

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК — 1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

551.24

1935

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор:  
член-корреспондент АН СССР  
Э.Э. Фотиади

НОВОСИБИРСК—1975



## А Н Н О Т А Ц И Я

Сборник содержит статьи, посвященные методическим вопросам исследования современных движений и деформаций земной коры.

В первом разделе описываются и обсуждаются методика и результаты геодезических, гравитационных и магнитных исследований, проведенных на Байкальском геодинамическом полигоне Института геологии и геофизики СО АН СССР за период, прошедший со времени опубликования подобных материалов более ранних лет (1966-1969 гг.).

Второй раздел посвящен обсуждению различных методических вопросов, расширяющих возможности использования геодезических и геофизических данных как в перспективном, так и в более конкретном плане их применения.

Благодаря разнообразию содержания сборник представит интерес для широкого круга геофизиков, геодезистов и геологов, интересующихся не только проблемой современных тектонических движений земной коры, но и деформациями крупных инженерных сооружений.

## СОДЕРЖАНИЕ

стр.

Фотиади Э.Э. Состояние, задачи и перспективы исследований современных движений земной коры .....	6
--	---

### ЧАСТЬ I

#### МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

1. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Характер проявления современных вертикальных движений земной поверхности на Селенгинском профиле .....	30
2. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Результаты повторного нивелирования на Ангинском профиле .....	44
3. Есиков Н.П., Кесельман С.И., Юдин В.С. Исследование горизонтальных деформаций земной поверхности .....	51
4. Ладнин А.В. Результаты изучения вековых вариаций силы тяжести .....	60
5. Ларионов В.А., Дядьков П.Г. Измерения с магнитовариационными станциями (МВС) .....	79
6. Ларионов В.А. Абсолютные измерения горизонтальной составляющей геомагнитного поля .....	87
7. Ларионов В.А. О вероятной связи временных вариации аномального магнитного поля с землетрясением на Байкале в 1972 г. ....	93
8. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Юдин В.С., Кочетков В.М., Курушин Р.А., Киселев А.А. Перспективы изучения современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне .....	103

Ч А С Т Ь П  
В О П Р О С Ы М Е Т О Д И К И

	стр.
1. П а н к р у ш и н В.К. Исследование точности и оптимальное построение динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной коры .....	II7
2. Е с и к о в Н.П. Кусочно-линейное аппроксимирование деформаций земной коры .....	132
3. Е с и к о в Н.П., К е с е л ь м а н С.И. Дилатация приповерхностной части земной коры на некоторых геодинамических полигонах .....	146
4. Е с и к о в Н.П., К е с е л ь м а н С.И. Соотношение градиента современных вертикальных движений земной поверхности с компонентами деформации приповерхностной части земной коры .....	165
5. К о л м о г о р о в В.Г., А в д е е н к о Н.С. Возможности использования лазерного дальномера для изучения горизонтальных перемещений земной поверхности .....	173
6. К о л м о г о р о в а П.П., К а р а т а е в Г.И. Прогнозирование скоростей современных вертикальных движений земной коры с помощью корреляционной модели по геолого-геофизическим статическим данным .....	182
7. А р н а у т о в Г.П., К а л и ш Е.Н., Л а д ы н и н А.В., С а р ы ч е в а Ю.К., С т у с ь Ю.Ф. Задачи и перспективы абсолютных измерений силы тяжести лазерным гравиметром .....	203
8. Л а р и о н о в В.А. Количественная интерпретация пьезомагнитного эффекта .....	211
9. Л а р и о н о в В.А., М а р к е в и ч Н.А. Оценка влияния магнитного склонения и наклона при измерении модуля вектора геомагнитного поля .....	220
10. С о к о л о в а Л.С., Д у ч к о в А.Д. Оценки параметров современных движений земной коры по данным геотермических измерений .....	225
II. Ж а л к о в с к и й Н.Д. К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным .....	234

12. Е с и к о в Н.П., К е с е л ь м а н С.И.	стр.
Использование современных движений земной коры при поиске предвестников землетрясений .....	240
13. Л а д ы н и н А.В., Т ы ч к о в С.А.	
Напряженное состояние земной коры под нагрузкой рельефа и водохранилища (К проблеме "возбужденной" сейсмичности в пределах крупных гидротехнических сооружений)...	252

Э.Э. Фотиади

## СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С середины шестидесятых годов ряд лабораторий геофизического сектора Института геологии и геофизики СО АН СССР ведут в зоне уникального Байкальского континентального рифта комплексные геофизические исследования по изучению глубинного строения земной коры, а также современных тектонических как вертикальных, так и горизонтальных движений и соответствующих деформаций ее поверхности.

Первое направление исследований с успехом осуществляется сейсмическим методом, главным образом, ГСЗ. Хорошо известны для этого рифта работы ряда исследователей по геологическому истолкованию гравитационных, в том числе и изостатических аномалий, а также аномалий геомагнитного поля. Значительно меньше работ проведено по магнитовариационному и магнито-теллурическому зондированию и некоторым другим методам, в том числе по измерению теплового потока.

Что касается изучения собственно современных движений, являющегося одной из актуальнейших проблем комплекса наук о Земле, то подобные исследования осуществляются на специальном Байкальском геодинамическом полигоне, в первую очередь методами геодезическими - в основном, повторным высокоточным нивелированием, гравитационными (относительным определением изменений силы тяжести с помощью высокоточных гравиметров) и магнитными (изучение временных вариаций геомагнитного поля). Результаты работ этого направления, проведенные до 1970 года, были опубликованы в специальной монографии - "Байкальский геодинамический полигон", изданной ротاپринтом Института геологии и геофизики СО АН СССР в 1970 году /1/.

За прошедшее с тех пор время накопилось довольно много новых данных и, кроме того, произошел ряд изменений, как организационных, так и методических в постановке самих работ.

Все эти вопросы получают соответствующее отражение в I-ой части настоящего сборника. Что касается II-ой его части, то ей придается особое значение, поскольку в ней развиваются вопросы, относящиеся к совершенствованию существующих методов и разработок новых приемов и направлений изучения современных движений, способствующих расширению диапазона возможностей подобного изучения, использованию новых характеристик, параметров, новых способов наблюдений, обработки, анализа и осмысливания получаемых данных, т.е. разработок методического плана, которые на настоящем этапе развития разносторонних исследований современных движений нужно считать особо актуальным. Статьями именно такого типа, причем, как конкретного, так и перспективного плана представлена II-я часть настоящего сборника.

При обсуждении причин и наметившихся закономерностей в поведении современных движений естественно привлекаются данные сейсмических и других методов о глубинном строении и неоднородности земной коры, состоянии ее вещества, а также сведения об аномальных полях силы тяжести и геомагнитном и данные об изменении теплового потока. Однако все эти данные в настоящем сборнике подробно не описываются, поскольку для большинства из них имеется богатая литература, в которой подобные и при этом наиболее современные сведения освещаются и обсуждаются с достаточной полнотой и обстоятельностью (3,5,7,10 и др.).

Обратимся кратко к задачам, которые ставятся при изучении современных движений земной коры на Байкальском геодинамическом полигоне, и методам их решения. Как известно, различают два основных типа этих движений, являющихся в основном результатом суммарных воздействий различных глубинных процессов, при этом активность (продолжительность) современных движений измеряется несколькими тысячами лет последнего этапа в развитии Земли. Более ранние подобные движения, относящиеся к четвертичному периоду в его основном объеме, и к неогену (примерно 25 миллионов лет) понимаются как неотектонические движения, обусловившие образование основных крупных форм структуры и рельефа существующего и несущие "лика" нашей планеты. Несмотря на значительную

интенсивность неотектонических движений, считающейся много большей нежели в более древние эпохи фанерозоя (в пределах "устойчивых" территорий - платформ 0.05 мм/год, а в пределах областей - геосинклинальных и орогенных 0.3 мм/год) скорости современных движений много больше - во всяком случае на порядок (миллиметры, а местами и сантиметры в год).

Итак, основными типами современных движений, как вертикальных, так и горизонтальных, являются: 1) медленные, иначе вековые, имеющие в основном колебательный характер (смена поднятий земной поверхности ее опусканиями или наоборот); 2) быстрые, скачкообразные движения, связанные с интенсивными землетрясениями. В обычных случаях причиной возникновения землетрясений является высвобождающаяся энергия упругих деформаций, которая в свою очередь является одним из проявлений энергетического режима, в основе которой лежит воздействие внутримантийных и внутрикоровых физико-химических процессов. Энергия упругих деформаций накапливается повсеместно, являясь обязательной компонентной энергетического режима, обуславливающего различные проявления тектонических процессов, в том числе и медленные современные движения земной коры. При напряжениях, превышающих предел прочности пород в локальных областях ("очагах") коры и мантии происходит внезапное освобождение энергии упругих деформаций, вследствие чего и возникают землетрясения и разрывы в коре, вплоть до ее поверхности и подвижки по ним отдельных блоков коры. Именно подобная обстановка, имеющая место при землетрясениях значительной интенсивности, и является причиной возникновения быстрых современных движений земной коры. На движения поверхности земной коры обоих типов, причинами которых являются воздействия различных эндогенных процессов, накладываются еще короткопериодные колебания земной коры, связанные с воздействиями космических тел - мы имеем в виду в первую очередь лунно-солнечные приливные колебания твердой Земли. Поэтому наблюдаемые современные движения поверхности земной коры являются сложным сочетанием во времени и пространстве различий в степени воздействия вышеперечисленных факторов, представляя их суммарное наложение (интерференцию).

Первой задачей изучения современных движений является ус-

тановление их наличия вообще, а затем характера и тенденций их проявления. Не будем останавливаться на столь информативных методах изучения современных движений, как методы геоморфологические, (комплекс методов разнообразного изучения рельефа земной поверхности), поскольку они не входят в компетенцию наших исследований. В последних основными являются методы геодезии и в первую очередь повторное нивелирование (особенно высокоточное), дающее в конечном счете возможность выяснения колебаний рельефа поверхности земной коры во времени, тенденций и скорости этих колебаний. Локализация участков с подобными характеристиками и установление других закономерностей дает основание для последующего сопоставления и осмысливания в геоморфологическом и геологическом плане. Многие подобные результаты уже сообщались и ранее, описываются они и в ряде статей настоящего сборника.

Специальной задачей является изучение скачкообразных (быстрых) движений земной поверхности, связанных с интенсивными сейсмическими проявлениями на тех или иных участках Байкальской рифтовой зоны. Подробно о сейсмическом районировании этой зоны следует смотреть (например, 7, 8, 9). В основе этого вида исследований лежит учащенное повторное нивелирование высокой точности и соответствующих модификаций. Значительное увеличение возможностей выяснения природы (причин) изменений во времени и пространстве воздействий разнообразных эндогенных процессов (как и короткопериодных воздействий космических тел) причем как в региональном, так и локальном планах несомненно дает привлечение, о чем уже говорилось выше, для соответствующего совместного (комплексного) изучения данных различных геофизических феноменов в первую очередь аномалий естественных геофизических полей силы тяжести и геомагнитного. Несомненно, существуют определенные коррелятивы между подобными данными, неоднородностями структуры земной коры и разнообразными глубинными процессами, которые в различных их проявлениях обуславливают спектр современных движений земной поверхности. Установление таких коррелятивов, уверенное их выявление и последующее их соответствующее разноплановое использование, безусловно вскроют новые существенные возможности в изучении глубинных недр нашей планеты.

Комплексное подобное изучение гравитационного и геомагнит-

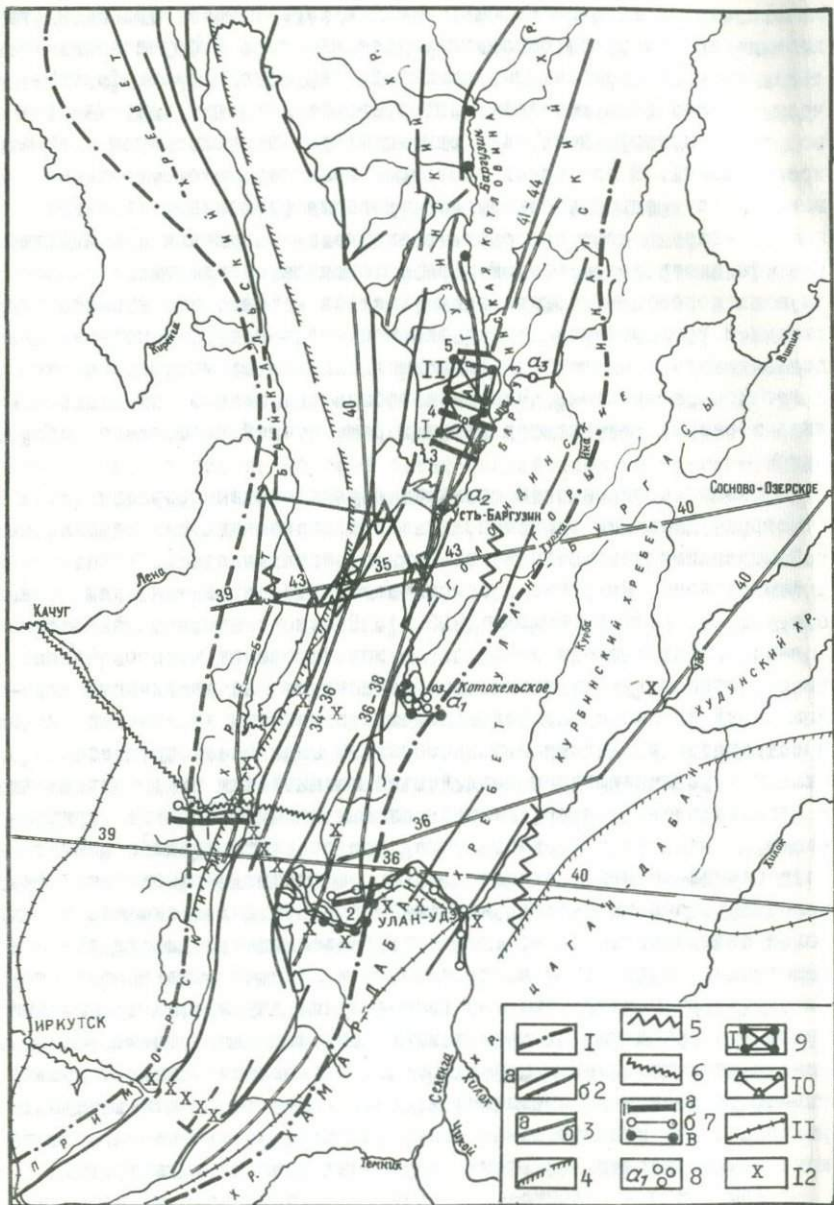


Рис. I

рис. I. Схема Байкальского геодинамического полигона.

Условные обозначения:

- I - граница Сибирской кайнозойской платформы по В.П. Солоненко;
- 2 - а) глубокие разломы, б) то же (сейсмогенерирующие);
- 3 - маршруты ГСЗ; а - участки с нормальной скоростью упругих волн на поверхности мантии ( $v_r \approx 8,1$  км/сек); Б) - участки с пониженной скоростью ( $v_r = 7,7-7,8$  км/сек); цифрами отмечены глубины до поверхности Мохо в км;
- 4 - граница области с пониженной скоростью упругих волн на поверхности мантии;
- 5 - участки резких уступов в рельефе поверхности мантии;
- 6 - профиль МТЗ;
- 7 - профили повторных наблюдений: а) - линии повторных нивелировок (I - Ангинская; 2 - Селенгинская; 3,4,5 - Баргузинские); б) повторные определения приращений силы тяжести; в) определения абсолютных значений геомагнитного поля; 8 - магнитовариационные станции: а<sub>1</sub> - Гремячинские, а<sub>2</sub> - Усть-Баргузинская, а<sub>3</sub> - Бодонская;
- 9 - микротриангуляции на Баргузинском разломе (I - Нестерихинская, II - Улжчиканская);
- 10 - пункты государственной триангуляции, используемые в работах ИГиГ;
- 11 - линии государственных повторных нивелировок;
- 12 - участки определения теплового потока.

ного поля предполагает в первую очередь систематические повторные наблюдения за медленными вековыми изменениями этих полей (изучение их вариаций во времени). С этой целью на Байкальском полигоне созданы на обеих сторонах озера два специальных профиля — Ангинский на северо-западном и Селенгинский — на юго-восточном, на которых разбита сеть закрепленных реперами (бетонными тумбами) пунктов. На этих пунктах периодически проводятся повторные наблюдения с гравиметрами. В последнее время осуществлена связь обоих профилей через озеро Байкал. Помимо пунктов на названных профилях намечается установка им подобных и в других участках зоны — в первую очередь на профилях через Баргузинский разлом. В статье А.В. Ладнына в настоящем сборнике подробно описываются и анализируются результаты повторных наблюдений на профилях Байкальского полигона. Более ранние подобные данные уже публиковались /1/.

Суммарная природа гравитационного поля и в общем небольшие наблюдаемые его колебания во времени, редко превышающие пределы точности самих наблюдений, определяют большие сложности при детальной расшифровке результатов повторных измерений.

Что касается наблюдений вариаций геомагнитного поля, то такого вида исследования здесь более эффективны. Прежде всего, само геомагнитное поле меньше зависит от разнообразия неоднородностей строения земной коры и поэтому результаты изучения его вариаций более информативны. С этой целью на полигоне в течение ряда лет ведутся абсолютные геомагнитные измерения с кварцевыми M-15 и протонными магнитометрами по профилям, пересекающим сейсмогенерирующие разломы, (рис. 1). Кроме того, для Байкальской рифтовой зоны с ее интенсивной сейсмичностью выяснилось большое значение исследований, основанных на изучении т. н. пьезомагнитного эффекта, т.е. реакции магнитовозмущающих тел на изменения напряжений в земной коре, сопровождающих сейсмические процессы. С целью изучения этого эффекта разработаны соответствующие методика и аппаратура для синхронных наблюдений в полях отчетливо проявляющихся локальных аномалий и соседних с ними нормальных полях. Результаты подобных исследований имеют непосредственный выход для изучения предвестников землетрясений. Дислокация участков подобных наблюдений в пределах Байкальской зоны подробнее будет описана несколько ниже, а различные аспек-

ты самого изучения подробно излагаются в статьях В.Н. Ларионова.

Несколько ниже будут приведены пояснения расположения геодезических и других видов геофизических работ ИГиГ СО АН СССР в пределах Байкальской рифтовой зоны. Предварительно остановимся на краткой характеристике морфоструктуры и геологического строения этой зоны. Поскольку подобные вопросы очень подробно освещены в ряде специальных работ, начиная с работ Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко, А.А. Трескова и др., в нашем описании многие такие подробности будут опущены. Акцент делается на воздействие различных физико-механических процессов, особенно сейсмических, обуславливающих разнообразные реакции в виде различного вида деформаций земной коры, в том числе и ее поверхности и проявляющихся в виде современных движений.

Байкальская рифтовая система, представляющая специфическую, весьма протяженную полосовидную зону растяжения земной коры и верхней мантии, относящаяся к невулканическому или слабвулканическому, "щелевому" по Е.Е. Милановскому, типу зон эпиконтинентального рифтогенеза, протягивается более чем на 2500 км от межгорных впадин Прикосоголья в северо-западной Монголии через Саяно-Байкальский горный пояс и горные сооружения южной Якутии и достигает Станового нагорья. (Имеются соображения о более восточном продолжении этой системы, захватывающей южный край Алданского щита и область Становика-Джугджур - вплоть до Охотского моря).

Важнейшими структурами зоны рифта являются системы глубоких относительно узких грабенов, ветвящихся между горными хребтами различных названий (рис. I). Основу этих грабенов, ограниченных сбросами и выполненными толщами осадочных, а местами, в основном на западе, например, в Тункинской впадине, и вулканических пород, составляют протяженные глубинные разломы в поперечном сочлении "щелевые" рифтовые зоны характеризуются наличием единого осевого грабена либо системы параллельных грабенов, причем, с краевыми поднятиями по одну или обе стороны грабена. Как можно видеть на рис. I, подобные типы строения имеют место и в Байкальской рифтовой зоне.

Н.А. Флоренсов, ведущий знаток геологического строения Байкальской рифтовой зоны (системы) пишет, что "эта система на всем ее вышеуказанном протяжении, описывая двойную дугу северо-

восточного простирания, включает неравномерные озерные и сухопутные впадины, расположенные в линию одна за другой или кулисообразно" /II/.

Вопросы сейсмотектоники и современного развития Байкальской рифтовой зоны детально обсуждаются и В.П. Солоненко, который среди межгорных впадин зоны по их размеру, возрасту, степени морфологической завершенности и сейсмическому режиму выделяет следующие типы этих впадин: 1) зарождающиеся (эмбриональные), 2) зрелые и 3) отмирающие (инфантильные) /6/.

Естественно, что в настоящей статье нет основания развивать обсуждение подобных вопросов более подробно. Подчеркнем лишь, хотя это и требует специальных разъяснений и дополнений, что Байкальская рифтовая система, как и большинство подобных зон на материках, наложена на платформенные области главным образом позднекембрийского возраста, в данном случае на Байкалиды и Салаириды, примыкающие с юго-востока к Сибирской платформе с ее архейско-раннепротерозойским складчатометаморфизованным основанием. При этом молодые структуры в зонах рифтогенеза в основном наследуют простирания древних складчатых форм и разрывов докембрийского фундамента. Последующая неоднократная реактивизация таких древних разломов, отражая специфику кайнозойского рифтогенеза, раскалывает древний фундамент по его наиболее ослабленным направлениям /4/.

Байкальская рифтовая система, относящаяся к "слепым" зонам такого типа, т.е. к зонам, не имеющим непосредственной связи с другими рифтовыми поясами мировой системы, рассматривается некоторыми заграничными исследователями, приверженцами концепций новой глобальной тектоники, как молодая зона раскалывания Азиатского континента.

Общезвестна высокая сейсмичность Байкальской зоны, являющейся северным ответвлением Центрального азиатского сейсмического пояса. Очаги многочисленных землетрясений большой интенсивности относятся здесь к коровым и приурочены в большинстве к глубинам 15-25 км и менее. В этих очагах господствуют растягивающие напряжения, ориентированные в основном вкрест грабенов. Преобладающие глубины очагов сильных землетрясений - около 20 км. - рассматривается как свидетельство современных быстрых движений с деформациями внутрикорового вещества. Причину

же вековых движений несомненно являются и более глубинные процессы, вплоть до мантийных. Для внутрикоровых процессов именно на указанных глубинах в силу суммарного воздействия различных физико-химических причин видимо появляется возможность перехода нагрузок через "предел прочности" земной коры и вскрытие старых или образование новых протяженных разломов, сопровождающихся сильными землетрясениями /6/.

На рис. I показаны основные разломные дислокации Байкальской рифтовой зоны, причем особым знаком выделены т.н. "сейсмогенерирующие" разломы по терминологии В.П. Солоненко, контролирующие и обуславливающие проявления "живой тектоники". Участки, примыкающие к таким разломам, или включающие их, являются первостепенными объектами для постановки комплекса геодезических и геофизических исследований с целью изучения современных движений поверхности земной коры, что можно видеть и на рис. I — о чем подробнее будет сказано ниже.

Несмотря на очевидное преобладание в Байкальской рифтовой зоне растягивающих напряжений вкрест грабенам, устанавливаемое по сейсмическим данным, более детальные инструментальные и сейсмологические исследования показывают, что амплитуды сдвигов (проявлений горизонтальных перемещений) меньше амплитуд вертикальных перемещений в 3—4 раза и за кайкозойский орогенный этап не могли выходить за пределы первых километров /6/.

Образование Байкальского сводового поднятия относится к последним стадиям формирования этой рифтовой зоны. На ранних же стадиях ее развития таковое, видимо, отсутствовало. Уместно отметить, как это считается, что одускания в эпиплатформенных рифтах "щелевого" типа вообще преобладают над поднятиями. В определенной связи с такой спецификой развития рифтов "щелевого" типа, находящихся в зависимости от специфики их глубинного строения, видимо, находится и слабая вулканическая деятельность (вплоть до ее отсутствия вообще), что резко отличает их от другого типа эпиплатформенных рифтов — сводо-вулканических, сопровождающихся обычно полями крупных базальтовых излияний. Однако, несмотря на специфику глубинного строения рифтовых зон обоих названных типов, проявляющаяся в различиях масштабов растяжения земной коры в их пределах и различиях условий проявлений магматизма и вулканизма, оба эти типа зон характеризуются значитель-

но повышенным тепловым потоком по сравнению с соседними областями не рифтогенеза. Подобное положение имеет место и в пределах Байкальского рифта, осевая часть которого приуроченная к озеру Байкал, характеризуется тепловым потоком около  $3.0 \times 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> сек, что значительно превышает значение этого потока на Сибирской платформе и в горных областях Забайкалья (в 2-3 раза) и о чем подробнее говорится ниже.

Что касается аномальных полей - геомагнитного и силы тяжести в зоне Байкальского рифта, то первое получает достаточно отчетливую расшифровку в неоднородностях складчатых комплексов и дислокаций фундамента и глубинах его залегания. Гравитационные аномалии, интенсивно отрицательные в пределах Байкальского рифта, полностью объясняются увеличенной общей мощностью земной коры в Прибайкалье, большими глубинами погружения складчатого фундамента в рифтовых впадинах и значительными мощностями налегающей на него осадочной толщи. Подобная трактовка природы гравитационных аномалий в пределах Байкальской зоны должна быть существенно пересмотрена в свете сейсмических данных ГСЗ о глубинном строении и составе земной коры, полученных по ряду профилей, пересекающих эту зону /5/.

Основные результаты ГСЗ сводятся к следующему: 1) Земная кора как прилегающих участках Сибирской платформы и складчатых областей Забайкалья, так и в зоне самого Байкальского рифта имеет слоисто-блоковое строение. Ее мощность изменяется в диапазоне 38-45 км, возрастая в южных областях Забайкалья. Важно подчеркнуть, что средние мощности коры в зоне рифта и на юге Сибирской платформы практически одинаковы. Резкие изменения мощности коры приурочены к зонам глубинных разломов, разграничивающих коромантийные блоки (например, в районе острова Ольхон). Существенно увеличенную мощность коры (до 46 км в районе Баргузина) имеют северные районы рифта по сравнению с его южными районами 36 км и в том числе на Селенгинском профиле и др. 2) В пределах земной коры на глубинах порядка 17-20 км в рифтовой зоне намечается существование волновода - зоны с пониженной скоростью (на 0.2-0.3 км/сек) и вообще расслоенность коры здесь значительно менее регулярна нежели, например, в районах Сибирской платформы. 3) Весьма существенным является установление распространяющихся в западном направлении области, характери-

зующейся аномально пониженной граничной скоростью (7.7-7.8 км / сек) по сравнению с ее обычными значениями на границе МОХО, равной 8.1-8.2 км/сек, и значительно большей по площади нежели размеры рифта, намечаемые по геоморфологическим, геологическим данным и проявлениям сейсмичности (рис. 1). Примерная мощность такого "коромантийного" слоя с пониженной скоростью, полученная по данным расчетов с привлечением сейсмологической информации, составляет порядка 16-17 км. Иначе - глубины до верхней и нижней кромок этого слоя соответственно равны примерно 38 и 55 км. (Напомним, что уменьшение скорости в верхах мантии отмечается и на других участках мировой рифтовой системы). Существенно, что устанавливаемый аномальный скоростной слой является разобленным с собственно астеносферным слоем верхней мантии (т.н. Гутенберга, характеризующимся также пониженными скоростями), глубина до которого в Прибайкалье оценивается по сейсмическим данным порядка 100 км.

1935  
Слои пониженных скоростей рассматривают как слои разогретого пластичного внутримантийного и внутрикорового вещества, причем, собственно слой на 38-55 км - как локальное внедрение по разломам подобного субстрата из астеносферного слоя верхней мантии. (Представление о существовании разогретых слоев в верхней мантии и коре Байкальского рифта, как известно, было получено также по данным методов магнитовариационного и глубинного магнитотеллурического зондирования. В первом случае был отмечен ряд глубинных зон в коре и мантии с аномальным понижением интенсивности бухтообразных вариаций геомагнитного поля, связанного с уменьшением в этих зонах сопротивления пород вследствие, видимо, их большого разогрева. Во втором случае отмечается ступенчатое воздымание в пределах рифтовой зоны со стороны Сибирской платформы нескольких глубинных проводящих зон, из которых две нижние (на глубинах порядка 100 и 40 км под оз. Байкал) связывают с зонами повышенных температур в верхней мантии и нижней части земной коры. Самая же верхняя такая зона располагается на глубинах 10-12 км под оз. Байкал.

