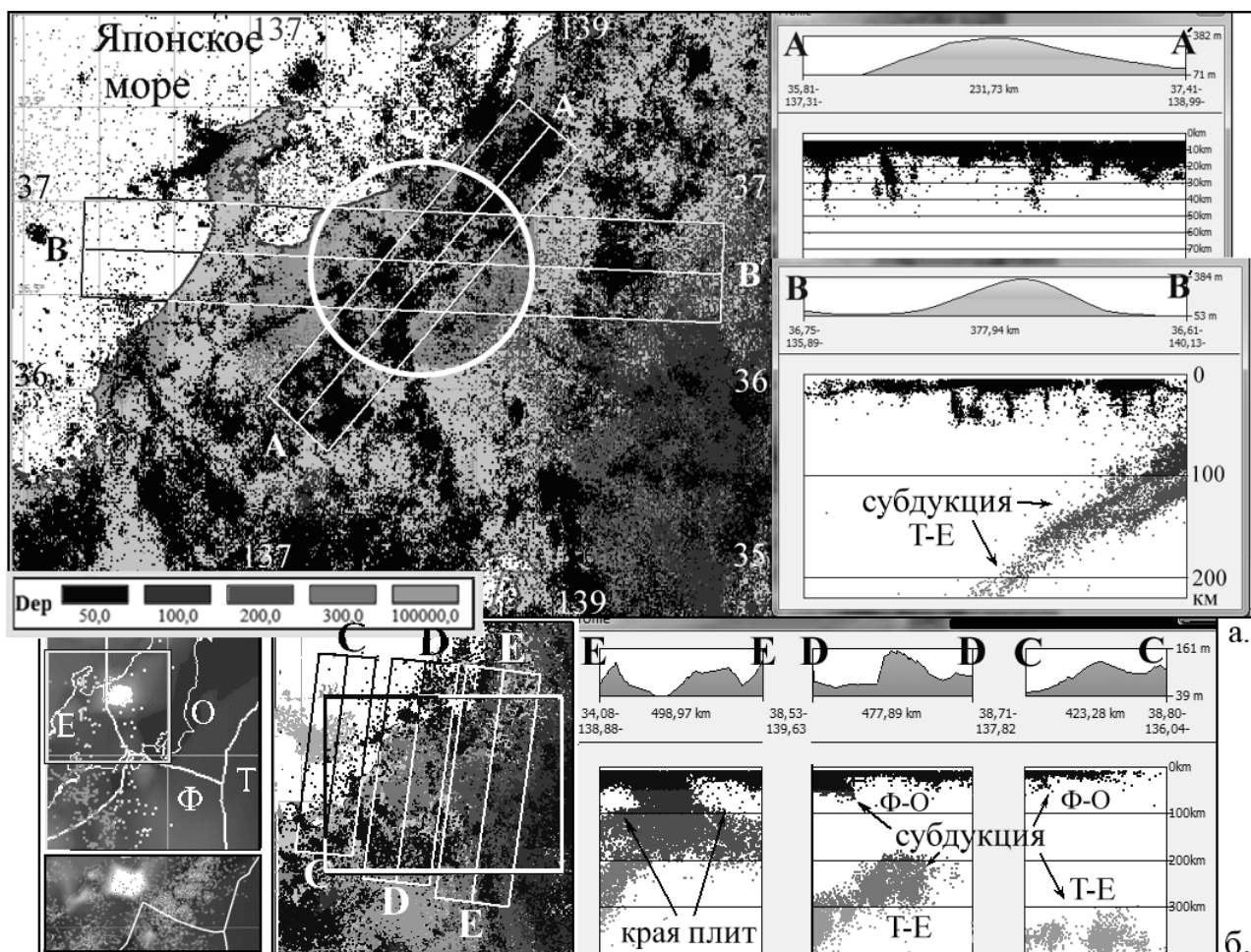


Рис. 5.70. Проявление в распределении сейсмичности флюидных процессов и процессов схождения плит в области аномально повышенного теплового потока на ЮВ побережье Японского моря, близ полуострова Ното (GIS-ENDDDB, JMA): а – профили AA и BB через область аномального ТП (до 475 мВт/м^2) на карте и в разрезе (справа - профили аномалий ТП и разрезы сейсмичности: AA – до глубины 70 км, BB - до глубины 220 км); б – та же область (белый прямоугольник слева), и границы схождения плит (Ф: Филиппинская, Т: Тихоокеанская, Е: Евразийская и О: Охотоморская), установленные в разное время, справа - профили CC, DD и EE на фоне белого прямоугольника.

Благодаря активному воздействию более мощного субдукционного процесса Тихоокеанской плиты под Евроазиатскую (Т-Е) на эту узко-локализованную область, сейсмичность в области сближения Филиппинской и Охотоморской (Ф-О) плит настолько высока, что позволяет увидеть жесткие края этих плит, контрастно их оконтуривая, и область трансформного разлома, провоцируя его повышенную активность (Рисунок 4.70б).

Эти выводы согласуются с данными [Mataruna, 2016], показывающими в области рассматриваемой круговой аномалии наличие крупной (до 120 мВт/м²) аномалии *мантийного* ТП.

Данный пример демонстрирует, что геоинформационными методами можно выявить влияние глубинных геотектонических структур (в частности, трансформных разломов) на образование локальных поверхностных аномалий ТП. По-видимому, отмечаемую выше пространственную взаимосвязь глубинной сейсмичности с повышенным ТП (в сейсмоактивных регионах) также можно объяснить общими глубинными причинами, их порождающими.

5.2.3. Признаки глубинных процессов, выявляемые в геофизических моделях GIS-ENDDB

Выше уже отмечалось (Раздел 2.2), что сейсмологами признаётся факт формирования кольцевых структур сейсмичности на заключительной стадии сейсмического цикла, предваряющей сильный толчок [Mogi, 2004; Копничев, 2010]. Кратковременные кольцевые формы в период подготовки землетрясений выявляются и методами исследования сейсмических характеристик GIS-ENDDB. Например, карты относительной (нормированной) сейсмической энергии $E_{\text{отн}}$ за год до Суматро-Адаманского мега-землетрясения (26.12.2004г, $M_w = 9.0$) выявили затишье в форме гигантской кольцевой структуры (диаметром порядка

1000 км), на контуре которой локализуется эпицентр главного события (Рисунок 3.17а). Выше были показаны (Рисунок 3.17в) примеры присутствия кольцевых и линейных геофизических аномалий в области подобных кольцевых структур, а также гравиметрических или тепловых кольцевых аномалий (Рисунки 5.64а, 5.70) в области глубинных сейсмофокальных зон, крестообразного схождения глобальных сейсмолинеаментов (сейсмических поясов) (Рисунок 4.47). Построение разрезов по распределению характеристик сейсмичности и по данным томографии позволяет определить глубинные структурные особенности под этими центральными и линейными аномалиями (Рисунки 4.36, 4.48а, 5.64).

Образование кольцевых и линейных структур может быть обусловлено геологическими процессами перемещения вещества, а если они связаны с глубинными процессами, то с субвертикальным движением вещества:

1. сверху вниз (например, вследствие вертикального или косоугольного импактного воздействия, т.е. *«внешнего фактора»*, или под влиянием горизонтальных тектонических движений – пододвигания и гравитационного погружения краевых частей плит в зонах межплитного взаимодействия),

2. снизу-вверх (например, флюидной, вулканической или плюмовой активностью, т.е. *эндогенными факторами*).

С помощью содержащихся в GIS-ENDDB данных томографии сделана попытка прояснить эти вопросы на примере областей, где геодинамические процессы, связанные с глубинной тектоникой, наиболее изучены. Известно, что в зонах субдукции «часть океанической литосферы (преимущественно мантийные породы) пододвигается под континенты» [Трифонов, 1987]. С другой стороны, по наличию механизмов растяжения в очагах землетрясений глубинной части этих зон можно предположить существование отдельных локальных областей «погружения» литосферы (термины «пододвигания» и «погружения» по [Трифонов, 1987]). Оба эти процесса фиксируются как в разрезах томографии (GIS-ENDDB, SL2013sv) в качестве аномалий повышенных скоростей S_V -волн (Рисунки 5.71, 5.72), так и в графиках относительного количества землетрясений

различного механизма. Графики показывают, что процесс «пододвигания» характеризуется механизмом сжатия (график Рисунка 5.72а), а вертикальное пластическое «погружение» - механизмами растяжения (график Рисунка 5.72в).

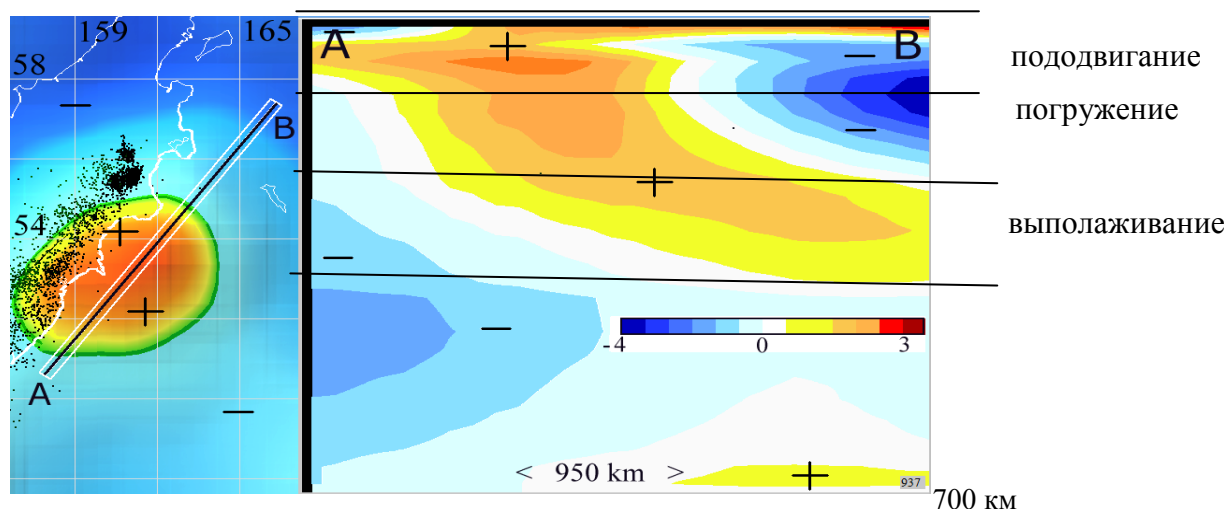


Рис. 5.71. Структуры «пододвигания» ($0 \leq H \leq 80$ км и $\sim 230 \leq H \leq 350$ км) и субвертикального «погружения» ($100 \leq H \leq 200$ км) вдоль побережья Камчатки на томографической карте (слева) и в разрезе (справа) (GIS-ENDDB, SL2013sv [Schaeffer, 2013]). На цветовой шкале - возмущения S_V в % к базовой скорости.

Процесс пододвигания имеет косоориентированный и в верхней своей части - плоскостной (в виде слэба) характер с разделением на глубине на отдельные каналы (например, в области, выделенной рамкой на Рисунке 5.73), иногда выполаживающиеся (Рисунок 5.71). Так, для Индийской плиты глубина структур пододвигания под Евразийскую плиту не превышает верхние 250 км разреза (Рисунок 5.64б), для Тихоокеанской плиты (под Евразийскую) – в полосе глубин до 50-100 км и $H=200-400$ км (Рисунки 5.71б, 5.72), где могут простираться при выполаживании до 1000-1500 км по горизонтали. Примером выполаживания (объясняемого «отрицательной плавучестью погружающейся литосферы» [Маслов, 2004]) может служить «канал» под Камчатским полуостровом, устье которого проявляется округлой аномалией S_V на глубине 125 км (Рисунок 5.71).

Под термином «канал» будем понимать направленные **вглубь** мантии цилиндрические или воронкообразные положительные S_V -аномалии (ортогональные или косоориентированные к поверхности), интенсивность и ширина которых обычно убывает с глубиной, что позволяет их связать с потоком движущегося (или законсервированного в прошлом движения) сжатого литосферного материала. О движении вещества сверху вниз говорит единообразие аномалий всех регионов, в том числе и в зонах субдукции, где направление движения известно.

Несмотря на большую распространенность такого глубинного элемента, как канал (который можно назвать типичным), в геологических словарях признается лишь факт фрагментирования слэбов («в отдельных случаях») с образованием «окон» между его фрагментами (англ. slab windows). С другой стороны, отдельные исследователи признают, что импактное воздействие со скоростью и диаметром ударника, достаточными для пробития тонкой океанической коры и внедрения в слабвязкие диапиры, может сформировать канал «трубки взрыва» (согласно гипотезе глубокого проникания космических тел Д.М. Барринджера 1905 г.) [Антонов, 2010; Нигматзянов, 2015].

Внутри наблюдаемых в разрезах томографии каналов уровни перехода от пододвигания к субвертикальному погружению и от погружения к выполаживанию различаются в зависимости от конкретного региона (Рисунок 5.71, 5.64б), по-видимому, отражая уровни смены вязкости мантии. Преодолевая уровень $H=300-400$ км по максимально узкой части канала, литосферный материал ниже этого уровня (в слое Голицина) растекается по горизонтали, формируя «резервуары», выявляемые в томографических разрезах на глубинах $H > 400$ км как положительные S_V -аномалии в форме эллипсоида (Рисунок 5.64б).

В областях наиболее длительной субдукции в слое Голицина формируются целые слои более плотных масс (аномалия III черного цвета на Рисунке 5.73).

Сопоставление глубин сейсмичности (изолиний H_{MAX} на Рисунке 5.73) и аномалий, выявляемых с помощью томографических разрезов S_V , показывает в

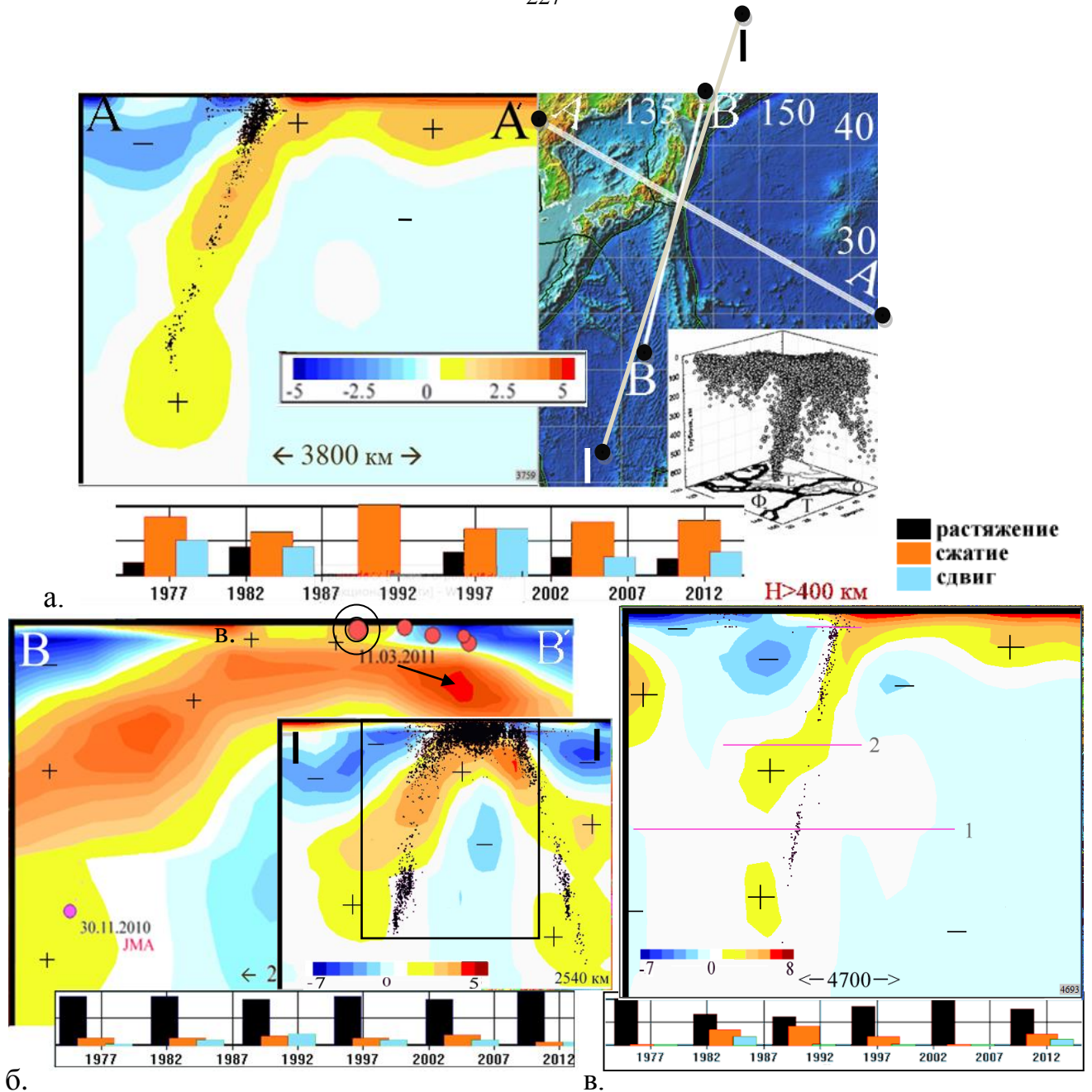


Рис. 5.72. Структуры «пододвигания» ($H \leq 400$ км) и «погружения» ($H > 400$ км) в томографических вертикальных разрезах (GIS-ENDDDB, модель SL2013sv: знаки возмущения S_V отмечены + и -): а – «Япономорский канал» (профиль AA'); б – пододвигание с погружением Тихоокеанической плиты в области Курильско-Марианского структурного угла («Идзу-Марианский» и «Курильский» каналы): профиль II' и его фрагмент BB'. Глубина разрезов 700 км. Точками на разрезах (а и в) нанесены все пересеченные профилем эпицентры землетрясений NEIC, кружками (б) – только эпицентры событий с $M_S \geq 7$, включая Тохоку и его глубинный предвестник (указана их дата); во врезке (а) - каналообразное 3D-распределение сейсмичности [Вадковский, 2012], проявляющее все три канала.

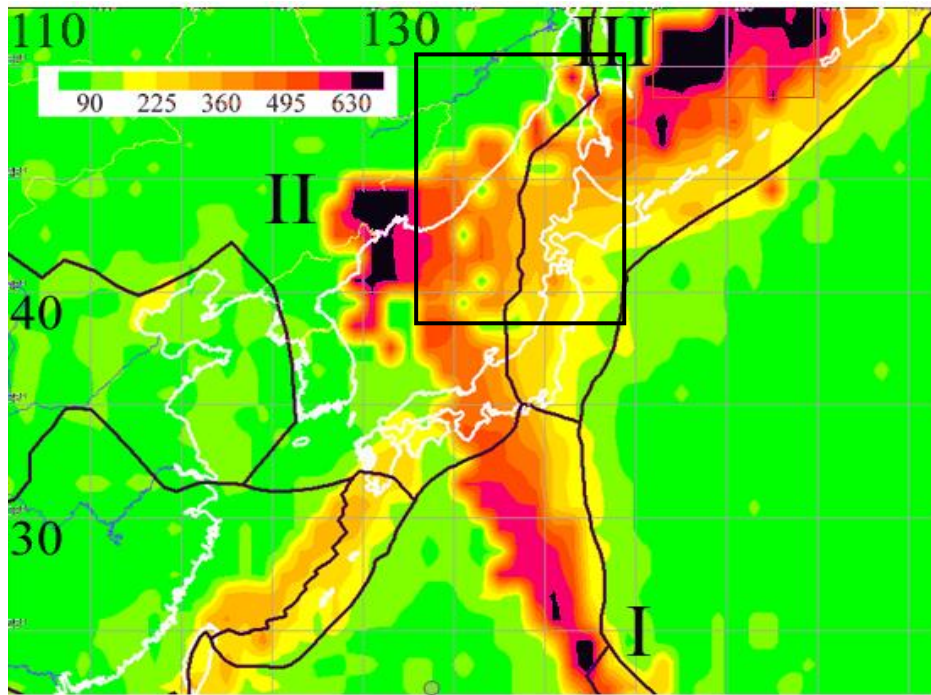


Рис. 5.73. Карта H_{MAX} -изолиний Тихоокеанской зоны субдукции (GIS-ENDDB, ISC): I, II, III – наиболее выраженные глубинные аномалии. На цветовой шкале: максимальная глубина H_{MAX} землетрясений с $M_S \geq 4$ на единицу площади.

целом пространственное соответствие локализаций наиболее глубоких событий (черные области на Рисунке 5.73) окончаниям выявленных на разрезах наклонных каналов (Рисунок 5.72: а, б). Три области концентрации эпицентров наиболее глубоких ($H \geq 630$ км) землетрясений (черные зоны на Рисунке 5.73): I) вблизи Идзу-Марианского разлома; II) Японского и III) Охотского морей.

Количество землетрясений различного механизма в слое Голицина ($H \geq 400$ км) в области II (относящихся к “Япономорскому” каналу) показывает (Рисунок 5.72а) преимущественно сжатие, а землетрясения слоя Голицина в области I (“Идзу-Марианского” канала) – растяжение (Рисунок 5.72б). Это может свидетельствовать о том, что в области I глубинные землетрясения происходят в процессе начинающегося в переходном слое отрыва материала от расположенного выше канала погружения, а в области II – в процессе продолжающегося пододвигания литосферного материала по всей 700-километровой длине наклонного канала (Рисунок 5.72а).

Область аномалии III (Рисунок 5.73), где локализована наиболее глубокая сейсмичность, контрастирует с каналобразными аномалиями умеренных глубин к юго-западу от нее (отмечены рамкой на Рисунке 5.73) и, очевидно, соответствует слою субдуктирующего вещества оторванному от расположенного выше сейсмогенного слоя (уровень отрыва 1 на Рисунке 5.72в). Механизмы землетрясений с $H \geq 400$ км преимущественно сбросовые (Рисунок 5.72в), и, как показывает корреляционный анализ (GIS-ENDDB), эти события не связаны с мелкофокусной сейсмичностью в отличие от областей I и II (см. далее).

В глубинной области I томографический разрез (Рисунок 5.72б) показывает идентичность сейсмо-плотностных свойств вещества в окрестности эпицентра Тохоку (11.03.2011, $M_w = 9.0$) и нижних слоев “Идзу-Марианского” канала, вдоль которого в процессе пододвигания (до 400 км) и последующего погружения (при $H \geq 400$ км) происходит концентрация литосферного вещества. За 3 месяца до Тохоку в эллипсоидновидной «резервуарной» части этого канала зафиксировано землетрясение (30.11.2010, $M_w = 7.1$) на глубине $H = 494$ км (дата землетрясения показана на Рисунке 5.72б).

Отметим, что и в “Япономорском” (ортогональном “Идзу-Марианскому”) канале (Рисунок 5.72а), по которому, как было показано, происходит наиболее интенсивное пододвигание на всем его протяжении вплоть до $H = 650$ км, накануне землетрясения Тохоку также произошло глубинное землетрясение 18.02.2010, $M_w = 6.9$ (за год до катастрофического события) на глубине 577 км. Как показывает разрез Рисунка 5.72 (б), область пересечения “Япономорского” канала с плоскостью разреза расположена правее и ниже эпицентра Тохоку в виде положительной скоростной аномалии, показанной стрелкой. Именно на эту активную область пересечения трех разнонаправленных потоков пододвигания (вдоль “Япономорского”, “Идзу-Марианского” и “Курильского” каналов) приходится наибольшая плотность событий с $M_w \geq 7$ (Рисунок 5.72б).

Таким образом, в Западнотихоокеанской зоне субдукции на примере землетрясения Тохоку проявляется корреляция между коровыми и

глубокофокусными землетрясениями. Есть и другие примеры. Накануне землетрясения Токачи-оки близ Хоккайдо (26.9.2003, $M_w=8.3$) произошло два глубокофокусных события под побережьем Приморья и Охотским морем (28.6.2002 и 17.11.2002: с $M_w=7.3$) на глубинах $H = 566$ и 459 км.

Корреляция коровых и глубокофокусных землетрясений изучалась многими сейсмологами внутри отдельных геодинамических комплексов [Mogi, 1973, 2004], однако, происхождение такой взаимосвязи до сих пор не находила исчерпывающего геологического объяснения [Рогожин, 2012]. Подобная корреляция отмечается также в пределах “Внутриазиатского” (ВА) сейсмолинеамента, включающего сейсмофокальную область Памиро-Гиндукушской зоны (ПГЗ) (Рисунок 5.74). Все крупнейшие события ($M_w \geq 7$), входящие в Δh -полосу сейсмолинеамента, предваряются столь же крупными глубинными землетрясениями в ПГЗ (Рисунок 5.75).

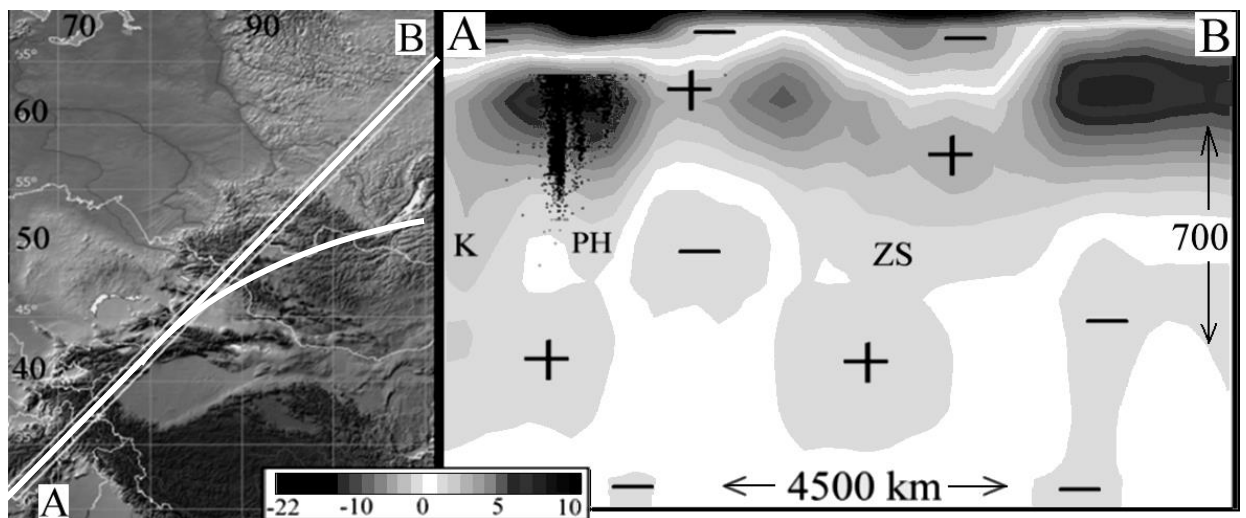


Рис. 5.74. Глубинные землетрясения и «каналы» погружения литосферного материала на отрезке АВ, сонаправленном “Внутриазиатскому” сейсмолинеamentу (Рисунки 4.47-4.48) (GIS-ENDDDB, модель томографии SL2013sv): “Кабульский” (К), “Памиро-Гиндукушский” (PH) и “Зайсанский” (ZS) каналы.

Так, за полтора года до Алтайского события (А3) в ПГЗ произошло два глубокофокусных землетрясения (3.3.2002: с $M_w=7$ и $M_w=7.4$) на глубинах $H =$

209 и 225 км, после чего до 2004г по сильнейшим глубинным событиям в ПГЗ наступило затишье (Рисунок 5.75б), а накануне наиболее позднего сильнейшего землетрясения ВА-линеамента (7 декабря 2015 в Таджикистане, $M_W=7.2$) в ПГЗ произошло глубокофокусное событие (26.10.2015, $M_W=7.5$) на глубине 213 км.

Как показывает график Рисунка 5.75 (в), за весь период инструментальных наблюдений в области Δh -полосы ВА-линеамента (по данным наиболее полного глобального каталога ISC) за крупнейшими глубинными событиями (или их серией - для более ранней части графика) следуют столь же сильные коровые ($H<50$) события. Исключение составило глубинное событие 14.03.1965 ($M_W=7.5$, $H=208$ км), за которым не последовало крупное коровое событие. Не исключено наличие здесь пропуска регистрации, поскольку в каталоге ISC-ЕНВ недостающее событие есть: 13.11.1965 ($M_W=7.0$, $H=51$ км) в Урумчи (Китай), также приуроченное к ВА-линеamentу.

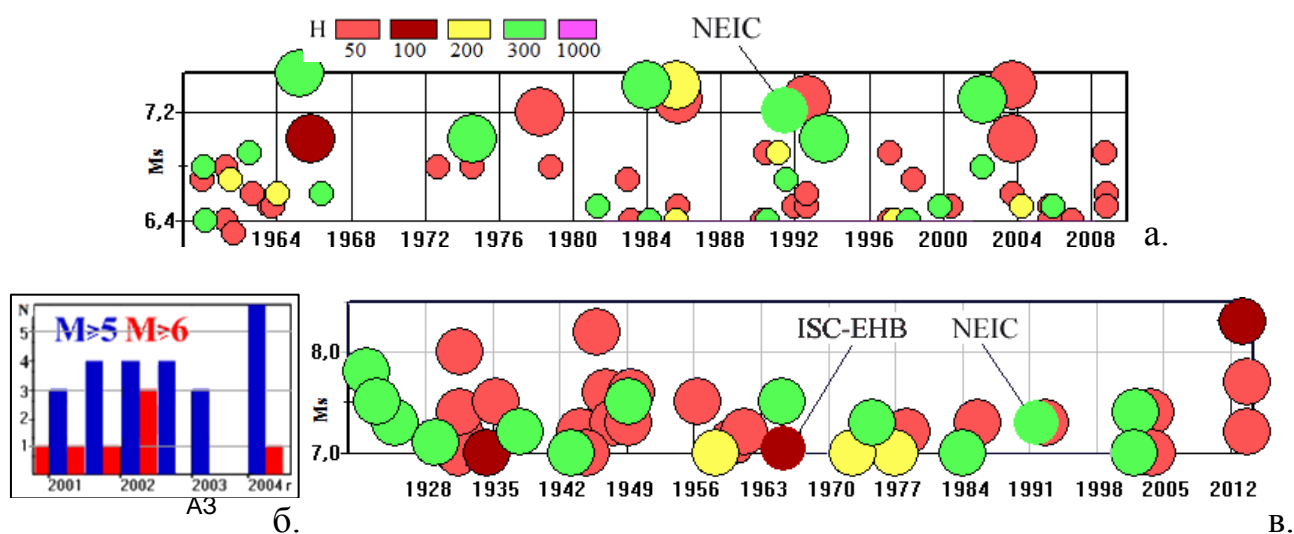


Рис. 5.75. Распределение по времени параметров крупных событий в Δh -полосе “Внутриазиатского” сейсмолинеамента (показанного на Рисунках 4.4 и 4.48), включающей Памиро-Гиндукушскую сейсмофокальную зону (GIS-ENDDDB): а – распределение магнитуд землетрясений (ISC-ЕНВ, 1960-2009гг, $M_W \geq 6.4$, одно событие добавлено из NEIC); б – число событий по полугодовым интервалам (NEIC, 2001-2004гг, $M_W \geq 5$ и $M_W \geq 6$); в – распределение магнитуд землетрясений (ISC, 1920-2013гг, $M_W \geq 7$), 2 события добавлено из каталогов ISC-ЕНВ и NEIC.

Вторым случаем исключения из описываемого правила стало коровое событие 19.08.1992 ($M_W=7.3$, $H=27$ км) к западу от Бишкека, накануне которого не оказалось в каталоге ISC соответствующего глубинного события. Однако требуемое событие было зафиксировано в каталоге NEIC: 14.07.1991 ($M_W=7.2$, $H=212$ км). Наконец, пара последних коровых событий графика (Рисунок 5.75в) - землетрясения в Пакистане: 24.09.2013 ($M_W=7.7$, $H=16$ км) и 28.09.2013 ($M_W=7.2$, $H=19$ км), перед которыми не оказалось глубинного события с $H \geq 200$ км. Но они предваряются сильнейшим землетрясением верхней мантии, также приуроченным к ВА-линеamentу: 16.04.2013 ($M_W=8.3$, $H=63$ км), причем по данным каталога NEIC его глубина выше и составляет $H=82$ км.

Закономерность временной корреляции мантийных и коровых событий с периодом ожидания менее полутора лет в пределах геотектонических структур (включающих глубинные каналы погружения литосферного материала) можно рассматривать в качестве среднесрочного прогностического признака крупных коровых событий. Вероятно, вещество этих каналов имеет особые реологические (отражаемые S_V -аномалиями) и геодинамические свойства, поддерживающие режим повышенной сейсмической активности. Возможен, например, триггерный механизм передачи напряжений в верхние слои литосферы с последующим их перераспределением вдоль сейсмогенерирующих разломов [Sarkar, 2004].

Отметим, что сопоставление разрезов сейсмичности и томографии показывает их некоторую нестыковку по глубине, причиной которой может быть недостаточная точность данных томографической модели. Так, на Рисунке 5.72 (в) можно наблюдать нестыковку в расположении областей прерывания в аномалии повышенных скоростей (уровень 1) и в линейном распределении сейсмичности (уровень 2). Отмеченные линиями 1 и 2 средние уровни «зон отрыва» по данным томографии и сейсмичности отличаются по глубине на ~ 200 км. При этом, заявленное разрешение томографии на глубинах $400 \leq H \leq 660$ км составляет ~ 100 км (Рисунок 5.63), а ошибки определения глубин землетрясений

по данным Геофизической службы РАН [Землетрясения Северной Евразии, 1993-2009] составляют первые десятки километров, не превышая 50 км.

Тем не менее, достаточно надежным (на качественном уровне) выводом проведенного в этом разделе анализа данных, является повсеместное выявление по скоростным аномалиям узко-локализованных (гвоздеобразных) каналов движения литосферного материала вглубь, сужающихся на постоянной глубине (вероятно, на границе астеносферы и переходного слоя $H=350-400$ км, а в океанических условиях – у нижней подошвы литосферы). Через эти каналы может осуществляться механизм триггирования между крупнейшими глубинными и коровыми событиями.

Важно отметить ещё одну качественную характеристику: находящиеся рядом каналы могут уходить вглубь под различными углами, иногда сходясь к общему резервуару («сливаясь») или, наоборот, расходясь (Рисунок 5.76в).

Слияние потоков наблюдается для “Персидского” и “Кабульского” каналов (Рисунок 5.81а), “Апеннинского” и “Вранчского” (Рисунок 5.76а); “Колумбийского” и “Карибского” (Рисунок 5.76б) и многих других каналов. Учитывая условия межплитного сжатия, образование расходящихся плоскостей дислокаций (и продолжающих их каналов) объяснить можно [Шеменда, 1989; Буртман, 2012], но явление «слияния» каналов объяснить в терминах напряженных состояний труднее, т.к. сходящиеся на глубине дислокации могут существовать только в областях раздвига [Григорьев, 1987].

Так, в результате изучения большого комплекса наблюдений по геодинамике горных территорий Центральной Азии в работе [Буртман, 2012] предложена модель взаимодействия субдукции западного Тянь-Шаня под Памир и встречной по направлению субдукции Персидской плиты под Тянь-Шань - по расходящимся плоскостям (показано стрелками на Рисунке 5.85в). Однако данные томографии демонстрируют в этой области не расхождение, а «слияние» потоков литосферного материала, в частности, их слияние в “Памиро-Гиндукушский” вертикальный канал (стрелки на Рисунке 5.85а, Рисунок 5.85б).

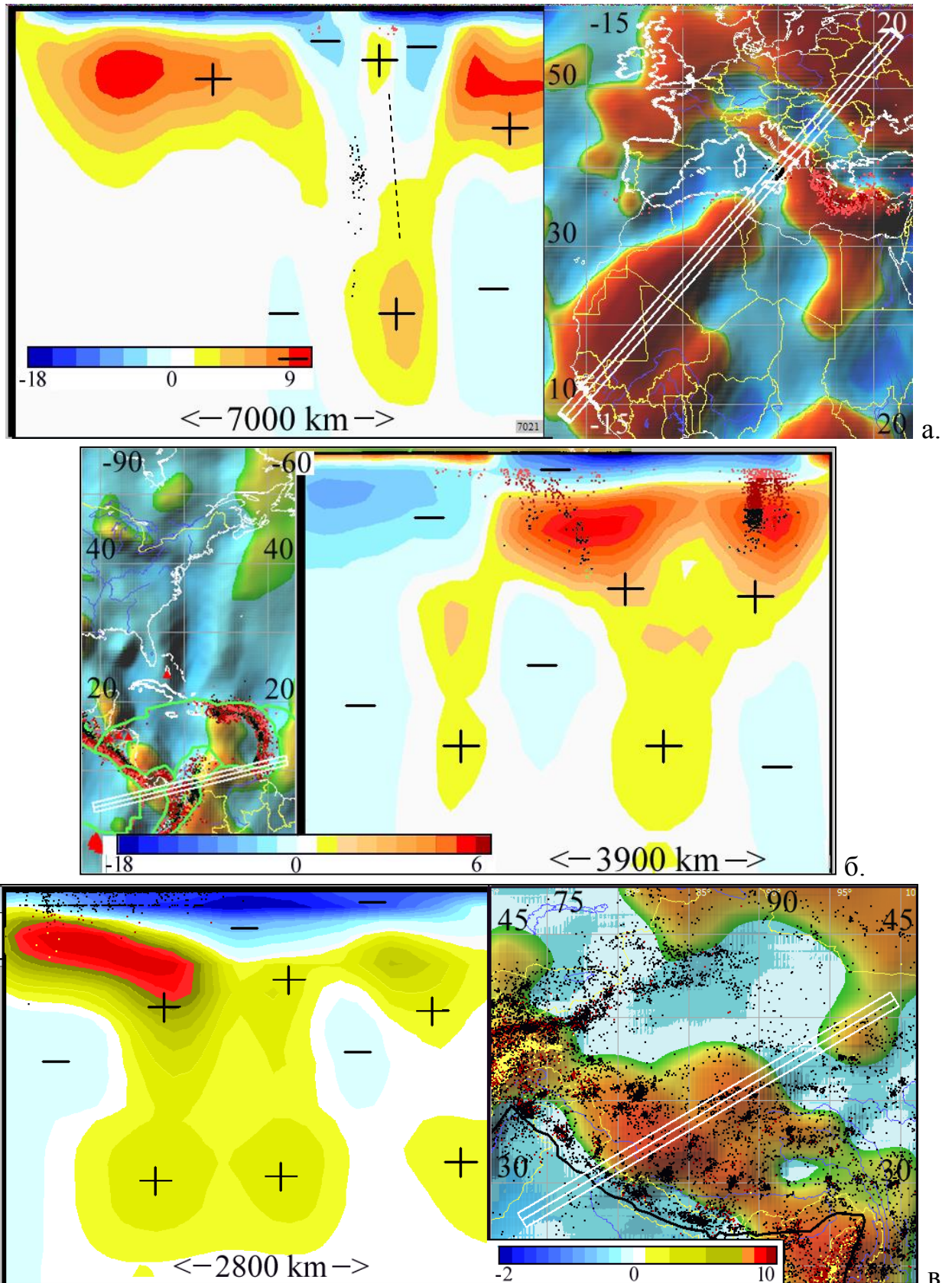


Рис. 5.76. Слияние и расхождение потоков материала по данным томографии (GIS-ENDDb, SL2013sv): а – слияние “Апеннинского” и “Вранчского” каналов; б – “Панамский” канал и слияние “Колумбийского” и “Карибского” каналов; в – “Срединно-Тибетский” и “Тибетский-2” каналы. Глубина разрезов $H = 700$ км.

Распространенность подобной картины «слияния» позволяет назвать её типичной, и не рассматривать её как "искажённую зону Бенъофа" [Billington, 1977]. Современные данные томографии подтверждают предположения тех авторов, которые объясняли крутой наклон зоны гипоцентров землетрясений относительно поверхности Земли: в северном направлении в районе Гиндукуш и в южном - под Памиром, моделью двух погружающихся в противоположных направлениях плит [Chatelain, 1980; Hamburger, 1992; Забелина, 2012] с той лишь разницей, что область их слияния оказалась ограниченной узким каналом.

Обращает на себя внимание также существование воронкообразных аномалий внутри плит ("Зайсанского" – Рис. 5.74, "Индостанского" – Рис. 5.85а).

Если приписать все выявленные аномалии в виде вертикальных каналов (иногда сливающихся или расходящихся) влиянию встречных конвективных нисходящих потоков в результате взаимодействия двух и более плит [Рыков, 1994], то, в этом случае, не понятна конфигурация локальных «резервуаров» в нижней части большинства каналов, преодолевающих уровень $H = 400$ км, имеющая вид эллипсоида в отличии от ожидаемой симметрично расходящейся «юбочки» (Рисунок 5.81д).

Наличие каналобразных локализаций литосферного вещества, как в пределах конвергентных границ (в том числе, в зонах палеосубдукции), так и в центральных частях плит, можно объяснить следующей моделью. В результате глубинных процессов, связанных с рифтогенным разломообразованием или постударным преобразованием пород, образуются обширные области разуплотнения, достигающие глубин астеносферы или переходного слоя, что создает условия для перемещения вязкотекучего литосферного материала вглубь мантии. В процессе движения литосферное вещество либо разбивается в зонах разуплотнения на отдельные потоки, направленные вдоль наклонной плоскости (при косо́й субдукции плит), либо создают вертикальные каналы (при гравитационном ортогональном погружении наиболее массивного литосферного материала).

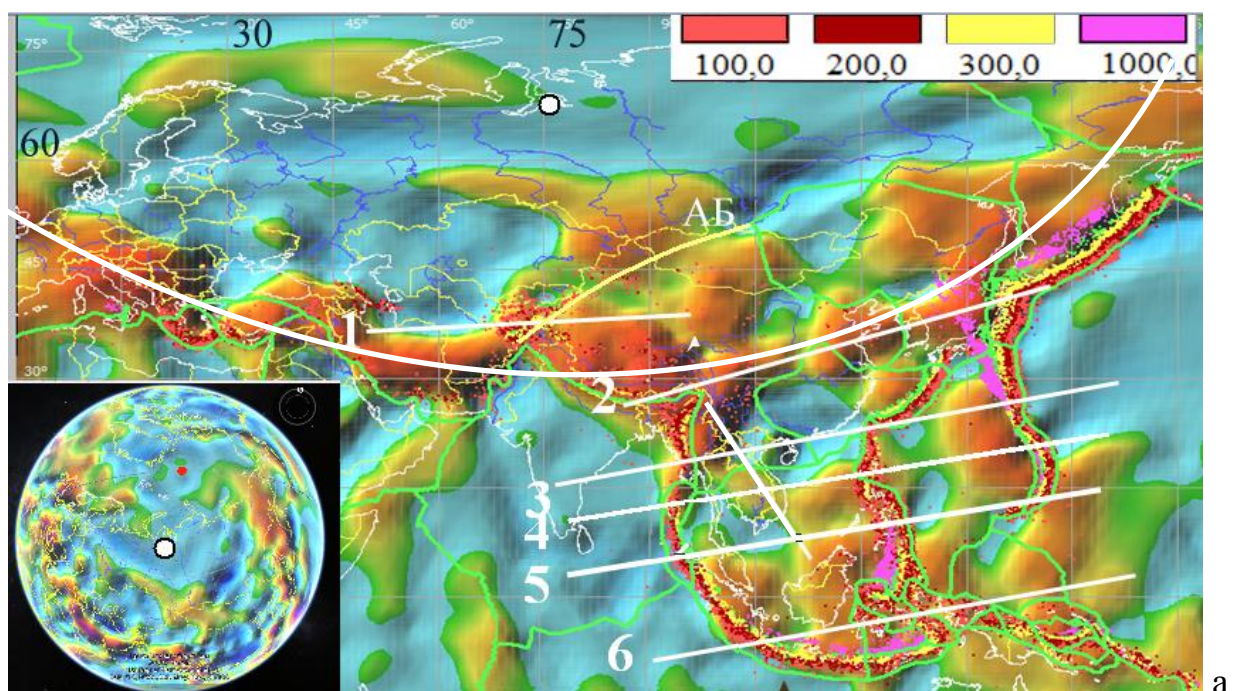
5.2.4. Южно-Азиатская глубинная кольцевая структура

В Разделе 4.1.2 была показана временная корреляция между землетрясениями, принадлежащими различным геодинамическим обстановкам (например, зоне субдукции и рифтовой зоне) и удаленными друг от друга на тысячи километров (Рисунок 4.22). Причиной корреляции сейсмического режима между различными, как считалось ранее, тектоническими структурными элементами предполагалось формирование накануне сильнейших событий на территории между ними единого регионального поля напряжений в литосфере (до глубин, достигающих астеносферу) [Дядьков, 2005].

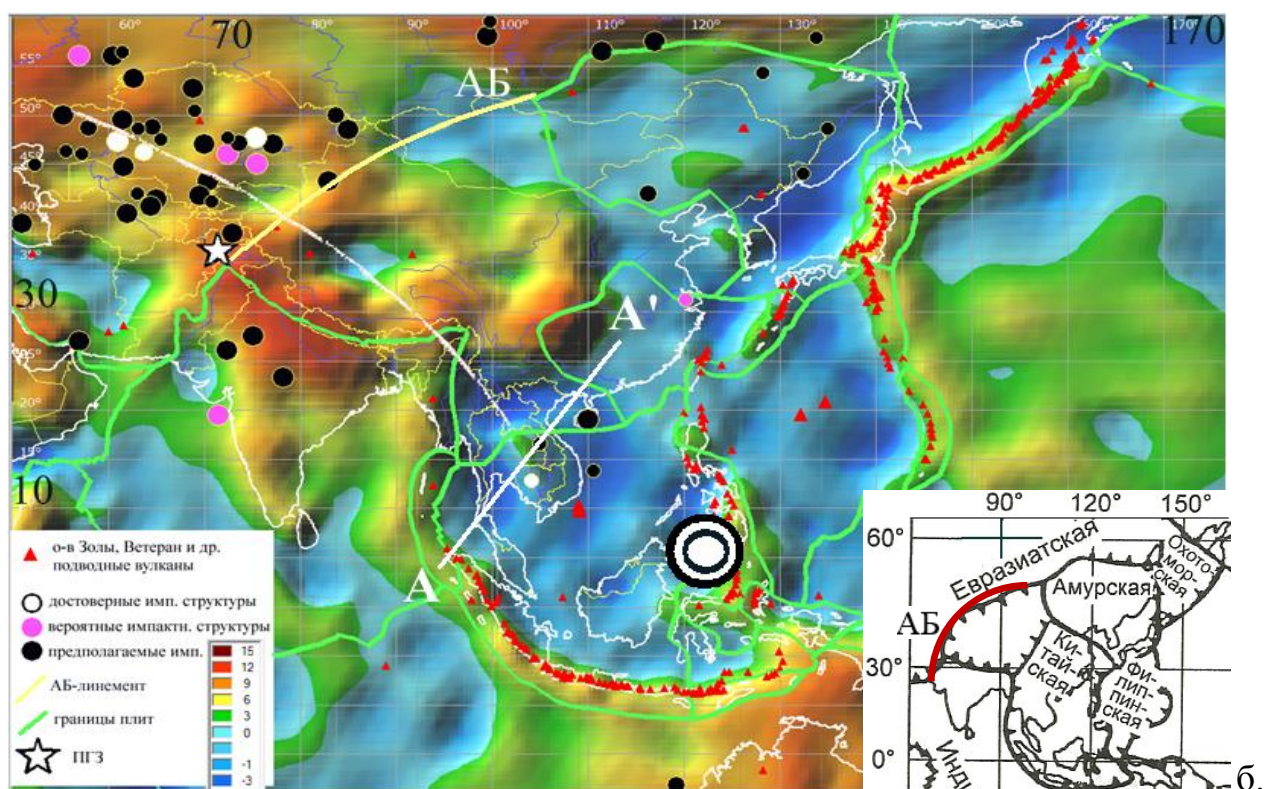
Однако, учитывая выявленную по данным томографии неоднородность реологических свойств верхней мантии и ещё большую неоднородность корового слоя, можно предложить другое объяснение - связанные корреляцией события принадлежат “единой геодинамической структуре”, характеризующейся закономерной конфигурацией, связанной с механизмом её образования. В частности, на томографических картах (Рисунок 5.77), построенных на глубинах 125 км (по конфигурации отрицательных аномалий S_V) и 475 км (по наличию положительного контура), выявляется межрегиональная **Г**-образная структура.

Наиболее четко эта структура проявляется на карте суммарного S_V -поля по томографическим слоям ниже подошвы литосферы ($H > 225$ км) (Рисунок 5.78). Структура обладает выраженной билатеральной симметрией: в конфигурации границ плит (по [Bird, 2002]: Рисунок 5.77б и по [Добрецов, 2001] во врезке Рисунка 5.77б справа), по форме симметричного положительного обода в аномалиях гравиметрии (Рисунок 5.79) и, наконец, в аномалиях максимальных магнитуд M_{MAX} и максимальных глубин H_{MAX} (Рисунок 5.80).

Именно в пределах симметричной разломной сетки этой структуры находятся области, характеризующиеся взаимной корреляцией удаленных землетрясений: Байкальская рифтовая зона, Алтайская горная область, Памиро-Гиндукушская и Дальневосточная сейсмофокальные зоны.



а.



б.

Рис. 5.77. U-образная Южно-Азиатская структура в рельефе скоростного поля (GIS-ENDDDB, SL2013sv): а) на глубине 475 км с глубинными землетрясениями ($H \geq 50$ км, NEIC) и “Евразийской” дугой (белый круг – её центр); б) на глубине 125 км с вулканами и импактными структурами. АБ – “Внутриазиатский” сейсмолинеамент (Рисунки 4.47-4.48). Во врезках: (а) – полное “Евразийское” кольцо ($H=475$ км) на глобусе Google Earth (белая точка – её центр, красная точка – Северный полюс), (б) – межплитные разломы по [Добрецов, 2001].

Объяснить билатеральную симметрию этой «мозаики микроплит» (Рисунок 5.77б) как «производную сближения Тихоокеанской, СевероАмериканской, Евразийской и Индийской плит» [Имаев, 2007] не представляется возможным.

Симметрия наблюдается также в распределении глубинной сейсмичности ($H \geq 50$ км) (Рисунок 5.77а) и подводных вулканов (по периметру и оси структуры). Подводные вулканы (Рисунок 5.77б) отмечают также два симметричных центра меньшего кольца ЮАС (как показывает Рисунок 5.77а, ЮАС состоит из двух колец: “Евразийского” и “Зондско-Марианского”). Сейсмичность по периметру и оси ЮАС (на которую, согласно каталогу ISC, приходится 47% всех землетрясений Земли), как показывают вертикальные разрезы, связана с активным процессом субдукции литосферы со стороны соседних плит (в среднем, на глубину до 400 км) к её центру (Рисунки 5.81, в-г). Более глубокие каналы субдукции (глубиной до 600-700 км) прослеживаются в боковых кулисо-образных (по латерали) образованиях \mathcal{U} -образной структуры, состоящих из цепочек береговых или островных дуг. Глубинные каналы направлены к центру этих дуг (Рисунок 5.81а). Вероятно, именно релаксация этих зон субдукции образует в нижней части разреза (на глубинах 670 км и ниже) растекающийся слой повышенной плотности и пониженных температур (Рисунки 5.82: а, ж-з), выраженный также в положительной аномалии скоростей Р-волн на глубинах нижней мантии и в осесимметричной аномалии (совпадающей по оси симметрии с ЮАС) нисходящих потоков вещества на глубине 1000 км [Fukao, 1994; Добрецов, 2001] (врезка Рисунка 5.78).

Не исключено, что глубинное гвоздеобразное образование в одном из центров “Зондско-Марианского” кольца, отмечаемое на томографическом разрезе (Рисунок 5.82а) под полуостровом Индокитай (профиль АА’ Рисунка 5.77б), представляет собой след проникающего удара сверхплотного ударника в утоненную литосферную плиту (по аналогии с наблюдаемыми фактами проникания плотного ударника в породы мишени: Рисунок 5.82б).

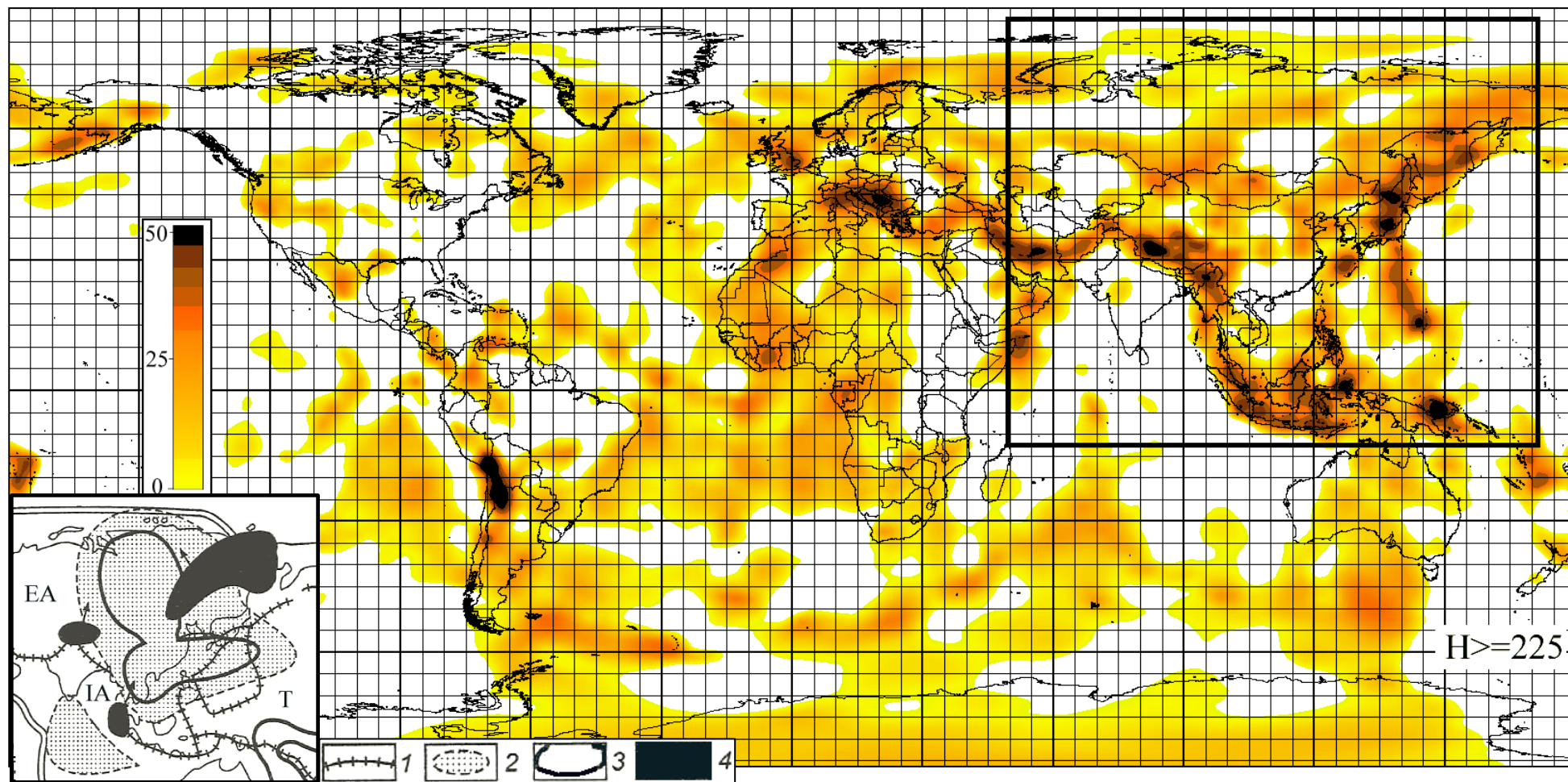


Рис. 5.78. Мировая карта суммарного S_V -поля по томографическим слоям ниже подошвы литосферы: $225 \leq N \leq 700$ км. Максимумы отмечается Ω -образная геофизическая мегаструктура (ЮАС) и локальная область в центральной части тихоокеанского побережья Южной Америки. Во врезке – мантийные аномалии в отмеченной рамкой области: 1 – зоны субдукции, 2 – положительные аномалии скорости Р-волн на глубине 2600-2900 км, 3 - нисходящие потоки на глубине 1000 км, 4 – области длительной субдукции (из [Добрецов, 2001]).

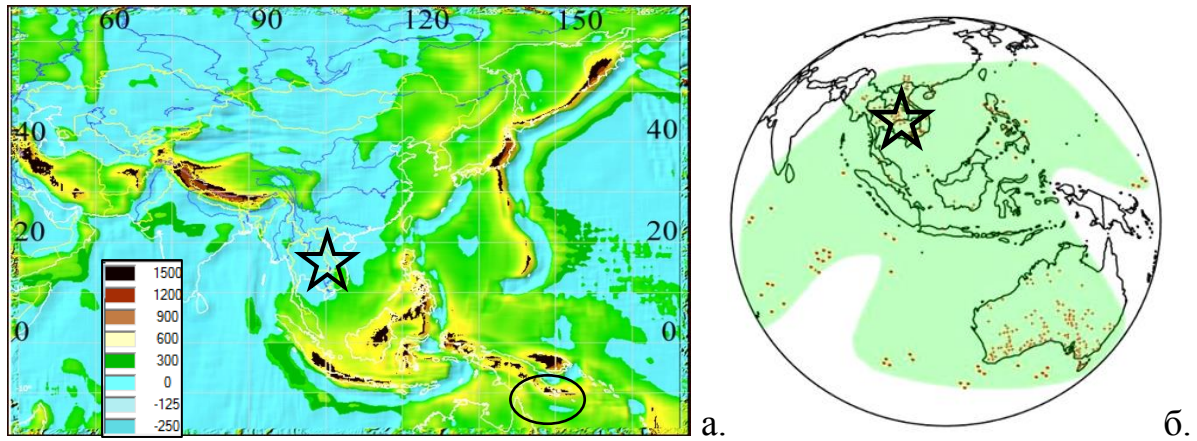


Рис. 5.79. Симметрия Южно-Азиатской структуры по данным гравиметрии, Δg в мГал (а) (GIS-ENDDDB, V18.1) и распределение слоя ударных тектитов (б). Звездочкой отмечена позиция глубинного гвоздеобразного центра (Рисунок 5.82а)

Отметим, что, хотя возраст Зондской субдукции в настоящее время предполагается 7-10 млн. лет [Nishimura, 1992] (а возраст коллизии со стороны Индо-Австралийской (ИА) плиты – 5 млн. лет [Добрецов, 2001]), возраст изменения кинематики субдукции датируется четвертичным периодом [Sunardi, 1998; Constraints..., 2010], например, К/Аг-датировка связанных с субдукцией вулканов составляет 1.6-0.3 млн. лет [Remarques..., 1988]. Что касается предполагаемого возраста субдукции, то величина 5-10 млн. лет вытекает также из соотношения между скоростью движения ИА-плиты (до 8 см/год) и глубиной проникновения литосферного материала, отмечаемой максимальными глубинами сейсмичности ($H_{MAX} \sim 670$ км в области южной части дуги согласно Рисунку 5.80). Однако, при нелинейности протекания геологических процессов [Patriat, 1984; Пушаровский, 1995] современная скорость движения плиты может отражать стадию замедления субдукции, а её возраст – на порядок меньшей величине.