В статье /5/, из которой заимствованы приведенные данные ГСЗ, приводятся соображения о механизме вертикальных и горизонтальных подвижек в коре Байкальской рифтовой зоны под воздействием намеченных глубинных процессов. Вряд ли следует



настаивать на конкретизации подобных причин глубинных воздействий на формирование структуры рифтовой зоны. Однако, несомненно, что устанавливаемые ГСЗ, МВЗ, МТЗ и другими методами (степень расслоения коры, внутрикоровые волноводы, коромантийные ступени, зоны разогрева и т.д.) проявления резких глубинных неоднородностей мантийного и внутрикорового вещества представляют очевидную ценность для более отчетливого понимания активизации глубинных процессов и ее проявления в современных движениях земной коры Байкальской рифтовой зоны. Забегая несколько вперед, нужно отметить, что намеченные ГСЗ масштабы области активизации глубинного вещества коры и мантии дают основание говорить о необходимости расширения площади комплексного изучения современных движений в Прибайкалье как геоморфологическими и геологическими, так и геодезическими и геофизическими методами.

Наконец, несколько подробнее, чем это было сделано выше, следует сказать о существовании определений теплового потока в Байкальской рифтовой зоне. В пределах Байкальского рифта и прилегающих районах к настоящему времени имеется около 40 участков, на которых определены значения теплового потока — на суше с соответствующим использованием разведочных скважин, а в пределах озера — с помощью специальной аппаратуры. По данным этих определений получены общие представления о конфигурации теплового потока в этой зоне. Так, районы Сибирской платформы, примыкающие с запада к Байкальской рифтовой зоне, характеризуются довольно низкими значениями теплового потока (1.0–1.1 мк.кал/см<sup>2</sup>с). В самой рифтовой зоне по существующим определениям значения теплового потока высоки и в Байкальской впадине они достигают 2.5–3.5 мк.кал/см<sup>2</sup>с, в Тункинской впадине — 1.8–2.0, в Баргузинской — до 2.5–3.0, а Усть-Селенгинской впадине до 2.9 мк.кал/см<sup>2</sup>с и т.д. В пределах горных хребтов, окаймляющих эти впадины, значение теплового потока (мало определений) колеблется в пределах 0.9–1.4 мк.кал/см<sup>2</sup>с. Несколько большими значениями характеризуются районы Западного Забайкалья (1.0–1.8 мк.кал/см<sup>2</sup>с). Существенно отметить, что интенсивно положительная аномалия теплового потока по профилю, секущему оз. Байкал, имеет асимметрическую форму, резко обрывается к Сибирской платформе и довольно плавно выполаживающуюся к районам Забайкалья. Естественно, что существующая сеть определений теплово-

го потока в Байкальской рифтовой зоне явно недостаточна для выделения особенностей структуры ее теплового поля, установления корреляционных связей между данными геотермии и других геофизических методов, о чем подробно говорится в статье Л.С. Соколовой и А.Д. Дучкова.

Обратимся к рис. I, на котором в сильно схематизированном виде показаны основные структурные элементы рифтовой зоны и прилегающих областей некоторые геофизические данные (в основном ГСЗ) и дислокация участков и профилей (линий) геодезических и геофизических (по методам) видов исследований, о чем в ряде случаев говорится в статьях первой части настоящего сборника.

Общее представление о характерных элементах геологического строения зоны Байкальского рифта дают соответствующие обозначения, заимствованные из работ специалистов-исследователей этих районов. То же относится к показу для этой зоны некоторых региональных геофизических данных. Особое внимание обращено на показ участков и линий повторных геодезических и геофизических исследований проводящихся с целью изучения современных движений. По сравнению с их первыми этапами в последние годы в сферу этих исследований включены районы Баргузинской впадины с ее сейсмогенерирующими разломами. Из геодезических работ здесь помимо нивелирования на трех профилях расположенных вкрест разлома (профили 3,4 и 5), для изучения горизонтальных подвижек разбиты две сети микротриангуляций с длиной сторон треугольников 1-3 км, рассчитанные на использование методов триангуляции, трилатерации и линейно-угловой триангуляции. На Улжчиканской (I) такой системе, перекрывающей Ульнскую и Саранхурскую кулисы Баргузинского разлома в настоящее время заложена и отнаблюдена центральная система, состоящая из пяти пунктов. В дальнейшем число пунктов здесь намечено увеличить примерно вдвое. Нестерихинская система (II) в виде четырехугольника расположена по обе стороны южной кулисы Баргузинского разлома.

Повторные абсолютные геомагнитные измерения ведутся на значительном протяжении в пределах Баргузинской впадины. Непрерывные геомагнитные наблюдения с помощью магнитовариационных станций ведутся на Гремячинской, Усть-Баргузинской и Бодонской локальных магнитных аномалиях. Некоторые другие обозначения, помещенные на схеме рис. I поясняются в статьях сборника.

Кратко об основном содержании статей настоящего сборника. В его первой части в статьях Колмогорова В.Г. и Колмогоровой П.П. описываются и обсуждаются результаты повторного нивелирования на Селенгинской и Ангинской линиях Байкальского полигона. При исследованиях на Селенгинской линии также использовался в опытном порядке лазерный дальномер конструкции Харьковского КБ для изучения горизонтальных перемещений. Анализ пятикратного нивелирования Селенгинской линии полигона показал, что знак скорости вертикальных движений здесь не остается постоянным. Авторы связывают это явление с воздействием землетрясений, имевших место в этот период. Однако приведенные доказательства нельзя признать вполне убедительными. Следует продолжить накопление соответствующего фактического материала и его анализ.

По результатам повторного нивелирования на Ангинской линии авторы приходят к выводу об отчетливой унаследованности характера современными движениями характера неотектонических движений. Результаты повторного нивелирования на Баргузинских профилях авторами не рассматриваются, поскольку материал наблюдений еще не обработан.

Статья Н.П. Ксикова, С.П. Кесельман и В.С. Юдина посвящена обсуждению ряда методических вопросов изучения современных движений в Байкальской рифтовой зоне. За конкретный объект изучения объемных деформаций принят участок, примыкающий к сейсмогенерирующим Баргузинским разломам. Обсуждения в основном касаются изучения горизонтальной компоненты современных движений методами триангуляции, трилатерации и другими видами угломерных измерений. Выдвигаются и другие задачи, в частности, анализ ряда инвариантных (неизменных) величин современных движений земной коры. К статье приложена программа для вычисления на ЭВМ — БЭСМ-6 компонент деформации.

Статьей А.В. Ладынина начинается обсуждение результатов геофизических исследований (в данном случае гравиметрических) на Байкальском геодинамическом полигоне. Им описана применяющаяся методика наблюдений, их результаты и результаты проработки данных повторных гравиметрических измерений на Ангинском и Селенгинском профилях полигона за период 1966–1971 гг. В процессе уравнивания данных измерений устанавливается наличие накопления ошибок при наращивании связей и необходимость их перераспреде-

ления. Отмечается определенное несовершенство структуры полигона (замечания эти конкретно учтены при работах 1974 г.). Уделено значительное внимание возможностям интерпретации данных повторных наблюдений. Показано наличие ряда накладывающихся на вариации гравитационного поля воздействий, выделение которых в отдельности представляет весьма сложную задачу. В заключение им рассмотрена перспектива дальнейших гравиметрических исследований и намечен план таких работ. Существенным является предложение о постановке абсолютных значений силы тяжести с помощью лазерного гравиметра, сконструированного в Институте автоматики и электрометрии СО АН СССР, что открывает ряд перспектив уточнения природы источников вариаций силы тяжести, в частности, разделения вековых вариаций силы тяжести на глобальную, региональную и локальную составляющие.

В ряде статей В.А. Ларионова, причем, некоторые в соавторстве с П.Г. Дядьковым, рассматриваются вопросы методики абсолютных измерений горизонтальной составляющей геомагнитного поля, непрерывных синхронных наблюдений геомагнитного поля в аномальном и нормальном полях с помощью микровариационных станций, а в специальной статье обсуждается вероятность связи временных вариаций аномального поля с землетрясениями на Байкале в 1972 году.

Заканчивается I-я часть коллективной статьи В.Г. и П.П. Колмогоровых, В.С. Юдина, В.С. Кочеткова, В.М. Курушина и А.А. Киселева "Перспектива изучения современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне". Описав соответствующую геодезическую изученность Байкальской рифтовой зоны и прилегающих к ней районов, авторы обсуждают возможности ее использования для изучения как вертикальных, так и горизонтальных движений земной коры. Указывается на необходимость развития дополнительных подобных сетей, в первую очередь, в ряде впадин Байкальского типа и, наконец, предлагается общий проект таких работ, которые следует проводить совместными силами институтов геологии и геофизики и земной коры СО АН СССР, а также предприятия ГУГК при СМ СССР.

Вторая часть сборника открывается статьей В.К. Панкрушина "Исследования точности и оптимальное построение динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной ко-

ры", в которой автор несколько развивает, но больше суммирует свои разработки подобного направления. Рассматривается задача построения математических моделей процесса современных движений земной коры. Используются как детерминированные, так и стохастические свойства объектов и некоторые другие приемы исследования.

Очевидное внимание и большой интерес вызывает разработки Н.П. Есикова, с одной стороны касающиеся включения в объект исследований, вернее обосновывающие, значительное увеличение объемов изучения горизонтальной компоненты, современных движений, о чем частично уже говорилось выше, в первой части сборника. Особо должна быть отмечена принципиальная сторона таких разработок. Дело в том, что поскольку исследований современных движений связано с изучением различных деформаций земной коры, являющихся следствием воздействия различных глубинных напряжений (процессов), при изучении этих движений следует применять соответствующий аппарат механики сплошной среды. Прежде всего, важна разработка специальных методов описания и анализа повторных геодезических наблюдений. Традиционное описание современных движений векторными схемами смещений не дает полного представления об очень важных особенностях этих движений, поскольку они, согласно принципу Коши, в общем случае могут представлять суммарный эффект параллельного переноса участков земной коры, чистой деформации (дилатация плюс формоизменение) и их вращения как абсолютно твердых тел, а именно знание этих величин весьма важно при решении геологических и геофизических задач, связанных в том числе и с изучением современных движений.

По результатам наблюдений можно построить различные схемы смещений геодезических пунктов в зависимости от того, какой из них принят за начало координат. Величины, имеющие геометрический смысл, с точки зрения теории, должны быть инвариантными (неизменными), относительно системы координат и в частности относительно их начала. Поэтому задача описания результатов повторных геодезических наблюдений состоит в определении таких количественных характеристик современных движений, которые были бы однозначными функциями участков земной коры и были бы свободны от эффектов, обусловленных собственными движениями пункта, принятого за начало координат. Введение таких признаков позво-

лит выполнить сравнительный анализ движений, определяемых по локальным системам геодезических наблюдений в различных ортогональных системах координат. Поставленную задачу можно решать в первом приближении с помощью построения картины деформаций приповерхностной части земной коры на основе модели локально-однородного деформирования, что позволит по данным повторных геодезических наблюдений получить компоненты чистой деформации, модули которых будут инвариантными относительно начала координат. Эти вопросы собственно и разбиваются в статье Н.П. Есикова "Кусочно-линейное аппроксимирование деформаций земной коры". В основу статьи прежде всего положен переход от векторных полей смещения к тензорным полям деформации. Для этого использованы модели локально-однородного деформирования. Поскольку чистая деформация представляет собой суммарную величину дилатации (относительных изменений объема тел в трехмерном пространстве или занимаемых ими площадей в двухмерном пространстве) и сдвига, то в статье все эти величины подробно анализируются.

Важно подчеркнуть, что с помощью этого метода по данным горизонтальных смещений земной поверхности можно получить величину и направление максимальных и минимальных растяжений, дилатацию, сдвиг и вращение участков земной коры. Вертикальные движения дают меньше подобной информации, хотя их использование и позволяет несомненно определять дилатацию и сдвиг (деформацию) в вертикальном направлении. Наконец, следует отметить, что компоненты деформации менее чувствительны ко многим ошибкам наблюдений, по сравнению с векторами смещений и совсем не зависят от постоянных ошибок, т.к. являются частными производными смещений по осям координат.

Очевидный интерес представляет и вторая статья Н.П. Есикова совместно с С.И. Кесельман "Дилатация приповерхностной части земной коры на некоторых геодинамических полигонах", в которой по данным вертикальных движений на ряде геодинамических полигонов (кроме Байкальского - на Баскунчакском, Гармском, Сахалинском) рассмотрены особенности дилатации земной коры в вертикальном разрезе. Используемая авторами методика анализа позволила выделять структуры растяжения и сжатия и другие ценные характеристики. Так на Ангинском профиле Байкальского полигона, по характеру дилатации отрицательными аномалиями отчетливо выделя-

ется Приморский глубинный разлом и более западная зона докембрийского разлома, а положительной – граница кайнозойской Сибирской платформы с областью рифта. На Селенгинском профиле этого полигона весьма интенсивной положительной аномалией дилатации выделяется Предразломный участок Дельтового разлома. Кроме того, на участке репера 13 намечена отрицательная аномалия. Из приведенного в этой статье рис. 3 видно, что годовые приращения модуля дилатации коррелируют с имевшим место в этот период землетрясением. На что естественно в дальнейшем необходимо обратить пристальное внимание.

На Гармском и Сахалинском полигонах аномалий дилатации также отчетливо подчеркивают зона глубинных разломов, а на Баскунчакском отражают соляные купола.

В последней статье Н.П. Есикова и С.И. Кесельман из этого подраздела рассматриваются соотношения градиента вертикальных движений земной поверхности с компонентами чистой деформации (дилатации и сдвига) приповерхностной части земной коры. Показано, что генетически этот градиент имеет двойственную природу и может быть связан с различными глубинными процессами, обуславливающими деформацию, что надо учитывать при использовании его в интерпретации тектонически различно построенных районах.

Итоговой в геодезическом подразделе II-ой части сборника является статья П.П. Колмогоровой и Г.И. Каратаева "Прогнозирование с помощью корреляционной модели скоростей современных вертикальных движений земной коры по геолого-геофизическим данным". Статья посвящена обоснованию прогнозирования распределения скоростей современных вертикальных движений по элементам гравитационного поля и рельефа дневной поверхности на основании соответствующей корреляции, установленной в хорошо, в этом отношении, изученных районах Украинского щита, Днепродзеньской впадины, Воронежского массива, а также на отдельных профилях повторного нивелирования в Прибайкалье. На основании перечисленных коррелятивов составлен соответствующий алгоритм, применение которого позволило получить удовлетворительные результаты при использовании данных об элементах аномалий гравитационного поля и дневного рельефа для получения представлений о районировании скоростей вертикальных современных движений в районах зоны Байкальского рифта и прилегающих участках.

Из статьи II-го раздела сборника, посвященным рассмотрению перспективных новых направлений исследований разработок геофизических методов следует отметить, прежде всего, статью Г.П. Арнаутова, Е.Н. Калиша, А.В. Ладынина, Ю.К. Сырычевой и Ю.Ф. Стуса "Задачи и перспективы абсолютных измерений силы тяжести лазерным гравиметром". Подобный гравиметр, созданный в Институте Автоматики и Электрометрии СО АН СССР, прежде всего обеспечивает высокую (до 0.01 мгд) точность наблюдений. Его использование при изучении вековых изменений силы тяжести, создании сетей опорных пунктов абсолютных значений силы и наконец, при исследовании земных приливов открывает большие перспективы. В статье рассматриваются вопросы методики проектируемых работ с этим гравиметром на Байкальском геодинамическом полигоне.

Затем следуют статьи В.А. Ларионова "О количественной интерпретации пьезомагнитного эффекта" и в соавторстве с Н.А. Маркевич "Оценка влияния магнитного склонения и наклона модуля вектора магнитного поля Земли". Первая статья посвящена разработкам теоретических вопросов названного направления и, в частности, выводу формул для решения задачи для случая шара. Во второй статье показывается необходимость учета параметров реального магнитного поля при измерении модуля вектора этого поля.

Очевидный интерес представляет статья Д.С. Соколовой и А.Д. Дучкова "Оценка параметров современных движений земной коры по данным геотермических измерений". Исходя из представлений, что поверхностные аномалии теплового потока находятся в зависимости от характера (целого ряда параметров) современных движений земной коры, приводятся соответствующие аналитические выражения таких соотношений и пример подобной совместной интерпретации геотермических и геоморфологических данных. В конце статьи приводится заключение, что в благоприятных условиях использование геотермических аномалий возможно для количественных оценок параметров современных движений земной коры.

Наконец, последний подраздел II-ой части сборника содержит несколько статей прогностического плана связи современных движений с землетрясениями. Первой статьей этого подраздела является статья Н.Д. Жалковского "К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным", в которой рассматривается вопрос связи градиента скорости совре-

менных вертикальных движений земной коры с землетрясениями. Оценка производится с использованием соответствующего материала по районам Южного Тянь-Шаня.

В статье Н.П. Есикова и С.И. Кесельман "Использование современных движений земной коры при поисках предвестников землетрясений" используется ранее поясненный их подход к решению подобных задач — преимущество компонент деформации ( дилатации, сдвига, разворота) перед векторными полями смещений, что показано расчетами на основе модели локально-однородного деформирования в зоне Криворожского глубинного разлома.

Последней статьей рассматриваемого подраздела II-ой части сборника является статья А.В. Ладынина и С.И. Тычкова "Напряженное состояние земной коры под нагрузкой рельефа и водохранилища (К проблеме "возбужденной" сейсмичности в пределах крупных гидротехнических сооружений)". Авторами выполнены расчеты напряжений в земной коре обусловленные нагрузками водных масс и дневного рельефа для районов Саянской ГЭС и для озера Байкал. Рассмотрен метод оценки подобных напряжений и их воздействия на появления "возбужденной" сейсмичности, который позволяет заключить, что дополнительная нагрузка водохранилища Саянской ГЭС мало изменит естественное напряженное состояние пород, поскольку гипоцентры максимальных напряжений практически совпадают по глубине с гипоцентрами максимальных напряжений, обусловленных рельефом.

Наиболее эффективным для создания "возбужденной" сейсмичности признается эффект, связанный с разуплотнением пород в зонах тектонических нарушений (например, в приразломных зонах), особенно в приповерхностных слоях сильно нарушенных трещиноватостью. В таких зонах происходит наибольшая концентрация возникающих напряжений.

К проблематике предвестников землетрясений геофизическими методами непосредственно относятся магнитометрические исследования, основанные на существовании пьезомагнитного эффекта, о которых уже говорилось в I-ой части сборника в соответствующей статье В.Н. Ларионова.

Таково вкратце содержание настоящего сборника. Большой круг обсуждавшихся вопросов свидетельствует о большой сложности и многоплановости проблемы изучения современных движений земной

коры, причем, в сборнике освещены далеко не все такие вопросы, а только те, к которым привлечено внимание при работах на Байкальском полигоне.

Как уже говорилось, в сборнике акцент придается обсуждению методических вопросов, поскольку именно их нужно считать сейчас особо актуальными, ибо создание соответствующей разработанной методической базы, обеспечивающей уверенное получение исходного материала надлежащего качества, является первым требованием к производству любых видов исследований. Специфики в различных видах исследований современных движений земной коры — более чем достаточно.

Прежде всего надлежащее внимание должно быть уделено получению первичного материала (наблюдений, измерений), отвечающего существующим инструктивным требованиям к производству того или иного вида работ, или, иначе говоря, особое внимание должно быть уделено "метрике" измерений и обработке первичного материала. Столь же серьезным вопросом является обеспечение надлежащей методической (в том числе современной вычислительной с помощью ЭВМ) базы для проработки, анализа и интерпретации особенно комплексного, как в нашем случае, материала наблюдений и измерений.

Выше подчеркивалось большое значение методических разработок Н.П. Есикова и его соавторов, которые для анализа различных аспектов современных движений земной коры, являющихся результатом происходящих в ней внутри земных процессов, проявляющихся в возникновении разных напряжений и деформации привлекли понятия, представления и соответствующие методы из механики сплошных сред. Также нужно отметить особо положительную сторону разработок А.В. Ладынина, проведшего кропотливый анализ с привлечением методов уравнивания материала повторных гравиметрических наблюдений на профилях Байкальского полигона и получившего в результате (серьезно) аргументированные важные выводы. Очевидно, весьма положительно, должна быть оценена работа В.Г. Колмогорова, обеспечивающего уже много лет накопление материала повторного высокоточного нивелирования на профилях полигона. То же следует сказать и о работах В.А. Ларионова, обеспечивающего накопление информативного геомагнитного материала и особенно от-

метить его аппаратурные разработки, способствовавшие усовершенствованию этих работ.

Последнее замечание нужно обобщить и распространить на все виды геофизических и геодезических работ, ведущихся на Байкальском полигоне: усовершенствование существующей и внедрение различных видов новой измерительной аппаратуры (в том числе и автоматизированной) должно быть предметом постоянного внимания. (В частности, важно внедрение оптических, в том числе лазерных дальномеров, лазерного абсолютного гравиметра, высокоточной аппаратуры для измерения временных и пространственных вариаций аномальных магнитных полей и других новейших метрических методов и автоматики, а также поиска способов эталонирования реакции возмущающих тел на измерения напряжений в земной коре и т.д.

В настоящем сборнике, как уже говорилось выше, основное внимание уделялось вопросам методики геодезических, гравиметрических и магнитных работ при изучении современных движений земной коры. Особо нужно подчеркнуть необходимость тесной увязки и постоянного совместного контакта со специалистами сейсмологии при решении ряда задач, связанных с различными проявлениями сейсмического режима в разных районах исследуемого региона.

Естественно, что геодезические и геофизические материалы исследований современных движений земной коры, в конечном счете должны глубоко анализироваться с геологических позиций с привлечением соответствующих геоморфологических, геологических и региональных геофизических исследований. Однако, подобные вопросы требуют специального и подробного обсуждения.

И, наконец, в заключение следует отметить, как для геодезических работ на это правильно было указано в статье В.Г. Колмогорова с соавторами, что проблема изучения современных движений земной коры в пределах Байкальского рифта и прилегающих районов должны решаться совместными усилиями как Институты СО АН СССР (Института геологии и геофизики, Института земной коры, Геологического Института Бурятского филиала), так и предприятий ГУГК при СМ СССР.

## Литература

1. Байкальский геодинамический полигон. Ротапринт Института геологии и геофизики, 1970.
2. Байкальский рифт. Издательство "Наука", 1968.
3. Булмасов А.П. Некоторые особенности геофизических полей и структура земной коры Прибайкалья и структура земной коры Прибайкалья и Байкальский рифт. "Наука", 1968.
4. Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестник Московского Университета. Геология, № 2, 1970.
5. Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. Геология и Геофизика № 5, 1974.
6. Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное развитие Байкальской рифтовой зоны "Байкальский рифт". "Наука", 1968.
7. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.
8. Солоненко В.П. Сейсмология и проблемы предсказания землетрясений. Геология и Геофизика № 5, 1974.
9. Тресков А.А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. Байкальский рифт. "Наука", 1968.
10. Флоренсов Н.А. Мезозойские и Кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
11. Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. Байкальский рифт. "Наука", 1968.

## ЧАСТЬ I

### МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

---

В.Г. Колмогоров, П.П. Колмогорова

#### ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА СЕЛЕНГИНСКОМ ПРОФИЛЕ

Одним из наиболее изученных в геолого-геофизическом отношении районов Байкальской рифтовой зоны является Усть-Селенгинская впадина, непосредственно связанная с развитием Байкальского рифта. Особенности ее строения и развития подробно освещены в работах ряда авторов /4,6,12 и др./. Подчеркиваются факты, свидетельствующие о продолжающемся формировании впадины: сравнительная молодость геологических образований, ее отчетливая выраженность в дневном рельефе, интенсивность неотектонических движений, высокий сейсмический потенциал. Перечисленные особенности и послужили обоснованием выбора впадины для изучения характера проявления современных вертикальных движений земной коры. Вдоль простирания впадины проложена трасса повторного нивелирования Улан-Удэ-Байкало-Кудара, секущая ее основные структуры: Дельтовый прогиб, Кударинскую ступень, Творогово-Истокское поднятие, Селенгино-Итанцинскую впадину /13/. Эта трасса состоит из двух участков: Улан-Удэ-Селенга, являющимся линией повторного нивелирования I класса, и Селенга-Байкало-Кудара, так называемый Селенгинский профиль Байкальского геодинамического полигона. Последний, протяженностью 36 км (рис. 1), закреплен в 1967 г. 17-ю фундаментальными реперами, заложенными на глубину не менее 3 м. Максимальное расстояние между соседними реперами не превышает 4, 5 км, в зонах же интенсивных магнитных и гравитационных аномалий этот интервал уменьшается до 1 км. Прецизионное нивелирование Селенгинского профиля проводилось ежегодно с 1968 по 1974 гг. (за исключением 1971г.) в одно и то же время года.

Разности превышений, полученные из нивелировок разных лет, могут, как известно, быть результатом влияния, главным образом, трех факторов: 1) ошибок измерений повторных нивелировок, 2) нестабильности реперов, связанной с влиянием местных условий и 3) медленных или быстрых (сейсмических) движений земной коры. Ниже с учетом перечисленного и рассматриваются результаты шестикратного нивелирования Седентинской линии.

По характеру регистрируемых перемещений земной поверхности результаты повторных нивелировок можно разделить на три группы: I - постепенное опускание реперов II-I6 (период 1968-70 гг.); 2 - их поднятие (период 1970-72 гг.) и 3 - повторное опускание (период 1972-74 гг.).

О качестве нивелирования на этом профиле можно судить  $\eta$  по значениям средних квадратических случайных ошибок на I км двойного хода (табл. I).

Т а б л и ц а I

Значения средних квадратических случайных ошибок

Год набл.	1968	1969	1970	1972	1973	1974
$\eta$	$\pm 0.43$	$\pm 0.45$	$\pm 0.34$	$\pm 0.69$	$\pm 0.42$	$\pm 0.29$

Оценка достоверности изменений превышений осуществлялась с помощью известного  $t$ -критерия Стьюдента /II, I3/. Для трех вышестоящих групп в таблице 2 приведены разности превышений  $\Delta h$ , средние квадратические ошибки определения высоты реперов  $m_{\Delta h} = \pm \eta \sqrt{L}$ , вычисленные и теоретические значения  $t$ . Из таблицы 2 видно, что для всех участков, кроме секций 2-4, 7-8 и 10-II, первой группы измерений вероятность появления случайной величины  $t_0$  не меньше вычисленного значения  $t$  - мала ( $P > 0.01$ ). Значит для этих участков с весьма большой надежностью (порядка 0.99) можно утверждать, что полученные разности достоверны.

Что же касается второй и третьей групп измерений, то по данным таблицы 2 и рис. I можно считать с различной степенью достоверности, что те же самые реперы изменяли свое положение по высоте, опускаясь после временного поднятия в 1970-72 гг.

В то же время на участке между рп 0 и рп 6 никаких сущест-

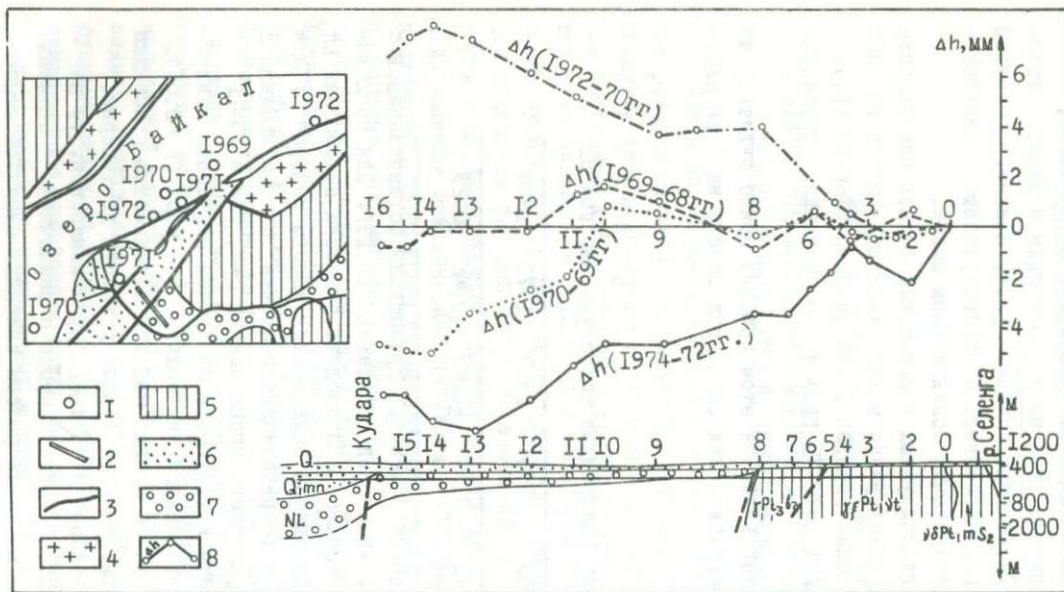


Рис.1. Геологический разрез и изменение высот земной поверхности Селентгинской линии повторного нивелирования.

I—эпицентры землетрясений с  $K=II,2$  2—линия повторного нивелирования, 3—разломы, 4—архейские отложения, 5—протерозойские отложения, 6—четвертичные отложения, 7—неогеновые отложения, 8—изменение высот точек земной поверхности.

Т а б л и ц а 2  
Оценка изменений превышений Селенгинского профиля

№ репера	Длина линии в км	$\Delta h$ мм	$m_{\Delta h}$			$\Delta h$ мм			$m_{\Delta h}$ мм			$t_o^p$
			$m_{\Delta h}$ мм	$t$	$t$	$\Delta h$ мм	$t$	$t$	$t$			
0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00		
2	3.6	+1.4	$\pm 0.73$	3.82	-0.2	$\pm 1.00$	0.40	-2.0	$\pm 0.93$	4.28		
3	4.7	-0.5	0.83	1.21	+0.3	1.13	0.53	-1.2	1.06	2.27		
4	5.6	+0.5	0.92	1.09	+1.1	1.25	1.76	-0.9	1.16	1.55	$t_o^{0.01} = 4.12$	
5	6.6	+1.4	0.98	2.85	+1.9	1.35	2.82	-1.8	1.26	2.07		
6	7.7	+1.9	1.06	3.60	+2.4	1.46	3.30	-2.4	1.36	3.55		
7	8.8	+1.2	1.14	2.11	+3.7	1.57	4.70	-3.4	1.46	4.65	$t_o^{0.1} = 2.98$	
8	10.4	+0.7	1.24	1.13	+4.2	1.70	4.95	-3.6	1.58	4.55		
9	15.0	+2.7	1.49	3.62	+4.1	2.05	4.03	-4.5	1.90	4.73		
10	17.3	+2.8	1.60	3.51	+4.4	2.19	4.43	-4.5	2.03	4.43	$t_o^{0.5} = 2.14$	
11	22.3	-0.8	1.82	0.88	+5.9	2.50	4.74	-5.2	2.32	4.49		
12	26.1	-1.8	1.97	1.84	+7.7	2.70	5.73	-6.6	2.52	5.25		
13	29.7	-2.8	2.10	2.68	+8.9	2.88	6.18	-8.0	2.67	6.00	$t_o^1 = 1.76$	
14	32.3	-4.4	2.20	4.40	+8.7	3.00	5.80	-7.4	2.80	5.30		
15	34.1	-3.8	2.25	3.37	+7.5	3.10	4.82	-6.4	2.87	4.45		
16	35.5	-3.4	2.30	2.97	+6.5	3.15	4.12	-6.3	2.92	4.32		

венных изменений в превышениях не произошло, и этот олок земной коры практически можно считать неподвижным за рассматриваемый период.

Разности превышений в северо-западной части профиля (рп Ю-рп I6), по-видимому, трудно объяснить осадкой реперов, поскольку стабильность реперов гарантируется их типом, глубиной закладки и компрессионными свойствами грунтов /I3/. Исследования ЦНИИГАиК, а также наши соответствующие расчеты свидетельствуют о том, что в грунтах, представляющих собой крупнозернистый песок с примесью мелкогалечника, осадка и выпучивание реперов полностью отсутствует. Поэтому мы считаем разности превышений, полученные на основании нивелировок разных лет, результатом тектонических движений. Участок же профиля (рп0-рп7), расположенный в пределах Фофановской кристаллической перемычки /I2/, является практически неподвижным относительно рп 0. Соседний участок профиля между реперами 8-I6, отделенный от первого ветвью Морского разлома, наклоняется в сторону оз. Байкал.

Продолжающееся на современном этапе опускание Усть-Селенгинской впадины, обусловленное интенсивным развитием Байкальского рифта, находит отражение и в геологическом строении исследуемого района. Мощность неоген-четвертичных отложений, начиная от репера 8, изменяется очень резко: от 0 м около с. Никольское до 500 м около с. Кудара и у озера Байкал достигает 2000 м и более (рис. I). Из анализа мощностей более древних осадков можно получить приближенную величину, характеризующую систематическое смещение земной коры исследуемого участка. Как предполагают некоторые исследователи /3/, максимальные значения скоростей новейших движений не превышают 10% современных. В устье р. Селенги скорость накопления осадков в неоген-четвертичное время, а значит и прогибания складчатого фундамента впадины порядка 0.08-0.28 мм/год, что по отношению к скоростям, зафиксированным повторными нивелировками на Селенгинском профиле, составляют величину довольно близкую к этим значениям (3 мм/год в районе с. Кудара).

Одной из возможных причин опускания земной поверхности может быть и сползание осадочного чехла по наклонной поверхности кристаллического фундамента. Благодаря указанной особенности геологического строения и высокой сейсмоактивности Усть-Селен-

гинской впадины образовавшиеся в ходе осадконакопления осадочные толщи испытывают сотрясения, в результате которых последние могут придти в движение и течь в виде полусцементированной массы (так называемый реон — вещество, способное вести себя как жидкость под влиянием нагрузки /14,15/). При этом скорость течения зависит как от водонасыщенности пород, так и от угла наклона кристаллического фундамента и интенсивности современных движений земной коры.

Из анализа данных пятикратного повторного нивелирования Селенгинской линии можно заключить, что на фоне общего опускания земной поверхности отчетливо проявляются и короткопериодические ее вертикальные движения, которые возможно связаны с землетрясениями, происшедшими вблизи профиля за период 1968–73 гг. Нарушения общего хода опускания земной поверхности особенно четко фиксируются при анализе изменений высот отдельных реперов по времени. Высоты реперов Селенгинского профиля во времени менялись следующим образом (рис. 2). Реперы, начиная с 0 по 7 включительно, практически не изменяли своего высотного положения. Реперы же 8,9 .....16 с 1968 по 1970 гг. довольно интенсивно опустились (до 5 мм), в период же с 1970 по 1972 гг. — поднялись (до 9 мм), после 1972 г. снова наметилось их опускание (до 8 мм).

Подобную картину поведения реперов во времени отмечали для некоторых районов крупных землетрясений и другие исследователи. Так, на рисунке 3-а показано движение двух точек земной поверхности (А) и (В) одного из районов Японии до Ниигатского землетрясения и после него /16/. В период с 1900 по 1950 гг. вертикальные движения точек (А) и (В), расположенных в непосредственной близости, соответственно, к северу и югу от эпицентра будущего землетрясения 1964 г., носили линейный характер. При этом точка (А) поднималась, а точка (В) опускалась. Медленные движения такого типа Ю.А. Мещеряков (?) назвал  $\alpha$ -движениями, их скорость равнялась 1 мм/год. С 1950 г. скорости обеих точек резко увеличались. При этом в точке (В) движение изменилось на обратное ( $\beta$  — движения). Как видно из графика, скорость  $\beta$ -движений почти на порядок превышала скорость  $\alpha$ -движений. Наконец, нивелирование, выполненное после землетрясения 1964 г., позволило обнаружить значительные движения, противоположные по знаку  $\beta$ -движениям.

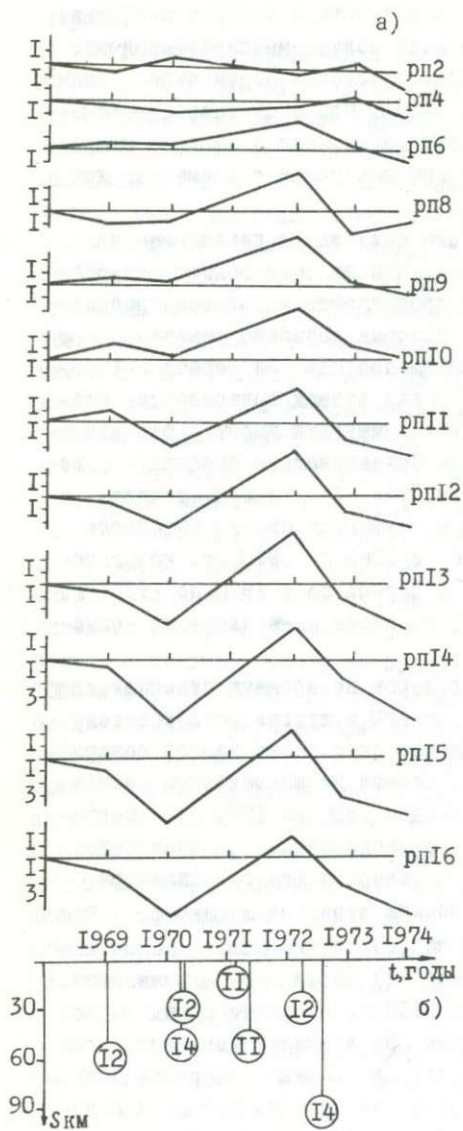


Рис.2. Изменение высот реперов Селенгинской линии за период 1968-74 гг.

а) изменение высот реперов во времени, полученное по результатам нивелирования, б) энергетический класс землетрясений, происшедших за период, и их удаленность от профиля.

На графике 3-Б изображено движение одного из характерных реперов в районе Ташкентского землетрясения 1966 г. /9/. Здесь также с 1929 по 1940 гг. имели место медленные  $\alpha$ -движения, их скорость  $V = -0.6$  мм/год. В течение 25 лет, предшествующих землетрясению, проявились  $\beta$ -движения, скорость которых возросла в два раза. После землетрясения силой 8 баллов зафиксированы  $\gamma$ -движения, скорость которых достигла величины  $+14.8$  мм/год. В дальнейшем движения приобрели волнообразный характер.

Изменение характера вертикальных движений в районе Джамбульского 7-балльного землетрясения 1971 г. показано на графике 3-В. К этому времени здесь имелось трехкратное высокоточное нивелирование 1936, 1956 и 1970 гг. /10/. Пять месяцев спустя после землетрясения было выполнено еще одно нивелирование. За период 1936-56 гг. в районе будущего эпицентра землетрясения средняя скорость вертикальных движений составляла 12 мм/год, тогда как в среднем для всей линии нивелирования от Арыси до Алма-Аты была порядка 6 мм/год. В период с 1956 по 1970 г. вплоть до землетрясения наблюдается замедление движений. Нивелирование после Джамбульского землетрясения 1971 г. выявило интенсивное движение, но с обратным знаком. Можно предположить, что по 1970 г. имело место  $\beta$ -движения, а после  $\gamma$ -движения. Особенностью этого графика является то, что  $\gamma$ -движения состоят из двух частей, и собственно "предвестником" землетрясения служит прекращение заметных движений.

Такую же картину изменения высоты одной из точек Алма-Атинского полигона за период 1967-1972 гг. иллюстрирует график 3-г /1/. Первый период 1967-69 гг. характеризуется интенсивным поднятием (более 60 мм) реперов, находящихся в предгорье Зайлийского Алатау, по отношению к реперам наклоненной равнины Алма-Атинской впадины. Во втором периоде с 1969 г. по апрель 1970 г. наблюдается, так же как и в районе Джамбульского землетрясения, приостановка вертикальных движений, а 5 июня 1970г. произошло крупное Сара-Камышское землетрясение ( $M = 6.8$ ,  $K = 15$ ), эпицентр которого удален от полигона на 160 км. Нивелирование, выполненное после землетрясения, зафиксировало резкое изменение величины и знака вертикальных движений. Последующим нивелированием было установлено резкое изменение направленности смещения реперов, связанное, видимо, также с землетрясениями.

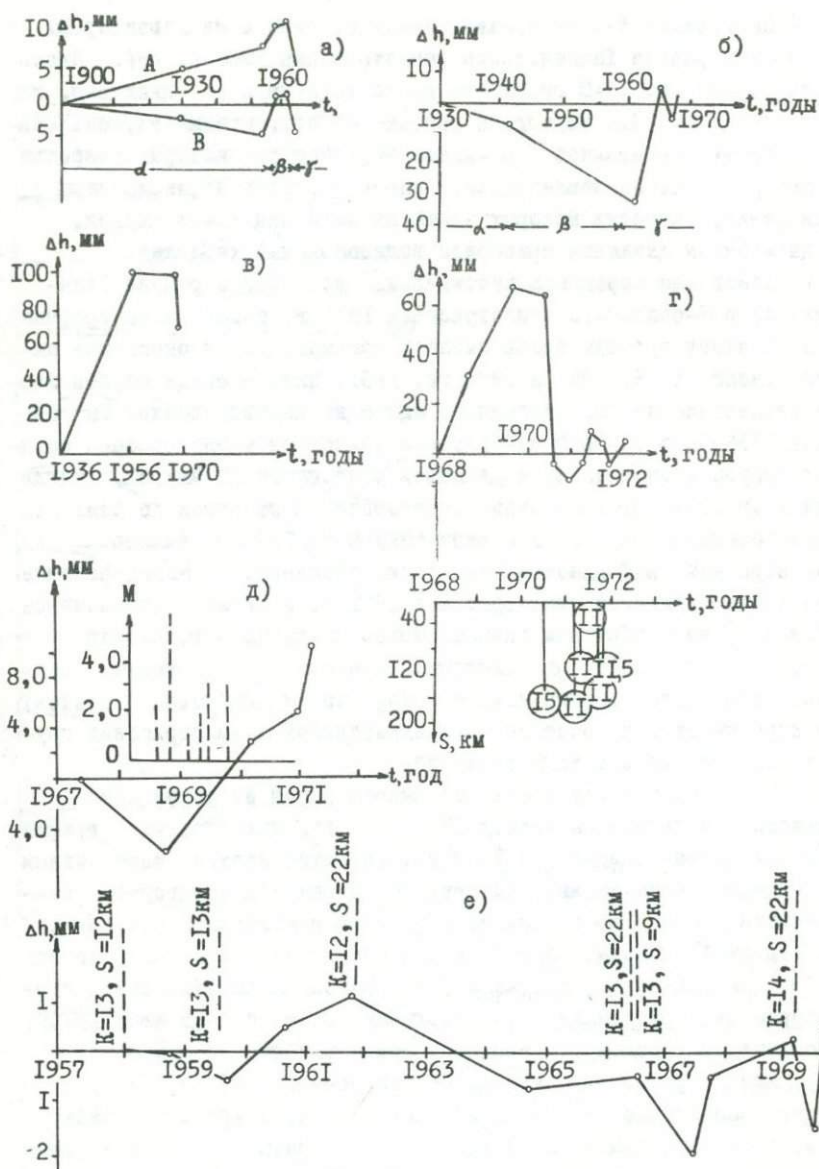


Рис. 3.

Т а б л и ц а 3  
Скорости современных вертикальных движений  
земной поверхности  
по линии повторного нивелирования  
Улан-Удэ - Кудара

№ участка	$r$ , км	$\Delta h$ , мм	$m_{\Delta h}$ , мм	$t$	$U$ мм/год
Улан-Удэ					
1.	9.8	-8.5	$\pm 2.7$	3.2	-0.32
Дивизионная					
2.	10.0	-0.1	2.9	0.0	-0.32
3.	6.8	+16.1	2.4	6.7	+0.28
Татаурово					
4.	8.7	+16.8	1.8	8.8	+0.86
5.	6.6	-23.1	2.3	10.0	0.00
6.	15.4	+0.3	3.5	0.1	+0.02
7.	13.6	-30.1	3.3	9.1	-1.10
8.	12.0	+19.2	3.1	6.2	-0.38
Селенга					
9.	6.4	-3.1	1.9	3.2	-1.93
Никольское					
10.	16.8	0.0	2.1	0.0	-2.83
Быково					
11.	15.6				-5.03
Рп 14					
12.	3.6				-4.63
Кудара					

В таблице 3  $r$  - расстояние между реперами,  $\Delta h$  - разность превышений,  $m_{\Delta h}$  - средняя квадратическая ошибка определения разности превышений,  $t$  - вычисленное значение  $t$ -критерия Стьюдента,  $U$  - скорость вертикальных движений.

Рис. 3. Графики изменения характера вертикальных движений в районах землетрясений: а- Ниигата, 1964г., б-Ташкентского, 1966г., в- Джамбульского, 1971г., г- Саракамышского, 1970г., д- Ашхабадского, 1968г., е- на Гармском полгоне.

На графике 3-д показано изменение современных движений одного из реперов Ашхабадского полигона за период 1967-71 гг. и магнитуды происшедших за это время здесь землетрясений. Как видно из рисунка, только одно землетрясение с магнитудой 5,6 баллов, происшедшее в 1968 г. в районе профиля /5/, повлияло на ход вертикальных движений. Этому землетрясению предшествовало значительное опускание земной поверхности, которое после землетрясения сменилось поднятием.

Таким образом, сопоставление данных многократного нивелирования на геодинамических полигонах показало, что характер изменения современных вертикальных движений в районах землетрясений почти везде одинаков, а крупные и ощутимые близкие к профилям нивелирования землетрясения происходили после интенсивных поднятий реперов. Сами же величины смещения реперов до и после землетрясений могут достигать как больших значений (до 10 или 20 мм и более) так и незначительных. Например, на Гармском полигоне подобные смещения достигают в основном 3-5 мм. (рис. 3-е) /8/.

Аналогичная картина наблюдается и в районе Селенгинского профиля (рис. 2). В районе дельты р. Селенги, залива Провал и ближайших участков оз. Байкал, радиусом до 40 км от с. Кудара, с 1968 по 1970 гг. зафиксировано 14 землетрясений, из которых одно с  $K = 12$  (в 25 км от Кудары) и одно с  $K = 14$  (в 14 км от профиля), остальные с  $K = 9$ . Но все землетрясения на других блоках, видимо, не повлияли на положение реперов, о чем свидетельствует отсутствие каких-либо существенных аномалий закономерного изменения их высот. В 1971 г. зарегистрировано 12 землетрясений с  $K = 9$ , из них только три были с  $K = 11$  на расстояниях 8-45 км от профиля. В 1972 г. имело место всего три землетрясения: два в марте с  $K = 9$ , одно с  $K = 14$ , эпицентры их удалены были, соответственно, на 38,24 и 80 км. Наиболее сильные землетрясения нанесены на рис. 1. Сопоставление сейсмичности с временным изменением скоростей вертикальных движений показано на рис. 2.

Мы предположили, что из всей этой группы землетрясений только одно землетрясение, происшедшее 20 февраля 1971 года с  $M = 4$  ( $K = 11$ ) и имевшее очаг в пределах блока, на котором расположен геодезический профиль (рис. 1), оказало влияние на из-

менение характера вертикальных движений. Предполагая далее, что опускание реперов II-I6 происходит соответственно со скоростью 1.2-2.8 мм/год, величину положительного смещения их можно оценить в 3.5-8 мм. К сожалению, отсутствие нивелировок в 1971 году не дает возможности проследить полный процесс восстановления прежнего положения реперов. Вероятнее всего, что и здесь наблюдалась картина, подобная той, что показана на рис. 3 - резкий скачок реперов после землетрясения, а затем возвращение на прежнее положение и продолжение дальнейшего векового хода движений. Это особенно наглядно иллюстрирует рис. 4, на котором показано изменение абсолютных значений градиентов скоростей вертикальных движений для отдельных секций Селенгинского профиля. Здесь наблюдается резкое увеличение градиента скоростей вертикальных движений перед землетрясением.

Итак, качественное сопоставление геодезических и геофизических данных дает основание предполагать, что причиной нарушения векового хода опусканий реперов Селенгинской линии в интервале 1970-72 гг. являются землетрясения, происшедшие в этот период. Дальнейшее огущение сети сейсмических станций и проведение частых повторных нивелировок позволят находить количественные связи между величинами вертикальных движений земной поверхности и физическими величинами, характеризующими сильные землетрясения Байкальской рифтовой зоны. Первые попытки определения количественных связей между такими величинами выполнены в работе /2/.

Для того, чтобы иметь представление о величинах вертикальных движений в Усть-Селенгинской впадине относительно других тектонических структур Байкальской рифтовой зоны, Селенгинская линия была "привязана" к реперам I класса на ст. Селенга. Это позволило определить скорость опускания с. Кудара относительно Улан-Удэ. Правда, для разных участков трассы Улан-Удэ-Кудара скорости получены за разные интервалы времени; от Улан-Удэ до ст. Селенга они определены почти за тридцатилетний период, а для участка ст. Селенга - Никольское - Кудара - за 2-5 лет (табл. 3).

Сравнительно небольшую величину скоростей на участке Улан-Удэ - ст. Селенга можно, по-видимому, объяснить тем, что возможные короткопериодические колебания за три десятилетия в ка-

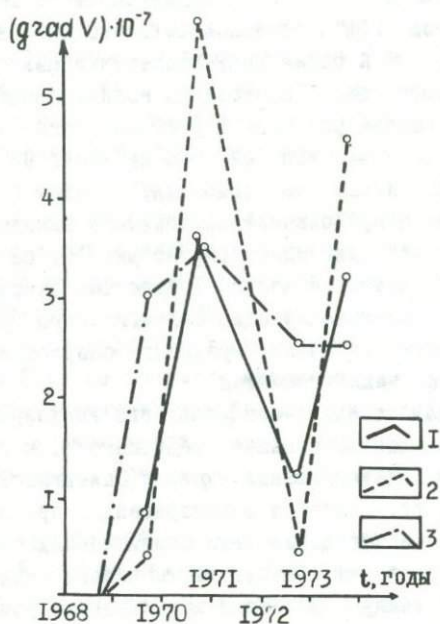


Рис. 4. Изменение во времени абсолютных значений градиента скорости вертикальных движений характерных участков Селенгинского профиля:

1 - рпI0-рпI1, 2 - рпI3-рпI4,  
3 - рпI4-рпI5.

кой-то мере оказались сглаженными, и, кроме того, сама линия повторного нивелирования идет вдоль сопряженных структур хр. Хамар-Дабан и Селенгино-Итанционной впадины) и поэтому контрастных движений здесь может не быть. Что касается значений скоростей движений, осредненных за 5 лет, то они увеличиваются по мере приближения к оз. Байкал. Опускание с. Кудара относительно Улан-Удэ происходит со средней скоростью 3 мм/год.

## Литература

1. Атрушкевич П.А., Антоненко Э.М. Земная кора Казахстана, 2, Алма-Ата, "Наука", 1971.
2. Боровик Н.С., Гайский В.Н., Колмогоров В.Г., Ларионов В.А., Мишарина Л.А., Фотиади Э.Э. Исследования характеристик поля упругих напряжений в Байкальской рифтовой зоне. Ж. Геология и Геофизика, № II, 1974.
3. Гофштейн И.Д., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. Изд. "Наукова думка", Киев, 1971.
4. Замаараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии. "Геология и нефтегазоносность Сибири". М., Гостоптехиздат, 1959.
5. Курбанов М.К., Горелов С.К., Челпанов С.С., Тагиев С., Воронцова Э.С. Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской сейсмоактивной зоны. Изд. "Ылым", Ашхабад, 1973.
6. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука", М., 1968.
7. Мещеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры и проблема землетрясений. Сб. Совр. движения земной коры, № 3, М., 1968.
8. Певнев А.К., Гусева Т.В., Никифорова О.Д. О нестационарном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне. Сб. Совр. движения земной коры, № 5, Тарту, 1973.
9. Райзман А.Н. Исследование ташкентского землетрясения 1966-68 гг. геодезическим методом. Автореферат канд. диссертации, М., 1970. Сб. Совр. движения земной коры, № 4, М., 1968.
10. Сигалов В.М. Геодезические работы по изучению современных движений земной коры на геодинамическом полигоне в северном Тянь-Шане. Сб. Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах.
11. Смирнов Н.В. Дунин-Барковский И.В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
12. Солоненко В.П. (Ред.) Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. "Наука", м., 1968.
13. Фотиади Э.Э. (Ред.) Байкальский геодинамический поли-

гон. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1970.

14. Фиалков Д.н. Горизонтальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности. Проблемы астрономии и геодезии, "Наука", М., 1970.

15. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархавиг К., Файф У. Земля. Введение в общую геологию. "Мир", М., 1974.

16. Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi Y., Crustal movements before and after the Niigata earthquake. "Journal of the Geodetic Society of Japan", № 10, № 3-4, 1964.

В.Г. Колмогоров, П.П. Колмогорова

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ НА АНГИНСКОМ ПРОФИЛЕ

Ангинский профиль повторного нивелирования начинается вблизи пос. Баяндай в переходной зоне от Сибирской платформы к Байкальской складчатой системе, у восточного подножия Прибайкальской впадины, в районе с пологими, линейно-вытянутыми структурами. Затем сечет зону узких линейных складок Предбайкальского прогиба и структуры Байкальского антиклинория. Не доходя километра до озера Байкал (мыс Крестовский), профиль пересекает ряд таких крупных геоморфологических элементов, как Прибрежную возвышенность, Маломорское "продольное" понижение, Приморский хребет, Онотскую возвышенность и Манзурское "продольное" понижение (рис. 1).

Прибрежная возвышенность, абсолютные высоты которой колеблются от 700 до 1100 м, протягивается вдоль берега оз. Байкал. Причем в ее пределах самостоятельную орографическую единицу представляет Озерская возвышенность, имеющая форму пологого купола с максимальными отметками свода около 1000 м. На севере эта возвышенность ограничена Маломорским понижением, которое в рельефе прекрасно выражено прямолинейной депрессией, опущенной примерно на 300 м по отношению к прилегающей части Приморского

хребта. Последний четким уступом поднимается над Маломорским понижением. Этот хребет имеет форму асимметричного свода с максимальными высотами 1100–1300 м, и его северо-западный склон постепенно сливается с Уотской возвышенностью – плосковершинной холмистой грядой, в пределах которой имеется и ряд понижений.

В структурном отношении район Ангинского профиля расположен в пределах северо-западного крыла крупного Байкальского сводового поднятия. В направлении с юго-востока на северо-запад профиль повторного нивелирования пересекает ряд блоков, характеризующихся образованиями различного возраста: на юго-востоке выходят наиболее древние породы архея, слагающие Ольхонский блок (рис. 1). Этот блок по разлому сменяется к северо-западу протерозойским блоком Приморского хребта. далее к северо-западу породы протерозоя постепенно погружаются и в пределах Предбайкальского прогиба перекрыты осадочными толщами нижнего палеозоя (кембрий), мощность которых возрастает в направлении к Сибирской платформе. При этом архейские структуры (остров Ольхон, Прибрежная возвышенность, Маломорское понижение), как отмечает Н.А. Флоренсов /1960/, играют важную роль в рельефе территории, поскольку с ними тесно связаны выходы пород различной стойкости по отношению к процессам денудации. Они являлись относительно жестким и своеобразным упором для складчатых структур протерозоя. В общих чертах структура Западного Прибайкалья характеризуется сочетанием пологих валов – сводов и синклинальных прогибов между ними, развивавшихся длительно и непрерывно, начиная со среднего мезозоя. Южная часть этой области, где уже в мезозое проявлялась глыбовая складчатость, в неоген-плейстоцене была активизирована и превращена в высокогорное Прибайкалье. Наблюдающийся в настоящее время распад древней долинной системы на отдельные звенья и отрезки в западном Прибайкалье, связан, по мнению Н.А. Флоренсова и других исследователей, с общей причиной – недавним резким поднятием горного обрамления и увеличением господствующего уклона вглубь Иркутского амфитеатра. Кроме того, возможно, что часть продольных понижений, входящих в систему древних долин, является зоной с особым тектоническим режимом, наследующей места более древних опусканий и переустроенных в новейшее время. В результате неотектонических движений

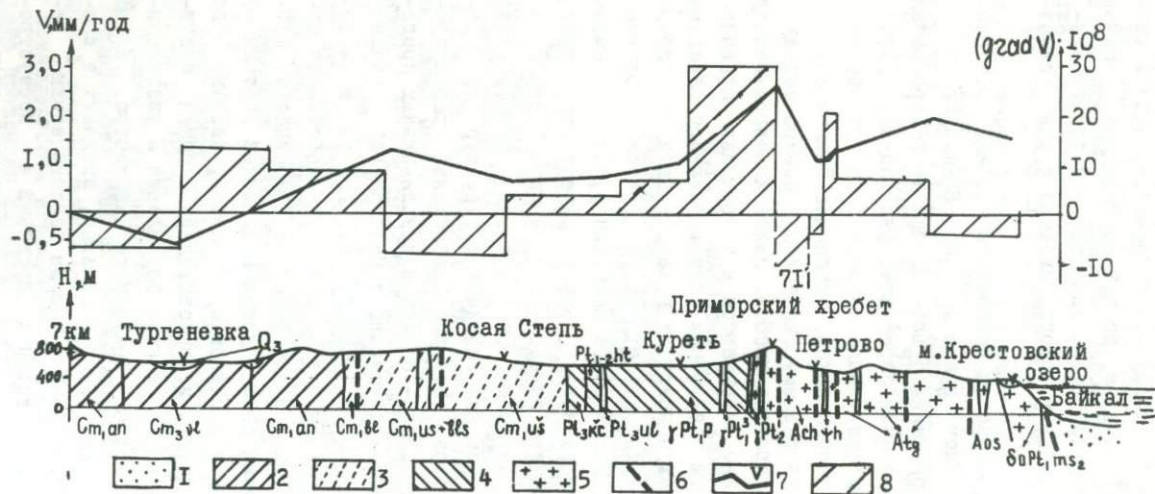


Рис.1. Разрез геологического строения по профилю линии нивелирования Баяндай - Косая Степь - оз.Байкал.  
 1-третичные отложения; 2-верхний кембрий, 3-нижний кембрий, 4-протерозой, 5-архей, 6-разломы, 7-кривая скоростей современных вертикальных движений, 8-горизонтальный градиент скорости вертикальных движений.