К скоростным (или сейсмо-плотностным) характеристикам гигантской кольцевой структуры (с одним из центров в ИГЦ), выявляемым по томографическим данным системы GIS-ENDDDB (Рисунок 5.77б), относятся:

- зона погруженного "разуплотненного" кольца (аномально пониженных скоростей) вокруг "высокоплотностного" Индокитайского гвоздеобразного центра, проявляемая на глубинах 80-200 км,

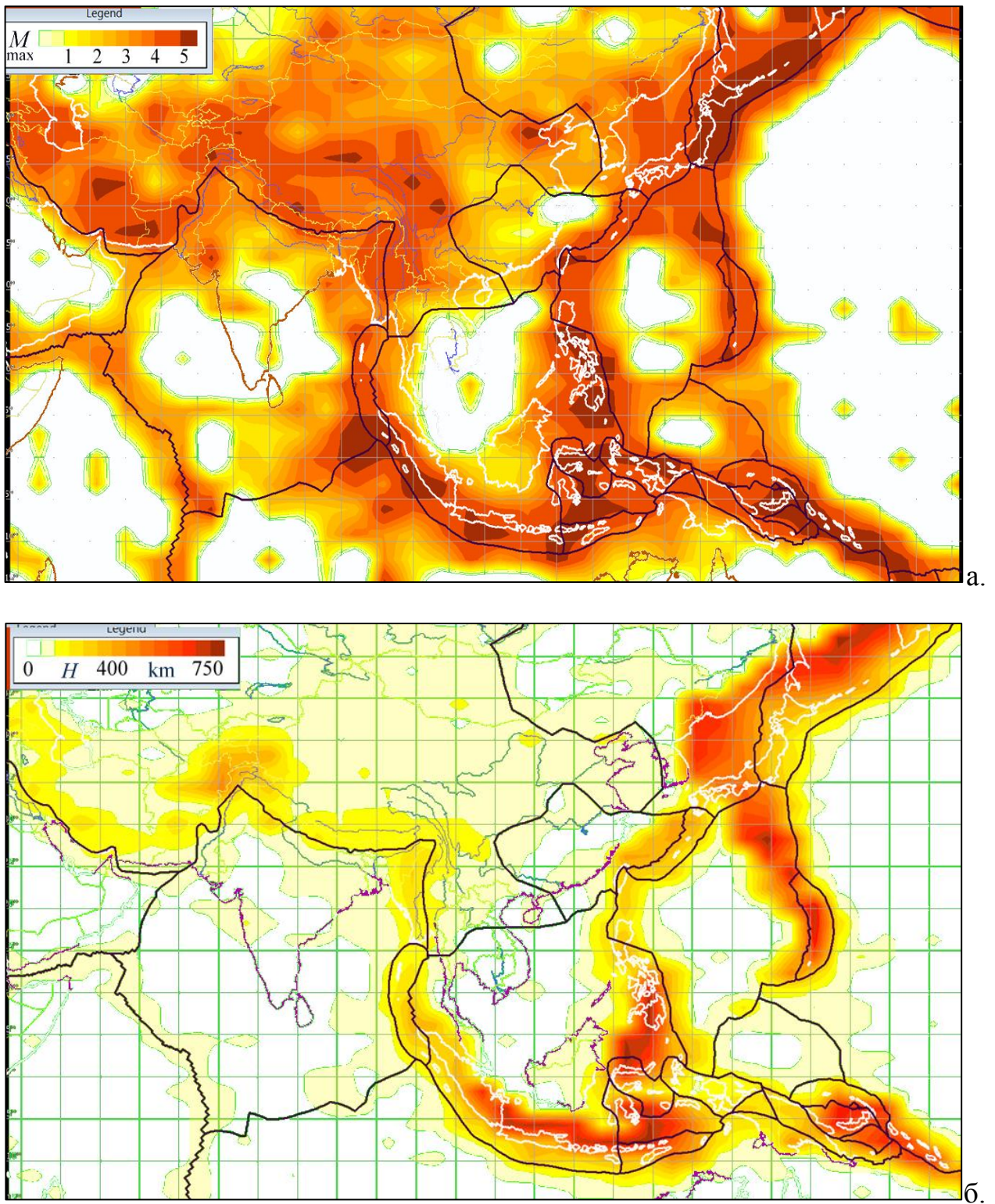


Рис. 5.80. Симметрия Южно-Азиатской структуры по распределению аномалий параметров сейсмичности (каталог NEIC): а – M_{\max} , максимальной магнитуды землетрясений на единицу площади (ячейка $3 \times 4^\circ$), б - H_{\max} , максимальной глубины землетрясений на единицу площади (ячейка $2 \times 3^\circ$).

- единый «цокольный вал» и кольцевой разлом, соответствующий Зондской и Идзу-Бонинской дугам,
- чашеобразная форма поддвижения литосферного материала, выявляемая серией параллельных друг другу вертикальных сечений (Рисунки 5.77б, 5.81, в-д)

Отметим, что эта чашеобразная аномалия по «Билатеральной модели конвергенции» Т. Ирвайна [Irvine, 1991] в реконструкции Н.Л. Добрецова [Добрецов, 2001] является одним из двух («Перу» и «Вьетнам») глобальных центров нисходящих потоков, лежащих на геомагнитном экваторе (Рисунок 5.81д). Однако, если кольцевая разуплотненная зона внутри этой чаши (опоясывающая ИГЦ) является валиковой ячейкой конвекции [Добрецов, 2001] на уровне астеносферы с нисходящей составляющей со стороны субдукции, то к ИГЦ должен быть приурочен восходящий поток (плюм), чего по данным томографии не наблюдается (Рисунок 5.82а). Отметим, что в геодинамической модели японских исследователей единый на планете нисходящий холодный суперплюм располагается значительно севернее - под Центрально-Азиатской частью континента [Kumazawa, Maruyama, 1994; Хаин, 1996].

Однотипность сейсмоскоростных аномалий, имеющих положительные значения как у выявляемой гвоздеобразной аномалии ИГЦ, так и у аномалий в зонах субдукции (иногда также каналобразных), опровергает гипотезу о существовании в центре «Зондско-Марианского» кольца восходящего плюма. Наблюдаемые погружения литосферного материала, скорее всего, могут происходить не в результате конвекции, а в процессе гравитационного опускания (затягивания) материала литосферы в разуплотненные каналобразные образования, а также зоны разрушения вдоль линейных и кольцевых глубинных разломов. Так, субдукционное погружение Западно-Тихоокеанского слэба может быть связано с линейной мегаструктурой растяжения (Рисунок 4.39), а в структуре центрального типа ЮАС погружение происходит как вдоль кольцевого Зондско-Марианского разлома в виде дугообразного слэба, так и вдоль ИГЦ в виде «канала». Может ли эта кольцевая структура быть образована ударом?

Размеры кольцевого разлома (5400 км) и собственно ИГЦ (400×500 км – по диаметру «зонтика», 250 км - по его вертикальной оси и 550 км – по наклонной: (Рисунок 5.82, а, з) могут соответствовать, согласно экспериментальным данным [Высокоскоростное..., 2013; Мелош, 1994; Нигматзянов, 2015], эффективным параметрам проникающего удара с диаметром ударника L от 135 км. Эта оценка получена согласно экспериментально установленной формуле Чартерса и Саммерса [Мелош, 1994] на скоростях до 4 км/с:

$$H/L=2,28(Q_p/Q_t)^{2/3}(V/c)^{2/3},$$

где V - скорость ударника, L - диаметр ударника, Q_p/Q_t – соотношение плотностей ударника и мишени, c – скорость звука в породе мишени. При этом диаметр зоны разрушения D имеет предел в 10-40 диаметров ударника [Свифт, 1985; Мелош, 1994; Нигматзянов, 2015], а скорость V может увеличиваться, по меньшей мере, до 12-18 км/с без нарушения подобия [Орленко, 2006].

Кроме того, экспериментально установлено [Свифт, 1985], что для разных сочетаний материалов снаряда и мишени (WC/Al, Fe/Al, Fe/Cu) в определенном диапазоне скоростей ($V \sim 1-2$ км/с) значение коэффициента формы кратера (отношение H/D) резко растет, т.е. кратеры «становятся похожими на глубокие тоннели» [Свифт, 1985]. При дальнейшем росте скорости форма кратера все более приближается к полусферической.

Согласно приведенной формуле, при скорости ударника, сравнимой со скоростью звука в мишени и при плотности ударника в 2.9 раза превышающей плотность мишени, глубина проникновения при $L \sim 135$ км становится $H \sim 620$ км, а при равной плотности ударника и мишени $H \sim 308$ км. При высокоскоростном ударе более плотного, чем мишень, ударника, форма кратера становится более сложной, чем полусферическая [Русаков, 1966; Ударные кратеры..., 1983] (Рис. 5.82: в, г, е), а кольцевые разломы по периферии зоны разрушения (Рис. 5.82: г-д) в глобальном масштабе могут преодолеть границу Мохоровичича и создавать зоны разуплотнения в верхней мантии, затягивающие плотный литосферный материал вглубь при движении плит. Подобному процессу преобразования

(заполнения плотным материалом) может быть подвергнут и сам кратер, который изначально, в результате проникающего воздействия должен иметь форму воронки с цилиндрической «лункой» («каналом») в глубокой части, представляющей собой турбулентный след (дорожку Кармана) [Макаров, 2006] из разуплотненного пористого переработанного материала мишени с включениями вещества ударника [Хомская, 2002; Высокоскоростное..., 2013].

Таким образом, отмечаемая в томографии «Зондско-Марианская» аномалия с центром в ИГЦ объединяет в себе морфоструктурные признаки кратеров, наблюдаемых в различных экспериментах: воронку взрыва на выброс (Рисунок 5.82в) - в верхней конической части ИГЦ, кратер прямого удара в замкнутое пространство (Рисунок 5.82е) - в поперечном сечении ИГЦ, косоориентированный канал (Рисунок 5.82б) - в продольном сечении и концентрические трещины - по периферии кольца (Рисунок 5.82: г-д).

Поскольку приведенные данные экспериментальных методов для оценки характеристик высокоскоростного удара достаточно неоднозначны (что объясняется техническими ограничениями этих методов [Нигматзянов, 2015]), для уточнения модели проникания обратимся к методам численного моделирования [Примеры численного моделирования..., 1992]. Численные расчеты позволяют учесть, что удар производится в слоисто-неоднородную мишень, представляющую собой (Рисунок 5.64б) пластину более плотной литосферы (при величине отношения её толщины к диаметру ударника: $\xi \leq 1$), лежащей на менее вязких породах верхней мантии. Согласно цитируемой работе, при ударе железной сферы в алюминиевую пластину ($Q_p/Q_r \sim 2.9$) большая часть энергии расходуется на процесс пробивания, а не кратерообразования (процессы кратерообразования начинают преобладать при $\xi \geq 2$). При росте ξ , растет диаметр воронки кратера (отверстия в пластине), т.к. растет количество энергии, передаваемой в боковом направлении. Например, для $\xi = 1/4$ и $H \sim 2L \Rightarrow D \sim 2L$ и с ростом глубины расчета H диаметр D почти не увеличивается. Также в работе [Примеры численного моделирования..., 1992] отмечается характерная черта

пробивания при наклонном ударе (алюминиевой пластины железным цилиндром): «наблюдается разделение потоков массы ударника и мишени: основная масса материала ударника перемещается близко к направлению удара, а центр масс запреградных осколков мишени движется по траектории, составляющей с вертикальной осью меньший угол, чем направление удара». Возможно, именно эта закономерность проявлена в двухосевой глубинной конфигурации ИГЦ, где одна из осей, возможно, отражает направление удара (Рисунок 5.82з).

Отметим, что в области ИГЦ фокусируется также центр распределения по латерали Австрало-Азиатского пояса тектитов (возраст 0,793 млн. лет) (Рисунок 5.79б) [Ford Ramsay, 1988; Schnetzler, 1992; Вишнеvский, 2002; Flood deposits..., 2004]. Отмечены в этой области и другие признаки ударного события, например, согласно [Flood deposits..., 2004] содержащие тектиты отложения затоплений отражают влияние ударного события на региональную биосферу и климат: обезлесивание местности, рост атмосферных осадков и эрозии почв. Несмотря на это, до сих пор не существует единого мнения, какая из кольцевых структур (КС) на поверхности может претендовать на роль родительского кратера Австрало-Азиатских тектитов. В каталог [Михеева, 2019] включено несколько структур, трактуемых разными авторами в качестве кандидата на источник тектитов: Тонле Сап ($D \sim 100$ км), Кьюи Нхон ($D \sim 100$ км), Саваннахет ($D \sim 17-90$ км) и др.

Множество перечисленных КС каталога в области ИГЦ, а также приуроченных к Большому кругу Земли, обозначенном дугой на Рисунке 5.77б (включая достоверный ударный кратер Жаманшин, также содержащий тектиты ударного происхождения), возможно, имеет отношение к тому же событию, оставившему дугообразный след кометного дождя в процессе вращения Земли.

Итак, Индокитайская гвоздеобразная структура, локально приуроченная к центру формирования тектитов, предположительно, связана с перечисленными выше морфологическими признаками ударного воздействия (Рисунки 5.81д; 5.82: б-д). Гипотеза эндогенного или плейт-террейнового образования ИГЦ встретила бы трудности при объяснении как плотностных характеристик, так и формы ИГЦ

(Рисунок 5.82б), учитывая её наклон 30° к горизонту в ЮЮЗ направлении, что можно связать с направлением подлета КТ (Рисунок 5.82в).

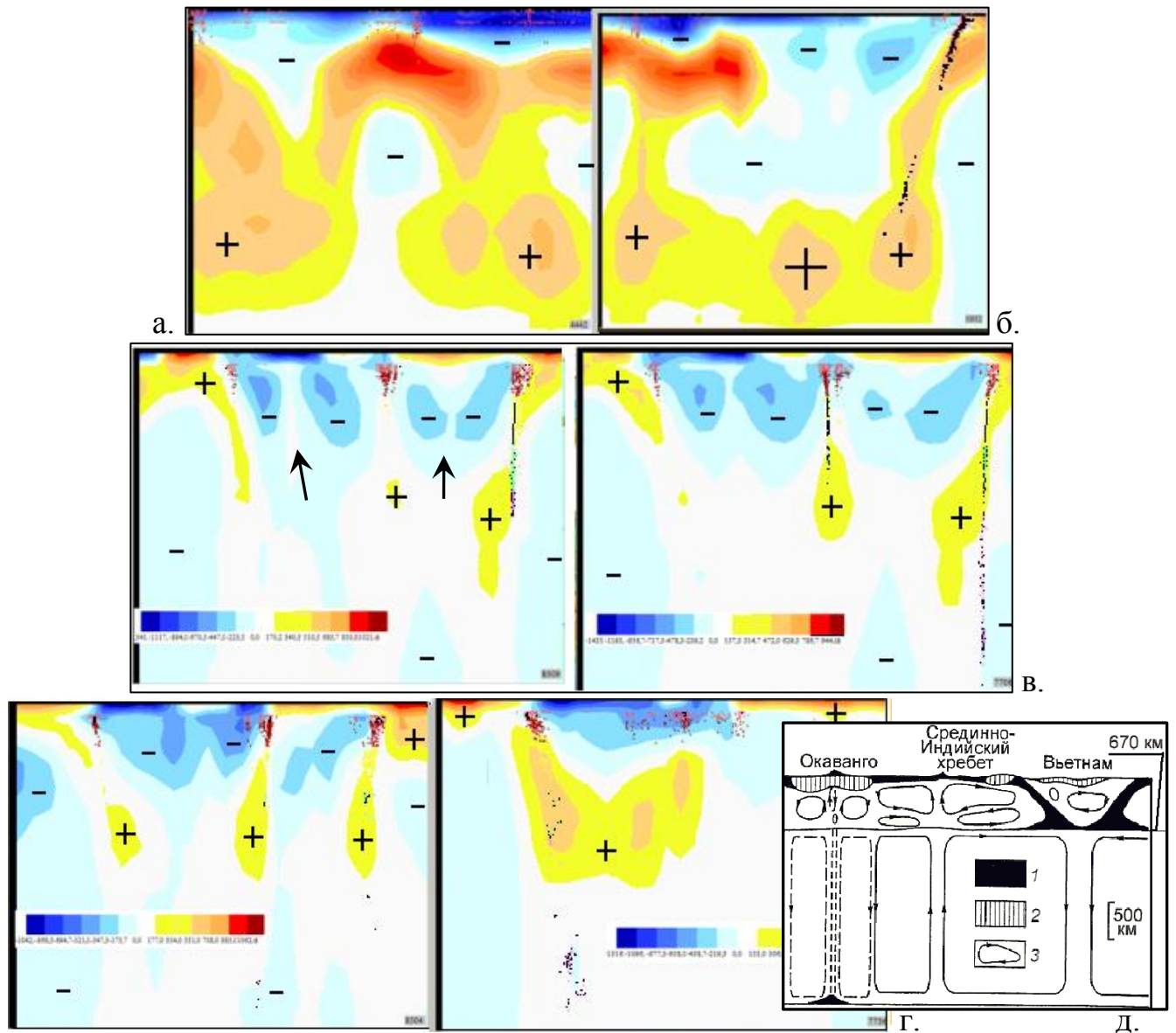


Рис. 5.81. Томографические разрезы Южно-Азиатской структуры по шести профилям рисунка 5.77а (GIS-ENDDb, SL2013sv): а – разрез по профилю 1: слияние “Персидского”+“Кабульского”, “Срединно-Тибетского”+“Тибетского-2” каналов; б – по профилю 2 (симметрия “Юговосточно-Тибетского” и “Япономорского” каналов); в – по профилям 3 и 4 (стрелками указаны ИГЦ и центр Филиппинского моря); г – по профилям 5 и 6; д – гипотетический экваториальный разрез через мантию Земли [Добрецов, 2001]: 1 – океаническая и 2 – континентальная литосфера, 3 – конвективные течения в астеносфере и нижней мантии.

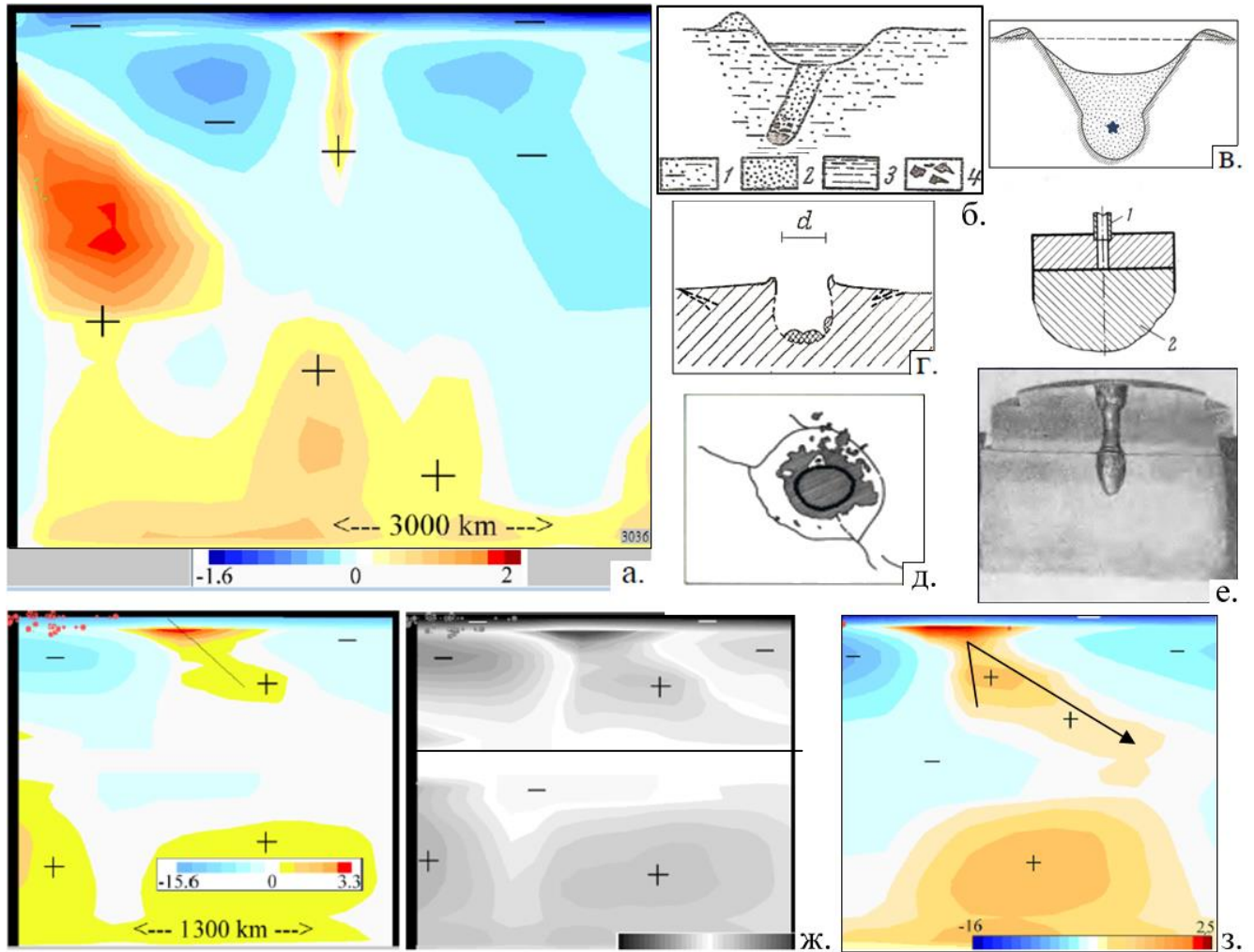


Рис. 5.82. Индокитайская гвездеобразная структура (ИГЦ) и геоструктурные признаки ударных процессов (GIS-ENDDDB, SL2013sv): а – томографический разрез ИГЦ по профилю AA' (Рисунок 5.77б); б-е – примеры наблюдений ударных признаков: б – проникающего действия ударника в мягкий материал для фрагмента Сихотэ-Алинского железного дождя [Зоткин, 1970] (1 - рыхлый грунт, 2 - мелкий насыпной материал, 3 - вода, 4 - метеоритные осколки, их окислы); в-д - результаты искусственно смоделированных взрыва и удара: в – схема строения воронки взрыва на выброс (звездочка – место заложения взрывчатого вещества) [Ударные кратеры..., 1983]; г – колбообразная форма микрократера и очертание поверхностного откола (создающего концентрические трещины) в лабораторных экспериментах с железным ударником и мишенью из натрово-известкового стекла: $L=d=2\text{мкм}$, $V=5.8\text{ км/с}$ (в мишени из плавленного кварца глубина результирующей лунки и диаметр зоны откола увеличиваются) [Vedder, 1974]; д - образование ударных кольцевых трещин [Greeley, 1980]; е – кратер в стальной преграде от удара компактной массой (сгустком частиц вольфрама: $L\sim 5\text{мм}$) со скоростью 24 км/с (прямой удар в замкнутое пространство: 1 - трубка, по которой движется сгусток, 2 - преграда) [Русаков, 1966]; ж-з – варианты томографического разреза (ячейка осреднения $15\times 25\text{ км}$) по направлению наклона ИГЦ-аномалии (профили Рисунка 5.77а поперечные всем другим направления: ж - правому, з - левому) с различной градацией цветовой шкалы (слева направо): 12 цветов, 36 цветов, 24 цвета (шкала S_V в % к базовой). Глубина разрезов (а, ж-з) 700 км.

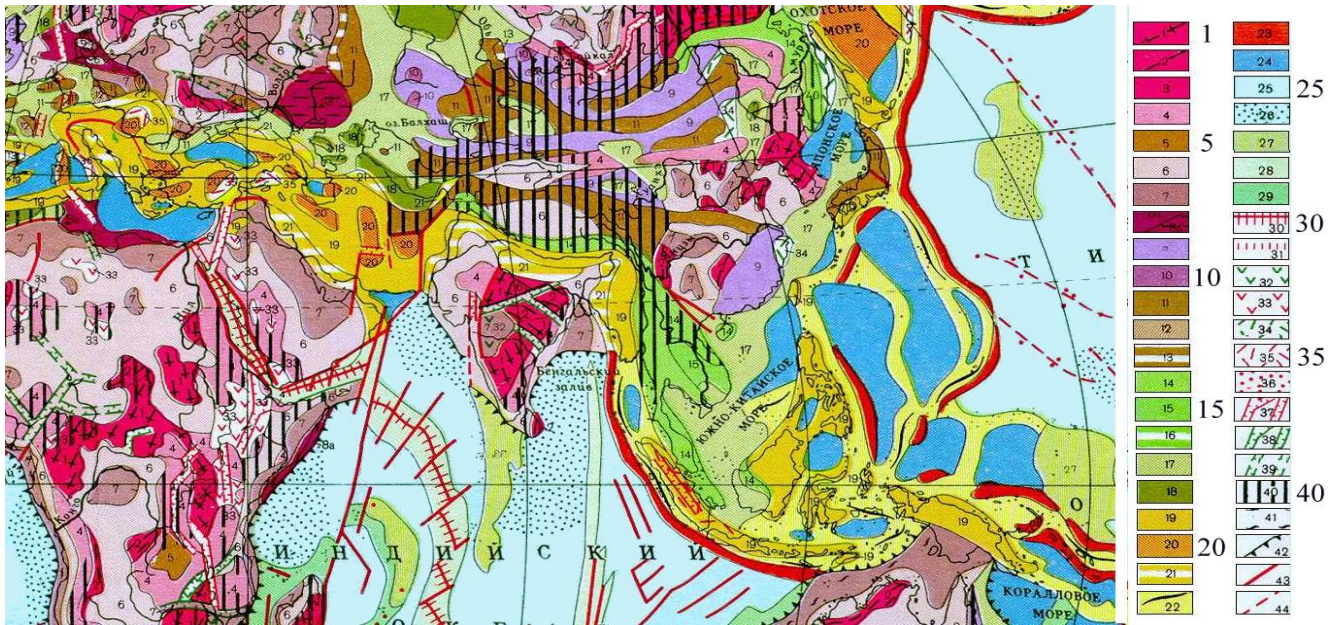


Рис. 5.83. Фрагмент тектонической карты мира [Хаин, 1964]: 1-24 – Материки: 1-8 – докембрийские платформы (1-4 – щиты, 5-8 – плиты), 9-13 – области палеозойской складчатости; 14-16 – области мезозойской складчатости; 17-18 – эпипалеозойские и эпимезозойские плиты; 19-21 – области кайнозойской складчатости; 22-24 – современные геосинклинальные области; 25-36 – впадины океанов: 32-36 – мезозойский и кайнозойский вулканизм; 37-39 – современные, кайнозойские и мезозойские рифтовые зоны; 40 – зоны кайнозойского горообразования в областях докайнозойских материковых платформ; 41 – периокеанические прогибы; 42 – зоны сочленения материковых массивов с океаническими впадинами (материковый склон); 43 – крупнейшие глубинные разломы; 44 – предполагаемые глубокие крупные разломы и трещины.

Положительная S_V -аномалия ИГЦ, проявляющая наклонный характер структуры, имеет значения до $\sim 0.8\%$. Более расширенная шкала цветов, чувствительная к вариациям до $+0.35\%$ и до $+0.25\%$, показывает в области ИГЦ процесс растекания вещества вдоль уровня $H \sim 300$ км (Рисунок 5.82ж).

Отметим, что томографические разрезы выявляют также повышенное скопление каналобразных погружений литосферы на глубину переходного слоя вдоль отмеченного на Рисунке 5.77б дугообразного «шлейфа» импактных кольцевых структур. Это проявляется также во множестве локальных аномалий выпуклой формы на карте поля скоростей на уровне $H=125$ км (Рисунок 5.77б) и зоной кайнозойского горообразования в областях докайнозойских материковых платформ (условное обозначение 40 на Рисунке 5.83). Образование множества

каналов на площади под центральным Тибетом (Рисунки 5.64б, 5.76в) (т.е. в зоне активного надвигообразования [Baranowski, 1984; GPS velocity..., 2010]) до сих пор объяснялось не вполне ясной моделью «мантийной субдукции» [Hynes, 1996; Добрецов, 2001; Building the Pamir-Tibetan..., 2017] (Рисунок 5.85).

Симметрично рассматриваемому Индокитайскому центру (ИГЦ) “Зондско-Марианского” кольца отмечается второй, менее выраженный Филиппинский центр (ФЦ), соответствующий расположению двух подводных вулканов в центре Филиппинского моря (Рисунки 5.77б, 5.81в) (близ ИГЦ также есть подводные вулканы: острова Золы и Ветеран (Рисунок 5.77б)). Отметим, что котловина Филиппинского моря характеризуется перемешанностью и брекчированностью осадочных пород: четвертичные осадки перекрываются более древними отложениями осадочного чехла и магматическими породами фундамента [Волохин, 2010].

ИГЦ и ФЦ оконтуриваются общим кольцевым разломом с $D=5400$ км (что согласно рассмотренным выше экспериментальным данным [Мелош, 1994; Нигматзянов, 2015] по эффективной глубине проникновения, может соответствовать диаметру L ударника $L \geq D/40 \Rightarrow L \geq 135$ км) и разделены осевым «срединным хребтом» вдоль Тайвань-Филиппинской дуги (что может являться признаком двойного удара (см. также Рисунок 5.57б)).

Учитывая, что относительно оси \mathfrak{U} -образной структуры наблюдается билатеральная симметрия её кулисообразных ветвей (Рисунки 5.77а, 5.78), а наиболее сейсмоактивные и максимальные по глубине каналы пододвигания приходятся на противоположные точки разворота ветвей (это симметричные “Япономорский” и “Юговосточно-Тибетский” глубинные каналы - Рисунок 5.81б), можно предположить, что \mathfrak{U} -образная структура образовалась вследствие объединения двух разномасштабных и разновозрастных кольцевых структур.

Более древняя структура сохранилась в виде кулисообразной дуги по краю Евразийской плиты и выражена интенсивной положительной аномалией S_V на глубинах 225 км и более (белая дуга на Рисунке 5.77а, окружность на врезке

Рисунка 5.77а). Волнистый контур дуги создан множеством глубинных каналов по её периметру, таких как (слева-направо): “Персидский” и “Кабульский”, “Средне-Тибетский” и “Юговосточно-Тибетский”, “Япономорский” и “Курильский”. Вероятно, изначальное количество «каналов» было большим, но часть из них разрушена (в интенсивной положительной аномалии S_V на глубине 475 км сохранилась лишь нижняя резервуарная часть этих каналов: см. цепочку положительных максимумов вдоль дуги на Рисунке 5.77а и пример глубинного резервуара в центре профиля 2, отмечаемого также в разрезе по профилю 2 на Рисунке 5.81б). Остальные каналы проявлены в аномалиях благодаря продолжившемуся перемещению по ним литосферного материала (например, “Средне-Тибетский”), но лишь единицы из них проявляются в современных сейсмогеодинамических процессах, связанных с интенсивным перемещением в них материала (“Персидский”, “Юговосточно-Тибетский”, “Япономорский”).

Возможно, что до формирования “Зондско-Марианского” кольца процесс субдукции осуществлялся по периметру этой гигантской дуги диаметром ~9000 км (Рисунок 5.77а), т.е. вдоль края Евразийской плиты. Свидетельством этой палеосубдукции остались сейсмически неактивные ныне “Средне-Тибетский” и другие каналы. Верхней временной границей активности Евразийской палеосубдукции можно обозначить, например, период 32-17 млн. лет назад, предшествующий отделению Японских островов от материка и формированию Идзу-Бонинской дуги [Голозубов, 2004]. Со времени образования «Зондско-Марианской» кольцевой структуры диаметром ~5400 км (впервые выделенной в работе [Зейлик, 1978]), субдукция могла переместиться в область молодого кольцевого разлома (вдоль Зондской, Идзу-Бонинской и Тайвань-Филиппинской дуг), повернув по часовой стрелке Индийскую плиту и изменив режим активности “Средне-Тибетского” и других каналов.

О том, что полученное в результате объединения двух кольцевых структур **U**-образное образование периодически активизируется в качестве «единой геодинамической структуры», говорит отмечаемая в период с 1945 по 2000 годы

[Дядьков, 2005] корреляция сейсмичности между БРЗ и ДВЗС (т.е. между отдельными её удаленными краями) (см. также Рисунок 4.22). Отметим также корреляцию коровых и глубокофокусных землетрясений, аналогичную отмеченной в пределах “Внутриазиатского” сейсмолинеамента (Рисунок 5.75).

По данным каталога NEIC в 2002-2013гг в пределах ЮАС обнаруживается стопроцентная корреляция между глубокофокусными ($M_w \geq 7$) и коровыми ($M_w \geq 7.9$) событиями с временем задержки не более 1.5 лет (Рисунок 5.84а). В Таблице 6 эти события пунктирными линиями разделены на группы, внутри каждой из которых над сплошной чертой показано глубокофокусное форшоковое землетрясение (или их серия), а под чертой – близкое по времени коровое событие. Лишь несколько Дальневосточных событий с $M_w \geq 7$, относящихся к оторванному от верхних слоев массиву литосферного материала в переходном слое (или к слою растекания) (Рисунок 5.72в), не имеют связанных с ними последующих событий с $M_w \geq 7.9$ в земной коре (2008.7. 5, $H=632$ км; 2008.11.24, $H=492$ км; 2012.8.14, $H=583$ км). После 2013 года по данным NEIC коровые события с $M_w \geq 7.9$ и $H \leq 50$ км в области ЮАС прекратились, и дальнейшая корреляция проведена с учетом землетрясений каталога ISC (Таблица 6).

Таблица 6.

Корреляция глубинных ($M_w \geq 7$, $H \geq 100$ км) и коровых ($M_w \geq 7.9$, $H \leq 50$ км) землетрясений в пределах ЮАС за 2002-2018гг с добавлением Алтайского (АЗ).

год	мес	дд	чч	мм	сек	широта	долгота	глуб	M_w	
2002	3	3	12	8	7,8	36,43	70,44	209	7,0	
2002	3	3	12	8	19,7	36,50	70,48	225	7,4	
2003	9	27	11	33	25,1	50,04	87,81	16	7,3	АЗ
2002	6	28	17	19	30,3	43,75	130,67	566	7,3	
2002	11	17	4	53	53,5	47,82	146,21	459	7,3	
2003	9	25	19	50	6,4	41,81	143,91	27	8,3	
2004	7	25	14	35	19,1	-2,43	103,98	582	7,3	
2004	12	26	0	58	53,5	3,29	95,98	30	9,0	
2005	2	5	12	23	18,9	5,29	123,34	525	7,1	

2005	3	2	10	42	12,2	-6,53	129,93	201	7,1	
2005	3	28	16	9	36,5	2,08	97,11	30	8,6	
2005	10	8	3	50	40,8	34,54	73,59	26	7,6	
2006	1	27	16	58	53,7	-5,47	128,13	397	7,6	
2006	11	15	11	14	13,6	46,59	153,27	10	8,3	
2007	1	13	4	23	21,2	46,24	154,52	10	8,1	
2007	8	8	17	5	4,9	-5,86	107,42	280	7,5	
2007	9	12	11	10	26,8	-4,44	101,37	34	8,5	
2009	8	9	10	55	55,6	33,17	137,94	297	7,1	
2010	7	23	22	8	11,2	6,72	123,41	607	7,3	
2010	7	23	22	51	12,4	6,49	123,47	585	7,6	
2010	7	23	23	15	10,2	6,78	123,26	640	7,4	
2011	3	11	5	46	24,1	38,30	142,37	29	9,0	
2011	12	14	2	59	38,5	-7,56	146,80	140	7,1	
2012	4	11	8	38	36,7	2,33	93,06	20	8,6	
2012	4	11	10	43	10,8	0,80	92,46	25	8,2	
2012	12	10	16	53	8,8	-6,53	129,82	155	7,1	
2013	2	6	1	12	27,0	-10,74	165,14	29	8,0	
2012	8	14	3	5	52,8	49,80	145,06	583	7,7	
2013	2	2	14	17	34,8	42,78	143,15	105	7,2	(ISC)
2013	4	19	3	5	52,8	46,22	150,78	112	7,2	
2013	5	24	5	44	49,6	54,87	153,28	609	8,3	
2014	6	23	20	53	9,7	51,85	178,74	109	7,9	
2014	11	9	14	38	15,6	46,93	140,63	10	9,4	(ISC)
2013	9	1	11	52	32,1	-7,54	128,26	135	7,0	(ISC)
2013	12	4	17	39	28,6	8,38	102,71	464	7,7	(ISC)
2014	9	17	6	14	44,7	13,82	144,42	129	7,9	(ISC)
2014	11	15	2	31	39,8	1,89	126,44	43	7,9	(ISC)
2015	2	27	13	45	5,4	-7,30	122,53	552	7,0	
2015	12	9	10	21	51,2	-4,10	129,64	42	8,1	(ISC)
2014	12	17	22	32	46,3	46,02	150,86	102	7,0	(ISC)
2015	5	30	11	23	2,1	27,84	140,49	664	7,8	
2016	4	15	16	25	6,2	32,79	130,75	10	7,0	
2016	12	8	17	38	46,3	-10,68	161,33	40	8,4	(ISC)
2015	10	26	9	9	32,8	36,44	70,72	213	7,5	
2015	12	7	7	50	4,4	38,17	72,93	10	7,9	(ISC)
2016	1	30	3	25	12,2	53,98	158,55	177	7,2	
2016	7	29	21	18	24,7	18,54	145,51	196	7,7	
2017	1	10	6	13	48,1	4,48	122,62	627	7,3	
2017	7	17	23	34	13,7	54,44	168,86	10	7,7	
2018	1	23	9	31	40,9	56,00	-149,17	14	7,9	

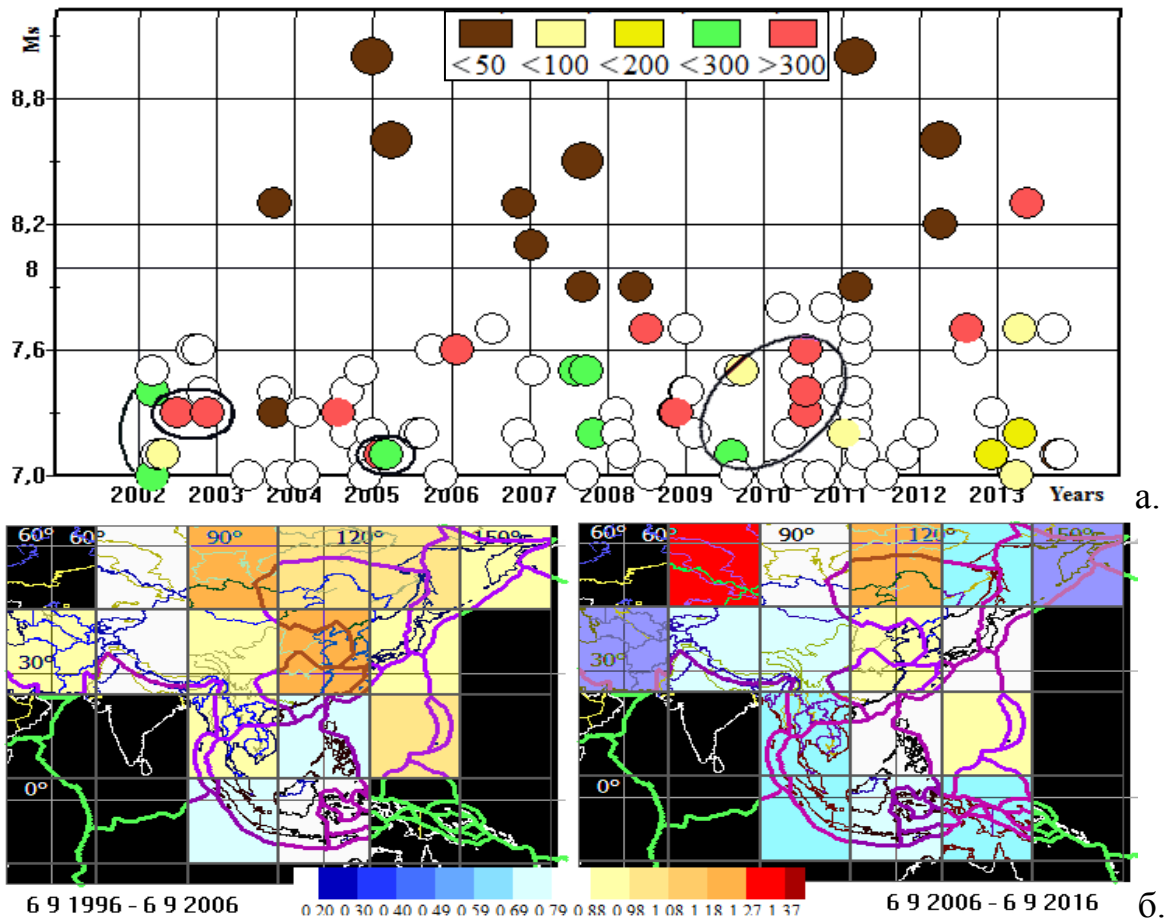


Рис. 5.84. Данные исследования ЮАС в системе GIS-ENDDDB, использованные для сейсмо-прогнозных оценок: а – временная корреляция в пределах \bar{U} -образной структуры удаленных событий каталога NEIC глубинной ($M_w \geq 7$, $H \geq 100$ км) и коровой ($M_w \geq 7.9$, $H \leq 50$ км) сейсмичности в 2002-2013г (выделены некоторые пары и серии глубинных событий в соответствии с Таблицей 6, цветом показана глубина в км); б – изменение характеристики b -value (по последовательным 10-летним интервалам времени; ячейка $25 \times 25^\circ$, $3.5 \leq M_s \leq 9$, $H_{\text{MAX}}=50$ км, $\sigma \leq 0.3$, афтершоки удалены), показывающее на последнем интервале значительное понижение значений в области, прилегающей к полуострову Камчатка.

Возможно, передача возмущения от процессов глубинной перестройки среды на верхние (коровые) уровни происходит через вязкоупругую (характеризующуюся повышенными скоростями S_V -волн) симметричную систему погруженных на глубину пластин-слэбов и каналов, обрамляющих ЮАС по периметру, а также нижележащий слой продуктов субдукции.

Выявленная корреляция позволила сделать предположение о том, что крупное глубокофокусное землетрясение Южно-Азиатской структуры (10.1.2017, $M_W=7.3$), произошедшее в географическом центре “Зондско-Марианского” кольца (в море Целебес) на аномальной глубине 627 км (большой белый кружок на Рисунке 5.77б), может оказаться предвестником крупного корового события с $M_W \geq 7.9$ в срок до середины 2018г [Михеева, 2017].

Эта оценка подтверждалась тем, что накануне катастрофического землетрясения Тохоку произошло множественное глубокофокусное землетрясение (23.07.2010, $H=585-634$ км, $M_S=7.1-8.2$, $M_W=7.3-7.6$), а через полгода ещё одно (каталог ISC: 10.02.2011, $H=531$ км, $M_S=7.6$) тоже в море Целебес, но на порядок более мощное, чем в 2017г.

В работе [The software using digital databases..., 2017] местом предполагаемого события автор прогнозировала области близ берегов Камчатки, Восточный Иран или Суматра (Рисунок 5.84б), показывающие самое большое понижение b (0.3-0.4). Предложенный прогноз подтвердился – на правой кулисообразной ветви (протяженность глубинных ветвей ЮАС видна на Рисунке 5.78 и на врезке Рисунка 5.77а) в сентябре 2017 года произошло крупное событие в районе Командорских островов (17.07.2017, $H=11$ км, $M_S=7.7$), а в начале 2018 года – у берегов Аляски (23.01.2018, $H=25$ км, $M_W=8.0$ по каталогу CSEM).

5.2.5. Изучение Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной области по томографическим данным

Рассматривая различные гипотезы образования Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны (ПГСЗ) [Billington, 1977; Chatelain, 1980; Каток, 1985; Hamburger, 1992; Sarkar, 2004; Шевченко, 2010; Building the Pamir-Tibetan..., 2017], можно сделать вывод о том, что её происхождение в настоящий момент бесспорно не установлено. Привлечение данных глубинной томографии могут подтвердить, опровергнуть или предложить новую точку зрения в этом вопросе.

Основными характеристиками ПГСЗ, выявленными средствами GIS-ENDDB являются:

1) столбообразная, аномальная по глубине (до 350 км) сейсмическая активность (по меньшей мере, последнего тысячелетия до настоящего времени) в пределах узко-локализованной области (Рисунок 5.64а). Облако сейсмичности в плане имеет шлейфообразное простирание (вдоль Бартанг-Пшартского (БП) глубинного разлома до его глубинного схождения с Центрально-Памирским (ЦП): названия разломов согласно [Мирзоев, 1988] отмечены на Рисунке 4.46) и наклонное (с увеличением глубины в направлении с СВ на ЮЗ) простирание в разрезе (Рисунок 5.64а);

2) в плане “гнездовое” скопление эпицентров ПГСЗ оказывается областью пересечения трансрегиональных сейсмолинеаментов, включая Внутриазиатский горный пояс (“Внутриазиатский” глобальный сейсмолинеамент) и Альпийско-Гималайский пояс сейсмичности (Рисунок 4.47);

3) наличие над ПГСЗ многокольцевой эллипсоидной аномалии силы тяжести с диаметрами колец по большой оси от 150 до 500 км (Рисунок 5.64а), включая зону погруженного кольца $D \sim 300\text{--}400$ км (на котором, в частности, расположена Таджикская депрессия), а также интенсивной аномалии ТП, приуроченной к началу наклонного Памиро–Гиндукушского «сейсмического гвоздя» [Шевченко, 2011; Вадковский, 2012] (центры гравитационной и тепловой аномалий указаны стрелками на разрезе Рисунка 4.40а).

4) наличие по данным томографии над ПГСЗ мощного (двоекратно утолщенного до 60-90 км) слоя земной коры, характеризующегося аномально пониженной сейсмической скоростью (Рисунок 5.85, а-б) отражается в данных гравиметрии, «противоречащих принятой гипотезе изостазии» [Антонов, 2003].

Максимальная плотность гипоцентров землетрясений достигается на глубинах 100-150 и 200-350 км, а в плане составляет полосу шириной около 100 км и протяженностью около 600 км [Лукк, 1970]. При этом на глубинах более 200 км за всю историю наблюдений (с 958 года по каталогу SIGN) произошло >60% сильнейших ($M_s \geq 7$) событий ПГСЗ.

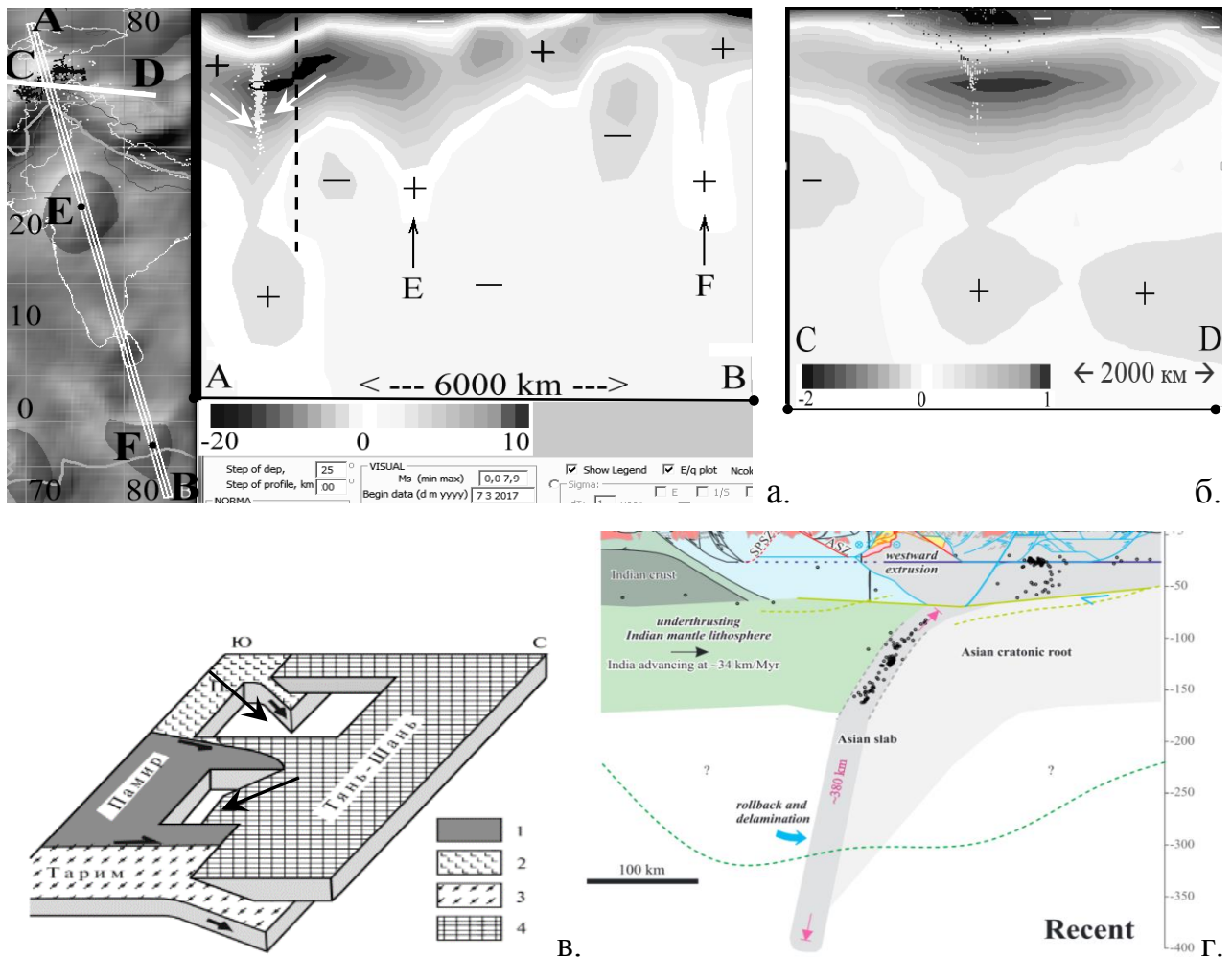


Рис. 5.85. Скоростные разрезы по субмеридиональному АВ и субширотному CD профилям (GIS-ENDDDB, SL2013sv): а – АВ (вдоль коллизии Индийской (ИП) и Евразийской плиты (ЕП)), пересекающий глубокие положительные каналы (слева-направо): “Памиро-Гиндукушский”, “Индостанский” (Е) и гвоздеобразное образование на границе ИП и Австралийской плиты (F), б – CD (по вектору движения ЕП); в-г – существующие модели взаимодействия ИП, ЕП и Персидской плиты в области ПГЗ: по [Буртман, 2012] (в) и [Building..., 2017] (г).

Анализ распределения параметров механизмов очагов (Рисунки 4.25, 4.40) показывает для событий глубже 100 км значительное преобладание взбросовых подвижек - от 70 до 100% от общего числа определений (см. последний график на Рисунке 4.25б), что может свидетельствовать, например, о «привносе материала» [Шевченко, 2010].

Существование субвертикальных зон сейсмичности подобной конфигурации (названной «сейсмическими «гвоздями»), отмечается различными авторами [Шевченко, 2011; Вадковский, 2012] также в зонах субдукции (врезка на Рисунке 5.72) и на менее масштабных (по магнитудам, времени существования и по глубине) уровнях: в действующих вулканах, сдвиговых зонах, зоне Вранча, в районе Таджикской депрессии, в областях активизации Култуковского и Алтайского землетрясений [Вадковский, 2012].

Рассмотрение карт сейсмических скоростей S_V на различных уровнях глубины выявляют соответствие ПГЗ вершине Λ -образной (в плане) аномалии повышенных значений скоростей, имеющей (на $H \geq 175$ км) локальный максимум в точке ПГЗ и оконтуривающей с севера клинообразный край Индийской плиты в области Индо-Евразийской коллизии. Сжатие в направлении оси симметрии этого клина в настоящее время незначительно (15-30 мм/год [GPS velocity..., 2010; Буртман, 2012]) в сравнении с основным вектором движения Индийской плиты на запад-северо-запад. Этот факт не позволяет связывать рассматриваемую аномалию ПГЗ и сейсмическую активность в её центре исключительно с современным фронтом пододвигающегося края Индийской плиты.

На вертикальном томографическом разрезе (Рисунок 5.85а) заметно, что высокоскоростная аномалия в области ПГЗ имеет форму обособленного «очага» с максимумом плотности на 110 км глубже, чем такая же интенсивная аномалия, связанная с фронтом пододвигающегося края Индийской плиты (граница их разделения показана вертикальной пунктирной линией на Рисунке 5.85а), а также отличается от последней своей горизонтальной ориентацией (Рисунок 5.85а). Относительно встречного фронта Евразийской плиты рассматриваемая аномалия расположена глубже на ~ 90 км (Рисунок 5.85а).

Логично предположить, что отмечаемая локальная аномалия указывает на наличие здесь очага сверхплотного пластического материала, перемещение которого в условиях регионального сжатия (Рисунок 4.39) вызывает уплотнение пород в нижнем направлении (создавая столб повышенной плотности) и

вспучивание пород - в верхнем (создавая мощный слой разуплотненных пород в верхней части разреза) (Рисунки 5.85 а-б). О признаках прогрева коры в ПГЗ в позднеколлизийное время, выразившегося в интенсивном гранитном магматизме и сменившегося процессами воздымания территории, упоминается, например, в работе [Иванова, 2005].

В такой модели понятен механизм контроля поверхностной сейсмичности со стороны глубинных процессов: тектоническое «выжимание» вещества из сверхсжатого магматического очага вызывает перенос материала в верхние слои литосферы, что активизирует глубинные, а затем и поверхностные разломы, вызывая сначала мантийные, а затем и коровые землетрясения.

Дискуссию о возможных причинах образования глубинного очага сверхсжатого материала оставим за пределами данной работы. Но отметим, что в терминах «ударно-взрывной тектоники» [Баренбаум, 2013; Нигматзянов, 2015] огромная кинетическая энергия высокоскоростных ударников, может способствовать преодолению толщи пород в сотни километров, вызывая их нагрев и плавление, т.е. создать долгоживущий (сотни тысяч лет, согласно [Латыпов, 2012]) глубинный очаг дальнейшей тектонической активности. Пересекающие такие зоны глобальные сейсмолинеаменты могут активизироваться глубинной активностью очага и другими геологическими процессами, в том числе, вызывающими движение плит и агломератов и описанными в терминах тектоники плит [Pegler, 1998; Sippl, 2013].

Выводы

В последних разделах продемонстрированы примеры сравнительного геоинформационного подхода в использовании данных, функций и цифровых моделей программной системы GIS-ENDDDB для получения косвенных знаний в

области геодинамики тектоносферы. Решающее значение в этих примерах имели цифровые модели геофизических данных. Каждый пользователь, оперируя предлагаемым инструментарием, может визуализировать данные реальных наблюдений в виде карт и разрезов, подтверждая или опровергая свои априорные представления.

В рассмотренных примерах основной итог экспертно-геоинформационных исследований может быть следующим:

1. Выявлены геофизические мегаструктуры Азии:
 - Южно-Азиатская \bar{U} -образная структура.
 - Внутриазиатский сейсмолинеament, включающий Памиро-Гиндукушскую сейсмофокальную зону,
2. Выявлены закономерности, которые могут охарактеризовать тектонику и сейсмогеодинамический режим «единых геодинамических мегаструктур»:
 - периодическая временная корреляция землетрясений, принадлежащих различным геодинамическим обстановкам в пределах структуры,
 - билатеральная симметрия в конфигурации глубинных разломов (в частности, границ плит),
 - временная корреляция глубокофокусных и коровых событий,
 - билатеральная 3D-симметрия глубинных структур (в частности, в конфигурации структур погружения литосферного материала по данным томографии),
3. Выявление «единых геодинамических мегаструктур» глубокого заложения полезно для прогнозирования места крупных коровых землетрясений.

Для выявления роли очаговой глубинной активности в процессах сейсмогеодинамики, очевидна необходимость развития геоинформационных средств для комплексного изучения глубинных структур. Развитие ГИС-средств должно идти по пути наполнения их новыми данными, дающими представление о глубинном строении тектоносферы, а также инструментами анализа этих данных.

В GIS-ENDDDB для изучения глубинной тектоники используются как функции анализа глубинного распределения сейсмичности и полей напряжений, так и функции визуализации в разрезе цифровых моделей томографии.

Развитие аппарата линеаментных построений, в том числе и по глубокофокусным землетрясениям, методик выявления гигантских кольцевых структур, позволит глубже изучить взаимное соответствие выявляемых структур центрального и линейного типа, связанных с глубинными процессами. Включение данных глубинной томографии (до глубин переходного слоя между верхней и нижней мантией), глубинные разрезы и карты, полученные с помощью функций визуализации этих данных, позволяет значительно расширить наши знания о причинах образовании кольцевых и линейных структур на поверхности.

Сопоставление данных различных геофизических наблюдений, обнаружение не объясненных современными представлениями ортогональных и косоориентированных узко-локализованных структур, проникающих в слои верхней мантии, позволяет при описании этих крупных образований опираться не только на систему взглядов плитной [Трифонов, 1987; Николаев, 1988; Зоненшайн, 1990; Pegler, 1998; Douwe, 2011; Буртман, 2012; Sippl, 2013; Building the Pamir-Tibetan..., 2017], плюмовой [Maquyama, 1994; Пучков, 2009; Губанова, 2012; Добрецов, 2015] и ротационной [Расцветаев, 1987; Мясников, 2010] тектоник, но и представления ударно-взрывной тектоники [Зейлик, 1978; Ударные..., 1983; Глуховский, 2015; Добрецов, 2015].

Поиск признаков идентификации геофизических мегаструктур в качестве геодинамических образований, контролирующей современную тектоническую активность на огромных территориях и большом диапазоне глубин, является важной фундаментальной задачей геодинамики. Основываясь на предположении о едином механизме образования (возможно, наложенного на другие процессы) диагностируемой мегаструктуры и обнаруживая в ней закономерности развития сейсмического процесса, можно приблизиться к решению задач сейсмо-прогноза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создана новая, наиболее актуальная в своей области специализированная база данных природных катастроф Земли GIS-ENDDDB, обеспечившая компьютерным рабочим столом исследователя по геодинاميке. База данных функционирует в программной геоинформационно-вычислительной оболочке в формате приложения для персонального компьютера. Актуальность решенной задачи, связанной с расширением системы изучения сейсмичности GIS-EEDB до системы изучения геодинاميки GIS-ENDDDB, обеспечивается тем фактом, что хотя исследование сейсмогеодинамического режима в зонах подготовки землетрясений важно для объяснения происхождения того или иного сейсмического события, но оно не дает представления об общей геодинамической обстановке вокруг сейсмической зоны и не может быть использовано для понимания закономерностей геотектонического процесса в целом и степени его влияния на прогнозируемые катастрофические события.

Уже на этапе разработки сейсмологического прототипа информационное наполнение и математическая поддержка системы получили признание и востребованность исследователей многих научных организаций РАН и за рубежом, найдя свое применение в научно-исследовательских институтах (ИНГГ, ИФЗ, Геологическом институте РАН, Сейсмологическом институте Туркменистана и др.), ВУЗах (НГУ, Университете Айзу, Япония), Геофизической службе РАН (Приложение 1).

В настоящее время в этих организациях внедрено несколько прототипов и модификаций геоинформационной системы GIS-ENDDDB (the Earth's Natural Disasters Database). Это, прежде всего, разработанная в лаборатории Естественных геофизических полей Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН система GIS-EEDB, где она и функционирует. Внедрена она и в компьютерном классе кафедры геофизики Новосибирского государственного университета для использования на практических занятиях по сейсмологии, а в Университете Айзу

(в качестве модификации Fukushima-EEDB) - для изучения сейсмичности префектуры Фукусима. Модификации системы, адаптированные к требованиям конкретных территории, внедрены в подразделениях службы Геофизической службы РАН в г. Обнинск и её региональных филиалах: Северо-Осетинском, Дагестанском, Кольском, Камчатском, Магаданском, Байкальском и др. [Петрова, Красилов, Михеева, 2013]. Факт внедрения в подразделения Геофизической службы РАН закреплен в четырех Актах о внедрении за 2012-2013г (см. Приложение 1). В Научно-исследовательском институте сейсмологии Туркменистана, в двух лабораториях Института Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН и Ордена Трудового Красного Знамени Геологическом институте РАН также внедрены демонстрационные версии ограниченной функциональности (см. приложение 1: Акты о внедрении за 2013-2017гг).

Адаптация и применение инструментария GIS-EEDB для изучения сейсмичности различных территорий привели к усовершенствованию самой системы, наполнению её новыми специализированными данными. Более детальное фактографическое наполнение системы для изучения локальной сейсмичности Ключевской группы вулканов, Алтайской горно-складчатой области, Байкальской рифтовой зоны позволили в дальнейшем использовать эти данные для сравнительного анализа новых, менее изученных и не имеющих столь детального фактографического материала областей. В настоящее время наиболее представительными являются каталоги Алтае-Саянского филиала ГС СО РАН ($M_{ГПР} = 2$), Байкальского филиала ГС СО РАН ($M_{ГПР} = 1.5$), Казахстана ($M_{ГПР} = 1$) и каталог японских землетрясении агентства JMA ($M_{ГПР} = 2.5$ для событий с $H \leq 40$ км).

Возможность для каждого пользователя вносить собственные данные в систему широко используется сейсмологическими службами и исследовательскими институтами и приносит практическую пользу в их научных исследованиях и решении специализированных задач различного уровня сложности, начиная с таких, как автоматизация построения карт эпицентров и

механизмов очагов землетрясений (в сопоставлении с новой геолого-географической и тектонической информацией), автоматизация процесса анализа информации о пространственно-временном распределении сейсмичности регионов России, Северной Евразии и др. (ФИЦ ЕГС РАН), до оценивания сейсмологических параметров тектонических мегаструктур с целью районирования их сейсмоактивных зон (ГИН РАН). Расширение круга решаемых задач и пополнение баз данных системы специализированной информацией для новых задач заставляет пополнять систему и новыми функциями обработки данных, алгоритмами их анализа. Этому способствует простая среда разработки системы, её переносимость и постоянная актуализация.

Геоинформационная система GIS-ENDDDB представляет собой сложный комплекс необходимых информационных, программных, математических и алгоритмических средств исследования сейсмогеодинамического режима, импактного структурообразования, геотектонических и геофизических особенностей проявления этих процессов. Система становится более обозримой при рассмотрении её в виде трех функциональных частей.

Первая часть связана с исходным качеством GIS-ENDDDB как специализированной базы данных. Разработаны оптимальные для данной предметной области форматы и структуры хранения данных, предложена доступная для пользователя система конвертирования данных. Высокие требования к содержанию каталогов и баз данных привели к созданию сводных сейсмологических и импактных каталогов, разработана соответствующая программная поддержка их создания и пополнения. Создан расширенный список сейсмологических каталогов, включающий в себя как преобразуемые в специальный формат данные известных агентств, так и авторские сводные каталоги. Авторским является также каталог импактных структур Земли, поддерживаемый и собираемый автором из различных источников в течение 14 лет. Каталоги снабжены информацией о достоверности того или иного события, погрешности измерений параметров событий.