блоков земной коры сформировались основные формы современного рельефа в Западном Прибайкалье.

Ангинский профиль повторного нивелирования - мыс Крестовский - пос. Баяндай, как уже было отмечено, сечет вкрест простирания основные геологические структуры Западного Прибайкалья. Профиль закреплен 14-ю реперами, из которых 11 грунтовых и 3 скальных. Грунт плотный, в основном суглинок с примесью обломков твердых пород. Густота закладки реперов максимальна в юго-восточной части профиля, прилегающей к оз. Байкал, где можно ожидать наибольшую дифференцированность скоростей и максимальные градиенты вертикальных движений. Общий уклон трассы профиля направлен к озеру Байкал и равен 0.003.

Первое нивелирование профиля проводилось в 1967 году от репера "мыс Крестовский" до репера "Тургеневка", а в 1968 году - дальше, до репера "7 км". Повторное нивелирование всей линии выполнено в 1972 г. тем же инструментом (KONI 007) и в то же самое время года. Точность обеих нивелировок характеризуется средними квадратическими случайными ошибками на 1 км двойного хода, равными соответственно,  $\eta_1 = \pm 0.39$  мм/км и  $\eta_2 = \pm 0.63$  мм/км.

Разности полученных превышений, их точности приведены в таблице 1, из которой следует: разности превышений, установленные из сравнения данных нивелирования 1967 и 1972 гг., превосходят в 2-3 раза ошибки измерений. Последние вычислены по формуле:  $m_{\Delta h} = \pm \bar{\eta} \sqrt{r}$ , где  $r$  - длина секции нивелирования,  $\bar{\eta} = \sqrt{\eta_1^2 + \eta_2^2}$ .

В этой же таблице приведены необходимые для оценки достоверности разностей превышений теоретические ( $t_0^p$ ) и вычисленные ( $t_{\text{выч.}}$ ) значения  $t$  - критерия Стьюдента, которые определялись по формуле :

$$t = \frac{\bar{h}_2 - \bar{h}_1}{m_{h_1}} \sqrt{k}, \text{ где } \bar{h}_2 \text{ и } \bar{h}_1 - \text{средние превышения по секции, соответственно 1972 и 1967 гг.,}$$

$\Delta h = \bar{h}_2 - \bar{h}_1$ ,  $m_{h_1}$  - средняя квадратическая ошибка, равная  $\frac{m_{h_1} + m_{h_2}}{2}$ ,  $k$  - число измерений, в нашем случае равное 8.

Т а б л и ц а I  
Оценка разностей превышений Ангинского профиля

№ секции	Название репера	$r$ , км	$\Delta h$ , мм	$m_h$ , мм	$t$	$v$ мм/год
	7 км					0.00
I.		8.8	-2.8	$\pm 1.50$	3.84	
	Тургоневка					-0.70
2.		7.2	+4.0	1.36	5.90	
	23 км					+0.24
3..		10.5	+5.4	1.64	6.60	
	33 км					+1.32
4.		9.1	-3.8	1.54	4.95	
	Косая Степь					+0.56
5.		10.3	+0.2	1.62	0.25	
	Хара-Желга					+0.60
6.		5.8	+1.9	1.22	3.12	
	Куреть					+0.98
7.		8.1	+7.9	1.44	11.00	
	Приморский Хребет					+2.56
8.	Петрово	3.3	-7.7	0.92	16.60	+1.04
9.	Тырган Сев.	1.0	-0.2	0.50	0.80	+1.25
10.	Тырган Юж.	1.0	+1.0	0.50	4.00	+1.50
11.	Озера	7,5	+2.6	1.38	3.78	+1.72
12.	Крестовский	5.4	-1.2	1.18	2.03	+1.48

Теоретические значения  $t_c$  при уровнях значимости 0.001, 0,01, 0.05 и 0.10, соответственно, равны 4.12, 2.98, 2.14 и 1.76. Как видно из таблицы I, для всех секций, кроме 5-ой, 9-ой и 12-ой, получены достоверные (при  $p = 0.01$ ) разности превышений, которые могут быть использованы для определения скоростей современных вертикальных движений, а также при построении графика скоростей вертикальных движений (рис. I), на котором за условный ноль принята скорость вертикальных движений репера "7 км", где с учетом геолого-геоморфологических данных можно ожидать наименьшие скорости таких перемещений.

Из анализа кривой скоростей вертикальных движений следует, что группа реперов, расположенная в пределах Байкальского антиклинория, поднимается относительно Предбайкальского предгорного прогиба со скоростью до 2.5 мм/год. Такого же порядка (около +3 мм/год) скорость установлена на субпараллельном Ангинскому профилю участке линии повторного нивелирования Иркутск-Култук. Нивелирование последней было выполнено в 1942 и 1965 гг. ГУГК. Все эти линии в структурном отношении достаточно близки, поскольку репер "7 км" и репер Иркутск находятся в зоне Предбайкальского предгорного прогиба, а реперы "мыс Крестовский" и "Култук" приурочены к зоне Байкальского антиклинория. При сопоставлении изменений скоростей вертикальных движений, устанавливаемых в первом случае за пятилетний, а во втором - за двадцатитрехлетний периоды, по профилям, секущим разные участки одних и тех же крупных структур, следует достаточно аргументированный вывод о равномерном поднятии во всяком случае Байкальского свода относительно Предбайкальского предгорного прогиба со средней скоростью 2.5-3.0 мм/год.

Следует отметить, что увеличение скоростей вертикальных движений земной коры в направлении с северо-запада на юго-восток очень хорошо коррелирует и с четко выраженной возрастной зональностью блоков от кембрийских до наиболее древних архейских пород.

К настоящему времени для большей части исследуемой территории установлено блоковое строение земной коры, проявляющееся в отличных глубинах залегания поверхности Мохоровичича и базальтового слоя /I/. Блоковое строение земной коры нашло отражение в характере изменения вертикальных движений. Дифференциация современных вертикальных движений, устанавливаемая повторным нивелированием, наибольшая в пределах Приморского хребта. Она отражает Приморский глубинный разлом, представляющий собой не одно, а серию сближенных плоскостей сбрасывания шириной около 1 км. Будучи периодически активной на протяжении всей геологической истории /2,3/, эта зона и на современном этапе активнее других, соседних с ней.

Другие тектонические нарушения на кривой скоростей вертикальных движений проявляются наибольшими величинами градиентов вертикальных движений (см. рис.1).

Сопоставление данных повторного нивелирования с гипсометрическими данными для того же района фиксирует определенную связь между современными вертикальными перемещениями земной коры и рельефом дневной поверхности: наибольшие скорости приходятся на наиболее высокие участки дневной поверхности. Прямой характер соотношений между рельефом земной поверхности и современными движениями указывает на то, что последние наследуют движения неоген-четвертичного времени, сформировавшие структурно-тектонический план Прибайкалья. Так, подвижки в районе Приморского разлома, видимо, являются продолжением подобных дислокаций, возникших еще в плиоцен-четвертичное время; пологий купол Озерского массива с типичным радиальным расчленением (признак молодости подвижек) и на современном этапе испытывает умеренное сводовое поднятие. Отрицательным локальным структурам, например, Куретской впадине и депрессии Предбайкальского предгорного прогиба, испытывающим унаследованное прогибание, начиная с миоцена /3/, отвечают прогибания дневной поверхности. Эти прогибания фиксируют и данные повторного нивелирования. Значит, и на современном этапе развития эти структуры отстают в своем поднятии от положительных структур.

Последующие повторные нивелировки Ангинского профиля дадут дополнительный материал для уточнения наметившихся соотношений.

### Литература

1. Крылов С.В., Мишенькин Б.П. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. Геология и геофизика, № 1, 1970.
2. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. Изд-во "Наука", М., 1964.

3. Рябых А.М., Минкус А.С., Рябых Э.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной части Западного Прибайкалья. Отчет Ольхонской экспедиции ИГУ. Иркутск, 1965.

4. Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10, изд. АН СССР, М., 1960.

5. Фотиади Э.Э. (Ред.). Байкальский геодинамический полигон. Ротапринт. ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1970.

Н.П. Есиков, С.И. Кесельман, В.С. Юдин

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Задача исследований современных деформаций земной коры ставится в следующем виде. В каждой точке земной коры исследуемого района задан несимметричный тензор второго ранга, описывающий чистую деформацию и вращение малых участков рассматриваемой области. В первую очередь необходимо подобрать методы определения поля деформаций и затем на основе статистического анализа отыскать параметры этого поля, наиболее тесно связанные с глубинным строением и состоянием земной коры, в том числе с сейсмичностью, тектоническими движениями и выявить характерные черты их внутренней структуры. Без правильного представления об этом нельзя решить проблему прогноза процесса деформирования.

С помощью непосредственных наблюдений поле деформаций земной коры на всю ее мощность найти практически нельзя. Данная статья посвящена программе исследований деформаций только земной поверхности, определить которые можно по геодезическим данным о современных движениях.

Для решения этой задачи в общем случае необходимо рассматривать движения земной поверхности в трехмерном пространстве, т.е. надо знать горизонтальные и вертикальные компоненты смещений геодезических пунктов. Однако в настоящее время такие дан-

ные отсутствуют, поскольку существующие методы в силу специфичности геодезических наблюдений обусловили тенденцию раздельного определения вертикальной и горизонтальной составляющих пространственных движений земной поверхности.

Знание же одной из этих составляющих не дает возможность полно и правильно описать явление пространственного деформирования земной поверхности и понять ее причины, но некоторые особенности динамики земной коры все же могут быть выявлены.

Горизонтальные движения могут оказаться информативными при поиске предвестников землетрясений, поскольку в сейсмоактивных районах их средняя величина в несколько раз больше величин вертикальных, и, кроме того, непосредственные измерения в массивах горных пород показали, что напряжения в земной коре характеризуются резко повышенными значениями горизонтальных составляющих сжатия  $/I/$ . Последние нередко на 50–200 кг/см<sup>2</sup>, а иногда и в два с лишним раза больше величины геостатического давления.

Однако геодезические работы по определению горизонтальных движений в настоящее время оказались явно отставшими и наши знания о них в значительной степени находятся все еще в стадии гипотез.

Наиболее отчетливым проявлением современной динамики земной коры является сейсмическая активность, хотя ее наличие является не необходимым, а только достаточным условием существования процесса деформирования.

К одному из сейсмически активных районов земного шара относится изучаемая нами Байкальская рифтовая зона. Только за последние 10 лет здесь произошло около 50 сильных землетрясений, большая часть которых приурочена к зонам разломов, заметно различающихся по степени их активности. Так например, Приморский разлом и его Ольхонская ветвь в настоящее время мало активны  $/6/$ , в то время, как Северобайкальский разлом проявляется как сильным землетрясением 1931 г. так и рядом слабых землетрясений. К Южнобайкальскому сбросу также тяготеют ряд сильных землетрясений, но наиболее сейсмически активным в настоящее время является Селенгинский разлом. Слабо выраженный в рельефе Морской разлом, протягивающийся до Баргузинского залива, сейсмически мало активен. Что касается Баргузинского разлома с его резко выраженным кулисообразным строением, впадинами-сателлитами в мес-

тах захождения кулис друг за друга, рядом сейсмогенных структур, образовавшихся в голоцене при землетрясениях в X баллов, то с ними связаны VII – балльные землетрясения 1869 и 1961 годов, и современная его активность вместе с Баргузинской впадиной подтверждается большим числом слабых землетрясений, ежегодно регистрируемых станциями Института земной коры и Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Таким образом, из приведенных данных следует, что на ряде разломов Байкальской рифтовой зоны в настоящее время происходят значительные деформации земной поверхности, количественные характеристики, пространственный характер и временная структура которых очень слабо изучены; инструментальных же данных о горизонтальных движениях вообще нет, а сведения о вертикальных движениях малочисленны.

Однако постановка подобных геодезических работ на наиболее сейсмически активных разломах – Южнобайкальском и Селенгинском – затруднена тем, что их крылья приурочены ко дну оз. Байкал. Учитывая приведенные данные наиболее целесообразным в настоящее время представилось производство таких наблюдений на некоторых участках Баргузинского разлома, в частности, в пределах сейсмогенной структуры Нестериха и на участке, где южная (Улюнская) кулиса разлома подставляется несколько смещенной к юго-западу Саранхурской кулисой.

Для изучения деформаций земной поверхности на границе Баргузинского горста и впадины намечена и начала осуществляться определенная программа геодезических работ. Программа эта предусматривает прежде всего производство в названных районах микротриангуляции для чего создана специальная геодезическая сеть со сторонами от нескольких сот метров до 2–3-х км, рассчитанная на использование методов триангуляции, трилатерации и линейно-угловой триангуляции. В первую очередь планируется осуществить совместное определение горизонтальных и вертикальных перемещений земной поверхности путем соответствующего использования измерений наклонных расстояний в сочетании с измерениями горизонтальных и вертикальных углов.

В дальнейшем при расширении комплекса наблюдений предполагается использовать также метод линейных засечек [2]. Анализ последнего метода показывает, что по величинам свободных чле-

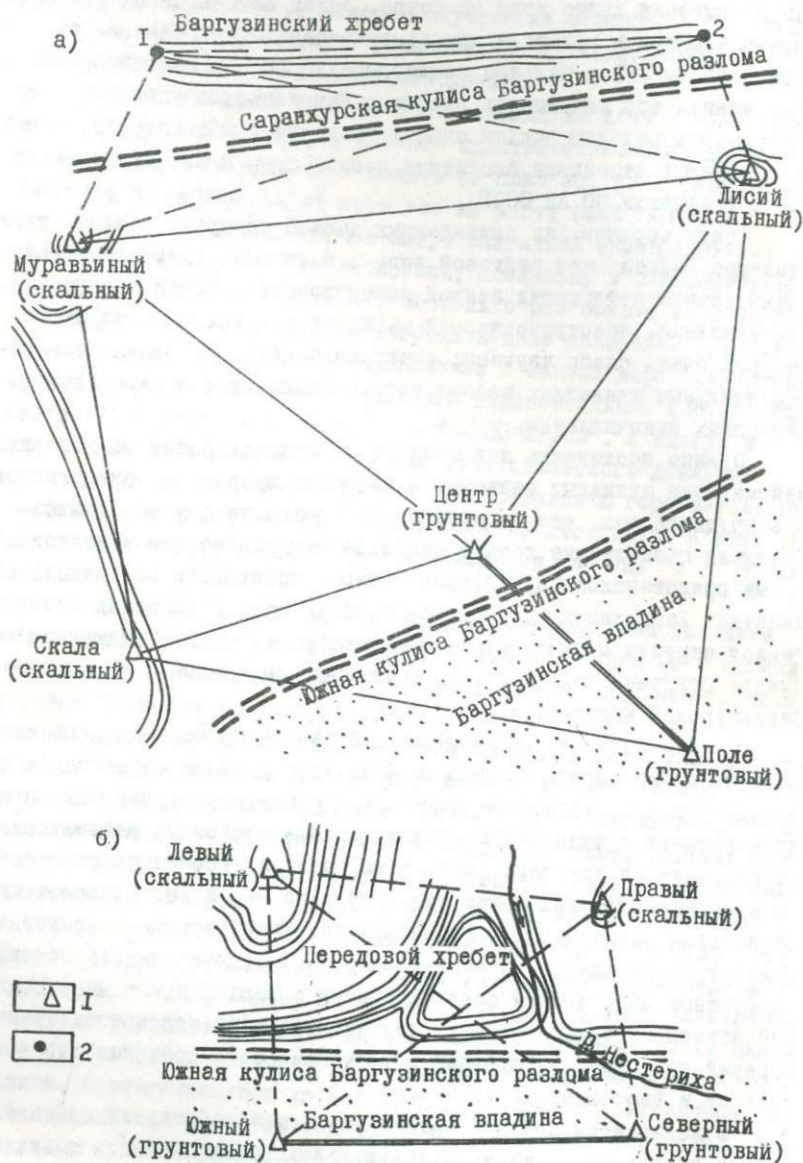


Рис. I

нов уравнений можно осуществлять контроль за точностью измерений подобно тому, как это делается в триангуляции по невязкам треугольников /3/. Метод линейных засечек имеет преимущество перед трилатерацией в виде простых цепочек, так как в последнем случае никаких "условий" не возникает. Кроме того, использование метода линейных засечек позволяет определить смещения труднодоступных точек, расположенных на Баргузинском хребте. Схемы Баргузинских микротриангуляций приведены на рис. I.

I. У л ю к ч и к а н с к а я система (рис. I, а) расположена в районе села Улукчикан с расчетом перекрытия Улюнской и Саранхурской кулис разлома. Заложена пятиугольная центральная система, один пункт которой располагается в Баргузинской впадине, второй — на Передовом хребте и три на сопках между кулисами разлома. При использовании только метода триангуляции здесь будет измеряться в качестве исходной стороны линия "Центр — Поле". В высотном отношении в пределах Улукчиканской системы предполагается с помощью геометрического нивелирования связать по крайней мере, три пункта. Превышения остальных пунктов необходимо будет определять с помощью геодезического нивелирования.

II. Н е с т е р и х и н с к а я система в настоящее время состоит только из четырех пунктов, (рис. I, б), два из которых расположены во впадине и два — в коренных породах Передового хребта. В качестве исходной будет служить сторона "Южный — Северный", ее центры будут привязываться по высоте к исходному реперу Нестерихинской линии повторного нивелирования.

Частоту повторных наблюдений в год на созданных сетях без знания спектра горизонтальных компонент современных движений объективно установить априори трудно. Она будет основываться на анализе материалов хотя бы нескольких повторных наблюдений. По-видимому, в первый год наблюдений необходимо выполнить несколько циклов.

Что касается точности наблюдений, то мы ориентируемся на измерение базисов с относительной ошибкой не более  $10^{-6}$  и измерение углов с ошибкой  $\pm 0.4$ .

Рис. I — Схемы микротриангуляций на Баргузинском разломе. а) Улукчиканская центральная система, б) Нестерихинский четырехугольник. I — Пункты, заложенные в 1974 г.; 2 — Запроектированные пункты. В скобках — тип центра.

В 1974 г. выполнены измерения углов треугольников Улькчанской системы теодолитом ОТ-02 двенадцатью круговыми приемами. Средняя квадратическая ошибка измерения угла, рассчитанная по невязкам треугольников, составила  $\pm 0''4$ . При средней длине стороны треугольников около километра это обусловит ошибку в положении пунктов в 2,5 мм. Стало быть, даже при такой точности измерения углов можно будет выявить горизонтальные компоненты смещений, составляющие величину в несколько миллиметров.

Кроме описанных микротриангуляций на разломах и запланированных ЦНИИГАиКом перенаблюдений государственных триангуляций, в частности, соединяющих Икатский и Баргузинский хребты через Баргузинскую впадину, в программе изучения деформаций в Байкальской рифтовой зоне должны найти место исследования Байкальской впадины. В середине тридцатых годов геодезической службой страны была осуществлена связь противоположных берегов оз. Байкал в районе с. Посольского, а десятью годами позже — через остров Ольхон. С того времени здесь произошел ряд сильных землетрясений. Эпицентры двух из них располагаются в акватории оз. Байкал по соседству с полуостровом Святой Нос, на котором находится один из триангуляционных пунктов, (рис. 2). Полуостров расколот рядом разломов, и к наиболее выразительному из них, проходящему в подножии юго-восточного склона, приурочено VII-бальное землетрясение, возникшее в 1961 г.

Естественно, возникает вопрос, какие результаты можно ожидать из повторных наблюдений и какой метод наиболее целесообразно использовать для выполнения этих работ. Чтобы в какой-то мере ответить на него нами рассчитаны продольный —  $m_p$  и поперечный —  $m_n$  сдвиги части ряда триангуляции, пересекающего оз. Байкал через остров Ольхон /5/.

Анализ результатов показывает, что если использовать метод триангуляции с измерением двух сторон, расположенных на противоположных берегах оз. Байкал, с относительной ошибкой  $m_s = 1:450\ 000$  и ошибкой измерения азимута этих сторон  $m_\alpha = \pm 0''5$ , а углы измерить с ошибкой  $m_\beta = \pm 0''6$ , то сдвиги  $m_p$  и  $m_n$  можно определить, соответственно равными 27 см и 28 см.

Метод измерения всех сторон светодальномером с выше указанной точностью обеспечит получение  $m_p = 9$  см, а  $m_n = 19$  см.

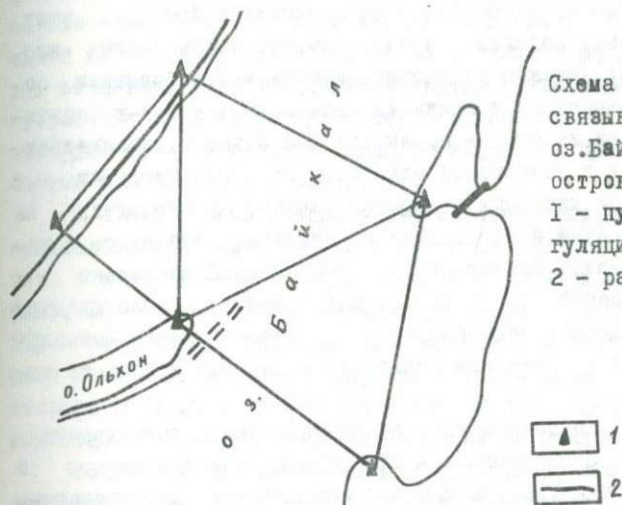


Рис. 2  
 Схема триангуляции,  
 связывающей берега  
 оз. Байкал через  
 остров Ольхон.  
 1 - пункты триан-  
 гуляции,  
 2 - разломы.

Измерение же всех сторон и всех углов (линейно-угловая триангуляция) позволит получить несколько меньшие значения  $m_p = 8$  см и  $m_n = 10$  см, т.е. почти те же для продольного сдвига и почти вдвое меньшее для поперечного сдвига. Ставя целью выяснение только величин деформаций оз. Байкал при перенаблюдениях триангуляций сороковых годов можно ограничиться измерением только сторон.

При определении векторов смещений, первоначальное положение пунктов сети (для эпохи первых наблюдений) целесообразно находить по результатам измерения углов в сороковых годах и нового измерения стороны, расположенной на северо-западном берегу вдоль Приморского разлома, поскольку можно предположить, что она не претерпела значительного изменения в период между наблюдениями, так как расположена на одном и том же крыле разлома. Это внесет меньшие погрешности в длины сторон, чем ошибки, накопленные при их вычислении от базисных сетей.

Выполненный таким образом расчет точности определения координат пунктов Ольхонской сети показал, что ошибки относитель-

ного положения берегов оз. Байкал практически будут не менее 20 см. Следовательно, повторные геодезические работы на этих сетях, выполненные, положим, через 30-35 лет после первых наблюдений, позволят надежно установить компоненты деформации, если скорость горизонтальных движений была не менее 1-3-х сантиметров в год. Если же она не превышала несколько миллиметров, то нельзя выявить в результате однократного перенаблюдения с заданной точностью линейных измерений реально произошедших за это время перемещений берега. Однако, учитывая, что здесь в интервале времени между наблюдениями уже произошло несколько сильных землетрясений, при которых, как правило, наблюдаются значительные смещения, целесообразность перенаблюдений Байкальских триангуляций с указанной точностью измерения сторон не вызывает сомнения.

Сведения о современных движениях земной поверхности начинают все шире использоваться при решении задач научного и прикладного характера, в том числе и при изучении сейсмичности. Поэтому разработка для этого надежных методов является весьма важной задачей.

Традиционное описание результатов повторных геодезических наблюдений в виде векторных схем смещений пунктов дает слабое представление об основном интересующем нас явлении, присущем дневной поверхности — ее деформациях. Очевидно, что можно построить много таких схем для любого участка, так как каждый пункт может быть принят за начало отсчета. Из механики же известно, что непременным свойством всех величин и уравнений, имеющих геометрический смысл, должна быть их инвариантность относительно системы координат и, в частности, относительно ее начала.

Определить величины, которые были бы однозначными функциями участков земной поверхности и не зависели бы от выбора начала координат можно при рассмотрении процессов деформации этих участков /4/.

Ценность таких параметров движений несомненна. С их помощью можно выполнять сравнительный анализ характера движений в различных локальных системах координат, в частности, движений и их связей с геофизическими и геологическими данными на геодина-

мических полигонах, расположенных в различных тектонических и сейсмических условиях и не увязанных в единую систему. Поэтому одной из основных задач обработки и анализа результатов повторных геодезических наблюдений является разработка таких количественных характеристик, которые относились бы к самой земной поверхности и были бы свободны от эффектов, привнесенных случайным выбором начала координат.

С целью автоматизации расчетов компонент деформации нами составлена программа на альфе языке для БЭСМ-6. Программа включает в себя: I - блок ввода исходных данных и внешних констант (ВД), II - блок записи линейных уравнений в МОЗУ машины (ЗУ), III - блок составления систем нормальных уравнений (СУ), IV - блок решения уравнений и определения компонент несимметричного тензора (РУ), V - блок вычисления компонент деформации (ВК) и, наконец, VI - блок выдачи результатов на печать (ВП).

Исходными данными служат координаты пунктов в произвольной ортогональной системе координат, смещения пунктов по соответствующим осям, число определяемых коэффициентов, количество решаемых вариантов, равное числу участков, на которые делится исследуемая область, номера пунктов, для которых составляются системы линейных уравнений.

Программа является стандартной в том смысле, что исследуемая область с некоторым числом пунктов может разбиваться на участки по три, четыре, пять и более пунктов. При этом в исходных данных следует только задать числа 3,4,5,....., соответственно. Исходные данные кодируются и в определенном порядке ставятся на вводное устройство ЭВМ. Программа занимает 23 перфокарты, процесс вычислений при загрузке оперативной памяти машины в 2 листа длится полминуты.

В результате обработки данных о современных горизонтальных движениях на печать выдаются двенадцать величин: максимальное и минимальное растяжение, ориентация их осей, дилатация, максимальный сдвиг, угол разворота участка, как абсолютно твердого тела, четыре компонента плоской несимметричной матрицы и два свободных члена линейных уравнений (см. статью Н.П. Есикова в данном сборнике). Подобные величины выдаются и при обработке вертикальных движений, однако независимыми из них оказываются

только две — дилатация в вертикальном направлении и сдвиг.

Описанным методом планируется выполнить исследования горизонтальных и вертикальных движений на различных участках Байкальской рифтовой зоны и, кроме того, провести сравнительный анализ инвариантов современных движений для различных геодинамических полигонов.

#### Литература

1. Булин Н.К. Некоторые выводы из анализа естественных напряжений в подземных горных выработках. Сб. "Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород)", "Недра", М., 1973.

2. Дурнев А.И. Метод линейных геодезических засечек. Изв. ВУЗов, Геодезия и Аэрофотосъемка, № 3, 1961.

3. Дурнев А.И. О точности метода геодезических засечек, Изв. ВУЗов, Геодезия и аэрофотосъемка, вып. I, 1963.

4. Есиков Н.П. Тензорное поле деформаций земной коры и методика его изучения по данным геодезических измерений. Геол. и геофиз. № 7, 1973.

5. Есиков Н.П., Панкрушин В.К. Современные горизонтальные движения Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения. Сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири", "Наука", М., 1969.

6. Солоненко В.П., Тресков А.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья, "Наука", М., 1968.

А.В. Ладынин

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЕКОВЫХ БАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Исследования вековых изменений силы тяжести на Байкальском полигоне ведутся (с 1967 года) методом повторных относительных измерений приращений силы тяжести между закрепленными долговре-

менными гравиметрическими пунктами, составляющими два профиля — Ангинский и Селенгинский, соответственно, на западном и восточном берегах Байкала. Эти профили ориентированы вкрест основной структуры Байкальской впадины, примерно продолжают друг друга, но до последнего времени между собой они не были связаны. Наблюдения на Селенгинском профиле длиной около 120 км, состоящем из II пунктов, выполнялись ежегодно с 1967 по 1971 год (5 измерений), а в 1974 г. эта линия была продлена на юг на 150 км (3 пункта). Ангинская линия имеет лишь двойной полный цикл наблюдений (1967 и 1971 гг), кроме того она уступает Селенгинской линии по точности измерений. Поэтому дальше будут обсуждаться в основном результаты по Селенгинской линии, причем без учета материалов 1974 года, находящихся в стадии обработки.