Полученная информационная база катастрофических событий в высокой степени повышает эффективность анализа (скорость обработки информации и достоверность получаемых результатов). Компактное хранение данных в пакете GIS-ENDDDB обеспечивается их преобразованием в бинарный вид, а скорость работы с данными в среде GIS-ENDDDB (при их визуализации или анализе) обеспечивается их загрузкой единым блоком в динамическую структуру, создаваемую в оперативной памяти компьютера.

С другой стороны, работа комплекса GIS-ENDDDB функционально неразрывна с технологиями ГИС-систем. В настоящее время можно утверждать, что существующие программные разработки по исследованию каталогов природных катастроф не обладают независимыми геоинформационными технологиями такой мощности, как GIS-ENDDDB и ограничиваются в основном либо векторными географическими изображениями, либо конверторами для передачи результатов анализа в стандартные ГИС-системы. Последние значительно усложняют процесс получения геоинформационного результата.

В комплексной системе GIS-ENDDDB все функциональные системы (базы данных, программы их управления и анализа) интегрированы с географической программной оболочкой, реализующей в соответствии с заданными параметрами визуализации: псевдотрехмерную графику для отображения фона по выбранной цифровой модели, вывод выбранных событий, временные последовательности зональных карт распределения выбранной характеристики сейсмического режима для визуализации результатов анализа на выбранной площади (в том числе, произвольной конфигурации) или на плоскости разреза.

Как географическая, так и предметная БД, постоянно обновляются с учётом новых, появляющихся в свободном доступе данных. Последние изменения цифровых моделей рельефа позволяют рассматривать пространственные геоморфологические структуры выбранных областей с детальностью от 15 до 30 м (на локальном уровне исследования рельефа). Добавлены данные по глубинам Байкала и Каспийского моря (не имеющиеся в открытом доступе). Включены глобальные цифровые модели аномалий геофизических полей.

С методами анализа данных каталогов катастрофических событий связана третья часть комплекса. Для качественного анализа оптимизированы известные математические алгоритмы и реализованы новые программные алгоритмы расчета характеристик пространственно-временного распределения сейсмичности, энергетических и геометрических характеристик геотектонического процесса (визуализируемых в виде выделенных групп, линеаментов, зональных карт, изолиний, разрезов, таблиц).

Все алгоритмы и программы анализа данных сейсмологических и импактных каталогов на основе статистических методов разработаны автором. И хотя численные методы расчета части используемых характеристик известна, реализация их в алгоритмах автора дополнена параметрами учёта допустимой погрешности оценок и минимального объема выборки. Часть характеристик сейсмопроцесса, извлекаемых из данных каталогов, предложена впервые: изменение во времени относительной суммарной энергии землетрясений по выбранной аномалии затишья, расчет аномалий максимальных глубин землетрясений, суммарного вектора скольжения в очагах и т.д.

Создан новый алгоритм построения сейсмолинеаментов с учетом взаимного влияния полей тектонических напряжений между парой очагов сильнейших, хронологически последовательных событий сейсмолинеамента и принципа Гамильтона, активизирующего сейсмогенную структуру по Большому кругу Земли.

Предложен ряд рекомендаций по применению инструментария GIS-ENDDDB для анализа данных на основе многооконного интерфейса управления исследованием данных, произвольного комплексирования характеристик сейсмического процесса и одновременного рассмотрения их поведения на различных участках пространства и времени. Участки пространства предложено выбирать на текущей карте с помощью произвольно ориентированных прямоугольных областей, что позволяет осуществлять регионализацию сейсмичности. Таким образом, создан эффективный, многооконный, оптимально информативный человеко-машинный интерфейс для разномасштабного

сейсмогеодинамического и геотектонического исследования, основными достоинствами которого является простота и удобство использования, экономия времени и памяти, разнообразие функций.

Созданная математическая и геоинформационная база для комплексного анализа разнородных, но физически связанных в природе данных (сейсмологических, импактных, геофизических) позволяет интерпретировать выявленные геофизические структуры в качестве различных по тектогенезу и масштабу структурно-тектонических элементов, например, сеймотектонических или предположительно импактных, импактно-магматических, импактно-тектонических. Для соответствующей их диагностики на этапе интерпретации разработан комплекс признаков, выявленных по принципу широкой распространенности среди известных импактных структур и хорошей выраженности в рельефе или геофизических полях. Разнообразие алгоритмов (на основе статистических и формализованных методов) и методик (на основе диагностических признаков) выявления этих структур постоянно дополняется новыми.

Предложенные методики геоинформационно-экспертного подхода к получению новой информации (на основе всего разнообразия исходных данных и сравнения различных методов их анализа) и интерпретации результатов анализа, направлены, в конечном итоге, на извлечение новых знаний в области тектонического строения литосферы и верхних слоев мантии, геодинамического развития территорий и их влияния на процессы подготовки крупных землетрясений.

Основным итогом диссертации явилась разработка критериев построения специализированной базы данных природных катастроф и геофизических наблюдений, функционирующей в единой геоинформационной среде и позволяющей исследовать важные для задач геотектоники и геодинамики физические характеристики геосреды и их динамику. Эти критерии реализованы в системе GIS-ENDDB (the Earth's Natural Disasters DataBase):

1. Созданы базы данных природных катастроф Земли (землетрясений и импактных структур), механизмов очагов, цифровых моделей тектонической и геофизической информации, разработан инструментарий подготовки, конвертирования и добавления новых данных;

2. В единой геоинформационной среде объединены классические и новые взаимодополняющие алгоритмы анализа данных для выявления структур линейного и центрального типа и исследования их динамики (по напряженному состоянию среды, аномальным геодинамическим и геофизическим характеристикам, по группированию сейсмичности);

3. Предложен алгоритм построения сейсмолинеаментов на основе представлений о взаимном динамическом влиянии пары сильнейших, хронологически последовательных землетрясений, который позволяет при обоснованном выборе входных параметров выявлять геометрическую закономерность развития глубинного сейсмопроцесса, а при наличии определенных геофизических признаков - разломы мегаструктурного уровня.

4. Предложен ряд рекомендаций по применению GIS-ENDDDB для геодинамического исследования территорий на основе вариативного комплексирования геодинамических характеристик, структурных построений и заверки их результатами геофизических наблюдений, оптимизации параметров расчета и визуализации, других методов экспертно-геоинформационного подхода, позволяющего выбрать наиболее достоверный из множества вариантов.

Применение предложенных подходов позволило выявить:

1. Типовые морфоструктурные элементы кольцевых структур, связанные с их билатеральной симметрией, применимые для диагностики ударных кратеров, отличая их от кольцевых структур эндогенного происхождения (что важно также с точки зрения поиска полезных ископаемых ударного генезиса),

2. Типовую глубинную тектоническую структуру – узколокализованный субвертикальный (иногда косоориентированный) «канал» субдукционного погружения литосферного материала вглубь мантии, структурные характеристики которого изучены по разрезам сейсмотомографии,

3. Южно-Азиатскую мегаструктуру, объединившую типовые глубинные структуры (каналы и слэбы, кольцевые разуплотненные зоны) и обладающую признаками билатеральной симметрии в конфигурации геофизических аномалий, в распределении основных тектонических структур (разломов, орогенов и т.д.), в ориентации глубинных мантийных неоднородностей, а также длительными периодами корреляции между крупными землетрясениями этой структуры. Последний признак особенно важен для выявления среднесрочных предвестников крупных сейсмических активизаций.

Рекомендации по дальнейшей разработке данной темы связаны с потребностями в проведении коллективных исследований в многопользовательском режиме. Сетевая версия GIS-ENDDB помогла бы принимать коллективные экспертные решения по многим спорным вопросам, возникающим при выявлении новых геофизических структур с целью их геодинамической интерпретации и исследования динамики. Позволяя опираться при этом на созданные нами уникальные и наиболее информативные базы данных (по катастрофическим событиям и геолого-геофизическим наблюдениям), а также на предлагаемый набор методов анализа данных, наиболее актуальный для поставленных задач.

Перечень наиболее часто используемых сокращений и обозначений

σ – среднеквадратичное отклонение (дисперсия) точек графика повторяемости относительно аппроксимирующей прямой

ε или δ – погрешность, оцененная в процентах (3%) или в сотых долях (0.03)

ASTER GDEM, SRTM и др. - массивы свободно распространяемых цифровых моделей детального рельефа,

Az, L, n_{MIN} – параметры алгоритмов выявления сейсмолинеаментов (азимут, расстояние, количество точек в цепочке),

D – диаметр кольцевых структур

$E_{\text{отн}} (E_0), \nabla E_{\text{отн}}, K_{\text{СР}}, A (A_{15}, A_{10}), b$ (или γ), $Slip_{\text{СР}}, M_{\text{МАХ}}, H_{\text{МАХ}}$ - характеристики сейсмического режима: выделяемая землетрясениями суммарная энергия в единицу времени, её градиент, параметр концентрации сейсмогенных разрывов, сейсмическая активность (приведенная к 15 или 10 классу), угол наклона графика повторяемости по M_S (или K), суммарное направление скольжения в эпицентре, максимумы магнитуд и глубин землетрясений на ед. площади,

EISC – Earth's Impact Structures Catalog (Каталог импактных структур Земли),

GIS-EEDB – Expert Earthquake Database (Экспертная База данных землетрясений)

GIS-ENDDDB – Earth's Natural Disasters DataBase (База данных природных катастроф Земли),

GPS – Система Глобального Позиционирования

ISC, NEIC, SIGN, COMPLEX и др. – сокращенные названия сейсмологических каталогов даны в Таблице 2,

$K, M_S, M_W, M_{\text{ПР}}$ – энергетические шкалы величины землетрясения (класс, поверхностная магнитуда, магнитуда Канамори, представительная магнитуда),

$K_{\text{КОР}}$ – коэффициент корреляции двух временных графиков,

N – количество событий,

t и s – параметры времени и пространства,

R – радиус усреднения при трансформации гравитационного поля способом Андреева-Гриффина [Блох, 2009],

$Slip$ – параметр механизма очага: угол между простираем плоскости разлома и вектором подвижки,

S_V – скорость поперечных сейсмических волн в реализованной в GIS-ENDDDB томографической модели SL2013sv,

3D – трехмерный,

БД (СУБД) - баз данных (система управления БД),

БЗО – ближняя зона очага,

БК – см. **РО**

БРЗ – Байкальская рифтовая зона

ДДЗ – данные дистанционного зондирования Земли

ВА – “Внутриазиатский” сейсмо-линемент,

ГИС – гео-информационная система

ГС (ФИЦ ЕГС) - Геофизическая служба

ДВЗС – Дальневосточная зона субдукции

ИГЦ – Индокитайский гвоздеобразный центр (один из центров ЮАС)

ИВМиМГ (ВЦ) – Институт вычислительной математики и математической геофизики (Вычислительный центр)

ИНГГ - Институт нефтегазовой геологии и геофизики

КГВ – Ключевская группа вулканов

КИСЗ – Каталог импактных структур Земли

КС, ККС – кольцевые структуры, космогенные кольцевые структуры

КТ – космическое тело

МНК, ММП – методы наименьших квадратов и максимального правдоподобия,

ПГЗ (ПГСЗ) – Памиро–Гиндукушская (сейсмофокальная) зона,

ППП – пакет прикладных программ,

СВ, ЮЗ, ЮЮВ, ССЗ, ЗСЗ, ... – северо-восток, юго-запад, юго-юго-восток, северо-северо-запад, запад-северо-запад и т.д.,

СО РАН – Сибирское отделение Российской академии наук,

РО, БК – алгоритмы выявления сейсмолинементов, реализованные в GIS-ENDDB: распознавания образов (РО) и большого круга Земли (БК).

ТП – тепловой поток,

ТЦУК – тень центрального ударного конуса – срединный хребет внутри кратера, возможно, разделяющий мини-кратеры двойного удара,

ФЦ – центр Филиппинского моря,

ЮАС - Южно-Азиатская \bar{U} -образная глубинная структура.

Список терминов, определяемых в диссертации:

габлема: Гигантская предположительно космогенная кольцевая структура (астроблема) диаметром в сотни и тысячи километров [Зейлик, 1978].

глобальный сейсмолинеамент (сейсмолинеамент [Общее сейсмическое районирование..., 2016], глобальный линеамент [Забродин, 1981]): Линейно вытянутая, протяженная зона распределения очагов землетрясений мегаструктурного уровня (длиной от сотен до тысяч километров и шириной от первых до десятков и сотен километров), предположительно отражающая планетарный, генеральный по [Шерман, 2009] или глубинный по [Пейве, 1945] сейсмогенный разлом и его сегменты, характеризующиеся сходной геодинамикой.

единая геодинамическая структура: выявляемая геофизическими методами глубинная структура, объясняющая современные геодинамические процессы на огромных территориях и большом диапазоне глубин на основе предположения о едином механизме её образования. Характеризуется закономерной конфигурацией структурно-тектонических элементов и закономерностями в развитии сейсмического процесса.

канал: Направленная вглубь мантии цилиндрическая или воронкообразная структура (ортогональная или косоориентированная к поверхности), отмечаемая положительной аномалией S_V -поля, ширина и интенсивность которой обычно убывает с глубиной, что позволяет связать подобное образование с потоком движущегося (или законсервированного в прошлом движения) литосферного материала вглубь.

клиппены: Перемещенные крупные блоки (глыбовые брекчии) в краевых частях астроблем или за их пределами, а также центробежные надвиги по периферии кольцевой структуры, обычно приуроченные к авангардной части метеоритных кратеров, что может быть связано с вектором движения ударной волны по ходу движения космического тела от места его взрыва [Хазанович-Вульф, 2007].

сейсмолинеамент: Линейная или дугообразная структура, выявляемая по латеральному распределению сейсмичности заданного ранга магнитуд, прямо или косвенно связанная с активными разломами соответствующего ранга и отражающая современное напряженно-деформированное состояние верхних слоев литосферы.

регионализация сейсмичности: Выбор и сравнение отдельных регионов внутри рассматриваемой области, которые производятся с целью выявления возможной взаимосвязанности отдельных тектонических структур или учета их влияния на сейсмичность изучаемой зоны.

экспертный подход: Научный компьютерный эксперимент, проводимый пользователем-экспертом, заключающийся в итерационном уточнении параметров расчета и визуализации с учетом оценок достоверности построений предыдущего этапа, предоставляемых функциями системы GIS-ENDDB.

Список литературы

- Аалоз А.О. Ударные и ударно-взрывные метеоритные кратеры / А.О. Аалоз // Метеоритные структуры на поверхности планет. – М.: "Наука", 1979. – С. 149-158.
- Авершьев С.П. Исследование влияния материала частиц на параметры кратерообразования в плоской мишени при высокоскоростном ударе / С.П.Авершьев, П.В.Крюков, Н.Мамадалиев // Космонавтика и ракетостроение. – 2016. – № 4 (89) . – С. 91-98.
- Адилов З.А. К вопросу о кольцевой сейсмичности территории Дагестана. / З.А. Адилов, О.А. Асманов, З.И. Ашурбеков // Мат. 10-й Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» : сб. докл; отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С. 3-5.
- Астрооблемы на траппах - особенности строения, отличия от ударных структур на других мишенях / В.И. Фельдман [и др.] // Метеоритика. – 1985. – № 44. – С. 139-146.
- Алексеев А.С. Математические методы геоинформатики в многокритериальной оптимизации антиастероидных систем / А.С. Алексеев, Ю. А. Ведерников // Мат. Всероссийской конференции "Астероидно-кометная опасность-2005" (СПб, 3-7 октября 2005г.) : сб. докл. – СПб, 2005. – С. 5-6.
- Андерсон Д.Л. Сейсмическая томография / Д.Л. Андерсон, А.М. Дзевонский // В мире науки. – 1984. – № 12. – С. 16–25.
- Андреев С.И. Геодинамика Мирового океана / С.И. Андреев, С.И. Петухов, Т.Л. Ловчикова // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – М.: ГЕОС, 1999. – Т. 1. – С. 38-39.
- Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение / В.М. Анохин. – СПб: Недра, 2006. – 161 с.
- Анохин В.М. Линеаменты и регматическая сеть как реальные явления глобальной тектоники / В. М. Анохин, И. Э. Ломакин // Геология морей и океанов. – М., 2015. – Т. 5. – С. 9-13.
- Антонов Ю.В. О поверхности изостатического равновесия в верхних слоях земной коры / Ю. В. Антонов, В. И. Жаворонкин, С. В. Слюсарев // Геофизика. – 2003. – № 6. – С. 28-34.
- Антонов А.Ю. Эволюция главных геодинамических направлений современной геологической науки. Обзор материалов Российского Реферативного Журнала за 2008-2009 гг. (часть первая) / А. Ю. Антонов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2010. – № 2. – Вып. № 16. – С. 194-210.
- Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования / С.С. Арефьев. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 375 с.
- Бабазаде О.Б.О. Статистические и кинематические основы сейсмической геодинамики очаговых зон землетрясений и пространственно-временного прогнозирования : дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.10 / Бабазаде Октай Баба Оглы. – М., 2010. – 378 с.

База данных по современной планетарной геодинамике в Мировом центре данных Б2 / В.Н. Вадковский [и др.] // 7 Междунар. симп. по соврем. движениям зем. коры (Таллин, 8-13 сент., 1986) : тез. – Таллин, 1986. – С. 27.

Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии / А.А. Баренбаум. – М.: Изд. Дом «ЛИБКОРОМ», 2010. – 544 с.

Баренбаум, А.А. О происхождении новейших поднятий земной коры. Новая постановка проблем глобальной геодинамики / А.А. Баренбаум // Уральский геологический журнал. – 2012. – № 6(90). – С. 3-26.

Баренбаум А.А. Возможный механизм нагрева пород литосферы галактическими кометами / А.А. Баренбаум // Уральский геологический журнал. – 2013. – № 1(91). – С. 21-39.

Баренбаум А.А. Тектономагматические следствия падений галактических комет на планеты земной группы / А.А. Баренбаум // Экспериментальная геохимия. – 2014. – Т. 2. – № 1. – С. 20-26.

Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий : учебное пособие / Ю.И. Блох. – МГГА, 2009. – 231 с.

Брагинская Л.П. Опыт создания тематического интернет-ресурса "Активная сейсмология" / Л.П. Брагинская, А.П. Григорюк // 8 Международный научный конгресс и выставка "Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012" (Новосибирск, 10-29 апр., 2012). – Новосибирск, 2012. – Т. 1. – С. 116-120.

Булаева Н.М. Система сбора и визуализации сейсмологической информации / Н.М. Булаева, М.Н. Дадашев, Р.Р. Мурсалов // Пробл. безопас. и чрезв. ситуаций. – Всероссийский институт научной и технической информации РАН, 2015. – N 3. – С. 35-41.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозой / В.С. Буртман. - М.: Геос, 2012. - 187 с. (Труды Геологического института. – Вып. 603).

Ваганов В.И. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И. Ваганов, П.Ф. Иванкин, П.Н. Кропоткин. – М.: Недра, 1985. – 200 с.

Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений - сейсмические "гвозди" / В.Н. Вадковский // Вестник ОНЗ РАН. – 2012. – № 4. – С. NZ1001.

Ванярхо М.А. Технология импорта геолого-геофизической информации в интерпретационные программные комплексы (ИПК) / М. А. Ванярхо // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2002. – С. 43.

Вегенер А. Происхождение Луны и ее кратеров // Петроград: Государственное издательство «Москва», 1923. – С. 49.

Викулин А.В. Новые данные о взаимосвязи сейсмического и вулканического процессов на примере окраины Тихого океана: энергетические, временные и пространственно-временные характеристики / А.В. Викулин, Д.Р. Акманова, Н.А. Осипова // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. – С. 293-295.

Вишневский С.А. Краевая часть Попигаической астроблемы: импактные диатремы и горсты, новая интерпретация глубинного строения / С.А. Вишневский // В кн.: Космическое вещество и Земля. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 131-158.

Вишневский С.А. Чукчинская котловина - эродированный импактный кратер на севере Таймыра / С.А. Вишневский. – Новосибирск, 1992. – 48 с. – (Препр. / СО АН СССР. Ин-т геол. и геофиз.)

Вишневский С.А. Флюидалные тонко-полосчатые импактные стекла в зювитах некоторых астроблем (и среди некоторых тектитов): аккреционно-смесительная модель образования во взрывном облаке крупных импактных событий / С.А. Вишневский, Л.Н. Гилянская, С.М. Лебедева, Н.А. Пальчик, Л.Н. Пospelова // Урал. минерал. сб. – 2002. – № 12. – С. 234-310

Влацкая И.В. Разработка ГИС для сейсмического районирования территории Оренбургской области / И.В. Влацкая, М.Ю. Нестеренко, Д.В. Леонов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. – Обнинск: Геофиз. служба РАН, 2007. – С. 71-75.

Возможное влияние землетрясений в Северном Тибете и близ о. Хоккайдо на процесс подготовки Алтайского землетрясения 2003 года / П.Г. Дядьков, Л.А. Назаров, Л.А. Назарова, А.В. Михеева [и др.] // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т. 9. – № 1. – С. 67-72.

Вознесенский Е.А. Землетрясения и динамика грунтов / Е.А. Вознесенский. – МГУ, Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 2. – С. 101-108.

Волохин Ю.Г. Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии : автореф дисс. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.01 / Волохин Юрий Германович. – Владивосток, 2010. – 49 с.

Воробьев В.Я. О состоянии отечественной геотектоники и геодинамики (поисковый аспект) / В.Я. Воробьев, Ю.С. Кононов // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2008. – N 55. – С. 8-21.

Воробьева И.А. Моделирование динамики блоковой структуры и сейсмичности Западных Альп / И.А. Воробьева, А.И. Горшков, А.А. Соловьев // Проблемы динамики и сейсмичности Земли. – М.: ГЕОС. – 2000. – С. 154-169.

Воробьева И.А. Связь пространственного распределения эпицентров землетрясений и движения литосферных блоков / И.А. Воробьева, А.А. Соловьев // Докл. РАН. – 1997. – Т. 354. – № 5. – С. 672-675.

Высокоскоростное ударное взаимодействие твердых микрочастиц с подложкой / С.Ю. Ганигин, В.В. Калашников, И.Д. Ибатуллин, А.Ю. Мурзин, О.Ю. Глазунова, А.А. Григорьев // Общие проблемы машиностроения / Известия Самарского НЦ РАН. – Т.15. – №4 (2), – 2013. – С.339—342.

Гамкрелидзе И. Карта активных разломов и вероятностная оценка сейсмической опасности территории Грузии / И. Гамкрелидзе, Т. Челидзе, З. Джавахишвили // 5

геофизические чтения имени В.В. Федынского (Москва, 27 февр.-1 марта, 2003). - М.: Изд-во Центра ГЕОН, 2003. – С. 14.

Гасилов В.Л. Локальное взаимодействие сейсмических событий искусственного каталога в модели динамики блоковой структуры / В.Л. Гасилов, А.Г. Прозоров, А.А. Соловьев // Вычислительная сейсмология. – 1996. – Вып. 28 : Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. – С. 110-130.

Гвишиани А.Д. Оценка сейсмической раздробленности методами распознавания образов / А.Д. Гвишиани, В.А. Гурвич, А.Л. Расцветаев // Вычислительная сейсмология. – 1986. – Вып. 19 : Математические методы в сейсмологии и геодинамике. – С.70-76.

Гвишиани А.Д. О связи эндогенного оруденения с результатами распознавания сейсмоопасных пересечений линеаментов / А.Д. Гвишиани, А.И. Горшков // ДАН СССР. – 1989. – Т. 307. – № 2. – С. 328-332.

Геоинформационные технологии обнаружения и исследования современных геодинамических процессов в пределах платформенных областей / И.Ю. Чернова [и др.] // Нефть. Газ. Новации. – 2012. – N 3. – С. 46-53.

Геоинформационные технологии экспертной системы GIS-ENDDB («Базы данных природных катастроф Земли») / А.В. Михеева, П.Г. Дядьков, Ан.Г. Марчук, А.А. Егоров // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. – 2016. – Т. 14. – Вып. 3. – С. 49-60.

Гитис В.Г. Исследование сейсмологической информации в сетевых аналитических ГИС / В. Г. Гитис, Г. Л. Андриенко, Н. В. Андриенко // Физ. Земли. – 2004а. – N 3. – С. 43-53.

Гитис В.Г. Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике / В.Г. Гитис, Б.В. Ермаков. – М.: Физматлит, 2004б. – 256 с.

Гладков А.А. Основные этапы разработки информационной системы для интегрирования данных по активной тектонике / А.А. Гладков // Строение литосферы и геодинамика. – Иркутск, 2013. – С. 144-146.

Гладской И.Б. Автоматизированная система анализа данных сейсмомониторинга / И.Б. Гладской, В.А. Нечаева // 5 Международная научно-практическая конференция "Геопространственные технологии и сферы их применения" (Москва, 11-12 марта, 2009). – М.: Гром, 2009. – С. 50-51

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана : автореф дисс. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.03 / Голозубов Владимир Васильевич. – М., 2004. – 62 с.

Гололобов Ю.Н. Геоиндикация неоднородностей земной коры по гравитационным, магнитометрическим и космогеологическим данным при поисках полезных ископаемых / Ю. Н. Гололобов, А. И. Атаков, А. А. Кирсанов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. – Казань: КГУ, 2009. – С. 100-102.

Гольдштейн Р.В. Формирование структур при разрушении горных пород / Р.В. Гольдштейн, Н.М. Осипенко // Физические процессы в очагах землетрясений. – М.: Наука, 1980. – С. 104-114.

Гражданкин А.М. Информационная система по работе с данными Центрально-Азиатской GPS-сети / А.М. Гражданкин // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 1. – С. 82-86.

Григорьев А.С. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) / А.С. Григорьев, И.М. Волович, А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкий, З.Е. Шахмурадова // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 5-31.

Губанова М.А. Плюмы и сейсмичность Приамурья / М.А. Губанова // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 1. – С. 29-31.

Губкин И.М. Избранные сочинения. – М.-Л.: АН СССР, 1950. – Т. 1. – 612 с.

Гудинг М. Изучение сейсмической активности с использованием ГИС ArcView GIS и ArcView 3D Analyst / М. Гудинг // Вестн. ОГГГГН РАН. – 1999. – N 2. – С. 212-216

Гуляев Ю.П. Структурная идентификация прогнозных моделей локальной техногенной геодинамики и деформаций / Ю.П. Гуляев, А.И. Каленицкий // Современные проблемы геодезии и оптики. – Новосибирск: Изд-во СГГА, 1998. – С. 121.

Гусев Г. С. Тектонические (геодинамические) процессы и обстановки / Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский // Разведка и охрана недр. - 2014. - N 12. - С. 35-42.

Гусяков В.К. Интерактивный программный комплекс для численного моделирования цунами на персональной ЭВМ / В.К. Гусяков, Ан.Г. Марчук, В.В. Титов // Мат. науч. конф. «Морские природные катастрофы (цунами и штормовые волны)» (Горький, 17-20 сентября 1990г) : тез. докл. – Горький: ГПИ, 1990.

Гусяков В.К. База данных по землетрясениям и цунами Курило-Камчатского региона / В.К. Гусяков, А.В. Осипова (**Михеева**). – Новосибирск, 1992. – 20 с. – (Препр. АН СССР. Вычислительный центр. Новосиб. фил. №976).

Гусяков В.К. Интерактивная система моделирования цунами на персональной ЭВМ / В.К. Гусяков, Ан.Г. Марчук, В.В. Титов // Вычислительные технологии. – Новосибирск: ИВТ СО РАН, 1992. – Т. 1. – № 3. – С. 189-196.

Гусяков В.К. Представление информации по проблеме цунами в сети Интернет; возможные подходы и перспективы / В.К. Гусяков, А.В. **Михеева**, А.Е. Склярков // Мат. Международной школы-семинара «Информационные технологии в задачах математического моделирования» (Новосибирск, 13-18 сентября 1998 г). – Новосибирск, 1998. – С. 100.

Дабижа А.И. О распределении метеоритных кратеров на поверхности Земли / А.И. Дабижа, И.Т. Зоткин, В.В. Федынский // Метеоритные структуры на поверхности планет. – М.: Наука, 1979. – С. 117-125.

Данилова И.Е. Картографирование геодинамических процессов : автореф дисс. ... канд. геогр. наук: 25.00.33 / Данилова Инесса Евгеньевна. – Санкт-Петербург: С.-Петерб. гос. ун-т., 2005. – 16 с.

Добрецов Н.Л. Глубинная геодинамика: 2-изд., доп. и перераб. / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кидряшкин, А.А. Кидряшкин. – Новосибирск, Изд-во СО РАН. Филиал “Гео”, 2001. – 409 с.

Добрецов Н.Л. Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора / Н.Л. Добрецов, О.М. Туркина // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 7. – С. 1250-1274.

Долгосрочный прогноз землетрясений по кинетике накопления разрывов (район Нурекского водохранилища) / В.С. Куксенко [и др.] // Прогноз землетрясений. – Душанбе-Москва: ДОНИШ. – 1984. – № 5. – С. 139-148.

Доценко В.В. Изучение геодинамических условий по данным линейного анализа на примере Предкавказья / В.В. Доценко // Вестник Академии наук Чеченской Республики. – 2015. – № 2 (27). – С. 81-91.

Дучков А.Д. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы / А.Д. Дучков, Ю.Г. Шварцман, Л.С. Соколова // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42 (10). – С. 1516-1531.

Дядьков П.Г. Закономерности в изменениях напряжённого состояния земной коры и сейсмического режима в Байкальском регионе в условиях влияния процессов на ближайших конвергентных границах плит / П.Г. Дядьков // Мат. Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты» (Иркутск, 20-23 сентября 2005 г.). – Иркутск, 2005. – С. 174-180.

Дядьков П.Г. Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая / П.Г. Дядьков, Ю.М. Кузнецова // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11, – № 1. – С. 19-25.

Дядьков П.Г. Геоинформационно-экспертные методы анализа сейсмологических данных [Электронный ресурс] / П.Г. Дядьков, А.В. Михеева // Мат. 2-й российской конференции с международным участием «Технические и программные средства систем управления, контроля и измерения (теория, методы, алгоритмы, исследования и разработки)» : сб. тр. – М., 2010. – С. 430-437. – 1 электр. опт. диск (CD-ROM).

Дядьков П.Г. Методы выявления пространственного группирования землетрясений в сейсмогеодинамическом исследовании районов Центральной Азии / П.Г. Дядьков, А.В. Михеева // Мат. 15-й всероссийской конференции «Математические методы распознавания образов» (Петрозаводск, 11-17 сентября 2011 г.) : сб. докл. - М: МАКС Пресс, 2011. – Р. 560-563.

Дядьков П.Г. Тектономагнитные исследования в Сибири: опыт совместного анализа магнитных и сейсмологических данных / П.Г. Дядьков, А.А. Ибатуллина, Д.А. Кулешов, А.В. Михеева [и др.]. // 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири (Новосибирск, 21-25 октября 2013 г.) : тез. докл. Всероссийской конференции с международным участием. – С. 37-41.

Жалковский Н.Д. О точности определения наклона графика повторяемости землетрясений / Н.Д. Жалковский, В.И. Мучная // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 121–129.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 416 с.

Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности / С.Н. Журков // Вестник АН СССР. – 1968. – Вып. 3. – С. 46-52.

Журков С.Н. Можно ли прогнозировать разрушение? / С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров // Будущее науки. Международный ежегодник. – М.: Знание, 1983. – Вып. 16. – С. 100-111.

Забелина И.В. Механизмы горообразования Киргизского Тянь-Шаня по данным региональной и локальной сейсмотомографии / И.В. Забелина, И.Ю. Кулаков, М.М. Буслов // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. – М., 2012. – С. 146-147 .

Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов / В.Ю. Забродин. – М.: Наука, 1981. – 207 с.

Завьялов А.Д. Наклон графика повторяемости γ как предвестник сильных землетрясений на Камчатке / А.Д. Завьялов // Прогноз землетрясений. – Душанбе-Москва: ДОНИШ. – 1984. – № 5. – С. 173-184.

Завьялов А.Д. От кинетической теории прочности и концентрационного критерия разрушения к плотности сейсмогенных разрывов и прогнозу землетрясений / А.Д. Завьялов // Изв. АН СССР. Сер. Физика твердого тела. – 2005. – Т. 47. – Вып. 6. – С. 1000-1008.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация / А.Д. Завьялов. – М.: Наука, 2006. – 254 с.

Захаров В.С. Предварительный анализ самоподобия афтершоковой последовательности японского землетрясения 11 марта 2011 / В.С. Захаров // Вестн. Моск. Ун. Сер. 4. Геология. – 2012. – № 2. – С. 52-56.

Захарова А.И. Соотношение магнитуд сильных землетрясений с параметрами процессов их глубокофокусных форшоков / А.И. Захарова, Е.А. Рогожин // Геофизические исследования. – 2005. – Вып. 2. – С. 27-32.

Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и на других планетах (ударно-взрывная тектоника) / Б.С. Зейлик. – М.: Геоинформ, 1978. – 58 с.

Зейлик Б.С. О космогенном воздействии на Землю в связи с идеями В.И. Вернадского / Б.С. Зейлик // Изв. АН Каз.ССР. Сер. геол. – 1988. – № 6 (304). – С. 10-18.

Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит / Б.С. Зейлик. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – 120 с.

Зейлик Б.С. Тунгусская комета, водородная супербомба и проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле / Б.С. Зейлик // Отечественная геология. – 2011. – № 3. – С. 116-120

Зейлик Б.С. Новая технология прогноза нефтегазоносности и проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на земле / Б.С. Зейлик, Н.К. Надиров, К.Ж. Сыдыков // Нефть и газ. – 2013. – № 2(74). – С. 51-81.

Землетрясения Северной Евразии : ежегодный сб. науч. тр. ГС РАН. – Обнинск: ГС РАН, 1993-2009.

Зинкевич А.С. Геоинформационная система по россыпным месторождениям Аляски / А.С. Зинкевич, В.В. Шаколина, С.В. Ворошин // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. – Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 3. – С. 264-266.

Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М. Недра, 1990. – Кн. 2. – 334 с.

Зоткин И.Т. О поисках метеоритных кратеров на Земле / И.Т. Зоткин, В.И. Цветков // Астрономический вестник. – 1970. – № 1. – Вып. 4. – С. 5-65.

Иванова Т.П. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона / Т.П. Иванова, В.Г. Трифонов // Геотектоника. – 2005. – N 1. – С. 64-77.

Изучение пространственно-временного распределения сейсмичности вокруг префектуры Фукусима инструментами системы GIS-EEDB / А.В. Михеева, А.П. Важенин, П.Г. Дядьков, Ан.Г. Марчук // Геоинформатика. – 2014. – № 2. – С. 2-13.

Имаев В.С. Особенности современной геодинамики северо-востока Азии и Аляски / В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин // Фундаментальные проблемы геотектоники. – М.: Геос, 2007. – Т. 1. – С. 274-278.

Импактные события на рубеже мела и палеогена, интерпретация данных / В.Л. Масайтис, М.А. Назаров, Д.Д. Бадюков, В.А. Иванов // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. – Л., 1990. – С. 146-167.

Импактные структуры Земли: Банк данных, общие закономерности, вопросы диагностики и некоторые особенности : отчет по НИР ВЦ СО АН СССР по теме «Патруль» Оценки частоты падения небесных тел на Землю, исследование возможности заблаговременного их обнаружения и изменения траекторий, книга 11 / Алексеев А.С., Петренко В.Е. [и др.]. — Новосибирск, 1991. – 128 с.

Интерактивное Веб-приложение для комплексного изучения пространственной информации по наукам о Земле с использованием базы геоданных ГЦ РАН / Р. И. Красноперов, А.А. Соловьев [и др.] // Geoinf. Res. Papers. – 2016. –V. 4. – BS4015,

Исмаилов Р.И. Дистанционные методы оценки нефтегазоносности платформ, орогенных и складчатых систем (на примере Кавказа и Русской платформы) / Р.И. Исмаилов, Т.В. Логвинова // Проблемы геологии и освоения недр. – Томск, 2014. – Т. 1. – С. 575-576

Ипполитов О.М. Некоторые замечания о соотношении структурных элементов трансформированного поля силы тяжести и пространственного положения эпицентров землетрясений на территории ВКМ / О.М. Ипполитов, Л.И. Надежка, М.А. Ефременко // Мат.

16 межд. конф. «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы»: сб. тр. – Воронеж, 2010. – Т. 1. – С. 312-316.

Калинин В.А. Связь физических свойств вещества в процессе превращений с тектоникой и землетрясениями // Избранные труды. Свойства геоматериалов и физика земли. – М: ОИФЗ РАН, 2000. – 334 с.

Калинников И.И. Землетрясения и достоверность прогноза. Процессы термоактивации и мезомеханика очаговой зоны / И.И. Калинников, А.Б. Манукин, В.П. Матюнин // Доклады АН. – 2017. – Т. 474. – № 4. – С. 483-485.

Карта сейсмоструктуры Восточной Сибири / В. С. Имаев, Л. П. Имаева, О. П. Смекалин, Б. М. Козьмин [и др.] // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2015. – V. 6. – No. 3. – P. 275–287.

Карты ожидаемых землетрясений, основанные на комплексе сейсмологических признаков / Г.А. Соболев [и др.] // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 11. – С. 45-56.

Кейлис-Борок В.И. Алгоритмы долгосрочного прогноза / В.И. Кейлис-Борок, В.Г. Кособоков, И.М. Ротвайн // Долгосрочный прогноз землетрясений. – М., 1986а. – С. 11-28.

Кейлис-Борок В.И. Периоды повышенной вероятности возникновения для сильнейших землетрясений мира / В.И. Кейлис-Борок, В.Г. Кособоков // Вычислительная сейсмология. – 1986б. – Вып. 19 : Математические методы в сейсмологии и геодинамике. – С. 48-58.

Ключевский А.В. Современная геодинамика Монголии по сейсмическим данным / А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, Г. Баяр // Мат. 5 Российско-Монгольской конференции по астрономии и геофизике (Истомино, Бурятия, 23-28 сент., 2004) : сб. тр. – Иркутск: ИСЗФ СО РАН, 2005. – С. 76-79.

Ключевский А.В. Оценки фрактальной структуры поля эпицентров землетрясений байкальского региона / А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев // Мат. Всероссийского совещания и молодежной школы «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (Иркутск, 23 – 29 сентября 2012) : сб. тр. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. – Т.2. – С. 36-39 .

Копничев Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 6. – С. 1-18.

Копничев Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районах Алеут и Аляски / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – март 2012. – Вып. 1. – С. 137-147.

Копничев Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в разных, формирующие в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14. – № 1. – С. 5-15.

Копылов И.С. Геологическое строение и ресурсы недр в Атласе Пермского края / И.С. Копылов, А.В. Коноплев // Вестн. Перм. ун-та. Сер. Геол. – 2013. – N 3. – С. 5-30.

Корн Г. Справочник по математике. Для научных работников и инженеров / Г. Корн, Т. Корн. – М., 1977. – 832 с.

Короновский Н.В. Сейсмическая томография / Н.В. Короновский, В.А. Абрамов // Соросовский Образовательный Журнал. – 2000. –Т. 6. – № 11. – С. 63–68.

Короновский Н.В. Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости / Н.В. Короновский, А.А. Наймарк // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. - Вып. 21. – №1. – С. 152-162.

Космогеологическая карта СССР, 1:2500000 / А.Н. Брюханов [и др.] – 1984.

Космогеологическая карта территории России, 1:2500000 / Гл. ред. О.В. Петров, А.Ф. Морозов. – ФГУП "ВСЕГЕИ", 2011.

Кособоков В.Г. Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. Часть I / В.Г. Кособоков // Вычислительная сейсмология. – 2005. - Вып. 36 : Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы. – 179 с.

Костоусов В.Б. Фрактальное моделирование пространственного распределения землетрясений / В.Б. Костоусов, Т.Л. Кронроп, В.Ф. Писаренко // Вычислительная сейсмология. - 1996. - Вып. 28 : Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. – С. 175-192.

Кропоткин П.Н. Генезис кольцевых структур Луны, Земли и других планет / П.Н. Кропоткин // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1989. – № 7. – С. 3-14.

Кузнецова К.И. Об отражении сейсмического процесса в вариациях графиков повторяемости землетрясений / К.И. Кузнецова, Л.С. Шумилина, Н.А. Белова // Прогноз землетрясений. – Душанбе-Москва: ДОНИШ, 1984. – № 5. – С. 71-84.

Кулаков И.Ю. Взгляд через призму сейсмотомографии // Наука из первых рук. – 2016. – № 1 (67). – С. 72-77.

Куллдорф Г. Введение в теорию оценивания / Г. Куллдорф. – М.: Наука, 1966. – С. 176.

Кукарина Е.В. Изменение состояния среды под Ключевской группой вулканов по данным сейсмотомографии и анализа графиков повторяемости землетрясений / Е.В. Кукарина, А.В. Михеева, П.Г. Дядьков, И.Ю. Кулаков [и др.] // Технологии сейсморазведки. – 2016. – № 4. – С. 92-99.

Куклин Е.О. Геоинформационные системы в геодинамике / Е.О. Куклин, Е.Г. Бутаков // XVIII Всероссийская молодежная конференция "Геология и геодинамика Евразии" (Иркутск, 19-23 апр., 1999). – Иркутск: Изд-во Ин-та зем. коры СО РАН, 1999. – С. 50-51.

Кучай О.А. Поле деформаций афтершокового процесса Алтайского землетрясения 2003 г / О.А. Кучай // Мат. XIV Межд. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» (Петрозаводск, 28-31 октября, 2008 г) : тез. докл. – Петрозаводск, 2008.

Лагранжевый метод «частиц в ячейке» для вычисления динамики сжимаемой многофазной жидкости при наличии больших деформаций : отчет № 58-А / Петренко В.Е. – Новосибирск: Вычислительный центр СО АН СССР, 1970. – 248 с.

Ландау Л.Д., Китайгородский А.И. Физика для всех. – М.: Наука, 1965. – 392 с.

Латыпов Р.М. Проблема охлаждения и кристаллизации интрузивного комплекса Садбери, Канада / Р.М. Латыпов // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. – СПб, 2012. – Т. 2. – С. 16-17.

Ларионов В.И. Оценка и картирование сейсмического риска для территории Краснодарского края / В. И. Ларионов [и др.] // Сейсмостойк. стр-во. Безопас. сооруж. Вып. 3. 6-я Росс. нац. конф. по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию с международным участием (Сочи, 19-24 сент. 2005). – 2005. – N 6. С. 52-58.

Левина Е.А. Разномасштабная миграция землетрясений как проявление инициированного энергопотока при волновых деформациях литосферы Земли / Е.А.Левина, В.В. Ружич // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 71-78.

Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и посточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: анализ цифровых моделей рельефа, аномальных гравиметрического и магнитного полей / А. Н. Диденко [и др.] // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. – С. 21-24.

Литвинова Т.В. Гравиметрическая карта России м-ба 1:2 500 000. – СПб: ВСЕГЕИ, 2010.

Лихт Ф.Р. Транзитные линейные морфоструктуры в геоморфологическом пространстве ТПП / Ф.Р. Лихт // Мат. 4 междунар. междисциплинарн. научн. симпозиума «Закономерности строения и эволюции геосфер»: сб. тр. – Хабаровск, 1998. – С. 28-31.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов / Р.М. Лобацкая – М.: Наука, 1987. – 129 с.

Логвинова Т.В. Космическая съемка для оценки нефтегазоносности территорий в глобальном, региональном и локальном планах / Т. В. Логвинова, А. Е. Домарева, В. М. Харченко // Актуальные проблемы нефтегазовой отрасли Северо-Кавказского федерального округа. – Ставрополь, 2015. – С. 36-39.

Логутов Б.Б. Спиралеобразные структуры в системе тектогенеза Земли и их анализ с применением современных технологий дистанционного зондирования / Б.Б. Логутов, В.В. Хронусов // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2009 и последующие годы. - Саратов: НВНИИГГ, 2008. - С. 64-65 .

Лопатин Д.В. Морфотектоника и новейшая геодинамика южной части Сихотэ-Алиня / Д.В. Лопатин, О.М. Антонов, А.В. Журавлев // Всероссийское совещание "Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке" (Санкт-Петербург, 14-19 сент., 1998). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. – С. 163

Лоскутов Е.Е. Историко-геологические факторы формирования золото-урановых месторождений Эльконского рудного узла : автореф дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Лоскутов Евгений Евгеньевич. – Рос. гос. геол.-развед. ун-т, Москва, 2016. – 25 с.

Лукк А.А. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения / А.А. Лукк, И.Л. Нерсесов // В сб. Землетрясения в СССР в 1966 году. – М.: Наука, 1970. – С.118-132.

Лутиков А.И. Оценка линейных размеров очагов землетрясений Камчатки по размерам облака афтершоков / А.И. Лутиков, Г.Ю. Донцова // Физика Земли. – 2002. – № 6. – С. 46-56.

Мажников М.С. Модуль ГИС для работы с GPS измерениями / М.С. Мажников // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. – Бишкек, 2014. – С. 123.

Макаров П.В. Модель сверхглубокого проникания твердых частиц в металлы / П.В. Макаров // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т. 9. – № 3. – С.61-70.

Макеев А.М. Эффективная компьютерная программа поиска плоскостей группирования гипоцентров землетрясений Камчатской сейсмоактивной зоны / А.М. Макеев, А.Н. Кролевец // Мат. Второй региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (Петропавловск-Камчатский, 11-17 октября 2009) : тез. докл. - Петропавловск-Камчатский, 2009. – С. 123.

Малинецкий Г.Г. Современные проблемы нелинейной динамики / Г.Г. Малинецкий, А.Б. Потапов. – М.: Эдиториал УРСС, 2000. – 336 с.

Мальшев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов / А.И. Мальшев // Вулканология и сейсмология. – 1991. – № 4. – С. 61-72.

Маринин И.В. Использование Imp.Itrix для предварительного и оперативного исследования цунами и оценки их последствий / И.В. Маринин, С.В. Елецкий, В.В. Чесноков // Горный информационно-аналитический бюллетень. – Издательство МГГУ, 2009. – Т. 18. – № 12. – С. 181-185.

Мартысевич У.В. Использование средств ГИС и ДЗ для морфотектонического анализа и выделения крупных сеймогравитационных структур (на примере юго-восточной части Горного Алтая) / У.В. Мартысевич, Е.В. Деев, Е.А. Буряк // Тез. докл. 3 Сибирской межд. конф. молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 27-29 нояб., 2006). - Новосибирск: Объед. ин-т геол., геофиз. и минерал. СО РАН, 2006. – С. 155-159

Марчук Ан.Г. Технология создания цифровой батиметрической информации на персональном компьютере / Ан.Г. Марчук // Вычислительные технологии. – Новосибирск: ИВТ СО РАН, 1995. – Т. 4. – № 11. – С. 176-183.

Марчук Ан.Г. Способы создания цифровой батиметрии для численного моделирования / Ан.Г. Марчук // Труды ИВМиМГ СО РАН. Серия: Математическое моделирование в геофизике. – Новосибирск, 1998а. – Вып. 5. – С. 152-160.

Марчук Ан.Г. Технологическая поддержка при создании батиметрических баз данных для моделирования волн цунами / Ан.Г. Марчук // Труды ИВМиМГ СО РАН. Серия: Математическое моделирование в геофизике. – Новосибирск, 1998б. – Вып. 7. – С. 186-198.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия / В.К. Маршинцев. – Якутск, 1974. – 120 с.

Масайтис В.Л. Геология астроблем / В.Л. Масайтис, А.Н. Данилин, М.С. Машак. – Ленинград: Недра, 1980. – 230 с.

Масайтис В.Л. Билатеральная симметрия круговых импактных структур / В.Л. Масайтис, М.С. Мащак // Метеоритика, 1982. – Вып. 41. – С. 150-156.

Масайтис В.Л. Ударные события и развитие биосферы / В.Л. Масайтис // Природа. – 1986. – № 1. – С. 60-62.

Масайтис В.Л. Элементы билатеральной симметрии импактного кратера Жаманшин / В.Л. Масайтис // Метеоритика, 1987. – Вып. 46. – С. 119-123.

Масайтис В.Л. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы / В.Л. Масайтис, М.С. Мащак, А.И. Райхлин [и др.]. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – 179 с.

Маслов Л.А. "Математическое моделирование геодинамических процессов в литосфере Тихоокеанского активного пояса" : автореф. дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 05.13.18 / Маслов Лев Александрович. – Комсомольск-на-Амуре, 2004. – 32 с.

Мащак М.С. Карская астроблема / М.С. Мащак // Геология астроблем. – Л.: Недра, 1980. – С. 96-110.

Мелеш Г. Образование ударных кратеров - геологический процесс / Г. Мелеш. – М., Мир, 1994. – 336 с.

Мельхиор П. Физика и динамика планет. – М.: Мир, 1975. – 567 с.

Методики исследования кольцевых структур. Критерии идентификации космогенных кольцевых структур : отчет по НИР ВЦ СО АН СССР по теме «Патруль»: Оценка частоты падения небесных тел на Землю, исследование возможности заблаговременного их обнаружения и изменения траекторий : книга 5 / Алексеев А.С., Петренко В.Е., Зейлик Б.С. [и др.]. – Новосибирск, 1990. – 183 с.

Мирзоев К.М. Сейсмический режим и районирование зоны сопряжения Памира, Гиндукуша и южного Тянь-Шаня (Таджикистан) : дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 01.04.12 / Мирзоев Камилль Мамедович. – М., 1988. – 443 с.

Михеева А.В. Импактные кратеры и линейные магнитные аномалии / А.В. **Михеева** // Мат. Межд. конф. «Околосемная астрономия» (п. Терскол, 3-7 сентября 2007 г) : сб. тр. – Нальчик: Изд-во М. и В. Котляровы, 2008. – С. 185-190.

Михеева А.В. Программно-алгоритмический инструментарий подготовки и анализа сейсмологических данных в информационно-вычислительном комплексе EEDB : автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук: 05.13.11 / **Михеева** Анна Владленовна. – Новосибирск, 2011. – 22 с.

Михеева А.В. Сравнение морфологических и геофизических особенностей некоторых ударных кратеров / А.В. **Михеева** // Мат. Международной конференции "Околосемная астрономия" (г. Туапсе, 7-11 октября 2013 г) : тез. докл. – Краснодар, 2013а. – С. 38-39.

Михеева А.В. Геоинформационная система GIS-EEDB и методы пространственно-временного анализа сейсмологических данных / А.В. **Михеева**, П.Г. Дядьков, Ан.Г. Марчук // Геоинформатика. – 2013б. – № 2. – С. 58-65.

Михеева А.В. Об изучении морфологических особенностей ударного кратера по материалам дистанционного зондирования Земли / А.В. **Михеева**, В.Ф. Кузнецов // Отечественная геология. – 2013в. – № 4. – С. 61-67.

Михеева А.В. Изучение структур различного геологического генезиса средствами ГИС ENDDDB / А.В. **Михеева** // Образовательные ресурсы и технологии. Геоинформатика в научных исследованиях Арктики. – Московский ун-т им. С.Ю. Витте, 2014а. – № 5(8). – С. 108-118.

Михеева А.В. Следы гравитационного воздействия крупных болидов / А.В. **Михеева**, К.К. Хазанович-Вульф // Геоинформатика. – 2014б. – № 1, – С. 30-41.

Михеева А.В. Структурные элементы сейсмичности, выявляемые с помощью цифровых моделей ГИС ENDDDB / А.В. **Михеева**, П.Г. Дядьков // 2-я Межд. конф. «Новые технологии обработки и использования данных дистанционного зондирования Земли в геологоразведочных работах и при ведении мониторинга опасных геологических процессов» (22-24 апреля 2014 г., г. Санкт-Петербург) : сб. мат. – СПб, 2014в. – С. 123-127.

Михеева А.В. О методах локализации наиопаснейших сейсмологических структур средствами ГИС ENDDDB / А.В. **Михеева** // В сб. «Информационные технологии в науке, образовании и управлении» : мат. XLIV Международной конференции IT + S&E`15 (Крым, Ялта-Гурзуф, 22 мая - 1 июня 2015 г.) / ред. проф. Е.Л. Глориозов. – Москва: ООО «Институт новых информационных технологий», 2015а. – С. 29-39.

Михеева А.В. Геоструктурные и гравитационные элементы астроблем как указатели направления движения космического тела / А.В. **Михеева**, К.К. Хазанович-Вульф // Отечественная геология. – 2015б. – № 2. – С. 71-79.

Михеева А.В. Геоструктурные элементы, выявляемые математическими алгоритмами и цифровыми моделями геоинформационно-вычислительной системы GIS-ENDDDB / А.В. **Михеева**. – Новосибирск: Омега Принт, 2016а. – 300 с.

Михеева А.В. О возможной взаимосвязи сейсмичности и теплового поля по данным GIS-ENDDDB / А.В. **Михеева**, Л.С. Соколова // Мат. 11-й Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» (Чолпон-Ата, Киргизия, 11–17 сентября 2016 г.) / отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ГС РАН, 2016б. – С. 204-208.

Михеева А.В. Изучение глобальных геотектонических структур юго-восточной Азии средствами ГИС / А.В. **Михеева** // Развитие систем сейсмологического и геофизического мониторинга природных и техногенных процессов на территории Северной Евразии. Мат. Межд. конф, посвященной 50-летию открытия Центральной геофизической обсерватории в г. Обнинске / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 53.

Михеева А.В. Южно-Азиатская мегаструктура по данным геоинформационной системы GIS-ENDDDB / А.В. **Михеева** // Геоинформатика. – 2018. – № 4. – С. 2-13.

Михеева А.В. Полный Каталог Импактных Структур Земли. 3418 записей [Электронный ресурс] / А.В. **Михеева**. – 2019. – Режим доступа: labmpg.ssc.ru.

Многомасштабная модель сейсмичности в задачах сейсмического риска: Италия / Г.М. Молчан [и др.] // Вычислительная сейсмология. – 1996. – Вып. 28 : Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. – С. 193-224.

Моги К. Предсказание землетрясений / К. Моги. – М.: Мир, 1988. – 382 с.

Моделирование и идентификация динамической системы "Земная поверхность и инженерные сооружения в гравитационном поле" / В.К. Панкрушин [и др.] // Вестн. Сиб. гос. геод. акад. – 1999. – № 4. – С. 24-31.

Молчан Г.М. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы / Г.М. Молчан, О.Е. Дмитриева // Вычислительная сейсмология. – 1991. – Вып. 24 : Современные методы интерпретации сейсмологических данных. – С. 19-50.

Морозов А.Ф. Тектонический кодекс России: содержание, назначение, применение / А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 12. – С. 3-12.

Мясников Е.А. Зоны сейсмической опасности территории Верхнего и Нижнего Приамурья: геоэкологические аспекты морфоструктурных исследований / Е.А. Мясников // Инженерная экология. – 2010. – № 1. – С. 24-38.

Наумова В.В. Концепция создания региональных геологических ГИС (на примере ГИС «Минеральные ресурсы, минералогенезис и тектоника Северо-Восточной Азии») : дисс. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.35 / Наумова Вера Викторовна. – Иркутск, 2004. – 244 с.

Негров О.Б. Цифровые модели геофизических полей (теплового, гравитационного, магнитного) северо-западного региона России / О.Б. Негров // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2009. – С. 363-366.

Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня / И.С. Новиков, П.Г. Дядьков, М.П. Козлова, Г.М. Мамедов, А.В. **Михеева** [и др.] // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 12. – С. 1802-1814.

Нигматзянов Р.С. Галактическая первопричина границ в истории земли / Р.С. Нигматзянов // Отечественная геология. – 2015. – №3. – С. 70-83.

Николаев А.В. Проблемы геотомографии / А.В. Николаев // Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. – С. 4–38.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы / Н.И. Николаев. – М.: Недра, 1988. – 491 с.

Новая методика долгосрочной оценки цунамириска (цунамирайонирования побережья) : отчет по НИР № 96-05-65938 (Российский фонд фундаментальных исследований) / Гусяков В.К., Марчук Ан.Г., Осипова (**Михеева**) А.В., Петренко В.Е. – Новосибирск, 1996.

Новопашина А.В. Миграции реализованной сейсмической энергии в различных геодинамических условиях / А.В. Новопашина, В.А. Саньков // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. – № 1. – С. 139-163.

О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты / В.И. Уломов, Т.И. Данилова, Н.С. Медведева, Т.П. Полякова // Физика Земли. – 2006. – № 7. – С. 17-33.

Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах / В. И. Уломов, М. И. Богданов, В. Г. Трифонов и др. // Инженерные изыскания. – 2016. – № 7. – С. 49–121.

Омар Х.М. Механизмы афтершоков 2004–2005 гг. и напряженное состояние очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. / Х.М. Омар, С.С. Арефьев, Ю.Л. Ребецкий // Геофизические исследования. – 2012. – Т. 13. – № 3. – С. 56-73

Опарин В.Н. Зональная дезинтеграция горных пород и устойчивость подземных выработок / В.Н. Опарин. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2008. – 278 с.

Оперативная обработка данных Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. / М.В. Коломиец [и др.] // Мат. 4-й международной сейсмической школы (Листвянка, 10-14 августа 2009 г.). – Обнинск, 2009. – С. 73-80.

Особенности развития сейсмотектонического процесса и процессов подготовки землетрясений в центральной части Байкальской рифтовой зоны по результатам тектономагнитных исследований / П.Г. Дядьков [и др.] // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 3. – С. 346-359.

Орленко Л.П. Физика взрыва и удара: учебное пособие для вузов / Л.П. Орленко. – М: ФИЗМАТЛИТ, 2006.

Орлёнок В.В. Основы геофизики. Учеб. пособие. – Калининград, 2000. – 446 с.

Павлюченко С.Н. Разломы о. Сахалин в ГИС-проекте / С.Н. Павлюченко // Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе. – Южно-Сахалинск, 2011. – С. 200.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях / А.В. Пейве // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1945. – №5. – С. 23-46

Пеллинен В.А. Геоинформационный анализ геолого-морфологических условий острова Ольхон (оз. Байкал) / В.А. Пеллинен, Е.А. Козырева // Стрoение литосферы и геодинамика. – Иркутск, 2015. – С. 134-136 .

Петренко В.Е. Геофизические признаки ударных кратеров Земли – обзор, анализ, модели, применение / В.Е. Петренко // Труды ИВМиМГ СО РАН. Сер. Мат. модел. в геофизике. – Новосибирск, 1998а. – Вып. 6. – № 1. – С. 119-157.

Петренко В.Е. Каталоги и банки данных для импактных кратеров / В.Е. Петренко // Труды ИВМиМГ СО РАН. Сер. Мат. модел. в геофизике. – Новосибирск, 1998б. – Вып. 5. – С. 161-180.

Петренко В.Е. Метод оценки частоты выпадения космических тел на Землю на основе анализа земных импактных кратеров / В.Е. Петренко // Труды ИВМиМГ СО РАН. Сер. Мат. модел. в геофизике. – Новосибирск, 1998в. – Вып. 6. – С. 158-178.

Петрищевский А.М. Новый метод оценки жесткости тектонических сред по гравиметрическим данным и его использование при анализе сейсмичности / А.М. Петрищевский // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 1. – С. 53-56.

Петрищевский А.М. Реология литосферы и глубинные источники землетрясений в Дальневосточном регионе / А. М. Петрищевский // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. – С. 41-44.

Петров В.А. Основы кинетической теории разрушения и его прогнозирования / В.А. Петров // Прогноз землетрясений. – Душанбе-Москва: ДОНИШ, 1984. – № 5. – С. 30-44.

Петров О.В. Создание ГИС-Атласа карт геологического содержания территории России, стран СНГ и сопредельных государств / О.В. Петров, В.В. Шатов, С.И. Стрельников // Изв. ВСЕГЕИ. – 2006. – Т. 5. – С. 291-299.

Петрова Н.В. Об актуализации информационных ресурсов с применением ГИС-технологий в ГС РАН / Н.В. Петрова, С.А. Красилов, А.В. Михеева // Мат. Восьмой Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 246–250.

Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений. Дискретные свойства геофизической среды / В.Ф. Писаренко. – М.: Наука, 1989. – С. 47–60.

Писаренко В.Ф. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф / В.Ф. Писаренко, М.В. Родкин // Вычислительная сейсмология. – 2007. – Вып. 38. – 242 с.

Пискарев А.Л. Характеристика геофизических полей / А.Л. Пискарев // Объяснительная записка листа R-48-(50) – Оленек, м-ба 1:1 000 000. – 1983. – С. 137-142.

Платэ А.Н. Использование ГИС-технологий при оценке особенностей кайнозойского субаэрального вулканизма / А.Н. Платэ, А.В. Веселовский // Вулканизм и геодинамика. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. – Т. 2. – С. 459-460 .

Плотникова Л.М. К вопросу о механизме техногенных землетрясений (в свете снижения сейсмического риска для промышленных объектов) / Л.М. Плотникова, Б.С. Нуртаев, М.Г. Фленова // Geol. va miner. resurslar. - 1999. – N 1. – С. 54-58.