К обсуждению постановки этих исследований мы вернемся ниже, после описания методики и результатов измерений. Отметим лишь, что при постановке этих работ преследовалась цель получения новой геофизической информации для выяснения природы геологических процессов в Байкальской рифтовой зоне. Предполагалось, что локальные изменения в напряженном состоянии земной коры могут приводить к изменениям плотности горных пород, в связи с чем и возможны изменения силы тяжести.

### Методика измерений

Приращения силы тяжести между долговременными гравиметрическими пунктами полигона измерялись короткими рейсами, продолжительностью до 2-3 часов одновременно группой из 2-4 гравиметров типа КВГ-1. В 1967-1968 гг. в рейсы включались, как правило, три соседних пункта, наблюдения выполнялись по двух- или трехзвенной схеме: I-2-3-I-2-3-I или 1-2-3-I-2-3-I-2-3-I. В дальнейшем количество пунктов, отрабатываемых в одном рейсе, было уменьшено до двух, а количество звеньев увеличено до трех или четырех (схемы типа: I-2-I-2-I-2-I или I-3-I-3-I-3-I-3-I), но попрежнему непосредственно связывались только соседние пункты и через один, так что наблюдения на всех пунктах образовывали систему треугольников. За единичное измерение каждого приращения силы тяжести принималось среднее его значение по всем

звеньям одного рейса с одним гравиметром. Среднее количество рейсов при обработке одной связи равно 3, каждая связь имела в среднем 8-10 независимых единичных измерений, что позволяло достаточно надежно оценить точность среднего значения приращения силы тяжести. Поскольку продолжительность звена рейса не превышала полутора часов, при обработке вводилась лишь поправка за нуль-пункт, в которую автоматически входили температурные эффекты и влияние приливных вариаций силы тяжести.

В табл. I приведены погрешности измеренных приращений силы тяжести между пунктами полигона (в среднем по всем 19 связям).

Т а б л и ц а I

Год	1967	1968	1969	1970	1971	Среднее
$\epsilon_c$ (мкгл)	$\pm 40$	$\pm 12$	$\pm 20$	$\pm 22$	$\pm 14$	$\pm 22$

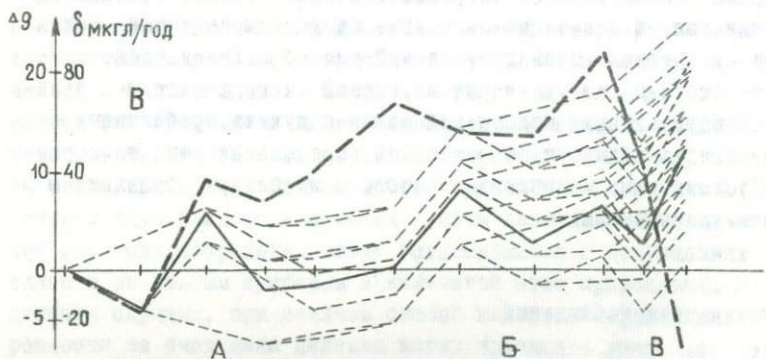
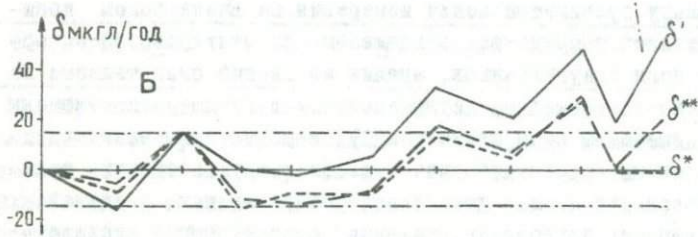
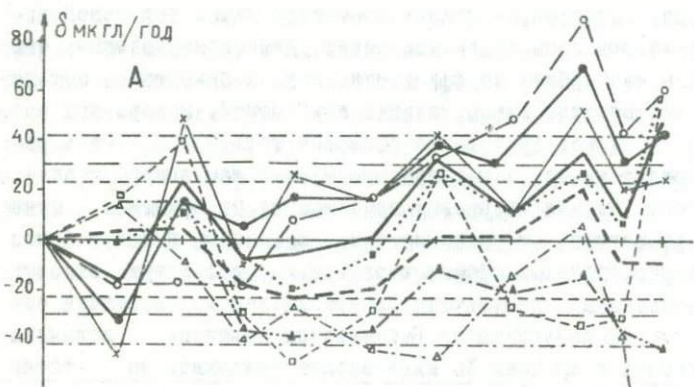
Малая точность измерений 1967 г. объясняется тем, что они выполнялись серийными полевыми гравиметрами, масштабные коэффициенты которых были определены с недостаточной точностью. В дальнейшем использовались гравиметры, специально усовершенствованные во "ВНИИ Геофизике" (были приняты меры по стабилизации нульпункта, повышена чувствительность, установлена дополнительная термокомпенсация и радиоактивные ионизаторы для снятия статистических зарядов с кварцевых систем), более тщательно выполнялось эталонирование. Точность определения цены деления гравиметров (по сходимости многократных определений на Московском и Новосибирском полигонах, а также на установке УЭП-1) составляла в среднем 0,1 %. Для контроля наличия или отсутствия значительных случайных погрешностей цены деления использовался способ изучения корреляции между расхождениями в приращениях силы тяжести по разным приборам и величиной этих приращений. В отдельных случаях, при наличии слабой подобной корреляции, погрешности за счет цены деления могли превышать указанную величину и достигать 0,5 %. При диапазоне изменений силы тяжести на Селенгинской линии около 30 мгл максимальная погрешность, таким образом, достигала бы 0,15 мгл. Для исключения таких погрешнос-

тей измерения, выполненные гравиметром с сомнительной ценой деления, либо исключались из рассмотрения, либо цена деления его приводилась к масштабным коэффициентам других приборов, исходя из условия постоянства суммы модулей приращений, измеренных разными приборами. Такое приведение возможно только при одновременных наблюдениях, но не в разные годы, так как вопрос о стабильности цены деления кварцевых гравиметров во времени пока достаточно не изучен. Из сказанного можно сделать вывод, что погрешности масштабных коэффициентов гравиметров могут вносить серьезные искажения в результаты измерения вековых вариаций силы тяжести, и для измерений на Байкальском полигоне величина этой погрешности в среднем 30 мкгл вполне возможна, но точно оценить или учесть ее не удастся.

Поскольку гравиметрические измерения на Байкальском полигоне выполнялись посредством наращивания коротких связей с образованием цепи треугольников, анализ изменений силы тяжести во времени можно осуществлять двумя способами: 1) по изменениям уравненных значений силы тяжести и 2) по изменениям непосредственно измеренных приращений силы тяжести между соседними пунктами. В первом случае вследствие перераспределения случайных ошибок в процессе каждого уравнивания, а во втором - вследствие случайного накопления погрешностей при последовательном наращивании связей неизбежно появление кажущихся вариаций силы тяжести во времени. Очевидно, первый способ более удобен. С другой стороны, из сравнения изменений от года к году уравненных и неуравненных приращений можно получить приближенную оценку порядка величины погрешностей определения вековых вариаций, обусловленных накоплением ошибок и их перераспределением в процессе уравнивания.

### Результаты наблюдений

Обработка результатов пятикратных (1967-1971 гг.) измерений приращений силы тяжести между пунктами Селенгинской линии по первому способу, с уравниванием измеренных приращений  $\Delta g$  дала результаты, приведенные на рис. 1 и в табл. 2 (на рис. 1-в приведены "вариации" по неуравненным значениям  $\Delta g$ ).



$\delta_{2,1}$   $\Delta$  — — — — —  $\delta_{3,1}$   $\triangle$  — — — — —  $\delta'$  — — — — — по не-  
 $\delta_{3,2}$   $\square$  — — — — —  $\delta_{4,2}$   $\blacksquare$  — — — — —  $\delta^{**}$  — — — — — уравненному  $\Delta \delta$   
 $\delta_{4,3}$   $\circ$  — — — — —  $\delta_{5,3}$   $\bullet$  — — — — —  $\delta^*$  — — — — —  $\delta_{5,2}$  по  
 $\delta_{5,4}$   $\times$  — — — — —  $\delta_{4,1}$  — — — — —  $\delta_{5,2}$  — — — — — уравненному  $\Delta \delta$   
— — — — — знаме-  
ния  $\Delta \delta$  по профилю

Рис. 1

Т а б л и ц а 2

Пункты	$\delta_{2,1}$	$\delta_{3,2}$	$\delta_{4,3}$	$\delta_{5,4}$	$\delta_{3,1}$
Ошурково	0	0	0	0	0
Еловка	+14	+16	-18	-47	+30
Татаурово	-8	+40	-17	+49	+32
Троицкое	-41	-30	-19	-10	-71
Мостовка	-27	-49	+8	+26	-76
Тресково	-44	-28	+16	+16	-72
Никольское	-47	+24	+33	+42	-23
Шергино	-14	-27	+49	+12	-41
Быково	+7	-34	+89	+52	-27
Кудара	-37	-31	+44	+20	-68
Корсаково	-150	+64	+60	+24	-86
$\Sigma \delta$	$\pm 42$	$\pm 23$	$\pm 30$	$\pm 26$	$\pm 45$

	$\delta_{4,2}$	$\delta_{5,3}$	$\delta_{4,1}$	$\delta_{5,2}$	$\delta^*$	$\delta^{**}$	$\delta^I$
Ошурково	0	0	0	0	0	0	0
Еловка	-2	-65	+12	-49	-9	-6	-16
Татаурово	+23	+32	+15	+72	+16	+15	+14
Троицкое	-11	+9	-52	-21	-16	-12	0
Мостовка	-41	+34	-28	-15	-10	-14	-1
Тресково	-12	+32	-56	+4	-10	-9	+5
Никольское	+57	+75	+10	+99	+13	+18	+33
Шергино	+22	+61	+8	+34	+5	+7	+20
Быково	+55	+141	+62	+107	+28	+28	+49
Кудара	+13	+64	-24	+33	-1	+1	+19
Корсаково	-124	+84	-26	+148	0	+20	+52
$\Sigma \delta$	$\pm 25$	$\pm 24$	$\pm 45$	$\pm 18$	$\pm 11$	$\pm 15$	$\pm 12$

Рис. 1. Изменение силы тяжести во времени на Селенгинской линии Байкальского полигона А - Разности  $\Delta g$  по результатам уравнивания разных лет ( $\delta_{2,1} = \Delta g_{68} - \Delta g_{67}$ ;  $\delta_{4,3} = \Delta g_{70} - \Delta g_{69}$ ;  $\delta_{5,2} = \Delta g_{71} - \Delta g_{68}$  и т.д.). Б - Средние значения разностей (обозначения в тексте) В - Изменение силы тяжести по неуровненным приращениям.

Большого значения близости средних значений  $\delta^{\text{ж}}$ ,  $\delta^{\text{жж}}$  и  $\delta^{\text{I}}$  придавать не следует, ибо они не являются вполне независимыми. Действительно, в таблице приведены разности вида  $\delta_{\text{к+1,к}}^{\text{I}}$ ,  $\delta_{\text{к+2,к}}$  и  $\delta_{\text{к+3,к}}$ , а также их средние значения  $\delta^{\text{ж}}$ ,  $\delta^{\text{жж}}$ ,  $\delta^{\text{I}}$ ; здесь:

$$\begin{aligned} \delta_{\text{к+1,к}} &= \Delta g_{\text{к+1}} - \Delta g_{\text{к}} & ; & & \delta_{\text{к+2,к}} &= \Delta g_{\text{к+2}} - \Delta g_{\text{к}} & ; \\ \delta_{\text{к+3,к}} &= \Delta g_{\text{к+3}} - \Delta g_{\text{к}} & ; & & \Delta g_1, \Delta g_2, \dots, \Delta g_5 & \text{— прираще-} \end{aligned}$$

ния силы тяжести в пунктах полигона относительно исходного пункта (Ошурково) по наблюдениям 1967, 1968, .... 1971 гг., соответственно. Средние значения разностей, отнесенные к одному году (в мкг/год), определяются следующими выражениями:

$$\delta^* = \frac{1}{4} \sum_{\text{к=1}}^4 \delta_{\text{к+1,к}}; \quad \delta^{**} = \frac{1}{6} \sum_{\text{к=1}}^3 \delta_{\text{к+2,к}}; \quad \delta^{\text{I}} = \frac{1}{4} \sum_{\text{к=2}}^3 \delta_{\text{к+2,к}}.$$

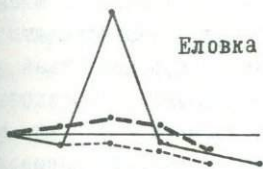
В нашем случае, кроме того:

$$\delta^* = \frac{1}{4} \delta_{5,1}; \quad \delta^{**} = \frac{1}{6} \sum_{\text{к=1}}^2 \delta_{\text{к+3,к}} = \frac{\delta_{5,2} + \delta_{4,1}}{6} = \frac{\delta_{5,1} + \delta_{4,2}}{6}; \quad \delta^{\text{I}} = \frac{\delta_{5,3} + \delta_{4,2}}{4};$$

Таким образом, средние значения изменений силы тяжести, приведенные в таблице, не являются линейно независимыми. Например,  $\delta_{5,1}$  является общим слагаемым для  $\delta^{\text{ж}}$  и  $\delta^{\text{жж}}$ , а  $\delta_{4,2}$  — общим для  $\delta^{\text{жж}}$  и  $\delta^{\text{I}}$ ; очевидно, что эти характеристики объединены общими погрешностями определения  $\Delta g_{\text{к}}$  ( $\text{к} = 1, 2, \dots, 5$ ).

На рис. 1-а значения разностей за двух- и трехлетние интервалы даны в пересчете на 1 год (в мкг/год), и для сравнения указана среднеквадратическая погрешность определения  $\delta_{\text{к+1,к}}$ . Как видим, изменения силы тяжести практически не выходят за пределы удвоенного стандартного отклонения, хотя изменения  $\delta$  по профилю, по-видимому, не являются случайными. В особенности это характерно для средних значений (рис. 1-б), погрешность которых, как видно из табл. 2, существенно меньше. Вместе с тем рис. 1-в, где для сравнения с  $\delta^{\text{ж}}$  приведены значения  $1/3 \delta_{5,2}$  по неуравненным приращениям  $\Delta g$ , показывает, что возможной причиной систематического изменения  $\delta$  по профилю может быть перераспределение погрешностей в процессе уравнивания.

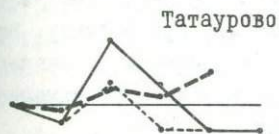
Рассмотрим теперь изменение во времени значений силы тяжести на пунктах полигона (относительно исходного пункта), рис.2.



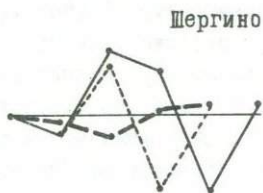
Еловка



Никольск



Татаурово



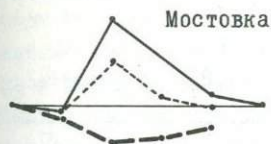
Шергино



Троицкое



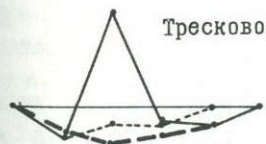
Быково



Мостовка



Кудара



Тресково



Корсаково

I — 2. — 3. —

Рис.2. Изменение во времени  $\Delta g$  в пунктах Селенгинской линии (2) и соответствующий эффект вследствие перераспределения ошибок в процессе уравнивания, модель (1 и 3).

Сходство характера кривых в группах из 3-4 близких друг к другу пунктов очевидно. Иногда подобные факты рассматриваются как свидетельство неслучайности изменений и их независимости от погрешностей измерений. Между тем, как показывает несложный эксперимент, подробнее о котором будет сказано дальше, подобные коррелированные изменения силы тяжести во времени в близких между собой пунктах вполне могут быть следствием только перераспределения ошибок в процессе уравнивания (рис. 2).

По данным за 1967-1969 гг. отмечалось [2] некоторое закономерное уменьшение силы тяжести по направлению к Байкалу. Наиболее точные из определений 1968-1971 гг. и средние значения  $\delta^{жж}$  и  $\delta^I$ , напротив, указывают на относительное увеличение силы тяжести со временем в этом направлении.

В табл. 3 приведены данные только наиболее

Т а б л и ц а 3

полных и наиболее точных измерений 1967 и 1971 гг. на Ангинской линии. Как видим, изменения силы тяжести здесь также лежат в пределах погрешности измерений. Только увеличение силы тяжести в пункте "Крестовский", расположенном на берегу Байкала, заметно превышает ошибку измерений. Увеличение силы тяжести в пунктах, близких к Байкалу, как уже говорилось, отмечается и на Селенгинской линии. (В обоих случаях речь идет об относительных изменениях - по отношению к разным и не связанным между собой исходным пунктам).

Пункты	$\delta_{5,I}$	$\delta^{жж}$
Тургеневка	0	0
Косая степь	-32	-8
Куреть	-54	-14
Петрово	+19	+5
Озера	0	0
Крестовский	+183	+46
$\bar{\delta}$	$\pm 51$	$\pm 13$

## Интерпретация результатов

Прежде чем приступить к интерпретации отмеченных изменений силы тяжести, т.е. обсуждать их возможные причины, необходимо рассмотреть некоторые аспекты постановки исследований вековых вариаций силы тяжести на Байкальском полигоне, определившие, в частности, его структуру, методику наблюдений и оценку их первых результатов [2], в особенности более подробно, чем это было сделано раньше [2], обсудить гипотезы о природе источников вариаций гравитационного поля, их расположении в плане и по глубине, связи их с геологическими объектами, с конкретными физическими и геологическими процессами.

I. Очевидно, что принятая структура полигона и применявшаяся методика относительных измерений силы тяжести не предназначены для выявления глобальных или региональных вариаций силы тяжести, которые, например, могли бы быть обусловлены гипотетическими явлениями изменения постоянной тяготения, изменения среднего радиуса Земли, "проскальзыванием" относительно мантии эксцентрично расположенного внутреннего ядра Земли и т.д. [3, 5 и др.]. Подобные факторы в принципе должны одинаково изменять силу тяжести во всех пунктах полигона и поэтому не могут быть замечены при относительных измерениях. Практически то же самое (безотносительно к методике относительных измерений) можно сказать о любых предполагаемых источниках изменения силы тяжести, если глубина их центра или их горизонтальные размеры превышают длину гравиметрического профиля. Если же учесть, что на Байкальском полигоне непосредственно измерялись только короткие связи, то речь может идти лишь о локальных источниках, расположенных в пределах земной коры и имеющих небольшие размеры в плане. Действительно, если измеряются с погрешностью  $\varepsilon\delta$  ( $\sim 20$  мкгл) только короткие связи, с расстоянием между пунктами  $l$  ( $\sim 10-20$  км), и если амплитуда предполагаемых изменений  $\delta g_0$  ( $\sim 100$  мкгл), то максимальная глубина точечного источника, эффект которого может быть обнаружен, составит в трехмерном случае  $h_{\max} = 0,43 \frac{\delta g_0}{\varepsilon\delta} \cdot l$  ( $\sim 20-40$  км), в двухмерном  $h_{\max} = \frac{\delta g_0}{4\varepsilon\delta} \cdot l$  ( $\sim 12-25$  км). Для реальных источников с распределенной массой эта предельная глубина может быть существенно меньшей.

2. Постановка исследований медленных вариаций гравитационного поля в Байкальской рифтовой зоне обосновывалось, исходя из возможности регистрации вариаций силы тяжести, связанных с изменением во времени плотности пород в некотором объеме земной коры вследствие изменения напряженного состояния /2/. Обсудим это предположение. В нем можно выделить два вопроса: а) о зависимости плотности от напряженного состояния земной коры и б) о связи вариаций силы тяжести с изменениями плотности.

а) Как известно, изменения плотности связываются с объемной деформацией горных пород вследствие изменения, например, всестороннего давления /4, 6/. Касательные напряжения и сдвиговые деформации, существенные в механизме очагов землетрясений и практически во всех других тектонических процессах /8, II, I3 и др./, к изменениям плотности отношения принципиально не имеют.

Зависимость плотности от давления в первом приближении такова:

$$\rho(P) = \frac{\rho_0}{1 - \beta P}$$

Здесь  $\rho$  - плотность при давлении  $P = 0$ ,  
 $\beta$  - объемная сжимаемость.

Для горных пород объемная сжимаемость является функцией давления, но уже при  $P \geq 2$  кбар, что соответствует глубине в земной коре - 5-6 км, эта зависимость становится слабой, так что для наших целей можно считать при этих условиях объемную сжимаемость константой материала ( $\beta \approx 1 + 2 \cdot 10^{-6} \text{ кг}^{-1} \text{ см}^2$ ). Граниты, например, при увеличении давления от 1 до 10 кбар увеличивают плотность на 0,04-0,06 г/см<sup>3</sup>, несколько меньшее возрастание плотности отмечается для основных и ультраосновных пород. Вообще, зависимость объемной сжимаемости, а следовательно, и изменений плотности при изменении давления от состава кристаллических пород (и от их плотности) довольно слабая. В табл. 4 приведены изменения плотности с давлением ( $\Delta \rho = \frac{\Delta \sigma}{\Delta P}$ ) отдельно для интервалов от 0 до 4 кбар и от 4 до 10 кбар /6/:

Изменения во времени средних нормальных напряжений, в частности в очагах землетрясений, по-видимому, не превосходят 1 кбар, хотя достаточно надежных данных пока нет.

Следовательно изменения напряженного состояния лишь в малой степени влияют на плотность кристаллических пород, соответствующие изменения плотности практически не зависят от состава

этих пород, а значит и от их плотности. Поэтому и не имеется оснований предполагать наличие связи изменений плотности во времени с величиной аномальной (избыточной, гравитационно-активной) плотности.

Т а б л и ц а 4

Состав пород	$\Delta \rho$ (г/см <sup>3</sup> ·кбар)	
	0-4 кбар	4-15 кбар
Кислые	0,013	0,0017
Средние	0,016	0,0017
Основные	0,013	0,0012
Ультраосновные	0,016	0,0006

б) Рассмотрим вопрос, в какой мере изменения силы тяжести могут быть связаны с изменениями плотности в ограниченном объеме горных пород. Если вертикальные размеры и глубина "очага" изменения плотности (независимо от природы этого изменения) существенно меньше его горизонтальных размеров, гравитационный эффект такого тела близок к величине притяжения плоского слоя ( $\Delta g = 2\pi f \Delta \rho h$ ), т.е. зависит не от плотности, а от  $\Delta \rho h$  - величины, являющейся аналогом гравитационно-активной массы. В другом частном случае (его, как и первый, можно считать предельным), когда "очаг", залегающий на достаточно большой, по сравнению с его размерами, глубине, является изометричным (двухмерным или трехмерным), его гравитационный эффект близок, соответственно, к притяжению горизонтального цилиндра или сферы, и тоже зависит не от плотности, а от аномальной массы ( $\Delta \rho R^2$  или  $\Delta \rho R^3$ ). Существуют, конечно, ситуации, когда инвариантов, подобных  $\Delta \rho h$ ,  $\Delta \rho R^2$  или  $\Delta \rho R^3$ , не имеется, но в любом случае гравитационный эффект определяется в первую очередь массой тела, затем - глубиной центра масс и обычно в меньшей степени формой и размерами тела, т.е. распределением массы или плотностью. На конкретных примерах можно убедиться, что в сколько-нибудь реальных ситуациях для того, чтобы обеспечить заметное изменение силы тяжести (даже в благоприятных условиях - в зонах максимальной амплитуды или максимальных градиентов, в зависимости от способа измерения) только за счет изменения плотности, без изменения массы и положения центра масс, требуется допускать неправдоподобно большие изменения плотности и, соответственно, линейных размеров

тел. Поэтому нет оснований считать, что источниками изменений силы тяжести во времени являются изменения плотности в локальных объемах горных пород, тем более изменения аномальной плотности, какими бы причинами они не были вызваны. Реальной причиной локальных временных вариаций силы тяжести могут являться лишь перемещения масс.

Оценим, применительно к результатам наблюдений на Байкальском полигоне, возможные причины изменений силы тяжести, связанные с перемещениями масс.

1. Допустим, что существует процесс разуплотнения (во времени) вещества верхней мантии, как одно из проявлений продолжающегося рифтогенеза. Конкретных данных об этом, как известно, нет. Есть лишь предположение, что в рифтовых зонах возможно разуплотнение, как состояние вещества верхней мантии, отличающее его от мантии нерифтовых областей. Это предположение основывается на данных ГСЗ о пониженных скоростях упругих волн в верхах мантии рифтовых зон 9 и др. и на связи скорости с плотностью (так называемых "универсальных" уравнений состояния) [4,6]. Если процесс разуплотнения и имеет место, его гравитационный эффект должен быть мал практически независимо от масштаба этого влияния, ибо логично считать, что этот процесс захватывает всю область пониженных скоростей в верхней мантии, а значит его влияние в пунктах Байкальского полигона должно быть практически постоянным. Таким образом, эту гипотезу нельзя применить для объяснения результатов повторных гравиметрических наблюдений на Байкальском полигоне.

2. Другим возможным проявлением процесса рифтогенеза является изостатическое регулирование — либо изменение положения плотностных границ, в частности, раздела Мохо, в соответствии с нагрузкой рельефа и с плотностными неоднородностями земной коры [10], либо внедрение в нижние горизонты коры тяжелых масс из мантии для компенсации недостатка масс во впадине Байкала [7]. О масштабах последнего процесса данных нет, но можно считать, что его скорость сравнима со скоростью изостатического регулирования за счет изменения положения раздела Мохо, а последнюю можно грубо оценить по длительности отдельных этапов процесса неоген-четвертичной активизации. Допуская возможность изменения мощности коры на 20 км за  $10^6$  лет, получим среднюю скорость из-

менения силы тяжести 0,2–0,3 мкгл/год. Этот процесс, однако, является не обязательно монотонным, особенно в тектонически и сейсмически активных областях, и в отдельные периоды его скорость может быть много больше, но относительными измерениями на небольших расстояниях, как уже отмечалось, выявить такие изменения не представляется возможным.

3. В пределах дельты р. Селенги можно предполагать сползание чехла рыхлых отложений по складчатому фундаменту в сторону оз. Байкал, что должно приводить к увеличению мощности донных осадков в прилегающих к Селенгинской линии частях озера. О масштабах подобного процесса данных нет, и гравиметрические наблюдения, очевидно, не являются хорошим способом его изучения, но знать и учитывать его влияние на изменение силы тяжести при изучении интересующих нас явлений необходимо. В частности, для объяснения увеличения силы тяжести в пунктах Селенгинской линии в направлении к оз. Байкал на 50 мкгл нужно предполагать увеличение мощности осадков в близких участках озера на 5–10 м.

4. Существенным источником изменения силы тяжести во времени может быть изменение уровня грунтовых вод. Изменение плотности рыхлых отложений при их обводнении может составить +0,3 – +0,7 г/см<sup>3</sup>, в зависимости от гранулометрического состава пород, что может создать гравитационный эффект в 50 мкгл при колебаниях уровня на 2–5 м.

5. Наконец, изменения силы тяжести могут быть связаны с вертикальными движениями земной поверхности, в особенности с изменениями высот ее отдельных блоков при сильных землетрясениях. (Таково, например, происхождение залива Провал). Это явление легко может быть установлено геодезическими методами, и учет его не вызывает затруднений. Однако за период наблюдений на Байкальском полигоне значительных подобных движений не происходило.

Выводы из всего вышесказанного будут сделаны после того, как мы рассмотрим один источник псевдовариаций силы тяжести, связанный с процедурой уравнивания результатов измерений. Указанное обстоятельство в еще большей степени, чем для наблюдений на Байкальском полигоне, имеет значение для оценки результатов изучения вариаций силы тяжести методом перенаблюдения и пере-

уравнивания больших опорных гравиметрических сетей [14]. Определить в каждом конкретном случае вклад этого "источника вариаций" не представляется возможным, т.к. он имеет характер случайной функции структуры сети, количества пунктов, положения данного пункта в структуре сети, распределения случайных погрешностей и т.д. Для того, чтобы в принципе оценить возможность появления систематического эффекта при уравнивании измерений, отягощенных случайными ошибками, оценить порядок величины и общий характер распределения этого эффекта по пунктам сети, нами был выполнен несложный эксперимент, в котором возможность проявления других эффектов, кроме исследуемого, была полностью исключена. Эксперимент этот, заключающийся в уравнивании заданных случайных ошибок в сети пунктов с известными значениями силы тяжести, был одинаковым образом осуществлен на двух моделях, одна из которых представляла большую опорную сеть, а другая - конкретную схему связей Байкальского полигона.