Полетаев А.И. Технологические возможности линеаментного анализа при выявлении скрытых тектонических нарушений / А.И. Полетаев // Геотехника. – 2014. – N 4. – С. 16-22.

Полец А.Ю. Исследование тектонических напряжений и глубинной сеймотектоники южной и центральной части Курило-Охотского региона : автореф дисс. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Полец Анастасия Юрьевна. – Москва, 2011. – 25 с.

Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука 1987. 184 с.

Примеры численного моделирования процессов высокоскоростного соударения твердых тел в гидродинамическом приближении : отчет по НИР ВЦ СО АН СССР по теме «Сияние-2» : книга 5, п.5: Исследование отражательно-излучательных характеристик космических обломков в различных диапазонах. Разработка моделей образования и эволюции космических объектов и техногенных частиц в околоземном космическом пространстве / Алексеев А.С., Петренко В.Е. – Новосибирск, 1992. – 191 с.

Прозоров А.Г. Динамический алгоритм выделения афтершоков для мирового каталога землетрясений / А.Г. Прозоров // Вычислительная сейсмология. – 1986а. – Вып. 19 : Математические методы в сейсмологии и геодинамике. – С. 58-62.

Прозоров А.Г. Статистический анализ положительного влияния нормальных землетрясений Тянь-Шаня и Памиро-Алтая / А.Г. Прозоров, С.Ю. Шрейдер // Вычислительная сейсмология. – 1986б. - Вып. 19 : Мат. методы в сейсмологии и геодинамике. - С. 37-47.

Пронин В.Г. Дешифрирование космических снимков при анализе перспектив нефтегазоносности закрытых территорий Средней Азии / В.Г. Пронин, В.А. Филиппова // Космоаэрологические исследования нефтегазоносных районов. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989. – С. 13-19.

Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? / В.Н. Пучков // Геотектоника. – 2009. – № 1. – С. 3-22.

Пушкаревский Ю.С. Пространственно-временной анализ сейсмоактивной среды с применением ГИС / Ю. С. Пушкаревский // Инф. и космос. – 2013. – N 2. – С. 10-12.

Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии / Ю.М. Пушаровский // Геотектоника. – №1. – 1995. – С. 4-11.

Радзиминович Н. А. Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Радзиминович, М.Г. Очковская // Geodynamics & Tectonophysics. – 2013. – Т. 4. – № 2. – С. 169-186.

Разработка и создание ГИС–проекта «Минеральные ресурсы, металлогенезис и тектоника Северо-Восточной Азии» / В.В.Наумова, А.И.Ханчук [и др.] // В кн.: Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии : тез. межд. конф. (16-18 сентября 2002 г., Новосибирск, Россия). - Новосибирск, издательство СО РАН, филиал «Гео», 2002. - С.54

Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. XII. Неотектоническая схема западных Альп. $M > 5.0$ / К. Вебер [и др.] // Вычислительная сейсмология. – 1986. – Вып. 19 : Мат. методы в сейсмологии и геодинамике. – С. 23-36.

Распределенная информационно-аналитическая система для поиска, обработки и анализа пространственных данных / Ю.И.Шокин, О.Л. Жижимов [и др.] // Вычислительные технологии. – 2007. – 12, – No. 3. – С. 108–115.

Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры / Л.М. Расцветаев // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 171-181.

Растворова В.А., Энман С.В. Гармский геодинамический полигон. Морфоструктура и современные движения / В.А. Растворова, С.В. Энман. – ОИФЗ РАН, 1997. – С.17-18.

Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений / Т.Г. Раутиан // Методы детального изучения сейсмичности. – М.: ИФЗ АН СССР, 1960. – № 176. – С. 75-114.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области / Ю.Л. Ребецкий, О.А. Кучай, А.В. Маринин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 2. – С. 271-291.

Ризниченко Ю.В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности / Ю.В. Ризниченко // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. – 1964. – № 7. – С. 969-977.

Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследования по физике землетрясений. – М.: Наука, 1976. – С. 9–27.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии / Ю.В. Ризниченко. – М.: Наука, 1985. – 408 с.

Рогожин Е.А. Сейсмоструктурная обстановка острова Сахалин / Е.А. Рогожин, Г.И. Рейснер, Б.М. Бесстрашнов [и др.] // Физика Земли. – 2002. – № 3. – С.1-10.

Рогожин Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. / Е.А. Рогожин, А.Н. Овсяченко, А.В. Мараханов, Е.Е. Бурканов, С.Г. Платонова // Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН. – 2004. – С. 25–37.

Рогожин Е.А. Особенности реализации сейсмоструктурных деформаций при генезисе очага 2011 Тохоку / Е.А. Рогожин, С.Л. Юнга, С.Н. Родина // Геофизические процессы и биосфера. – 2011. – Т. 10. – № 2. – С. 22-36.

Рогожин Е.А. Сопоставление сейсмоструктурных особенностей Горного и Монгольского Алтая / Е.А. Рогожин, Шен Джун, С.Н. Родина // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2012. – Т. 39. – № 3. – С. 5-20.

Рожкова В.В. Диагностика периодов повышенной вероятности землетрясений на Памире и Южном Тянь-Шане по алгоритму КН и геодинамической модели региона / В.В. Рожкова // Вычислительная сейсмология. – 1996. – Вып. 28 : Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. – С. 100-109.

Ружич В.В. Сейсмомиграционные процессы как отражение внутренней динамики в зонах внутриплитных и межплитных разломов / В.В. Ружич, Е.А. Левина // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 2. – С. 71-74.

Рузайкин А.И. Зависимость свойств волн Lg от глубины источника / А.И. Рузайкин // Физика Земли. – 1994. – № 7-8. – С. 27-34. – (Известия Академии наук СССР, Физика Земли).

Рундквист Д.В., Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности / Д.В. Рундквист, П.О. Соболев, В.М. Ряховский // Докл. РАН. – 1999. – Т. 366. – С. 46-51.

Рундквист Д.В. Электронная Земля [Электронный ресурс] / Д.В. Рундквист [и др.]. – 2006. – Режим доступа: earth.jssc.ru/index_en.php.

Рундквист Д.В. Новые цели, задачи и методы в региональной геологии и минерации / Д. В. Рундквист // 9 Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле" (Москва, 14-17 апр., 2009). – М.: МГГРУ, 2009. – Т. 1. – С. 22-23.

Русаков М.М. Опытное моделирование метеоритного удара // Журнал ПМТФ. – 1966. – № 4. – С. 167-169

Рыков В.В. Численное моделирование трехмерной мантийной конвекции и тектоники континентальных плит / В.В. Рыков, В.П. Трубицын // Вычислительная сейсмология. – 1994. – Вып. 26 : Геодинамика и прогноз землетрясений. – С. 94-102.

Ряховский В.М. Геоинформационные системы в геологии / В.М. Ряховский, И.А. Ильин, И.О. Лебедев // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – М.: ГЕОС, 1999. – Т. 2. – С. 98-100.

Савиных В.П. Геоданные как системный информационный ресурс / В.П. Савиных, В.Я. Цветков // Вестник Российской Академии Наук. – 2014. – Т. 84. – № 9. – С. 826-829.

Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы / М.А. Садовский // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 4. – С. 829-831.

Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов / М.А. Садовский // Вестник АН СССР. – 1986. – № 8. – С. 3-11.

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

Салтыков В.А. Количественный анализ сейсмичности Камчатки / В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко // Землетрясения России. – Обнинск: ГС РАН. – 2009. – С. 56-65.

Свифт Х.Ф. Механика соударения со сверхвысокими скоростями / Динамика удара. – М.: Мир, 1985. – С. 173—197.

Смирнов В.Б. Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений / В.Б. Смирнов // Физика Земли. – 2003. – № 10. – С. 13-32.

Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных / В.Б. Смирнов // Геофизические исследования. – 2009. – №2. – Т. 10. – С. 7-22.

Смирнов В.Н. Структура ГИС сейсмического мониторинга и прогноза землетрясений (на примере Чукотской сейсмической зоны) / В.Н. Смирнов, А.А. Галанин // Наука Северо-Востока России - начало века. – Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 287-291.

Соболев Г.А. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов / Г.А. Соболев, А.Д. Завьялов // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 252. – № 1. – С. 69–71.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М.: Наука, 1993. – 312 с.

Соболев Г.А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев; отв. ред. В.Н. Страхов. – М.: Наука, 2003. – 270 с.

Соболев П.О. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки / П.О. Соболев, Ю.С. Тюпкин // Вулканология и сейсмология. – 1996. – № 4. – С. 64-74.

Создание банка данных и разработка на его основе методов междисциплинарных исследований природных катастроф (на примере Тунгусского феномена) / Л.Н. Пестов, А.С. Алексеев [и др.] // Информационный бюллетень РФФИ. Науки о Земле. – 1997. – № 5 – 10 с.

Соловьев А.А. Разработка и создание интегральной геоинформационной аналитической системы "данные наук о Земле по территории России" / А.А. Соловьев [и др.] // Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов. – Сыктывкар: Геопринт, 2007. – С. 247-249.

Стадии подготовки Алтайского землетрясения 27.09.2003г., $M_w=7.3$, и связанные с ними изменения состояния сейсмогенной среды / П.Г. Дядьков, О.А. Кучай, **А.В. Михеева** [и др.] // Физическая мезомеханика. – 2010. – Т. 13, - № 6. – С. 78-82.

Степашко А.А. О роли мантийной структуры в генезисе юго-западного фланга Байкальской сейсмической зоны / А. А. Степашко // Современная геодинамика Центральной

Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 1. – С. 66-69.

Стогний В.В. Глубинное строение Попигайской кольцевой структуры по результатам анализа геофизических полей / В.В. Стогний, Г.А. Стогний // Отечественная геология. – 2007. – № 5. – С. 111-113.

СУБД «Каталог импактных структур Земли» / А.С. Алексеев, А.В. Михеева [и др.] // Мат. Всероссийской конференции "Астероидно-кометная опасность-2005" (СПб, 3-7 октября 2005г.): сб. докл. – СПб, 2005. – С. 11-14.

Тверитинова Т.Ю. Разрывные нарушения как фрактальные динамические системы / Т.Ю. Тверитинова, Н.Н. Кудрин // Мат. Научн. конф. «Ломоносовские чтения», сек. Геология (апрель 2005) : тез. докл.

Тверитинова Т.Ю. Линеаменты как отражение фрактально-волновых свойств геологической среды (на примере анализа линеаментов Восточной Сибири) / Т.Ю. Тверитинова // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. – Иркутск, 2012. – Т. 1. – С. 192-194.

Тверитинова Т.Ю. Линеаменты как отражение структурного каркаса литосферы (Линеаменты — разломы или фантомы?) // Альманах Пространство и Время. – Т. 4. – Вып. 1. – 2013.

Тверитинова Т.Ю. Возраст трещин, линеаментов и полей напряжений / Т.Ю. Тверитинова // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. – Иркутск, 2014. – С. 71.

Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? / А.В. Ландер [и др.] // Вычислительная сейсмология. – 1994. – Вып. 26 : Геодинамика и прогноз землетрясений. – С. 103-122.

Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 с.

Тепловое поле недр Сибири / ред. Э.Э. Фотиади. – Новосибирск: Наука, 1987. – 196 с.

Тихонов И.Н. Методология прогноза сильных землетрясений по потоку сейсмичности на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса : дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.10 / Тихонов Иван Николаевич. – Южно-Сахалинск, 2009. – 260 с.

Трифонов В.Г. Живая тектоника голоцена / В.Г. Трифонов // Вестник АН СССР. – 1987. – № 4. – С. 99-112.

Трифонов В.Г. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / Трифонов В.Г., Соболева О.В. [и др.] // М.: ГЕОС, 2002. – 250 с.

Трофимук А.А. Сейсмотектонические процессы - фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород / А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. П. Царев [и др.] // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 271. – № 6. – С. 1460-1464.

Трошичев Б.А. Космогенный фактор в геологических процессах / Б.А. Трошичев // Космохимия и метеоритика. – Киев: Наукова Думка, 1984.

Трубицын В.П. Геодинамическая модель современной Земли / В.П. Трубицын, В.В. Рыков, С.В. Соболев // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. - М.: ГЕОС, 1999. - Т. 2. - С. 214-215.

Тюрин Ю.Н. Анализ данных на компьютере / Ю.Н. Тюрин, А.А. Макаров; ред. В.Э. Фигурнов. - М.: Инфра-М, 2003. - 544 с.

Ударные кратеры на Луне и планетах / Базилевский А.Т., Иванов Б.А., Флоренский К.П. [и др.]. - М.: Наука, 1983. - 200 с.

Уломов В.И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности / В.И. Уломов // Узбекский геологический журнал. - 1987. - № 6. - С. 20-25.

Уломов В.И. Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений / В.И. Уломов // Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. - Ташкент: ФАН СССР, 1988. - С. 32-87.

Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений / В.И. Уломов // Физика Земли. - 1993. - № 4. - С. 43-53.

Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии / В.И. Уломов // Вулканология и сейсмология. - 1999а. - № 4-5. - С. 6-22.

Уломов В.И. Проблемы сейсмического районирования территории России / В.И. Уломов, Л.С. Шумилина // М.: ВНИИГПИ Госстроя России. - 1999б. - 56 с.

Уломов В.И. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря / В.И. Уломов, Т.П. Полякова, Н.С. Медведева // Физика Земли. - 1999в. - № 12. - С. 76-82.

Уломов В.И. О программно-математическом обеспечении построения карт вероятностного сейсмического районирования по методологии ОСР-97 / В.И. Уломов // Геофизические исследования, 2007. - № 7. - С. 29-52.

Устинов С.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) / С. А. Устинов, В. А. Петров // Геоинформатика. - 2016. - № 2. - С. 51-60.

Устьянцев В.Н. О едином механизме структурообразования системы Земля / В.Н. Устьянцев. - Германия: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. - 620 с.

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном прогнозе / С.А. Федотов // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука, 1968. - С. 121-150.

Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН / С.А. Федотов. - М.: Наука, 2005. - 302 с.

Федотов С.А. Даты 50 лет исследований Института вулканологии СО АН СССР - Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 1962-2012 годы, его предыстории, деятельности и достижений // Вулканология и сейсмология. - 2013. - № 2. - С. 3-11.

Фельдман В.И. Каталог астроблем и метеоритных кратеров Земли // Метеоритика. - 1987. - Вып. 46. - С. 154-171.

Фельдман В.И., Глазовская Л.И. Импактитогенез: учебное пособие / В.И. Фельдман, Л.И. Глазовская – М.: КДУ, 2018. – 151 с.

Флоренский П.В. О Закономерности распределения объектов по их величине на примере кратеров Луны // XXVI заседание Всероссийского семинара-конференции геологического и географического факультетов МГУ «Система Планета Земля». – 2018.

Фокина Т.А. Курило-Охотский регион / Т.А. Фокина [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. – Обнинск: ГС РАН, 2004. - С. 150-161.

Формирование смежных активизаций около эпицентральной области Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. ($M_S=7.3$, Горный Алтай) / А.А. Еманов, Е.В. Лескова А.Ф. Еманов, А.В. Фатеев, Ю.И. Колесников // Мат. X Междунар. науч. конгр. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология" – Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2014 (Новосибирск, 8-18 апреля 2014 г) : сб. мат. в 4 т. – Т. 3. – СГГА, 2014. – С. 71-75.

Хазанович-Вульф К.К. Космогенная модель становления и размещения диатрем и вопросы металлогении кимберлитов / К.К. Хазанович-Вульф // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 319. – № 6. – С. 1409-1412.

Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, астроблемы / К.К. Хазанович-Вульф. – Санкт-Петербург, 2011. – 192 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. – М., 1964.

Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики : учебник для студентов геологических специальностей ВУЗов / В.Е.Хаин, М.Г. Ломизе. – М: Изд-во МГУ. – 1995. – 480 с.

Хаин В.Е. Современная геология: проблемы и перспективы / В.Е.Хаин // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – С. 66-73.

Хомская И.В. Взаимодействие ускоренных взрывом порошковых частиц с металлическими преградами / И.В. Хомская, В.И. Зельдович, Н.Ю. Фролова, А.Э. Хейфец, С.М. Ушеренко // Физика экстремальных состояний вещества. – ИПХФ РАН, 2002. – С. 78-80.

Цветков В.Я. Пространственные данные и инфраструктура пространственных данных // Успехи современного естествознания. – 2013. – № 5. – С. 136-138

Шарапов В.Н. Мантийно-коровые флюидно-магматические системы зон спрединга / В.Н. Шарапов, Ю.В. Перепечко, М.П. Мазуров // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 12. – С. 1326-1343.

Шарафутдинов В.М. Использование информационных технологий для систематизации сейсмологических материалов и возможности их корреляции / В.М. Шарафутдинов // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2011. – С. 77-78.

Шахраманьян М.А. Оценка сейсмического риска и прогноз последствий землетрясений в задачах спасения населения / М. А. Шахраманьян. - М.: Изд-во ВНИИ ГОЧС, 2000. - 189 с.

Шебалин П.Н. Методология прогноза сильных землетрясений с периодом ожидания менее года / П.Н. Шебалин // Вычислительная сейсмология. – 2006. – Вып. 37 : Алгоритмы прогноза землетрясений. – С. 5-180.

Шевченко В.И. Деформация одноосного удлинения и аномальные механизмы очагов землетрясений в земной коре Таджикской депрессии / В.И. Шевченко, И.П. Добровольский, А.А. Лукк // Геофизические исследования. – 2010. – Т. 11. – № 1. – С. 15-26

Шевченко В.И. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры / В.И. Шевченко, С.С. Арефьев, А.А. Лукк // Физика земли. – 2011. – № 4. – С. 16–38.

Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – Т. 4. – № 2. – С. 83-117.

Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования [Электронный ресурс] // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. – 2009. – Режим доступа: www.ifz.ru/fileadmin/user_upload/subdivisions/506/Konferencii/2009/PDF/Sherman.pdf.

Шерман С.И. Тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений / С.И. Шерман, С.В. Лысак, Е.А. Горбунова // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 4. – С. 508-526

Шнейдер А.А. Линейные магнитные аномалии океана / А.А. Шнейдер. – М.: Наука. – 2003. – С. 508-526.

A detailed geophysical study for disaster risk management and mitigation in a highly seismicity area / P. Soupios [и др.] // IUGG XXIV General Assembly (Perugia, Italy, July 2-13, 2007). – Italy, 2007. – P. 6357.

A Pannon-medence jelenkori geodimanikajanak atlasza: Euro-konform terkepsorozat es magyarazo / Ferenc Horvath [et al.] // Magy. geofiz. – 2006. – V. 47. – No. 4. – P. 133-137.

Active faults along the Japan Trench and source faults of large earthquakes / T. Nakata, H. Goto, M. Watanabe [и др.] // International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake : Proc. – 2012. – P. 254-262.

Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits / K. Aki // Bull. Earthquake Res. Ins. – 1965. – V. 43. – P. 237-239.

Alekseev A.S. Website “Catalogue of the Earth’s impact structures” / A.S. Alekseev, A.V. **Mikheeva**, V.E. Petrenko // Conf. "Impact craters as indicators for planetary environmental evolution and astrobiology" (Sweden, Östersund, June 8-14, 2006) : Digital Abs. vol. – 2006.

Alekseev A.S. The impact craters and linear magnetic anomalies / A.S. Alekseev, A.V. **Mikheeva** // Geochimica ET Cosmochimica Acta. – 71 (15). – S.1. – S27. – AUG 2007. – P. A664.

An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008 / N.K. Pavlis, S.A. Holmes, S.C. Kenyon, and J.K. Factor // 2008 General Assembly of the European Geosciences Union (Vienna, Austria, April 13-18, 2008).

Anderson D.L. Plate tectonics as a far from equilibrium self-organized system / D.L. Anderson // AGU. Geodynam. Ser. – 2002. – V. 30. – P. 1-22.

Application of block models to study of seismicity of arc subduction zones / Soloviev A.A. [et al.] // 5th Workshop on Non-Linear Dynamics and Earthquake Prediction (Trieste, 4-22 Oct., 1999). – ICTP, H4.SMR/1150-3. – P. 1-31.

Bak P. Earthquake as a Self-Organized Critical Phenomenon / P. Bak, C.Tang // JGR. – 1989. – V. 94. – No. B11. – P. 15,635-15,637.

Bath M. (1965), Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. – V. 2. – No. 6. – P. 483–514.

Bijwaard H. Closing gap between regional and global travel time tomography / H. Bijwaard, Spakman W., Engdahl E.R. // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103. – P. 30055-30078.

Billington S. Spatial distribution of mantle earthquakes in the Hindu Kush–Pamir region: a contorted Benioff zone / S. Billington, L.B. Isacks, M. Barazangi // Geology. – 1977. – V. 5. – P. 699-704.

Bird P. An updated digital model of plate boundaries / P. Bird // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2003. – V. 4. – No. 3. – P. 1027. – DOI: 10.1029/2001GC000252

Bucher W.H. Cryptoexplosion structure caused from within or without the Earth (Astroblemes or geoblemes) / W.H. Bucher // Am. J. Sci. – 1963. – V. 261. – No. 7. – P. 567-649.

Building the Pamir-Tibetan Plateau—Crustal stacking, extensional collapse, and lateral extrusion in the Central Pamir: 2. Timing and rates / D. Rutte, L. Ratschbacher, J. Khan, K. Stübner, B.R. Hacker, M.A. Stearns, E. Enkelmann, R. Jonckheere, J.A. Pfänder, B. Sperner, M. Tichomirowa // Tectonics. – 2017. – P. 36.

Burtman V.S. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir / V.S. Burtman, P. Molnar // Geol. Soc. Amer. Spec.: paper 281. – Boulder, Colorado, 1993, – 76 p.

Candidates for multiple impact craters: Popigai and Chicxulub as seen by EGM08, a global 5'×5' gravitational model / Klokocnik J. [et al.] // Solid Earth Discussions. – 2010. – No. 2. – P. 69-103.

Chatelain J.L. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications. / J.L. Chatelain, S.W. Roecker, D. Hatzfeld, P. Molnar // J. Geophys. Res. – 1980. – No. 85. – P. 1365-1387.

Constraints on the tectonic setting of the Andaman ophiolites, Bay of Bengal, India, from SHRIMP U-Pb zircon geochronology of plagiogranite / D.Srinivasa Sarma [et al.] // J. Geol. – 2010. – V. 118. – No. 6. – P. 691-697.

Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis / C.A. Cornell // Bulletin of Seismological Society of America. – 1968. – V. 58. – No. 5. – P. 1583-1606.

Cowie P. Statistical physics model for spatial-temporal evolution of faults / P. Cowie, C. Vanneste, D. Sornette // J. Geophys. Res. – 1993. – No. 98. – P. 21809-21821.

Cowie P. Multifractal scaling properties of a growing fault population / P. Cowie, D. Sornette, C. Vanneste // *Geophysical. J. Int.* – 1995. – No. 122. – P. 457-469.

Davies K. Studying the ionosphere with the Global Positioning System / K. Davies, G.K. Hartmann // *Radio Sci.* – 1997. – V. 32. – No. 4. – P. 1695-1703 .

Dewey J.F. Extensional collaps of orogenes / J.F. Dewey, K. Burke // *Tectonics.* – 1988. – V. 7. – P. 1123-1139.

Direct simulation of the stress redistribution in the scaling organization of fracture tectonics (SOFT) model / C. Narteau [и др.] // *Geophys. J. Inter.* – 2000. – V. 141. – P. 115-135.

Douwe J.J. Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India / J.J. Douwe, V. Hinsbergen [et al.] // *Tectonics.* – 2011. – V. 30. – No. 5. – P. TC5003/1-TC5003/31.

Dravinski M. Response of layer to strike-slip vertical fault / M. Dravinski, M.D. Trifunic // *J. Engin. Mech. Div., Amer. Soc. Civil Engin.* – 1980. – No. 106. – P. 609-621.

Dressler B. Shock metamorphic features and their zoning and orientation in the Precambrian rocks of the Manicouagan Structure, Quebec, Canada / B. Dressler // *Tectonophysics.* – 1989. – V. 171. – No. 1. – Part 4. – P. 229-245

Dunbar P. National geophysical data center historical significant earthquake database / P. Dunbar, K. Stroker // *IUGG XXIV general assembly (Perugia, Italy, July 2-13, 2007).* – Italy, 2007. – P. 6488.

Dyadkov P.G. Study of weak seismicity anomalies before strong earthquake at southern areas of Siberia for middle-time forecast / P.G. Dyadkov, J.M. Kuznetsova, A.V. **Mikheeva** // *Asian seismological commission V General Assembly (Yerevan, Armenia, 18-21 October, 2004) : тез. докл. - Yerevan, 2004.* – P. 217-218.

Dyadkov P.G. Global high seismic activity periods on the Earth from the latest 19 to the earliest 21 century and the 2003, Ms7.5 Altay earthquake [Электронный ресурс] / P.G. Dyadkov, J.M. Kuznetsova, A.V. **Mikheeva** // *II Международный симпозиум "Активный геофизический мониторинг литосферы Земли" (Новосибирск, 12-16 сентября 2005 г) : тез. докл. – Изд-во ГС СО РАН, 2005.*

Dyadkov P.G. Research methods of the global and regional earthquakes catalogues / P.G. Dyadkov, A.V. **Mikheeva** // *Materials of the international conference "Electronic Geophysical Year: State of the Art and Results" (г. Переславль-Залесский, 3–6 июня 2009); edited by V. Nechitailenko. –Moscow: GC RAS, 2009.* – P. 117.

Dyadkov P.G. The EEDB - Expert Earthquake Database for Seismic-Geodynamic Research / P.G. Dyadkov, A.V. **Mikheeva** // *Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Ser. Math. Model. in Geophys.* – 2010. – No. 13. – P. 15-30.

Dziewonski A.M. Preliminary reference Earth model / A.M. Dziewonski, D.L. Anderson // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1981. – V. 25. – P. 297-356.

Ebel J.E. A non-Poissonian element in the seismicity of the Northeastern United States / J.E. Ebel, A.L. Kafka // *Bull. Seism. Soc. Amer.* – 2002. – V. 92. – No. 5. – P. 2040-2046.

Evison F. Long-term seismogenesis and self-organized critically / F. Evison, D. Rhoades // *Earth Planets Space*. – 2004. – No. 56. – P. 749-760.

Flood deposits penecontemporaneous with ~0.8 Ma tektite fall in NE Thailand: impact-induced environmental effects? / Peter W. Haines, Kieren T. Howard, Jason R. Ali, Clive F. Burrett, Sangad Bunopas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2004. – V. 225. – No. 1. – P. 19-28

Ford Ramsay J. An empirical model for the Australasian tektite field / J. Ford Ramsay // *Austral. J. Earth Sci.* – 1988. – V. 35. – No. 4. – P. 483-490.

Friberg P. Relational database and GIS technology for earthquake hazard zonation / P. Friberg, M. Tuttle, K. Jacob // 4th Int. Conf. Seism. Zonat. (Stanford, Calif., Aug. 25-29, 1991). – Oakland (Calif.), 1991. – V. 3. – P. 585-592.

Fukao Y. Whole mantle P-wave tomography / Y. Fukao, S. Maruyama, M. Obayashi, H. Inoue // *J. Geol. Soc. Japan*. – 1994. – V. 100. – N. 1. – P. 7-23.

Ganas A. Seismic hazard modelling in rift systems using a remotely sensed deterministic input / Athanassios Ganas [et al.] // *RSS97: Observ. and Interact.* – Nottingham : Remote Sens. Soc., 1997. – P. 47-52 .

Geodynamic background of earthquake prediction / A. Gabrielov [et al.] // The 31st International Geological Congress (Rio de Janeiro, Aug. 6-17, 2000). - Rio de Janeiro: Geol. Surv. Braz., 2000. – P. 168-170.

Goncharov M.A. Plate tectonics as a component of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres / M.A. Goncharov // Chapter 3 in the book “Horizons in Earth Science Research. Volume 5”; Eds. B. Veress and J. Szigethy. – New York: Nova Science Publishers, 2011. – P. 133-176.

Gorshkov A. The Western Alps: numerical modeling of block-structure dynamics and seismicity / A. Gorshkov, A. Soloviev // 25th general assembly of ESC (Reykjavik, Iceland, Sept. 9-14, 1996) : тез. докл. - Reykjavik, 1996. – P. 66.

GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions / A.V. Zubovich [et al.] // *Tectonics*. – 2010. – V. 29. – doi:10.1029/2010TC002772.

Greeley R. Impact basins: Implications for formations from experiments / R. Greeley [et al.] // *LPI Contributions*. – 1980. – No. 414. – P. 18.

Gusiakov V.K. Application of new numerical methods for near-real time tsunami height prediction [Электронный ресурс] / V.K. Gusiakov, An.G. Marchuk, V.V. Titov // *International Tsunami Meetings (July 31 -August 10, 1989) : Abs.* – USSR, Novosibirsk: Computing Center, 1989. – Digital conference proceedings (CD-ROM).

Gusiakov V.K. Interactive software for near-real time tsunami modeling [Электронный ресурс] / V.K. Gusiakov, An.G. Marchuk, V.V. Titov // *XX IUGG General Assambly IASPEI (Vienna, 11-24 August 1991) : Abs.* – Gras, Austria: Tecnical University, 1991. – Digital conference proceedings (CD-ROM).

Gusiakov V.K. Expert tsunami database for the Kuril-Kamchatka region / V.K. Gusiakov, An.G. Marchuk, A.V. Osipova (**Mikheeva**) // *Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Mathematical Modeling in Geophysics*. – Novosibirsk: NCC Publisher, 1994a. – No. 1. – P. 65-77.

Gusiakov V.K. Expert tsunami database for the Pacific region / V.K. Gusiakov, An.G. Marchuk, A.V. Osipova (**Mikheeva**) // The International Emergency Management and Engineering Conference (USA, Hollywood Beach, Florida, April 18-21, 1994) : Proc.; Ed. J. Sullivan and S. Tufekci. – 1994. – P. 247-252.

Gusiakov V.K. Expert tsunami database for the Pacific: motivation, design and proof-of-concept demonstration region / V.K. Gusiakov, A.V. Osipova (**Mikheeva**), An.G. Marchuk // Perspectives on Tsunami Hazard Reduction: Observation, Theory and Planning : Proc.; Ed. G. Hebenstreit. – Dordrecht-Boston-London: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 21-34.

Gusiakov V.K. A simple Windows-based geographic mapping system for visualization and analysis of seismic and tsunami data [Электронный ресурс] / V.K. Gusiakov, D.V. Ivaikin, An.G. Marchuk // NASA-FEMA-GWU Conference on the Application of Remote Sensing and GIS for Disaster Management (Washington, USA, January 19-21, 1999) : Proc. – Washington, DC, USA: George Washington University, 1999. – 1 электронный носитель (CD-ROM). – Digital conference proceedings. Track 4.