В качестве исходного результата наблюдений были приняты точные значения  $\Delta g$  пунктов сети относительно исходного пункта; соответственно, считались известными и точные значения приращений силы тяжести для всех связей между пунктами. В качестве результатов повторных наблюдений, разность которых с исходными моделировала изменение силы тяжести во времени, были взяты те же значения приращений силы тяжести, но с добавлением случайных ошибок, имеющих нормальное распределение, и дисперсию, равную 1. (В таком случае все величины, которые определялись в процессе эксперимента, автоматически оказались нормированными по стандартному отклонению). Полученные таким образом сети были уравнены, оценены среднеквадратические погрешности единичных связей, как это принято, по величинам поправок к измеренным приращениям ( $\epsilon_c$ ), стандартные отклонения уравненных значений приращений от точных ( $\epsilon_c^0$ ), стандартные отклонения уравненных значений  $\Delta g$  в пунктах наблюдений от точных их значений ( $\epsilon_n^0$ ); определены амплитуда исследуемого систематического эффекта уравнивания, т.е. максимальной разность расхождений между уравненными и точными значениями  $\Delta g (A_{\max})$ , а также порядок полинома (K), которым можно аппроксимировать этот эффект. Поскольку эти последние характеристики, как уже отмечалось, обусловлены струк-

турой сети, в табл. 5 приведены также параметры сетей (количество пунктов -  $n$ , количество связей между пунктами -  $m$ , количество связей от исходного до максимально удаленного пункта сети по кратчайшему пути -  $l$ ).

Т а б л и ц а 5

м о д е л ь	$\epsilon_0$	$\epsilon_c$	$\epsilon_c^2$	$\epsilon_n^0$	$A_{max}$	$K$	$n$	$m$	$l$
Большая опорная сеть	I	0,76	0,70	0,71	3,1	5	34	84	6
Байкальский полигон-I	I	0,83	0,69	0,61	1,7	5	11	19	5
Байкальский полигон-2	I	0,64	0,70	0,81	1,8	4	11	19	5

Модель "Байкальский полигон-2" построена для изучения влияния уравнивания на появление коррелируемых изменений  $\delta g(t)$  на близких пунктах (рис. 2), в таблице же приведены средние значения погрешностей из 5 вариантов уравнивания одной и той же совокупности случайных ошибок, лишь различным образом распределенных по связям.

Как видим, амплитуда систематических "изменений" силы тяжести вследствие перераспределения случайных ошибок может превышать утроенную среднеквадратическую погрешность единичной связи, причем случайные погрешности уменьшаются. Вероятно, чем больше сеть, тем большей может быть при прочих равных условиях амплитуда исследуемого эффекта, а характер его изменения зависит от минимального количества связей между исходным и наиболее удаленным пунктами.

Единственным способом исключения рассмотренного эффекта перераспределения погрешностей в процессе уравнивания данных относительных измерений является исключение необходимости самого уравнивания, т.е. измерение только непосредственных связей определяемых пунктов с исходным.

Резюмируя содержание данного разреза, можно отметить следующее:

I. Наиболее вероятными причинами изменений силы тяжести на Байкальском полигоне, выявленных по наблюдениям 1967-1971 гг., представляются а) случайные ошибки наблюдений, их перераспределение в процессе уравнивания, а также ошибки за счет погрешнос-

тей определения масштабных коэффициентов гравиметров; б) возможно влияние изменений уровня грунтовых вод, но этот вопрос из-за недостатка исходных данных не исследован.

2. Ожидать сколько-нибудь существенных изменений силы тяжести вследствие изменений плотности пород при изменении напряженного состояния земной коры, в частности, при подготовке и протекании сильных землетрясений, не имеется достаточных оснований. Изменения силы тяжести, которые можно принципиально зарегистрировать относительными измерениями на Байкальском полигоне, могут быть обусловлены только локализованными перемещениями внутрикоровых масс.

3. Что касается возможных вариаций силы тяжести, обусловленных глубинными физическими процессами продолжающегося рифтогенеза, то их изучение требует совершенствования как структуры Байкальского полигона, так и методов измерения силы тяжести, выяснения и учета ряда мешающих факторов, способных создавать вариации силы тяжести, сравнимые по величине с эффектами интересующих нас геодинамических процессов.

#### Перспективы дальнейших исследований на Байкальском полигоне

Основные перспективы повышения эффективности исследований медленных изменений силы тяжести с целью изучения природы геодинамических процессов в Байкальской рифтовой зоне мы связываем с возможностью постановки в ближайшие годы периодических измерений абсолютного значения силы тяжести с помощью лазерного гравиметра, созданного в Института Автоматики и электротриети СО АН СССР [1]. Наличие такого гравиметра позволяет поставить комплексные абсолютные и относительные измерения медленных вариаций силы тяжести с реальными перспективами успешного разделения вековых вариаций на глобальную, региональную и локальную составляющие, без чего задача установления природы источников вариаций не может быть решена. Подробнее о различных аспектах таких наблюдений говорится в другой статье этого сборника [16]. Здесь мы обсудим лишь вопросы совершенствования структуры гравиметрического полигона и методики относительных измерений с

целью изучения природы источников возможных локальных вариаций силы тяжести.

Как отмечалось выше, интересующие нас возможные источники вариаций силы тяжести, связанные с геодинамическими процессами в Байкальской рифтовой зоне, могут быть расположены в верхней мантии и в нижней части коры и пространственно совпадать с областью пониженных скоростей в верхней мантии. Величина вариаций по оптимистическим оценкам вряд ли может превышать первые десятки микрогал в год. Следовательно для их регистрации и выделения на фоне помех, обусловленных, помимо перечисленных выше геологических и гидрогеологических факторов, также погрешностями измерений и их накоплением или перераспределением, необходимо усовершенствовать структуру полигона и методику наблюдений. Основными мерами такого рода являются:

1. Соединение Селенгинской и Ангинской линий в единую систему и привязка ее к Государственной опорной сети СССР, а также обеспечение ее привязки к пунктам будущих абсолютных измерений силы тяжести. Первая часть этой задачи выполнена в 1974 г. — выполнена связь через оз. Байкал ближайших к озеру пунктов обеих линий, а Селенгинская линия привязана к ОГП II класса "Улан-Удэ".

2. Продление Селенгинской линии на юг до выхода за пределы области пониженных скоростей в верхней мантии. Частично это сделано в 1974 г. — линия продлена от Ошурково через аэропорт Улан-Удэ (ОГП II класса) до Гусиноозерска; здесь на расстоянии 150 км выставлено дополнительно 3 пункта. Однако в связи с отсутствием данных ГСЗ в районе Гусиноозерска пока не ясно, вышел ли профиль за пределы зоны пониженных скоростей.

3. Обеспечение повторных измерений непосредственных связей всех долговременных пунктов на Селенгинской и Ангинской линиях полигона с соответствующими исходными пунктами; выполнение измерений абсолютных значений силы тяжести на исходных пунктах. Первая часть задачи, касающаяся Селенгинской линии, в 1974 г. выполнена.

Для увязки с измерениями 1967–1971 гг. кроме непосредственных связей пунктов с исходным, отработана система коротких и промежуточных связей. Как показывают результаты уравнивания, существенных систематических погрешностей при такой системе не возникает.

4. Наконец, для обеспечения надежной интерпретации результатов измерений вариаций силы тяжести, связанных с геодинамическими процессами, необходим полный учет влияния тех факторов, которые, приводя к существенным изменениям силы тяжести, сами не являются объектами исследований: изменения уровня грунтовых вод, возможного сползания осадочного чехла по фундаменту, вертикальных движений земной поверхности и др. Способы изучения некоторых из этих явлений, применительно к решению нашей задачи, еще предстоит разработать.

#### Литература

1. Арнаутков Г.П., Гик Л.Д. и др. Измерение абсолютного значения гравитационного ускорения. Новосибирск, ИАиЭ СО АН СССР, 1972.

2. Байкальский геодинамический полигон. Коллектив авторов. Ротапринт ИГиГ СО АН СССР, 1970.

3. Барта Г. Письмо в редакцию о статье Ю.Д. Буланже и С.Н. Щеглова "О вековых изменениях силы тяжести". "Физика Земли", 1974, № 3.

4. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии. В кн. "Земная кора и верхняя мантия", "Мир", 1972.

5. Буланже Ю.Д., Щеглов С.Н. О вековых изменениях силы тяжести". "Физика Земли", 1971, № 6.

6. Воларович М.П. и др. Механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. "Наука", 1974.

7. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. "Наука", 1971.

8. Крылов С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования в забайкалье. "Геология и геофизика", 1971, № 12.

9. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. "Физика Земли", 1974, № 1.

10. Ладынин А.В. К интерпретации гравитационных аномалий Прибайкалья. "Геология и геофизика", 1970, № 1.

11. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", 1965.

12. Романюк В.А., Рукавишников Р.Б., Эталонирование грави-

метров с горизонтальной крутильной нитью методом наклона. "Наука", 1966.

13. Стейси Ф. Физика Земли. "Мир", 1972.

14. Файтельсон А.Ш., Веселов К.Е. и др. Изменение гравитационного и магнитного полей во времени. В сб. "Физ. свойства, состав и строение верхней мантии", "Наука", 1974.

15. Фотиади Э.Э., Ладынин А.В. Состояние и геологические задачи комплексных геофизических исследований литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока СССР". Геология и геофизика", 1974, № 5.

16. Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Ладынин А.В., Сарычева Ю.К., Стусь Ю.Ф. Задачи и перспективы абсолютных измерений силы тяжести лазерным гравиметром. Статья в настоящем сборнике.

В.А. Ларионов, П.Г. Дядьков

#### ИЗМЕРЕНИЯ С МАГНИТОВАРИАЦИОННЫМИ СТАНЦИЯМИ (МВС)

При изучении временных изменений аномальных магнитных полей в районах с активной тектонической и сейсмической деятельностью большое значение приобретает организация непрерывных наблюдений. Имеется опыт постановки подобных работ в пределах Байкальского региона, где уже ряд лет ведутся непрерывные наблюдения в аномальном и нормальном магнитных полях с помощью магнитовариационных станций (МВС) типа "ИЗМИРАН-4"/1. Эти станции просты по устройству, надежны в работе, имеют небольшие габариты и вес, требуют небольших затрат электроэнергии и регистрируют изменение всех трех компонент геомагнитного поля -  $D$ ,  $H$ ,  $Z$ . Цена деления вариометров может быть настроена на величину  $1-2 \gamma$ , при скорости развертки 20 мм/час. Поскольку качество экспериментального материала, получаемого с помощью этих МВС, существенно зависит от условий их эксплуатации, то при организации высокоточных измерений, когда требования к используе-

мой аппаратуре существенно повышаются, возникает необходимость дополнительных испытаний МВС при подготовке их к полевым исследованиям, а для повышения точности измерений — поиск некоторых методических усовершенствований. Большой материал работы с МВС на Байкальском геодинамическом полигоне позволил выработать ряд методических рекомендаций, существенно повышающих качество полевых наблюдений.

Рассмотрим подобные рекомендации поэтапно.

## I. Подготовка МВС к полевым работам

При такой подготовке предварительно необходимо провести испытания МВС в обсерваторских условиях, причем при различных температурных режимах, с целью выяснения степени идентичности записи вариаций элементов геомагнитного поля на МВС по сравнению с обсерваторскими и выявления влияния температурных изменений. Как показали подобные испытания, проведенные в 1972–1973 гг., у некоторых использованных МВС работа их вариометров может существенно зависеть от температурного режима.

На рис. I показано изменение разности  $\delta Z$  между вариометрами МВС № I и соответствующими показателями Новосибирской обсерватории "Ключи". Особенно большие отклонения (до  $50 \mu$ ) были отмечены у  $Z$  - вариометра при быстрых изменениях температуры. При постоянных, но разных по величине температурах, разность  $\delta Z$  значительно меньше, чем при быстрых изменениях. Поскольку дюралюминевый корпус МВС № I имеет сварной шов, а дюралюминий имеет довольно большой коэффициент линейного расширения, в сварном корпусе этой МВС могут, видимо, создаваться большие остаточные напряжения, локализованные в отдельных ее частях. Можно предполагать, что при изменении температуры корпус этой МВС под действием остаточных напряжений будет "коробиться" вызывая смещение магнитов, датчиков и зеркал. Менее вероятным, по-нашему мнению, в данных условиях возможно возникновение термотоков. На рис. I видно также, что разность температур влияет значительно меньше, чем скорость изменения температуры. Не углубляя рассмотрения этого безусловно интересного вопроса следует заключить, что МВС с отмеченными выше недостатками должны отбраковываться.

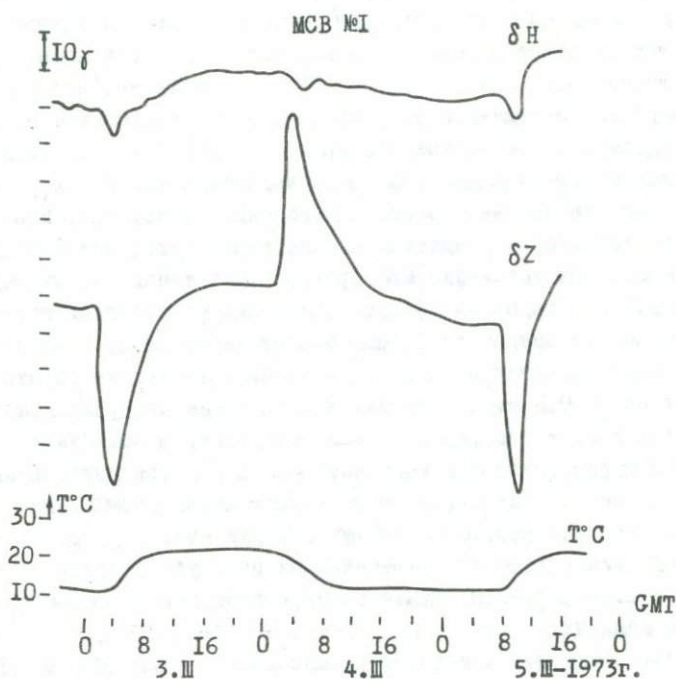


Рис. 1. Температурные изменения разностей  $\delta Z$  и  $\delta H$  между вариометрами МСВ № 1 и Новосибирской обсерваторией "Ключи".

Существенной подготовительной операцией является проверка всех регулировочных компенсационных магнитов, которые должны быть подвергнуты "старению" и термостабилизации. Старение удобно проводить на размагничивающих установках, применяемых при палеомагнитных исследованиях, а термостабилизация достигается выдержкой магнитов в кипящей воде. Все магниты после этого должны быть пронумерованы, задокументированы и помещены в условия, исключающие возможность изменения их магнитных моментов.

## 2. Методика полевых работ

а) Выбор пунктов наблюдений определяется размещением МВС в местах наиболее интенсивного проявления элементов аномального магнитного поля  $\Delta H$ ,  $\Delta D$  и  $\Delta Z$ . На месте установки МВС предварительно должна быть проведена детальная магнитная съемка и определены абсолютные значения  $T$ ,  $H$  и  $D$ , которые необходимо затем связать пунктом геомагнитных измерений, используемых для определения базисных значений вариометров МВС.

б) Устройство временных специальных павильонов и установка в них МВС. При установке МВС прежде всего копаются ямы размером  $1,8 \times 2,5$  м и глубиной до 2 м. Стены ямы укрепляются тесом без применения магнитных гвоздей. Потолок изготавливается из плах или жердей, покрывается руберойдом и засыпается рыхлым грунтом мощностью около 0,5 м. Для лучшей защиты от атмосферных осадков павильон сверху еще раз перекрывается руберойдом. Пульт управления МВС располагается на расстоянии длины соединительного кабеля в отдельно закопанном просмоленном деревянном ящике с крышкой, обитой резиной. Сама МВС устанавливается на торцы трех столбов длиной  $1,8-2,0$  м, закопанных на глубину приблизительно  $1,2-1,5$  м. В песчаном грунте такие столбы при закапывании укрепляются камнями.

Для измерения компонент геомагнитного поля  $D$ ,  $H$ ,  $Z$  магнитовариационная станция ориентируется по магнитному меридиану, а для измерения  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  она должна быть ориентирована по астрономическому меридиану. По нашему мнению, наиболее целесообразной является ориентировка МВС по магнитному меридиану, ибо в этом случае достигаются оптимальные условия измерения элементов геомагнитного поля, с учетом погрешностей, зависящих от неточности ориентировки. Для исключения влияния разности углов магнитного склонения в аномальном и нормальном полях необходимо вычислять величины северной и восточной составляющих и разности между соответствующими значениями их.

Особое внимание при установке МВС должно быть обращено на — вариометры, ибо его перекося на угол  $\alpha$  в меридиональном направлении даст искажение величины вариации геомагнитного поля, равное  $\Delta Z \cos \alpha + \Delta H \sin \alpha$ .

Этот факт необходимо тщательно учитывать, так как, например, смещение датчика диаметром 10 см на 1 мм вызывает перекос, равный  $1^{\circ}$ , что в свою очередь может вызвать погрешность в определении величины вариации вертикальной составляющей до нескольких гамм.

После ориентировки МВС по магнитному меридиану ее укрепление выполнялось с помощью большого количества медных гвоздей и после настройки МВС во внутрь корпусов засыпался силикагель, корпус тщательно герметизировался с помощью воска или пластилина. Кроме этого корпус МВС и открытая коробка с силикагелем, который заменялся по мере насыщения влагой, помещались в специально изготавливаемые герметические камеры из полиэтиленовой пленки. Контроль за изменениями температуры осуществлялся с помощью недельных метеорологических термографов М-16 и временных отсчетов по термометрам, установленных внутри МВС.

в) Настройка МВС выполнялась согласованно для всех пунктов, расположенных в аномальном и нормальном геомагнитных полях. Для всех МВС устанавливалась одинаковая цена деления вариометров, которая равнялась  $1\gamma/\text{мм}$  для  $Z$ -вариометров и  $2\gamma/\text{мм}$  для  $H$  и  $D$ -вариометров. Для всех МВС положение подвижных световых индексов относительно неподвижных подбиралось также одинаковым. Ход часов контролировался по радио один раз в сутки. Определение цены деления вариометров осуществлялось несколько раз в неделю с помощью внешнего миллиамперметра класса 0,5. Контроль базисных значений  $H$  и  $Z$ -вариометров выполнялся с помощью абсолютных измерений соответствующих элементов геомагнитного поля магнитометрами М-15 и протонными магнитометрами. Последние были сконструированы в Институте геологии и геофизики СО АН СССР /3/.

На рис. 2,а приведены графики базисных значений  $H$ -вариометров для МВС, установленных в районе Гремячинской аномалии.

Определение температурных коэффициентов вариометров МВС лучше проводить в полевых условиях после окончательной установки МВС, для чего требуется не менее двух МВС, на которых регулярно фиксируется изменение температур/2/. Для вывода аналитических выражений, позволяющих рассчитать температурные коэффициенты вариометров МВС, введем следующие обозначения:

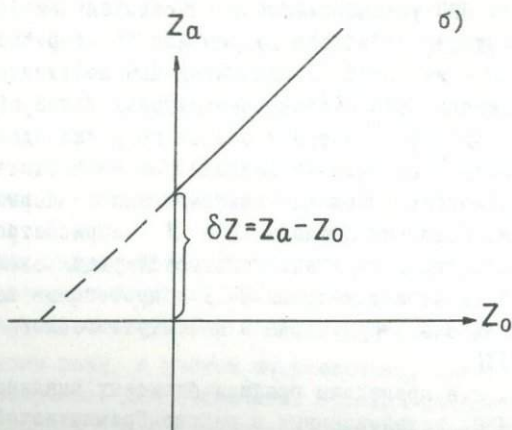
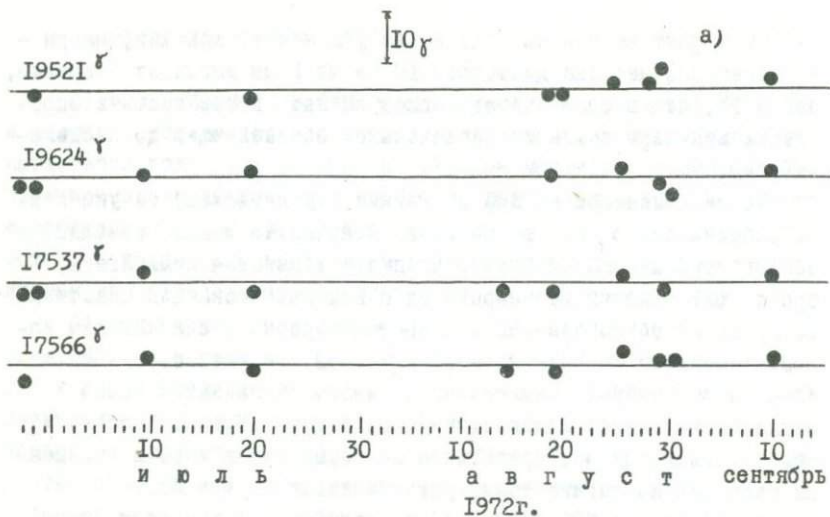


Рис.2. Графики базисных значений  $H$ -вариометров МВС, установленных в районе Гремячинской аномалии ( а ) и схема графического вычисления разности элементов в аномальном и нормальном магнитных полях ( б ).

$Z'_1$  - значение вертикальной составляющей в момент времени

$T_I$  для вариометра I;

$Z'_2$  - то же в момент времени  $T_2$ ;

$Z'_3$  - то же в момент времени  $T_3$ ;

$t'_1$  - значение температуры вариометра I в момент времени  $T_I$ ;

$t'_2$  - то же в момент времени  $T_2$ ;

$t'_3$  - то же в момент времени  $T_3$ ;

$\alpha_1$  - температурный коэффициент вариометра I.

Для вариометра 2 соответствующие синхронные величины будут иметь значения

$$Z''_1, Z''_2, Z''_3, t''_1, t''_2, t''_3, \alpha_2$$

Обозначив  $\Delta t'_{12} = t'_1 - t'_2$ ;  $\Delta t'_{13} = t'_1 - t'_3$  для вариометра I будем иметь

$$Z'_1 - Z'_2 = \delta Z_1 + \alpha_1 \Delta t'_{12} \quad (1)$$

$$Z'_1 - Z'_3 = \delta Z_2 + \alpha_1 \Delta t'_{13} \quad (2)$$

где:  $\delta Z_1$  - истинное изменение значения вертикальной составляющей за время  $\Delta t'_{12}$ ;

$\delta Z_2$  - то же за время  $\Delta t'_{13}$ .

Принимая соответствующие обозначения для вариометра 2, получим:

$$Z''_1 - Z''_2 = \delta Z_1 + \alpha_2 \Delta t''_{12} \quad (3)$$

$$Z''_1 - Z''_3 = \delta Z_2 + \alpha_2 \Delta t''_{13} \quad (4)$$

Вычитая из (1) (3) и из (2) (4), и обозначая соответствующие разности  $\Delta Z_1$  и  $\Delta Z_2$ , получим

$$\begin{aligned} \Delta Z_1 &= \alpha_1 \Delta t'_{12} - \alpha_2 \Delta t''_{12} \\ \Delta Z_2 &= \alpha_1 \Delta t'_{13} - \alpha_2 \Delta t''_{13} \end{aligned} \quad (5)$$

Решая систему уравнений (5) относительно  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ , будем иметь:

$$\alpha_1 = \frac{\Delta Z_1 \Delta t'_{13} - \Delta Z_2 \Delta t'_{12}}{\Delta t'_{12} \Delta t'_{13} - \Delta t'_{13} \Delta t'_{12}}$$

$$\alpha_2 = \frac{\Delta Z_1 \Delta t'_{13} - \Delta Z_2 \Delta t'_{12}}{\Delta t'_{12} \Delta t'_{13} - \Delta t'_{13} \Delta t'_{12}}$$

Для повышения надежности определения  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  необходимо иметь достаточное количество уравнений типа (5) и решать их способом наименьших квадратов.

Для вариометров, измеряющих изменение  $H$ , выражение температурных коэффициентов в соответствующих условиях будут аналогичными.

г) Обработка полевых материалов. Обработку полевых материалов необходимо проводить сразу же после получения магнитограмм. Прежде всего вычисляются разности синхронных значений элементов  $Z$ ,  $H$ ,  $D$ , измеренных в аномальном и нормальном полях. Во избежание влияния неравномерности вращения барабанов регистраторов и хода часов, синхронность отсчетов контролировалась с помощью характерных максимумов короткопериодных колебаний.

В полевых условиях можно контролировать и идентичность констант вариометров, представив выражение вариации какой-либо составляющей аномального поля, например вертикальной, в виде линейной функции от соответствующей составляющей в нормальном поле:

$$\Delta Z_{\alpha} = \kappa \Delta Z_0 \quad (6)$$

где:  $\Delta Z_{\alpha}$  — изменение, отмеченное за промежуток времени  $\Delta t$ , в аномальном поле,

а  $\Delta Z_0$  — то же в нормальном поле.

Следовательно, при идентичности записи вариаций

$$\Delta Z_0 = \Delta Z_{\alpha}, \quad \kappa = 1 \quad \kappa = \frac{\Delta Z_{\alpha}}{\Delta Z_0}$$

Идентичность констант вариометров можно определить в полевых условиях, проводя исследования всех станций попарно с одной из выбранных. Величину разности между значениями элементов в аномальном и нормальном магнитных полях получить графическим путем, откладывая, например, по оси ординат абсолютные значения соответствующего элемента, измеренного в аномальном поле, а по оси абсцисс аналогичные величины, измеренные в нормальном поле (рис. 2, б). В этом случае функциональная зависимость может быть выражена следующим образом:

$$Z_{\alpha} = \kappa Z_0 + \delta Z$$

и неидентичность констант вариометров при этом не вносит погрешности, поскольку разность  $\delta Z$  получается в единицах цены деле-

ния вариометра, расположенного в аномальном поле. Если линию функциональной зависимости  $Z_a = f(Z_0)$  продолжить до пересечения с осью абсцисс, то величина  $\delta Z$  получится в единицах цены деления вариометра, расположенного в нормальном поле.

### Литература

1. Бобров В.Н. Трехкомпонентная полевая магнитная вариационная станция "Измиран-4", "Геомагнетизм и аэрономия", 1965, № 5.

2. Дядьков П.Г., Ларионов В.А. Определение температурных коэффициентов магнитовариационных станций в полевых условиях. Сб. "Исследования по геологии и геофизике Сибири". 1975, Новосибирск.

3. Нагорский Д.А., Ларионов В.А. Полевой протонный магнитометр на основе серийного частотомера ЧЗ-28. Сб. "Проблемы региональной геологии и нейтрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований". 1970, Новосибирск.

В.А. Ларионов

### АБСОЛЮТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Абсолютные измерения горизонтальной составляющей  $H$  геомагнитного поля входили в комплекс изучения временных изменений аномальных магнитных полей на Байкальском геодинамическом полигоне и выяснения их связи с сейсмическими и неотектоническими явлениями. Подобные повторные наблюдения велись в течение 1968-1973 гг. При наблюдениях на Селенгинском профиле для исключения влияния внешних источников геомагнитных вариаций вычислялись разности между значениями  $H$ , измеренными в точках профиля и за-

фиксированными в этот же момент на Иркутской магнитной обсерватории, расположенной в 120–150 км от профиля. При работах на других профилях поправка за подобные вариации учитывалась по данным полевых магнитовариационных станций, установленных в специально подготовленных землянках

Для абсолютных геомагнитных измерений  $H$  использовались кварцевые  $H$ -магнитометры М-15 (НМ), изготовленные заводом "Геологоразведка". При тщательном соблюдении правил настройки и методики полевых измерений эти магнитометры позволяют добиться достаточно высокой точности абсолютных измерений, что хорошо видно на рис. 1, а, на котором приведены вариационные кривые величин квадратичного отклонения от среднего для различных магни-

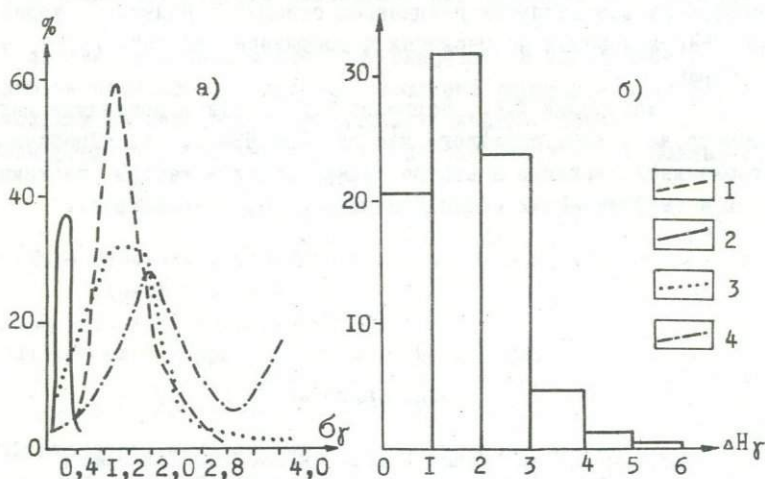


Рис.1. Вариационные кривые среднеквадратичных ошибок для протонных магнитометров и магнитометра М-15 ( а ), гистограмма разностей показаний двух магнитометров М-15 ( б ). 1) – магнитометр М-15 №5780, 2) – протонный магнитометр ИГиГ, 3) – протонный магнитометр ПМ-5, 4) – протонный магнитометр М-20.

тометров. Штриховая линия характеризует магнитометр м-15 № 5780; сплошная линия – протонный магнитометр, сконструированный в Институте геологии и геофизики СО АН СССР на базе частотомера

ЧЗ-28 3 ; пунктирная линия - протонный магнитометр ПМ-5; штрих-пунктирная линия - протонный магнитометр М-20. На том же рис. I,б приведена гистограмма разностей показаний приборов № 5780 и № 4877 по данным измерений на одних и тех же точках. Все обсуждаемые данные свидетельствуют о том, что точность I,5-2,5 является вполне достигаемой для магнитометров М-15. Поскольку в существующих публикациях методика и техника полевых высокоточных измерений магнитометром М-15 освещена недостаточно, представляется целесообразным рассмотреть этот вопрос более подробно.

#### Подготовка магнитометра М-15 к работе

а) Проверка на немагнитность. Установление немагнитности всех частей магнитометра М-15, кроме измерительного магнита является одним из основных условий высокоточных измерений с его помощью. К сожалению это условие заводом "Геологоразведка", выпускавшим названные приборы, часто не выполнялось. Особенно много магнитных частей оставалось в теодолитной подставке, трегере и треноге. В связи с этим, перед подвеской измерительной системы необходимо тщательно проверить на магнитность все части магнитометра: трубку, арретир магнитной системы, теодолитную подставку (лимб с алидадой), трегер и треногу. Стальные винты и пружины заменить немагнитными - латунными или бронзовыми. Следует иметь в виду, что теодолитные подставки и трегеры даже после удаления видимых стальных частей могут оказаться магнитными. В этом случае они просто бракуются.

б) Выбор нити, подвеска магнитной системы и определение констант. Основными требованиями, предъявляемыми к кварцевой нити, являются: обеспечение достаточно большого угла отклонения измерительной системы от направления магнитного меридиана при закручивании магнитометра на угол  $\pm 2$  кТ и независимости показаний от влияния влажности. Угол отклонения приблизительно равный 60°, подбирается индивидуально для каждой магнитной системы. Перед закреплением системы нить тщательно промывается в спирте. После закрепления измерительной системы эта операция повторяется.

При подвеске магнита необходимо следить, чтобы в натянутом состоянии нить подвески проходила через ось вращения и центр тяжести измерительной системы. Слюдяной демпфер, прикладываемый снизу, к зеркалу магнитной системы, должен иметь достаточно большую площадь и минимальный вес. После закрепления демпфера нить раскручивается до 1-2 минут. Процесс раскручивания нити удобнее выполнять, когда прибор находится в положениях  $\pm 2кП$ .

Определение зависимости константы магнитометра от температуры нужно проводить при различных величинах относительной влажности для каждой фиксированной температуры. Опыт показывает, что для работы в полевых условиях надежнее подбирать нити, не зависящие от влияния влажности, чем определять поправки за влажность каждого прибора. Определение температурных констант прибора нужно выполнять несколько раз в течение полевых работ — до их начала, в середине сезона и после окончания периода. При определении температурных констант магнитометров в обсерваторских условиях измерения надо проводить для каждой фиксированной температуры равномерно во всех частях лимба, а при полевых измерениях пользоваться теми частями лимба, в которых в процессе обсервации наблюдались минимальные отклонения. Необходимо также тщательно следить за тем, чтобы одежда наблюдателя была полностью освобождена от магнитных предметов. Очень важно, как во время определения температуры констант в обсерваторских условиях, так и при полевых измерениях регулярно проверять наличие люфта в трегере и исправлять положение уровня.

#### Методика полевых измерений

При многочисленных повторных измерениях, которые являются особенно характерными при изучении вариаций геомагнитного поля, основными требованиями при полевых наблюдениях являются обеспечение идентичности плановой и по высоте установки магнитометра в каждом пункте, а также принятие мер для ослабления влияния быстрых температурных изменений и воздействия ветра. Например, на Селенгинском профиле пункты полевых геомагнитных измерений закреплялись реперами, наблюдения проводились на теодолитных треногах с фиксированным раствором. На Гремяченском профиле и

в Баргузинской впадине измерения выполнялись на специально подготовленных столбах. Для исключения влияния ветра и быстрых изменений температуры использовался разборный немагнитный прямоугольный каркас с размерами 1,7 x 1,7 x 2,0 м. на который надевался специально сшитый чехол из белой ткани.

При изучении разностной величины  $H$  в точках, достаточно удаленных по долготе друг от друга для исключения влияния сдвига суточного хода необходимо время измерений выбирать на пологих участках этого хода. Наряду с этим важно знать значения углов магнитного склонения чтобы учесть влияние их разности в исследуемых точках  $|I|$ .

Для получения аналитических выражений, описывающих величину разности  $H$  в двух точках, имеющих неодинаковое магнитное склонение введем следующие обозначения:

$\bar{H}_0$  - горизонтальная составляющая нормального геомагнитного поля;  $\bar{H}_a$  - то же в аномальном поле;  $\delta\bar{H}$  - горизонтальная составляющая вектора вариации, вызванной внешними источниками;  $\varphi$  - угол между  $\bar{H}_0$  и  $\delta\bar{H}$ ;  $\Delta D$  - разность углов магнитного склонения в аномальном и нормальном полях (рис. 2, а).

Суммарное поле  $H_{0s} = \bar{H}_0 + \delta\bar{H}$  для заданных условий будет иметь вид:

$$H_{0s} = (H_0^2 + \delta H^2 + 2H_0\delta H \cos \varphi)^{1/2} \quad (1)$$

В точке аномального поля при тех же условиях величина суммарного поля будет иметь вид:

$$H_{as} = [H_a^2 + \delta H^2 + 2H_a\delta H \cos(\varphi - \Delta D)]^{1/2} \quad (2)$$

Вычитая (1) из (2), находим величину влияния разности углов склонения на идентичность измерения в разных точках при наличии вариаций, связанных с удаленными источниками. На рис. 2, б приведены результаты вычислений для случая  $H_a = H_0$ . Расчеты, проведенные для случая  $H_0 \neq H_a$ ,  $H_0 = 19000 \gamma$ ,  $H_a = 20000 \gamma$  показали, что при значениях  $\Delta D$  от  $1^0$  до  $5^0$  и  $\delta H$  от 0 до 150 гамм величина  $d = H_{as} - H_{0s}$  совпадает с точностью до  $0,03 \gamma$  со значениями  $d$ , вычисленными для случая  $H_0 = H_a$  для тех же значений  $\Delta D$  и  $\delta H$ . Зависимость  $d$  от  $\Delta D$  при фиксированных значениях  $\varphi$  показана на рис. 2, в. В практических целях номограмма удобнее рассчитывать в относительных единицах. Величина

$c = \frac{d}{H_0}$  в этом случае будет иметь вид:

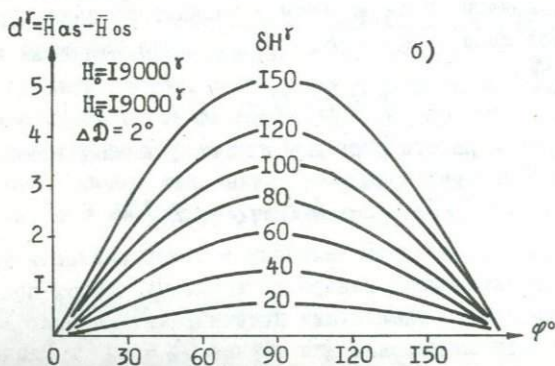
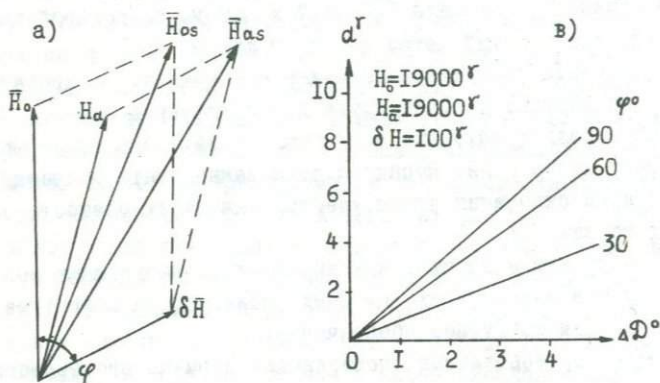


Рис.2. Векторная диаграмма для вычисления разности значений горизонтальной составляющей магнитного поля Земли в аномальном и нормальном полях ( а ) и изменение величины при различных значениях параметров ( б, в ).

$$C = \frac{\alpha^2 + 2\alpha + 2b[(\alpha+1)\cos(\varphi - \Delta D) - \cos\varphi]}{[(\alpha+1)^2 + b^2 + 2b(\alpha+1)\cos(\varphi - \Delta D)]^{1/2} + [1 + b^2 + 2b\cos\varphi]^{1/2}} \quad (3)$$

где:  $\alpha = \frac{H\alpha - H_0}{H_0}$ ;  $b = \frac{\delta H}{H_0}$ .

### Литература

1. Дядьков П.Г., Ларионов В.А. Оценка влияния углов склонения при измерении горизонтальной составляющей магнитного поля Земли. Сб. "исследования по геологии и геофизике Сибири", 1975, Новосибирск.

2. Ларионов В.А., Нагорский Д.А. Результаты геомагнитных измерений на Байкальском геодинамическом полигоне. Сб. "Современные движения земной коры", № 5. 1973, Тарту.

3. Нагорский Д.А., Ларионов В.А. Полевой протонный магнитометр на основе серийного частотомера ЧЗ-28. Сб. "Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических исследований. 1970, Новосибирск.

4. Фотиади Э.Э. и др. Байкальский геодинамический полигон. 1970, Новосибирск.

В.А. Ларионов

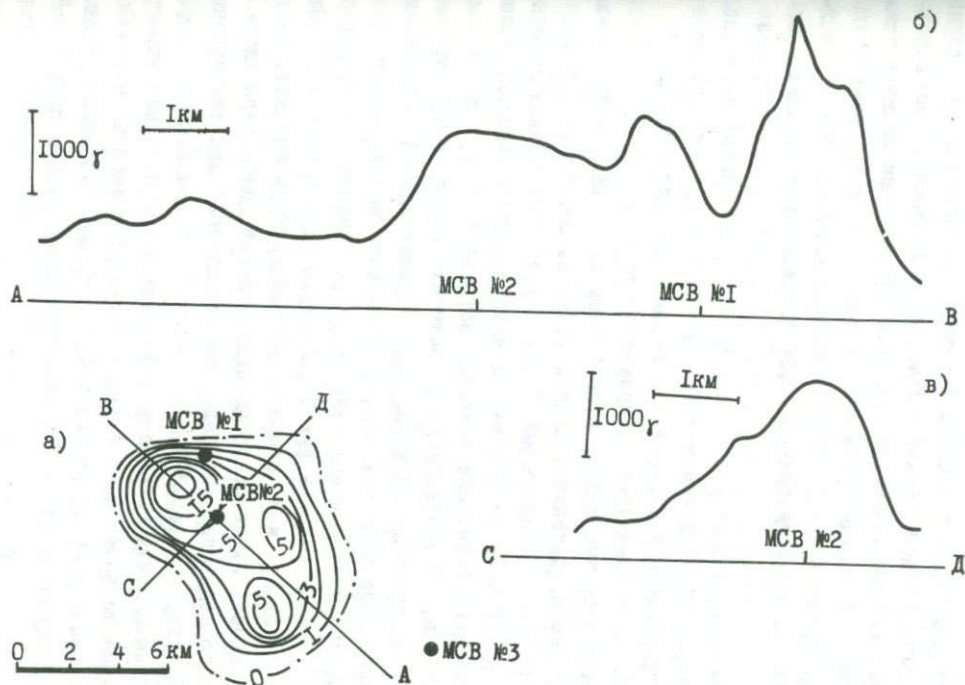
О ВЕРОЯТНОЙ СВЯЗИ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ  
АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ  
С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ НА БАЙКАЛЕ В 1972 г.

Исследования возможной связи геомагнитных явлений с сейсмическими ведутся в различных тектонически активных районах Советского Союза и за рубежом (США, Япония). В настоящей статье приводятся результаты наблюдений быстрых временных изменений магнитного поля в районе Гремячинской аномалии, расположенной

в 7–10 км от средней части Юго-Западного побережья оз. Байкал, вблизи села Гремячинского. Район исследования сложен древнейшими архейскими образованиями, прорванными интрузиями преимущественно кислого состава: гранитами и гранодиоритами. Отмечается также наличие ультраосновных и основных пород: гиперстенитов, габбро, габбро-норитов и пироксенитов. Метаморфическая толща, так называемая таланчанская свита, представлена кристаллическими сланцами, амфиболитами и гнейсами различного состава. В тектоническом отношении район исследуемой аномалии представляет крыло крупной синклинальной складки, в пределах которой породы имеют северо-восточное простирание и падают на северо-запад под углом  $60^{\circ}$ , иногда круче. Непосредственно площадь аномалии перекрыта чехлом широко развитых четвертичных отложений ( $Q_4$ ), представленных разнозернистыми песками и суглинками.

По данным аэромагнитной съемки Гремячинская аномалия имеет форму овала слабо вытянутого в северо-западном направлении. Длина аномалии 10 км, ширина – 6 км (рис. 1, а). В ее пределах выделяются три неравновеликих по интенсивности фокуса. Наиболее интенсивный из них, достигающий 18 мэ в максимуме, располагается в северо-западной части аномалии; второй, интенсивностью 5 мэ, в юго-восточной части; и третий, наиболее слабо выраженный фокус интенсивностью 5 мэ находится между двумя выше описанными, оудучи сдвинут на СВ. Оси второго и третьего ориентированы в меридиональном, а ось наиболее интенсивного первого фокуса – в северо-западном направлении. Приведенные данные о морфоструктуре Гремячинской аномалии отражают ее сложное строение и сравнительно неглубокое залегание возмущающих источников.

На рис. 1, б, в приведены продольный (В.А) и поперечный (СД) профили  $\Delta Z$ , полученные в результате маршрутной съемки с магнитометром М-17. На основании данных поперечного профиля  $\Delta Z$  в первом приближении представляется, что источник аномалии имеет вид крутопадающего тела размерами около 600 м в поперечнике и глубиной залегания верхней кромки около 60 м. Продольный профиль  $\Delta Z$  (ВА) дает возможность оценить горизонтальные размеры возмущающего объекта в направлении этого профиля равные приблизительно 5 км. Северо-Восточная часть профиля характеризуется наличием локального максимума величиной более 30 мэ.



Приведенные результаты интерпретации можно рассматривать только в порядке самого первого приближения. В действительности картина может быть значительно сложнее, не исключено, что глубина залегания источников аномалии и их размеры могут варьировать, отражая сложную структуру возмущающего объекта, который может быть представлен серией небольших интрузивных тел основного состава или участками единой интрузии, неравномерно насыщенных титаномагнетитовой или магнетитовой минерализацией. И, наконец, магнитная аномалия может быть частично или полностью обусловлена магнетитовыми или титано-магнетитовыми россыпями.

С целью изучения временных изменений Грамячинской магнитной аномалии на ее площади в специально выбранных точках были установлены две магнитовариационные станции (МВС) типа "ИЗМИРАН"; первая - МВС-2 в эпицентре поперечного профиля и вторая - МВС-1, приблизительно в 3 км к северу от нее. Кроме того, вне аномального поля, приблизительно в 10 км на юго-восток, была расположена третья станция МВС-3 (рис. 1, а). Все МВС были установлены в специально оборудованных немагнитных землянках. Абсолютные измерения выполнялись магнитометрами М-15 и протонными магнитометрами, изготовленными в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Соответствующие значения горизонтальной составляющей геомагнитного поля вычислялись по измеренным значениям  $H$  и  $T$ . Температура внутри магнитовариационных станций определялась с помощью установленных в них термометров. При вычислении базисных значений  $H_0$  и  $Z_0$  поправка за температуру не вводилась. Горизонтальность магнитовариационных станций контролировалась ежедневно по положению уровней, чем исключалось влияние перекоса МВС. Регулярно через 3-4 дня, иногда чаще, выполнялось определение цены деления вариометров с помощью внешнего миллиамперметра класса точности 0,5. Всего таких определений в течение периода времени с 29/VI по 24/IX-72 г. на МВС - 3 было сделано 38. Цены деления вариометров, вычисленные по данным этих измерений равны:

$$\varepsilon_Z = 0,83 \pm 2 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм}; \quad \varepsilon_H = 1,66 \pm 5 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм};$$

$$\varepsilon_D = 1,33 \pm 2 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм}.$$

На МВС-2 в этот же промежуток времени было выполнено 28

определений цены деления вариометров. Вычисления дали следующие результаты:

$$\varepsilon_z = 0,67 \pm 2 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм}; \quad \varepsilon_H = 1,56 \pm 3 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм};$$

$$\varepsilon_D = 1,53 \pm 4 \cdot 10^{-3} \text{ гамм/мм}.$$

Как уже отмечалось, целью геомагнитных измерений являлось установление изменений во времени разности между соответствующими компонентами в аномальном и нормальном геомагнитных полях. Наблюдения были начаты в конце июня и окончены 25 сентября 1972 г. В этот период, а именно 9 августа 1972 г. приблизительно в 25 км от места расположения МВС в аномальном поле произошло землетрясение I4 класса с координатами эпицентра  $\varphi = 52.80$  с.ш. и  $\lambda = 107.3$  в.д. Это обстоятельство должно особо учитываться при рассмотрении результатов геомагнитных наблюдений.

На рис. 2 приведены данные временные изменений за период работ 1972 г. разности между вертикальной составляющей в аномальном поле (МВС-2) и нормальном поле (МВС-3)  $\delta Z = Z_{\text{аном.}} - Z_{\text{норм.}}$ . Штриховой линией показано поведение температуры внутри МВС-3. Изменение температуры внутри МВС-2 было аналогичным. Некоторое отличие заключается в том, что температурная кривая МВС-2 сдвинута параллельно на 3 градуса выше, что однако, не могло сказаться на кривой изменения во времени  $\delta Z$ .

В первом приближении как бы намечается определенная связь изменения разности  $\delta Z$  и температуры в МВС. При более тщательном анализе выявляются вариации аномального поля, не связанные с температурными изменениями. Как видно на рис. 2, величина  $\delta Z$  с 16/УП- по 22/УП-1972 г. оставалась примерно на одном уровне, за это время температура увеличилась на  $1^{\circ}$ . Это увеличение температуры произошло в основном за двое суток с 20/УП по 22/УП-1972 г. С 23/УП по 24/УП-1972 г. когда температура в землянках практически не менялась (по данным термографов, установленных на МВС суточные изменения составляют десятые доли градуса) величина  $\delta Z$  изменялась на  $5\gamma$ , и изменение это началось в 2 часа 23/УП и закончилось в 12 часов 24/УП-72 г. по Мировому времени. Контроль базисных значений вертикальной составляющей ( $Z_0$ ) в интересующий нас промежуток времени, а именно 20/УП и 26/УП-1972 г. показал, что величина их оставалась практически постоянной с погрешностью  $\pm 1$  гаммы.

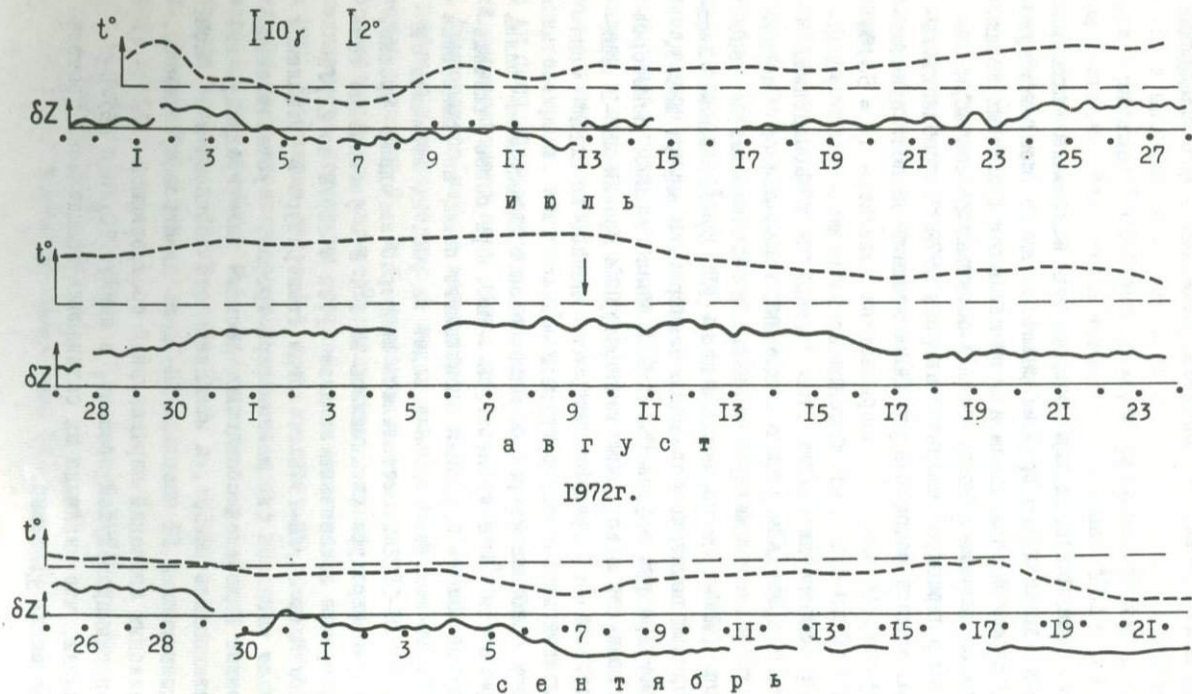


Рис.2. Изменение во времени температуры  $t$  и разности значений  $\delta Z$  вертикальной составляющей магнитного поля Земли по данным синхронных измерений в аномальном и нормальном полях в 1972г.

В последующие дни, с 11 по 14 августа температура уменьшилась на  $2^{\circ}$ , величина же  $\delta Z$  оставалась неизменной, в то время как в период с 16 по 19 августа, когда температура оставалась почти неизменной, величина  $\delta Z$  уменьшилась на 5 гамм. и, наконец, с 7 по 17 сентября температура МВС-3 (и МВС-2) медленно поднялась на  $2^{\circ}$ , а с 17 по 20 сентября уменьшилась на  $2,5^{\circ}$ , величина  $\delta Z$  в этот промежуток времени оставалась практически постоянной.

Приведенные данные свидетельствуют, что отличающиеся изменения  $\delta Z$  за период 23-24 июля (+ 5 гамм) и с 16 по 19 августа (- 5 гамм) не связаны с соответствующим поведением температуры. Подробнее это видно из данных, приведенных в таблице I, в которой помещены результаты измерений базисных значений  $H$  и  $Z$  - вариометров МВС-2 и МВС-3 и температуры соответствующих станций. Из таблицы I видно, что изменение температуры магнитовариационных станций практически мало влияло на величину значений  $Z_0$  и  $H_0$ , определявшихся в течение полевого сезона при различных температурах.

Естественно желание видеть в этом "всплеске" величины  $\delta Z$  "предвестниковую" природу землетрясения 3 августа 1972 г., о чем подробнее говорится несколько ниже. Коэффициенты корреляции  $\delta Z$  и температуры магнитовариационных станций, вычисленные для промежутков времени 3.УП-22.УП-1972 г., 23/УП-1972 г. и 19.УШ - 23.ІХ-1972 г. соответственно равны: 0,57; 0,6 и 0,72. Приведенные данные, по-нашему мнению, свидетельствуют о том, что температурные изменения не могли полностью определять изменение и величины разности вертикальной составляющей  $\delta Z$  при синхронных измерениях в аномальном и нормальном полях. Особо такой вывод относится к периоду с 22 июля по 1 августа, когда температура на МВС-2 и МВС-3 увеличилась на  $2^{\circ}$ , а величина разности увеличилась на 14 гамм.

С 3 по 7 августа 1972 г. наблюдалась магнитная буря. Все пригодные для обработки участки магнитограмм за этот промежуток были обработаны. По разностной кривой  $\delta Z$  видно, что магнитная буря не повлияла на величину разности вертикальной составляющей в аномальном и нормальном полях. Приведенные данные позволяют исключить возможность объяснения изменения величины разности  $\delta Z$  за счет воздействия земных токов.

Таблица I

Дата	МВС-2			Дата	МВС-3		
	в гам- мах $H_0$	в гам- мах $Z_0$	МВС в граду- сах $t^\circ$		в гам- мах $H_0$	в гам- мах $Z_0$	МВС в гра- ду- сах $t^\circ$
28.VI-72	I9622			29.I-72	I9520		
2.VII-72		592I7	I2, I				
8.VII-72		59220	IO, 3				
IO.VII-72	I9624	592I8	I2, I				
				20.VII-72	I9520	57260	IO, I
2I.VII-72	I9625		I3, 2	2I.VII-72	I95I9	57262	IO, 6
				26.VII-72		5726I	II, I
20.VIII-72	I9623		I4, 0	20.VIII-72	I9522		II, 0
23.VIII-72		59223	I3, 7				
				26.VIII-72	I9522		9, 7
27.VIII-72	I9626	592I8	I2, 0	30.VIII-72	I9522		8, 5
3I.VIII-72	I9622			3I.VIII-72	I9525		8, 7
I.IX-72	I9620						
3.IX-72		5922I	II, 0	3.IX-72		5726I	8, 8
II.IX-72	I9624	5922I	IO, I	II.IX-72	I9523	57254	8, 2
2I.IX-72		59222	7, 8	2I.IX-72		57255	6, 6
24.IX-72		59224	7, 0	24.IX-72		57254	6, 0

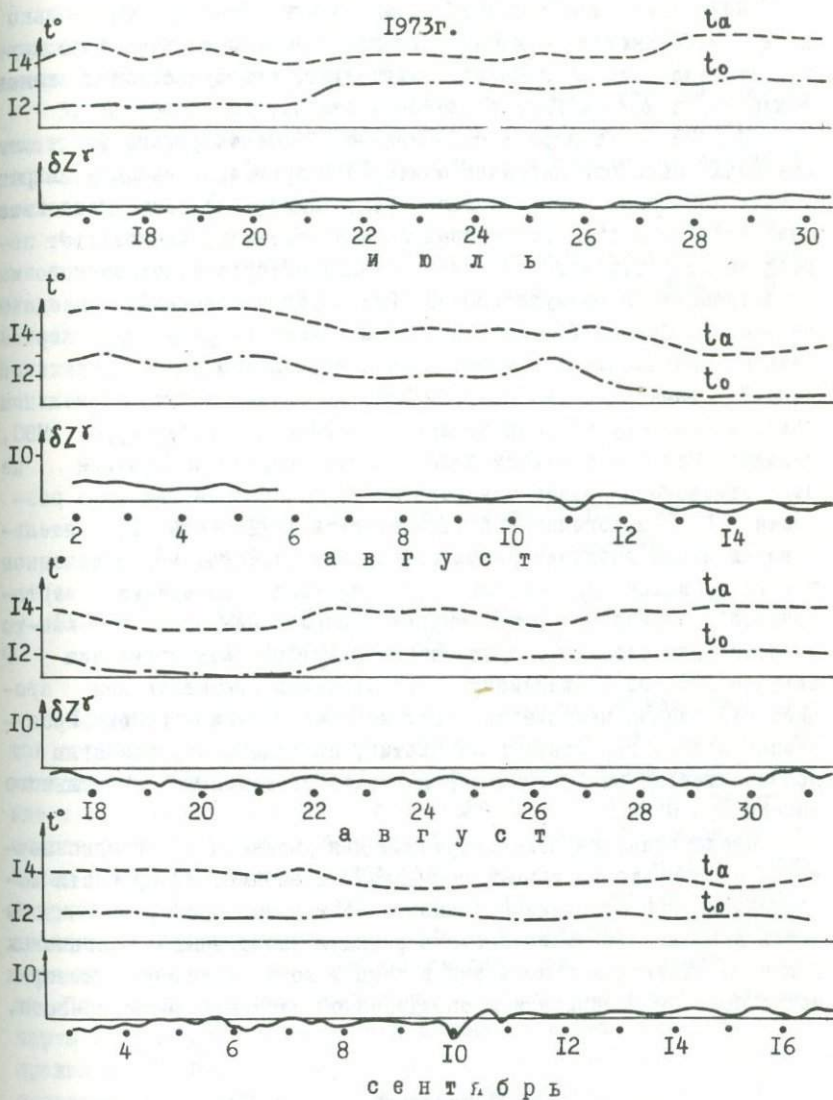


Рис. 3. Изменение во времени температуры МВС в аномальном ( $t_\alpha$ ) и нормальном ( $t_0$ ) полях и величины разности значений  $\delta Z^\gamma$  МВС.