Gutenberg B. Seismicity of the Earth and associated phenomena / B. Gutenberg, C.F. Richter // Princ. Univ. Press. – 1954. – 310 p.

Hamburger, M.W. Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the Peter the First Range, central Asia. / M.W. Hamburger, D.R. Sarewitz, T.L. Pavlis, G.A. Popandopulo // Geol. Soc. Am. Bull. – 1992. – V. 104. – P. 397-408.

Henkel H. Large impacts in the Baltic shield with special attention to the Uppland structure / H. Henkel, R. Lilljequist // Int. Conf. Large Meteorite Impacts and Planet. Evol. (Sudbury, Aug.31-Sept.2, 1992) : Pap. Present. – Houston (Tex.), 1992. – P. 39.

Imanishi K. Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compression northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake [Электронный ресурс] / K. Imanishi, R. Ando, Y. Kuwahara // Geophysical Research Letters. – 2012. – V. 39. – Iss. 9.

International Seismological Centre / A. Shapira [et al.] // IUGG XXIV General Assembly (Perugia, Italy, July 2-13, 2007). – Italy, 2007. – P. 6173.

Irvine T.N. Global convection and Hawaiian upper mantle structure // Carnegie Inst. Washington Year Book, 1991. – V. 90. – P. 3-11.

Ivanchenko G.N. Remote sensing and lineament analysis for detection of geodynamic activity central part of East European platform / G.N. Ivanchenko, I.A. Sanina, E.M. Gorhunova // Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле. – Владивосток, 2014. – P. 53.

Jaume S.C. Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment / S.C. Jaume, L.R. Sykes // Energy release prior to large and great earthquakes. PAGEOPH. – 1999. – V. 155. – P. 279-306.

Kabanikhin S.I. 3D-simulation of integrated natural and man-made Hazards / S.I. Kabanikhin, An.G. Marchuk, I.V. Marinin, O.I. Krivorotko [et al.] // Proceedings of the 4th International Disaster

and Risk Conference: Integrative Risk Management in a Changing World - Pathways to a Resilient Society, IDRC (26-30 августа 2012). – Davos, 2012. – P. 436-439.

Kabanikhin S.I. A variational approach to reconstruction of an initial tsunami source perturbation / S. Kabanikhin, A. Hasanov, I. Marinin, O. Krivorotko, D. Khidasheli // Applied Numerical Mathematics. – 2014. – No. 83. – P. 22-37.

Kalinnikov I.I. The GIS-EEDB computing system, lineaments and the earthquake prediction problem / I.I. Kalinnikov, A.V. **Mikheeva** // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Mathematical Modeling in Geophysics. – 2015. – No. 18. – P. 17-34.

Kalinnikov I.I. Algorithms of building lineaments in the program GIS-ENDDDB / I.I. Kalinnikov, A.V. Mikheeva // Bulletin of Novosibirsk Computer Center. Series: Mathematical Models in Geophysics. – 2016. – No. 13. – P. 1-9.

Kanamori H. Rupture process of subduction-zone earthquakes / H. Kanamori // Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – V. 14. – P. 293-322.

Keilis-Borok V.I. One regularity in the occurrence of strong earthquakes / V.I. Keilis-Borok, L.N. Malinovskaya // J. Geophys. Res. – 1964. – V. 69. – P. 3019-3024.

Kenkmann T. Structural geology of impact craters / T. Kenkmann, M.H. Poelchau, Wulf G. // Journal of Structural Geology. – May 2014. – V. 62. – P. 156-182.

Khazanovitch-Wulff K.K. Morphological elements of “Popigai” and other astroblemes as indicators to cosmic bodies’ ballistic trajectory / K.K. Khazanovitch-Wulff, A.V. **Mikheeva** [et al.] // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Math. Model. in Geoph. – Novosibirsk: NCC Publisher, 2013. – No. 16. – P. 69-82.

King C-Y. Stress drop in earthquakes / C-Y King, L. Knopoff // Bulletin of the seismological society of America – 1968. – V. 58. – No. 1. – P. 249-257.

Koulakov I.Yu. 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent / I.Yu. Koulakov // Geophys. J. Int. – 1998. – V. 133. – No. 2. – P. 467-489.

Kumar Nath S. An initial model of seismic microzonation of Sikkim Himalaya through thematic mapping and GIS integration of geological and strong motion features / S. Kumar Nath // J. Asian Earth Sci. – 2005. – V. 25. – No. 2. – P. 329-343.

Kumazawa M. Whole Earth Tectonics / M. Kumazawa, S. Maruyama // J. Geol. Soc. Japan. – Vol. 100. – N1. – 1994. – P. 81-102.

Kumlehn de Mamani M. IMPAKTNAMEN: Namen der [Meteorite; Impakte/Krater; Boliden/Fireballs; Tektite] im Sonnensystem [Электронный ресурс] / M. Kumlehn de Mamani, I. Grambow. – 2015. – Режим доступа: www.impaktnamen.de.

Kuznetsov I.V. The interrelation of earthquakes of the Pacific belt / I.V. Kuznetsov, V.I. Keilis-Borok // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections. – 1997. – V. 335A. – No. 6. – P. 869-873.

Lees J.M. Electronic seismologist. Xmap8: a free program for three-dimensional GIS / J. M. Lees // Seismol. Res. Lett. – 1995. – V. 66. – No. 4. – P. 33-37.

Leonard G. GIS as a tool for seismological data processing / G. Leonard [et al.] // Pure and Appl. Geophys. – 2002. – V. 159. – No. 5. – P. 945-967.

Lilljequist R. Mass redistribution of rocks and elements resulting from a giant impact in Central Sweden / R. Lilljequist, H. Henkel // Ann. geophys. – 1991. – V. 9. – P. 56.

Marchuk An.G. Technique for digitizing bathymetry information using personal computer / An.G. Marchuk // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Mathematical Modeling in Geophysics. – Novosibirsk: NCC Publisher, 1994. – No. 1. – P. 79-86.

Marchuk An.G. Interactive system for input digital geographic and bathymetric information / An.G. Marchuk // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Mathematical Modeling in Geophysics. – Novosibirsk: NCC Publisher, 1996. – P. 55-62.

Marchuk An.G. Providing detailed digital bathymetry data for tsunami modeling and warning [Электронный ресурс] / An.G. Marchuk // NASA-FEMA-GWU Conference on the Application of Remote Sensing and GIS for Disaster Management (Washington, USA, January 19-21, 1999) : Proc. – Washington, DC, USA: George Washington University, 1999. – 1 электронный носитель (CD-ROM). – Digital conference proceedings.

Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. – 1994. – V. 100. – No. 1. – P. 24—49.

Mataruna L.J. Relation between Differential Delay Times of Geomagnetic Jerks and Lateral Variations in Mantle Heat Flow / L.J. Mataruna, V.M. Hamza // Intern. J. of Geophysics and Geochemistry. – Apr. 21, 2016. – P. 14-24.

Matheu E.E. Determination of Standard Response Spectra and Effective Peak Ground Accelerations for Seismic Design and Evaluation / E.E. Matheu [et al.] // ERDC/CHL CHETN-V1-41. – 2005. – P. 16.

Mikheeva A.V. The crater "Yama Korchazhikha" on the Web-site "Catalogue of the Earth's impact structure" / A.V. **Mikheeva**, P.G. Dyadkov, G.M. Ivanova // 40th ESLAB First International Conference on Impact Cratering in the Solar System (Noordwijk, The Netherlands, 8-12 May 2006). – Noordwijk, 2006. – P. 237-239.

Mikheeva A.V. The new data of "Catalogue of the Earth's impact structures" / A.V. **Mikheeva** // Geochimica et Cosmochimica Acta. Suppl.1. – S19 (July 2008). – 72 (12): A627-A627.

Mikheeva, A.V. General Laws of spatial-temporal distribution of the Earth's impact structures / A.V. **Mikheeva** // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Ser. Math. Model. in Geoph. – 2010. – V. 13. – P. 127-140.

Mikheeva A.V. Studying a spatial-temporal distribution of seismicity in the area around Fukushima Prefecture by GIS-EEDB program tools / A.V. **Mikheeva** // Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Ser. Numerical Analysis. – Novosibirsk: NCC Publisher, 2013a. – No. 16. – P. 65-79.

Mikheeva A.V. On studying of natural disasters using the Earth's remote sensing materials [Электронный ресурс] / A.V. **Mikheeva** // Latin American Remote Sensing Week (LARS 2013) (Santiago de Chile, October 23-25) : Proc. – Santiago de Chile, 2013b. – Digital conference proceedings.

Mikheeva A.V. The gravity trace of the falling cosmic bodies trajectories / A.V. **Mikheeva**, K.K. Khazanovich-Wulff // *Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Ser. Math. model. in geoph.* – Novosibirsk: NCC Publisher, 2013b. – No. 16. – P. 89-103.

Mikheeva A.V. The new tasks of structural geomorphology, resolved by the ENDDDB geoinformation system / A.V. **Mikheeva** // *Bulletins of the Novosibirsk ICMMG. Ser. Math. model. in geoph.* – Novosibirsk: NCC Publisher, 2014a. – No. 17. – P. 57-72.

Mikheeva A.V. Modifications of the GIS-EEDB-system for studying a spatial-temporal distribution of seismicity in the Far East areas / A.V. **Mikheeva**, P.G. Dyadkov // International conference “Modern information technologies in Earth sciences” (Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, September 8–13, 2014) : Proc. – Владивосток, Дальнаука, 2014б. – P. 150.

Mikheeva A.V. Geoinformation Systems for Studying Seismicity and Impact Cratering using Remote Sensing Data / A.V. **Mikheeva**, An.G. Marchuk, P.G. Dyadkov // Chapter 7 in Book: “Geographic Information Systems (GIS): Techniques, Applications and Technologies”. – Nantes University, France: Nova Science Publishers, 2014в. – P. 151-216.

Mikheeva A.V. Geographical information system “The Earth's natural disasters Database” (ENDDDB) as a tool for studying complex geotectonic structures / A.V. **Mikheeva**, An.G. Marchuk // *Bulletin of Novosibirsk Computer Center. Series: Computer Science.* – 2016. – No. 39. – P. 25-36.

Mikheeva A.V. Geomorphologic features of the Earth's large cosmogenic structures / A.V. **Mikheeva**, F.R. Hazivaliev, O.P. Chetverova // *Bulletins of the Novosibirsk Computing Center, Series: Math. Model. in Geophys.* – 2016. – V. 19. – P. 59-66.

Mirzaei N. Delineation of potential seismic sources for seismic zoning of Iran / N. Mirzaei [et al.] // *Journal of Seismology.* – 1999. – No. 3. – P. 121-138.

Mogi K. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper) / K. Mogi // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.* – 1962. – V. 40. – P. 831-854.

Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan: 2. Activity before and after great earthquakes / K. Mogi // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* – 1969. – V. 47. – P. 395–417.

Mogi K. Relationship between shadow and deep seismicity in the western Pacific region / K. Mogi // *Tectonophysics.* – 1973. – No. 17. – P. 1-22.

Mogi K. Deep seismic activities preceding the three large ‘shallow’ earthquakes off south-east Hokkaido, Japan - the 2003 Tokachi-oki earthquake, the 1993 Kushiro-oki earthquake and the 1952 Tokachi-oki earthquake / K. Mogi // *Earth Planets Space.* – 2004. – No. 56. – P. 353-357.

Mohanty W. First Order Seismic Microzonation of Haldia, Bengal Basin (India) using GIS / W. Mohanty, M.Y. Walling // IUGG XXIV General Assembly (Perugia, Italy, July 2-13, 2007). – Perugia, Italy, 2007. – P. 6252.

Naldrett A.J. Contamination at Sudbury and its role in ore formation / J.A. Naldrett, B.V. Rao, M. Evensen Norman // *Conf. Metallogeny Basic and Ultrabasic Rocks (Edinburgh, 9-12 Apr., 1985)* : Proc. – London, 1986. – P. 75-91.

Nishimura S. The Krakatau Islands: the geotectonic setting / S. Nishimura, H. Harjono, S. Suparka // *Geo Journal*. – 1992. – V. 28. – No. 2. – P. 87-98.

Omori F. Investigation of aftershocks / F. Omori // *Rep. Earth. Inv. Comm.* – 1894. – V. 2. – P. 103-139.

On dynamics of seismicity simulated by the models of block-and-faults systems / A. Gorshkov [и др.] // *Ann. Geophys.* – 1997. – V. 40. – No. 5. – P. 1217-1232.

Panza G.F. Numerical modeling of block-structure dynamics: application to the Vrancea region / G.F. Panza, A.A. Soloviev, I.A. Vorobieva // *Pure Appl. Geophys.* – 1997. – V. 149. – P. 313-336.

Patriat P. India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates / P. Patriat, J. Achache // *Nature*. – 1984. – V. 311 (5987). – P. 615–621.

Pegler G. An enhanced image of the Pamir-Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocentres / G. Pegler, S. Das // *Geophys. J. Int.* – 1998. – V. 134. – No. 2. – P. 573-595.

Petersen M. & all, Documentation for the Southeast Asia Seismic Hazard Maps / M. Petersen [et al.]. – USGS, Administrative Report, 2007. – 63 p.

Petrenko V.E. Estimation of the big cosmic bodies' impact frequency and possibility of cosmogenic tsunamis / V.E. Petrenko, An.G. Marchuk // *International Emergency Management Society Conference 1998. Disaster and Emergency Management: International Challenges for the Next Decade.* – The George Washington University, Washington DC, 1998. – P. 435-443.

Pirajno F. Hydrothermal processes associated with meteorite impact structure: evidence from three Australian examples and implications for economic resources / F. Pirajno // *Austral. J. Earth Sci.* – 2005. – V. 52. – No. 5. – P. 587-605.

Rajmon D. David Rajmon Global Impact Crater GIS Project [Электронный ресурс] / D. Rajmon. – 2017. – Режим доступа: www.datapages.com/gis-map-publishing-program/gis-open-files/geothematic/david-rajmon-global-impact-crater-gis-project.

Reasenber P. Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982 / P. Reasenber // *JGR*. – 1985. – V. 90. – P. 5479-5495.

Remarques sur la repartition du volcanisme potassique quaternaire de Java (Indonesie) / Rubini Soeria-Atmadja [et al.] // *C. r. Acad. sci. Ser. 2.* – 1988. – V. 2. – No. 6. – P. 635-641.

Romanova I.M. Local spatial data infrastructure in the Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS: current state and development prospect / I.M. Romanova // *Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле.* – Владивосток, 2014. – P. 130-131.

Rotwain I. Premonitory transformation of steel fracturing and seismicity / I. Rotwain, V. Keilis-Borok, L. Botvina // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1997. – V. 101. – P. 61-71.

Rundkvist D.V. Modeling of dynamics and seismicity of arc subduction zones / D.V. Rundkvist, A.A. Soloviev, G.L. Vladova // *XXVI general assembly ESC (Tel Aviv, Israel, Aug. 23-28, 1998)* : Abstr. - Tel Aviv, 1998. – P. 44.

Sarkar I. Static stress transfers in the Pamir Hindu Kush seismic zone / I. Sarkar, S. Sanyal // *J. Asian Earth Sci.* – 2004. – V. 23. – No. 4. – P. 449-459.

Sandwell D.T. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure / D.T. Sandwell, R.D. Müller, W.H.F. Smith, E. Garcia, R. Francis // *Science.* – 2014. – Vol. 346. – No. 6205. – P. 65-67. – DOI: 10.1126/science.1258213.

Schaeffer A.J. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone / A.J. Schaeffer, S.I. Lebedev // *Geophysical Journal International.* - 2013. - V. 194. – P. 417–449.

Schmidt P. Gravity and seismotectonics of Papua New Guinea: implications from a GIS-approach / P. Schmidt, G. Aruai, N. Mosusu // *Ann. geophys.* - 1997. - V. 15, Suppl. n1. – P. 135.

Schnetzler C.C. Mechanism of Muong Nong-type tektite formation and speculation on the source of Australasian tektites // *Meteoritics.* - 1992. -V. 27. - No. 2. - P. 154-165.

SeismoGIS: A tool for the visualization of earthquake data / C. Willmes [и др.] // *Proc. XXI ISPRS congress (Beijing, China, 3-11 July 2008) - Beijing, 2008.* – P. 1239-1244.

Shah H. Geographic information systems and artificial intelligence an application for seismic zonation / H. Shah, R. Boyle, W. Dong // *4th Int. Conf. Seism. Zonat. (Stanford, Calif., Aug. 25-29, 1991).* - Oakland (Calif.), 1991. – V. 1. – P. 487-517.

Sherman S.I. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time / S.I. Sherman, E.A Gorbunova // *Earth Sci. Frontiers, 2008.* – V. 15. – No. 3. – P. 337-347.

Shoemaker E. Asteroid and comet bombardment of the Earth / E. Shoemaker // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1983. – V. 11. – P. 461-494.

Shuvalov V. The Impact Dynamics / V.Shuvalov, H. Dypvik, F. Tsikalas // Chapter 7 in Book: “Mjolnir Impact Event: Geology and Geophysics of a Lake Jurassic/Early Cretaceous Submarine Impact Structure”; Edited by H. Dypvik, F. Tsikalas, M. Smelror. – 2010. – P. 195-210.

Shuvalov V. Ejecta deposition after oblique impacts: An influence of impact scale / V.Shuvalov // *Meteoritics and Planetary Science.* – 2011. – V. 46. – P. 1713-1718.

Sippl C. Geometry of the Pamir-Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data / C. Sippl [et al.] // *J. Geophys. Res. B.* – 2013. – V. 118. – No. 4. – P. 1438-1457.

Smith W.H.F. and Sandwell D. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science.* / W.H.F. Smith, D. T. Sandwell // *Science.* – 1997. – V. 26. – No. 277. – P. 1956-1962.

Soloviev A.A. Modeling of block-structure dynamics for the Vrancea region: Source mechanisms of the synthetic earthquakes / A.A. Soloviev, I.A. Vorobieva, G.F. Panza // *Pure Appl. Geophys.* – 2000. – V. 157. – No. 1/2. – P. 97-110.

Soloviev A.A. Modeling of block-structure dynamics. Parametric study for Vrancea / A.A. Soloviev, I.A. Vorobieva, G.F. Panza // *Pure Appl. Geophys.* – 1999. – V. 156. – No. 3. – P. 395-420.

Sobolev P.O. The dependence of seismicity of mid-oceanic ridges on the spreading rate and on the ratio between lengths of the rift and transform zones / P.O. Sobolev, D.V. Rundkvist //

Transactions (Doklady) of the Russian academy of sciences. Earth Science Sections, – 1996. – V. 351. – No. 8. – P. 1216-1220.

Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w 9.0) / D. Zhao, Z. Huang // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – V. 38. – P. L17308.

Summary report // Fifteenth session of the international coordination group for the tsunami warning system in the Pacific (Papeete, Tahiti, French Polynesia, July 24-28, 1995). – Paris: IOC/UNESCO, 1995. – 50 p.

Sunardi E. Temporal chemical variations in late Cenozoic volcanic rocks around the Bandung Basin, West Java, Indonesia / E. Sunardi, J. Kimura // *Ganko.* - 1998. – V. 93. – No. 4. – P. 103-128.

Task group plans upgrade of the U.S. magnetic-anomaly database // *EOS.* – 1995. – V. 76. – No. 14. – P. 137-140.

The global heat flow database of the international heat flow commission [Электронный ресурс]. – Univ. of North Dakota. – 2015. – Режим доступа: www.heatflow.und.edu/index2.html.

The maps of expected earthquakes based on a combination of parameters / G.A. Sobolev [et al.] // *Tectonophysics.* – 1991. – V. 193. – P. 255-265.

The software using digital databases and GIS interface for detecting geodynamic structures / A.P. Vazhenin, **A.V. Mikheeva**, P.G. Dyadkov, An.G. Marchuk // *New Trends in Intelligent Software Methodologies, Tools and Techniques*; Eds. H. Fujita et al. – IOS Press, 2017. – P. 576-592.

Thieblemont D. Vers une approche rigoureuse de la relation entre magmatisme et géodynamique: Structure et composition d'une base de données géochimiques sur les magmatismes actuels ou récents / D. Thieblemont, M. Tegyeu; *Bur. rech. géol. et minières (BRGM) // Principaux result. sci. et techn.: Rapp. sci.*, 1990-1991. – Paris, 1992. – P. 56-57.

Thurston J.B. Mapping remanent magnetization using the local phase / J.B. Thurston // *Geophysics.* – 2001. – V. 66. – No. 4. – P. 1082-1089.

Turcotte D.L. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics* / D.L. Turcotte. – Second edition. – Cambridge University Press, Cambridge, 1997. – 398 p.

Twin ruptures grew to build up the giant 2011 Tohoku, Japan, earthquake [Электронный ресурс] / N. Maercklin, G. Festa, S. Colombelli, A. Zollo // *Scientific Reports.* – October 2012. – No. 2. – P. 709.

Ulomov V.I. Earthquake Source Zones of Northern Eurasia. Global Seismic Hazard Assessment Program. Region 7. [Электронный ресурс] / Editor-in-Chief V.I. Ulomov. – 2000. – Режим доступа: www.seismo.ethz.ch/static/gshap/neurasia/.

Utsu T. Aftershocks and Earthquake statistics / T. Utsu // *Journal of the Faculty of Science.* – Hokkaido University, Japan, 1971. – Ser. 7. – V. 3. – No. 5.

Van der Lee S. The upper mantle S velocity structure of Northern America / S. Van der Lee, G. Nolet // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – P. 22815-22838.

Vedder J.F. Microcraters formed in glass by projectiles of various densities / J.F. Vedder, J.-C. Mandeville // *Journal of Geophysical Research.* – 1974. – V. 79. – No. 23. – P. 3247-3256.

- Wegener A. The origin of lunar craters / A. Wegener. – 1921.
- Wiemer S. Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) 1992 earthquakes / S. Wiemer, M. Wyss // Bull. Seism. Soc. Am. – 1994. – V. 84. – P. 900-916.
- Winslow N. Introduction to Self-Organized Criticality & Earthquakes. Dept. of Geological Sciences University of Michigan / N. Winslow // Working Group on California Earthquake probabilities: Summary of Earthquake probabilities in the San Francisco Bay region 2000-2030. – P. 6.
- Wortel M.J.R. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region / M.J.R. Wortel, W. Spakman // Science. – 2000. – V. 290. – P. 1910–1917.
- Zarifi Z. Characteristics of dense nests of deep and intermediate-depth seismicity / Z. Zarifi, J. Havskov // Advances in geophysics. – 2003. – V. 46. – P. 237–276.
- Zhao D. Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc / D. Zhao, T. Matsuzawa, A. Hasegawa // Phys. Earth Planet. Int. – 1997. – V. 102. – P. 89–104.
- Zhao D. Mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w 9.0) sequence: Insight from seismic tomography / D. Zhao // G-COE Symposium 2012 "Achievement of G-COE Program for Earth and Planetary Dynamics and the Future Perspective" (Japan, Sendai. September 25-28, 2012). – Japan, 2012.

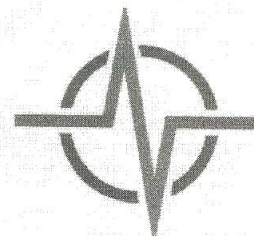
Список патентов

- Михеева А.В. Полный каталог импактных структур Земли. Авторское свидетельство – рег. № DB10017, ФАП СО РАН от 2010-10-01.
- Михеева А.В., Дядьков П.Г., Марчук А.Г. Экспертный банк данных по землетрясениям EEDB Авторское свидетельство – рег. № PR10022, ФАП СО РАН от 2010-10-08.
- Михеева А.В. Импактные структуры Земли. Авторское свидетельство на БД. Роспатент. Гос. рег. № 2011620195 от 11.03.2011.
- Михеева А.В., Дядьков П.Г., Марчук А.Г. GIS-EEDB. Авторское свидетельство на программу для ЭВМ. Роспатент. Гос. рег. № 2011613755 от 13.05.2011.
- Михеева А.В. GIS-ENDDB. Авторское свидетельство на программу для ЭВМ. Роспатент. Гос. рег. № 2015619859 от 15.09.2015.
- Дядьков П.Г., Михеева А.В., Гнибиденко З.Н., Левичева А.В. Модуль магнитных свойств горных пород GIS-EEDB. Авторское свидетельство на программу для ЭВМ. Роспатент. Гос. рег. № 2016612862 от 10.03.2016.
- Михеева А.В., Дядьков П.Г., Марчук А.Г., Лысковская Е. Геоинформационная система "Банк данных природных катастроф Земли" (GIS-ENDDB). Авторское свидетельство – рег. № PR16002, ФАП СО РАН от 2016-03-29.

Акты о внедрении и патенты

**Федеральное государственное
бюджетное учреждение науки
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

249035, г. Обнинск Калужской области, пр. Ленина, 189
телефоны: (48439) 3-14-05, (495) 912-68-72,
факс: (48439) 3-02-34,
e-mail: ceme@gstras.ru



на № 18.04.2013г от № 12128.01-10/296

«УТВЕРЖДАЮ»
Директор ГС РАН, чл.-корр. РАН
А.А.Маловичко
« 20 / 12 г.

**АКТ О ВНЕДРЕНИИ
программно-аналитического комплекса GIS-EEDB**

Результаты научно-практических исследований и программно-аналитические материалы геоинформационной системы EEDB «Expert Earthquake DataBase», авторы – к.ф.-м.н. А.В. Михеева (научный сотрудник ИВМиМГ и ИНГГ СО РАН), к.г.-м.н. П.Г. Дядьков (заведующий лабораторией ЛЕГП ИНГГ СО РАН) и д.ф.-м.н. Ан.Г. Марчук (ведущий научный сотрудник ИВМиМГ СО РАН), – внедрены в аналитическую деятельность Центрального отделения Геофизической службы РАН (г. Обнинск) для использования в научно-исследовательских задачах следующих направлений:

– автоматизация процесса построения карт эпицентров, механизмов очагов, афтершоковых процессов землетрясений в сопоставлении с геолого-географической и тектонической информацией (рельеф местности, активные разломы, линейаменты, населенные пункты и др.);

– автоматизация процесса анализа информации о пространственно-временном распределении сейсмичности и параметрах сейсмического режима основных сейсмоактивных регионов России, Северной Евразии и мира;

– для публикаций в информационных сообщениях о сильных землетрясениях России и мира на сайте ГС РАН, в научных статьях, в том числе в сборниках «Землетрясения России» и «Землетрясения Северной Евразии».

Председатель комиссии:

Зам.директора ГС РАН, к.г.-м.н.

С.В. Горожанцев

Члены комиссии:

Ученый секретарь ГС РАН, к.ф.-м.н.

Н.В.Петрова

Зав.лаб. ИРС, к.ф.-м.н.

И.П.Габсатарова



ФАНО России
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Ордена Трудового Красного Знамени
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ГИН РАН)

Пыжевский переулок, дом 7, строение 1, Москва, 119017, тел.: (495) 951-09-81, факс: (495) 951-04-43, e-mail: gin@ginras.ru
 ОКПО 02698737, ОГРН 1037739505858, ИНН/КПП 7706007378/770601001

11.01.2017 №13102 - 04-2115/1

На № _____ от _____

Академик РАН _____



АКТ О ВНЕДРЕНИИ

программно-аналитического комплекса GIS-EEDB

В результате научно-практических исследований и использования программно-аналитических способов обработки сейсмологических материалов в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН) была создана геоинформационная система с модулями визуализации и обработки GIS-EEDB (Expert Earthquake DataBase). Авторы: к.ф.-м.н. А.В. Михеева (научный сотрудник ИВМиМГ и ИНГГ СО РАН), к.г.-м.н. П.Г. Дядьков (заведующий лабораторией ЛЕГП ИНГГ СО РАН) и д.ф.-м.н. Ан.Г. Марчук (ведущий научный сотрудник ИВМиМГ СО РАН). Программно-аналитический комплекс GIS-EEDB внедрен в виде демонстрационных версии на ноутбук (инв. № 1010413611) сотрудника Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН Соколова С.Ю. для опытной эксплуатации и оценки необходимости более широкого внедрения на стационарные компьютеры ГИН РАН.

В процессе опытной эксплуатации пакет будет использоваться для оценки сейсмологических параметров срединно-океанических хребтов (СОХ) и районирования зон СОХ с учетом полученных оценок энерговыведения, частоты сейсмических событий, пространственно-временного распределения эпицентров, кривых повторяемости и проч. Полученные характеристики будут сопоставляться с данными многолучевой батиметрии, высокочастотного сейсмического профилирования, а также потенциальных полей и их трансформант с публикацией результатов анализа в научных статьях, монографиях и отчетах по темам государственного задания и грантов.

Председатель комиссии:

Ученый секретарь ГИН РАН, к.г.-м.н.

Г.Н.Александрова

Члены комиссии:

Зав. Лаб. Геоморфологии и тектоники дна океанов, д.г.-м.н.

А.О.Мазарович

Ведущий научный сотрудник Лаб. Геоморфологии и тектоники дна океанов, к.ф.-м.н.

С.Ю.Соколов

Младший научный сотрудник Лаб. Геоморфологии и тектоники дна океанов, к.г.-м.н.

Ю.А.Зарайская

Патенты.

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации базы данных
№ 2011620195

Импактные структуры Земли

Правообладатель(ли): *Михеева Анна Владленовна (RU)*Автор(ы): *Михеева Анна Владленовна (RU)*

Заявка № 2010620704

Дата поступления 3 декабря 2010 г.

Зарегистрировано в Реестре баз данных
11 марта 2011 г.Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной
собственности, патентам и товарным знакам

Б.П. Симонов

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2011613755

GIS-EEDB

Правообладатель(ли): *Учреждение Российской академии наук
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения РАН (ИНГГ СО РАН) (RU)*

Автор(ы): *Михеева Анна Владленовна, Дядьков Петр Георгиевич,
Марчук Андрей Гурьевич (RU)*

Заявка № 2011612010

Дата поступления 28 марта 2011 г.

Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ
13 мая 2011 г.



Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной
собственности, патентам и товарным знакам

Б.П. Симонов

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2015619859

**GIS-ENDDB (Geoinformation system - the Earth's Natural
Disasters Database)**

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки Институт вычислительной математики и
математической геофизики Сибирского отделения Российской
академии наук (RU)*

Автор: *Михеева Анна Владленовна (RU)*

Заявка № **2015613459**

Дата поступления **27 апреля 2015 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **15 сентября 2015 г.**

Заместитель руководителя Федеральной службы
по интеллектуальной собственности



Л.Л. Кирий