Выше нами были рассмотрены материалы, относящиеся только к  $Z$  составляющей геомагнитного поля. Имеющиеся данные по другим составляющим  $A$  и  $H$  свидетельствуют, что существенных изменений  $\delta A$  и  $\delta H$  в 1972 г. не было отмечено.

В 1973 г., в период с 16 июля по 17 сентября, на тех же станциях были организованы повторно непрерывные наблюдения различных компонент геомагнитного поля, аналогично тому, как это было сделано в 1972 г. Небезынтересно отметить, что за этот период не было отмечено ни одного сколько-нибудь существенного землетрясения в радиусе 100 км. Результаты наблюдений приведены на рис. 3. Сплошной линией показаны изменения разности вертикальных составляющих в аномальном и нормальном полях, штриховой линией — изменение температуры МВС, установленной в аномальном поле, а штрих-пунктирной линией — изменение температуры МВС, находившейся в нормальном поле. За весь период наблюдений не было отмечено ни одного существенного отклонения величины разности  $\delta Z$ , аналогично наблюдавшемуся в 1972 г. Это обстоятельство является дополнительным основанием считать, что отмеченное в 1972 г. изменение величины разности между значениями вертикальной составляющей в аномальном и нормальном полях в какой-то степени было связано с процессами подготовки землетрясения 9 августа 1972 г. По-видимому, землетрясению предшествовал процесс накопления напряжений, которые в исследуемом районе проявились в виде горизонтальных сжатий, приведших к увеличению приблизительно на 10 гамм вертикальной составляющей аномального магнитного поля.

Представляется целесообразным для уменьшения неоднозначности интерпретации данных геомагнитных наблюдений провести исследование при повышенной точности всех видов работ, чтобы иметь возможность эталонировать реакцию аномальных магнитных полей на изменение напряжений в земной коре, величины которых можно было бы рассчитать с определенной степенью достоверности.

#### Литература

1. Фотиади Э.Э. и др. Байкальский геодинамический полигон. 1970, Новосибирск.

2. Ларионов В.А., Нагорский Д.А. Результаты геомагнитных измерений на Байкальском геодинамическом полигоне. Сб. "Современные движения земной коры", № 5, 1973, Тарту.

3. Нагорский Д.А., Ларионов В.А. Полевой протонный магнитометр на основе серийного частотомера ЧЗ-38. Сб. "Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических исследований. 1970, Новосибирск.

4. Дядьков П.Г., Ларионов В.А. Оценка влияния углов склонения при измерении горизонтальной составляющей магнитного поля Земли. Сб. "Исследования по геологии и геофизике Сибири", 1975, Новосибирск.

В.Г. Колмогоров, П.П. Колмогорова, В.С. Юдин,  
В.М. Кочетков, Р.А. Курушин, А.А. Киселев

#### ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Крупнейшей внутриконтинентальной системе Байкальских рифтов свойственна целая группа явлений, свидетельствующих об активном развитии глубинных процессов, которые нашли свое отражение в высокой сейсмической активности при неглубоком залегании очагов землетрясений, в повышенной интенсивности теплового потока, в наличии слоя разуплотненного вещества в верхней мантии, в приближении изотермической поверхности к поверхности Земли, в наличии сводовых поднятий, которые сопровождаются впадинами, ограниченными сбросами, в активном развитии в современную эпоху. Специфика развития геологического процесса и оригинальные черты современного облика всей Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею территорий создали в области эпиплатформенного развития естественный полигон, на котором ведутся сейчас и еще в больших масштабах в дальнейшем должен развернуться широкий комплекс геолого-геофизических и геодезических исследований.

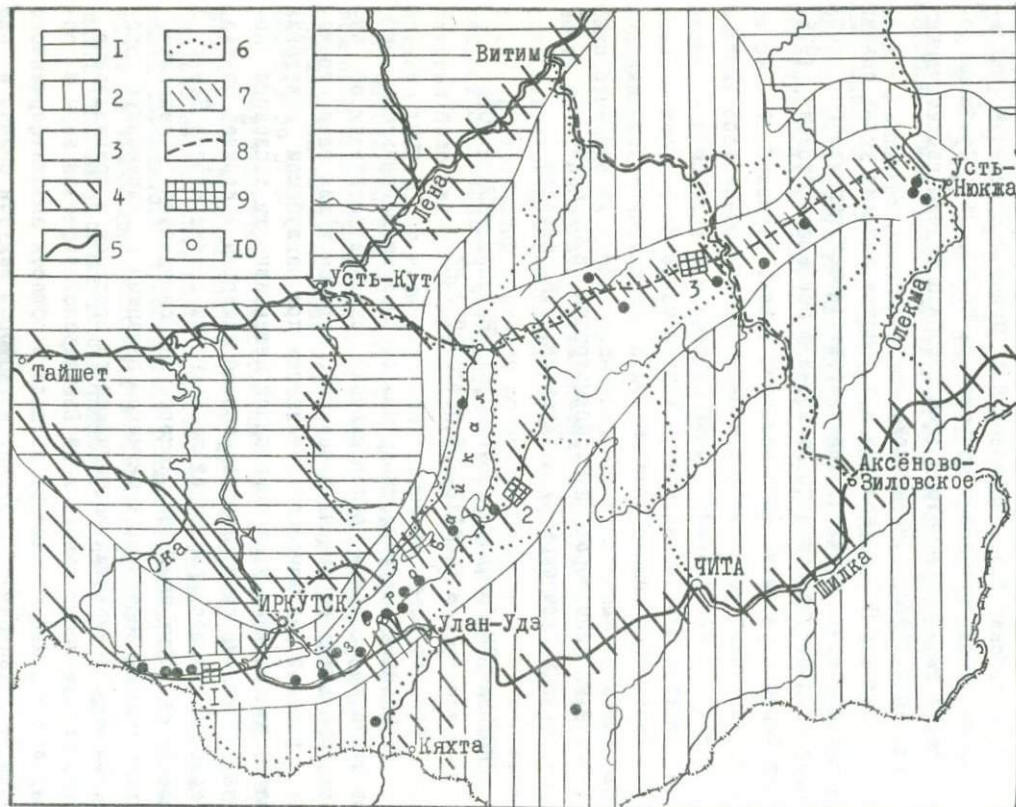


Рис. I

Одним из главных направлений этого комплекса является всестороннее исследование современных движений земной коры.

Густота нивелирной сети далеко недостаточна для изучения современных вертикальных движений земной коры и составления карты их скоростей на исследуемую территорию. Как видно из схемы геодезической изученности (рис. 1), Байкальскую рифтовую зону пересекает всего одна линия повторного нивелирования I класса Красноярск - Улан-Удэ - Чита и покрывает линии 2 класса Иркутск - Качуг, Кяхта - Жемчуг, Татаурово - Могойто, Улан-Удэ - Кяхта и Кяхта - Баляга. Эта сеть может быть использована для изучения современных вертикальных движений земной коры лишь при условии неоднократного повторения и частичного перекрытия линий 2 класса нивелировкой I класса.

Помимо имеющихся нивелировок ГУГК при СМ СССР на территории Байкальской рифтовой зоны с 1966 года Институтом геологии и геофизики СО АН СССР для многократного нивелирования заложены профили: Баяндай - Крестовский (Западное Прибайкалье), Селенгинск - Байкало-Кудара (Восточное Прибайкалье) и ряд коротких линий в районе Баргузинской впадины.

Результаты повторных нивелировок I и 2 классов позволили уже сейчас получить первые сведения о скоростях современных вертикальных движений земной коры в южной части Байкальской рифтовой зоны/4,5,6,8/. Скорость вертикальных движений получена как среднее из разностей превышений за период между смежными нивелировками и привязана к Красноярску, принятому за условный нуль. Точность определения скорости по линии Красноярск - Чита характеризуется средней квадратической ошибкой  $\pm 0.5$  мм/год на 100 км /12/. Некоторые сведения об остальных линиях приводятся в таблице I.

---

Рис. 1. Схема геодезической изученности южной части Восточной Сибири. 1 - Сибирская платформа; 2 - область неоген-четвертичной тектонической активизации; 3 - Байкальская рифтовая зона; 4 - ряды триангуляции I кл.; 5 - линия нивелирования I кл.; 6 - линия нивелирования 2 кл.; 7 - звенья триангуляции I кл., рекомендуемые для перенаблюдений; 8 - намечаемые линии повторного нивелирования для выявления региональных вертикальных движений; 9 - районы планируемых детальных работ; 10 - эпицентры землетрясений ( $M = 6$  и более баллов).

Т а б л и ц а I  
Краткие характеристики линий повторного нивелирования

№№ п/п	Название линии	Класс нив-я	Длина линии км	Ср. кв. ош. опр. ск-ти посл. пунк- та мм/год	Даты нивели- рования
1	Баяндай-Крестовский	I	80	$\pm 1.26$	1967, 1972
2	Селенгинск-Б.Кудара	I	42	1.25	1968- -1974
3	Иркутск-Качуг	2	263	1.07	1938, 1971
4	Улан-Удэ - Кяхта	2	218	1.04	1938, 1971
5	Кяхта - Баляга	2	400	1.30	1938, 1971
6	Кяхта - Жемчуг	2	500	0.91	1936, 1971
7	Татаурово-Могойто	2	400	0.94	1936, 1971

Анализ приведенных линий показал, что в целом сеть повторного нивелирования по точности является вполне удовлетворительной основой для составления схемы скоростей современных вертикальных движений с сечением изодинам через 2 мм/год /6/.

Основная закономерность проявления современных вертикальных движений земной коры на исследуемой территории заключается в неравномерном сводовом поднятии большей части региона с максимумом в Восточном Прибайкалье. Кроме того вся территория испытывает повсеместные сопряженные поднятия и опускания с максимальными величинами от +7 до +14 мм/год. Пространственная дифференциация вертикальных движений связана с особенностями развития морфоструктур трех рассматриваемых областей: южной части Сибирской платформы, Байкальской рифтовой зоны и Забайкальской зоны мезо-кайнозойской активизации.

Распространение высоких (до 10-11 мм/год) скоростей движений в Западном Прибайкалье от Байкальской рифтовой зоны к Верхне-Ленскому поднятию Иркутского амфитеатра, видимо, не случайное, а вполне закономерное явление и показывает, что процессы тектонической активности, приведшие в позднем кайнозое к корен-

ной перестройке древних структур, на современном этапе не ограничиваются площадью Саяно-Байкальского сводового поднятия, а имеют тенденцию к расширению в сторону Сибирской платформы.

Зоны несколько заниженных скоростей вертикальных движений наблюдаются в прибортовых частях крупных впадин байкальского типа. Но относительно высокие положительные скорости в них (более 8 мм/год) указывают на то, что на современном этапе впадины южной части рифтовой зоны не опускаются, а, видимо, только отстают в движении от положительных структурных форм, скорость поднятия которых выше на 2-3 мм/год.

Таковы общие закономерности проявления современных вертикальных движений в районе Байкальского рифта и сопредельных с ним территорий.

Естественно, что такой громадной и разнородной в неотектоническом отношении территории существующая высокоточная сеть нивелирования явно недостаточна. Комплексное изучение физических процессов в земной коре и верхней мантии, дающее ключ к пониманию генезиса и эволюции Байкальской рифтовой зоны, а также решение множества других теоретических и прикладных задач, среди которых исключительно актуальной является разработка проблемы землетрясений, требует сгущения нивелирной сети и сокращения сроков перенаблюдений.

На представленной схеме геодезической изученности нами намечены трассы высокоточного повторного нивелирования, на которых необходимо выполнить геодезические исследования в первую очередь (рис. 1). Прежде всего, представляется необходимым разукрупнить создаваемый в настоящее время в Восточной Сибири первоклассный нивелирный полигон по профилям, пересекающим как вкрест, так и по простиранию Байкальскую рифтовую зону. Для этой цели необходимо реконструировать и перенаблюдать по программе I класса существующие линии нивелирования 2 класса по направлениям Витим-Аксеново-Зиловское и Усть-Кут - Усть-Нюкжа (с последующим выходом на трассу Большой Невер - Алдан). Проектируемые трассы высокоточного нивелирования своими концами будут опираться на относительно наименее подвижные области земной коры (Сибирская платформа, Восточное Забайкалье) и последовательно пересекать зоны неоген-четвертичной активизации и рифтогенеза с различными типами, темпом и знаком неотектонических

и, вероятно, современных движений. Они, совместно с имеющимся нивелированием I класса, создадут надежную основу для последующего сгущения нивелирной сети и перехода от изучения движений земной коры по отдельным профилям к их площадному изучению.

В районе Южного Байкала — одном из наиболее сейсмически активных в рифтовой зоне, рекомендуется создать замкнутый полигон I класса Иркутск — Баяндай — Крестовский — Кудара — Селенгинск — Иркутск, соединяющий линии высокоточного нивелирования по обе стороны озера. Для этого необходимо перекрыть участок трассы нивелирования 2 класса Иркутск — Баяндай первоклассным нивелированием и осуществить переброску отметок через озеро (задача, представляющая самостоятельный научный и практический интерес).

Первые сведения о горизонтальных движениях земной поверхности в пределах Байкальской рифтовой зоны можно получить из перенаблюдений рядов триангуляции I класса, следующих вдоль ее северо-восточного фланга (от северной оконечности Байкала до Усть-Нюкжи) и поперек Байкальской впадины по линии Иркутск — Улан-Удэ. Указанные ряды охватывают эпицентральные области шести сильнейших землетрясений (от УШ до X баллов), происшедших уже после их создания (Муйского в 1957 г. X—XI баллов, Тас-Ораксского в 1967 г. IX—X баллов, Средне-Байкальского в 1959 г. IX—X баллов и др.). Механизм очагов этих землетрясений предполагает наличие горизонтальной осталяющей смещений по разрывам, что в отдельных случаях подтверждено и непосредственными наблюдениями на поверхности Земли /1/. Перенаблюдение рядов триангуляции в наиболее сейсмических районах возможно даст первые количественные данные, характеризующие суммарную реакцию земной коры на землетрясения.

Для количественной оценки горизонтальных перемещений берегов озера Байкал желательным было бы, кроме того, создание небольшого звена высокоточной линейно-угловой триангуляции, пересекающего озеро по линии Манзурка — остров Ольхон — полуостров Святой Нос — Баргузин. Для этой цели можно использовать существующие пункты триангуляции 2 класса. В частности, в ближайшее время с целью выявления раздвиговой (или сдвиговой) природы образования Байкальской впадины планируется произвести измерения сторон опорного ряда триангуляции 2 класса Кочери-

ковский - Курга, - Курга - Хобой, Хобой - Святой Нос и Хобой - Безмянный /13/, пересекающего оз. Байкал. Результаты обследования этих пунктов, выполненного в 1972 г. свидетельствуют о их полной пригодности для проведения измерений. В неотектонической структуре Байкальской впадины этот район представляет диагональную внутривпадинную перемычку (блоковые поднятия), отделяющие северную котловину озера от южной, и характеризуется повышенной сейсмической активностью. Перемычка контролируется мощными сейсмогенерирующими разломами, подчеркнутыми глубинными геофизическими аномалиями /2/.

В последние десятилетия, благодаря развернувшимся геолого-геофизическим исследованиям и созданию широкой сети сейсмических станций в Байкальской рифтовой зоне, выделены высокоактивные зоны молодых и обновленных древних разломов, с деятельностью которых в той или иной степени связаны многочисленные землетрясения. По уровню сейсмической активности Монголо-Байкальский сейсмический пояс занимает одно из первых мест среди внутриконтинентальных сейсмоактивных зон Земного шара: ежегодно в пределах только Байкальского рифта регистрируется 2-3 тысячи толчков различной интенсивности, наиболее сильные из которых в сотни раз превосходят по количеству выделенной энергии такие известные на территории СССР землетрясения как Ашхабадское, Ташкентское, Дагестанское. В комплексе исследований рифтовой зоны, направленных на выяснение количественных связей между современными медленными движениями и сейсмичностью ведущая роль принадлежит геодезическим исследованиям, которые наиболее перспективными представляются в решении проблемы поисков возможных предвестников сильных землетрясений. При этом одним из необходимых условий является повышение детальности геодезических работ.

По современным представлениям выявление предвестников сильных землетрясений геодезическими методами базируется на предположении, что землетрясению предшествует накопление упругих напряжений, вызывающих определенные деформации земной коры в области очагов. Одним из отражений таких глубинных деформаций могут быть движения земной поверхности в районе будущего землетрясения. Максимальное проявление этих движений происходит в момент разрядки напряжений, т.е. в процессе самого землетрясения /12/.

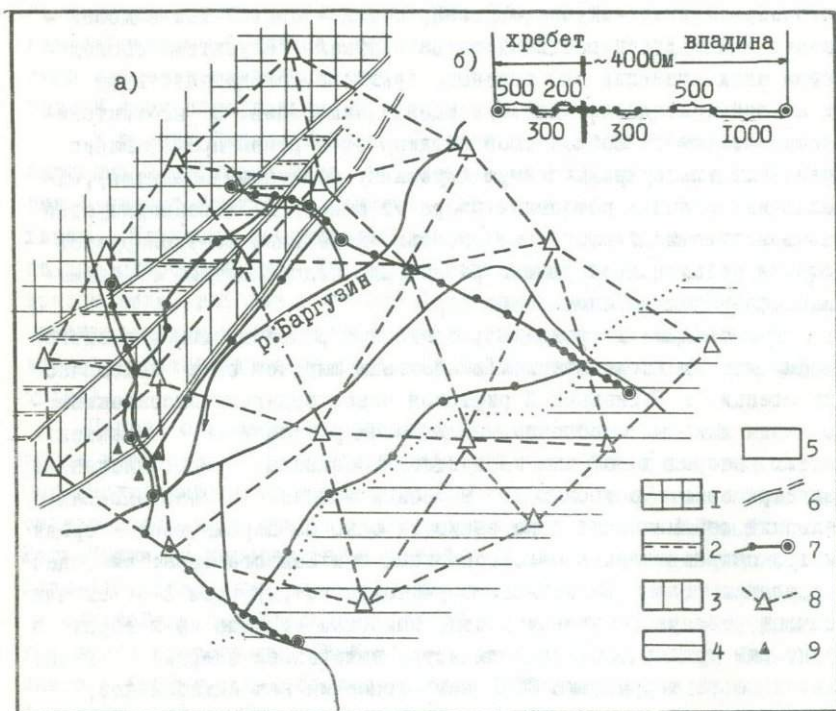


Рис. 2. Принципиальная схема геодезической сети для изучения современных движений земной коры в Баргузинской впадине (а) и схема закрепления трассы нивелирования через зону Баргузинского разлома (б).

1 - блоковое поднятие Баргузинского хребта; 2 - грабенообразное понижение между Баргузинским хребтом и Улунским отрогом; 3 - горст Улунского отрога; 4 - Икатское сводовое поднятие; 5 - аккумулятивное днище Баргузинской впадины; 6 - главные рифтогенные сейсмогенерирующие разломы; 7 - линии прецизионного нивелирования и их закрепление реперами (черные кружки) и группами реперов (двойные кружки); 8 - пункты плановой сети; 9 - пункты малых геодезических четырехугольников для наблюдений за горизонтальными смещениями в зоне Баргузинского разлома.

Многочисленные примеры фиксации аномальных движений земной поверхности после землетрясений представляют суммарную величину, отражающую движения периода накопления напряжений и их разрядки. Задача, таким образом, состоит в том, чтобы выявить, если они существуют, движения первого, "подготовительного", этапа. Пока единичные позитивные результаты геодезических наблюдений в Советском Союзе и за рубежом подтверждают правомерность ее постановки /10/. При этом детальные геодезические работы необходимо проводить в районах возможных сильных землетрясений на конкретных сейсмоактивных тектонических структурах. Таким условиям в Байкальской рифтовой зоне удовлетворяют крупные впадины байкальского типа совместно с ограничивающими их зонами активных в кайнозое разломов, потенциальная сейсмичность которых достигает X баллов.

В связи с широко развернувшимися в пределах Баргузинской впадины комплексными геофизическими исследованиями, именно здесь планируется в первую очередь активизировать детальные геодезические работы по проекту, составленному совместно с ЦНИИГАиК и предприятиями ГУГК при СМ СССР Институтом земной коры СО АН СССР.

Первые исследования подобного рода начаты здесь с 1972 года Институтом геологии и геофизики СО АН СССР на профилях Гремлячинском, Нестерихинском, Яриктинском.

Представленный проект (рис. 2) предусматривает создание в юго-западной части впадины на площади около 500 кв. км планово-высотной сети, охватывающей различные неотектонические структуры Баргузинского рифта. Для выявления вертикальных движений намечено проложить два нивелирных профиля, пересекающих вкрест простирающуюся впадину и заглубленных по рекам в ее горные обрамления. Для жесткости профили связаны продольными (по отношению к морфоструктурам), нивелирными ходами, образуя тем самым два замкнутых полигона общим периметром около 180 км.

Закрепление трасс нивелирования на местности производится дифференцированно. Максимальная частота точек предусмотрена по основным, поперечным, профилям и особенно в зонах сочленения морфоструктур с резко контрастными и интенсивными неотектоническими движениями земной коры. Вспомогательные, продольные, ходы закрепляются согласно Инструкции по нивелированию I-4 классов.

Концы основных профилей опираются на группы реперов (не менее трех). Такие группы реперов фиксируют крылья активного Баргузинского разлома, отделяющего днище впадины от Улюнского отрога. Трассы нивелирования через разлом (между группами реперов) закрепляются по особой схеме (рис. 2,б), предусматривающей получение максимального количества данных, характеризующих смещения точек земной поверхности по отдельным разрывам, составляющим зону разлома, и в некотором удалении от них. В целом такая схема закрепления представляет оптимальные возможности производить с желаемой частотой и точностью наблюдения за движениями земной коры в зоне разлома независимо от остальной нивелирной сети.

В полосе сочленения днища впадины и Икатского хребта предполагается установить реперы по нивелирным профилям через 1 км, учитывая вероятное осложнение юго-восточного борта впадины разрывными нарушениями, скрытыми под рыхлыми отложениями. Всего по высотной сети необходимо закрепить около 100 точек. Нивелирование всей сети предусматривается по программе I класса ежегодно до выявления величин скоростей вертикальных движений тектонических структур, после чего сроки, очевидно, будут изменены.

Для выявления горизонтальной составляющей движений земной коры в Баргузинской впадине запроектирована сплошная сеть триангуляции, территориально совпадающая с нивелирными полигонами. Геодезическая сеть строится с таким расчетом, чтобы на основных тектонических блоках Баргузинского рифта располагалось 4-5 плановых точек при среднем расстоянии между ними около 10 км. Предусматривается проводить одновременно угловые и линейные измерения с повторением их через 3 года. На Баргузинском разломе намечено создать два малых геодезических четырехугольника со сторонами примерно 2 км. С целью получения данных о движениях земной поверхности, вызываемых процессами, подготавливающими землетрясения, перенаблюдения малых планово-высотных геодезических построений следует проводить с частотой не менее шести раз в год.

Подобные детальные работы в последующие годы предполагается организовать на флангах Байкальской рифтовой зоны, в районах Тункинской и Муиской впадин.

Выявление движений - предвестников землетрясений необходимо начинать с поисков соотношений между пространственным век-

тором смещения точек земной поверхности и вектором сил, вызывающих эти смещения. Первый находится из геодезических измерений, второй — из комплекса геофизических наблюдений.

Чтобы найти пространственный вектор смещения геодезического пункта, необходимо знать и горизонтальную, и вертикальную компоненты движения, а это возможно в том случае, если высотные и плановые пункты совмещены. Предварительная оценка точности определения координат конечных пунктов простейших локальных сетей (треугольник и геодезический четырехугольник) дает некоторое представление о возможных ошибках геодезических измерений. Так, если возьмем правильный треугольник со стороной 5 км и вычислим ошибки определения плановых и высотных координат одного из пунктов относительно противоположной стороны, принятой за базис, то получим следующие их значения:  $m_{\Delta x} = \pm 12.4$  мм,  $m_{\Delta y} = \pm 12.2$  мм,  $m_h = \pm 1.12$  мм. При этом принималось, что измерения углов выполнены со средней квадратической ошибкой  $\pm 0.5$ , а база — с относительной погрешностью  $2 \times 10^{-6}$ . Считая начальные и повторные измерения равноточными, модуль вектора пространственного смещения определим со средней квадратической ошибкой  $\pm 24.5$  мм при ошибке определения конечного пункта  $\pm 17.4$  мм. Измерение всех углов и сторон с указанными выше ошибками несколько улучшает конечный результат: положение конечного пункта получается с ошибкой  $m_2 = \pm 16.0$  мм, а модуль вектора его пространственного смещения  $m_{\Delta z} = \pm 22.7$  мм.

При сравнении величин средних квадратических ошибок определения плановых ( $m_{\Delta x}$  и  $m_{\Delta y}$ ) и высотных ( $m_h$ ) координат обращает на себя внимание их различие на целый порядок. Поэтому в последнее время усилия геодезистов направлены на повышение точности определения горизонтальных координат, приближая ее к точности вертикальных. Это возможно при значительном повышении точности угловых и линейных измерений, которая может быть достигнута в результате специальных методических разработок. Опыт таких работ показал, что на локальных геодезических сетях существующей высокоточной аппаратурой можно производить угловые измерения со средней квадратической ошибкой  $m_{\beta} = \pm 0.3$  /9/, а изменения длин сторон можно измерять специальными дальномерами с относительной погрешностью до  $5 \times 10^{-7}$  /7, II/. Выполняя с такой точностью угловые и линейные измерения на запроектированных

геодезических четырехугольниках, пересекающих сейсмогенерирующий разлом Баргузинской впадины, можно получить пространственный вектор смещения конечного пункта с погрешностью  $m_{\Delta z} = \pm 4.6$  мм.

Изучение современных движений земной коры предъявляет повышенные требования и к точности определения разности превышений двух смежных нивелирований. Поэтому для повышения качества измерений следует применять более жесткие контрольные допуски, чем рекомендуемые Инструкцией по нивелированию I-4 классов. Для работы на геодинимических полигонах ЦНИИГАиК и ИФЗ АН СССР им. О.Ю. Шмидта рекомендовали усовершенствованную методику нивелирования I класса с уменьшением указанных допусков в два раза. При осуществлении представленных проектов геодезических работ нужно стремиться к тому, чтобы величина  $\bar{\eta} = \sqrt{\eta_1^2 + \eta_2^2}$  не превышала 0.5 мм/км, что возможно только при выполнении нивелирования I класса с  $\eta_1 = \eta_2 = 0.35$  мм/км ( $\eta_1$  и  $\eta_2$  - средние квадратические случайные ошибки нивелирования I км двойного хода в различные эпохи), а этого можно достигнуть практически при тщательном учете влияния внешних условий наблюдений, выбора наиболее благоприятного времени и применении специальных технических приемов измерений /I4/.

Повышение точности измерений, несомненно, обуславливает более высокую надежность выделения на фоне ошибок изменений пространственного положения точек земной поверхности. Но применяемые методы оценки точности геодезических измерений не всегда эффективны при выявлении современных движений. Поэтому кроме классических методов теории ошибок и способа наименьших квадратов, являющихся основой математической обработки геодезических измерений, для оценки разности координат, полученных в разные эпохи, очень полезно использовать методы математической статистики и спектрального анализа, опыт применения которых дал положительные результаты /3, 8, I3/.

Исходя из вышесказанного, можно следующим образом сформулировать основные задачи исследования современных движений земной коры на Байкальском геодинимическом полигоне в ближайшее время:

- разработка и применение комплекса измерений, позволяющего выявить пространственный вектор современных движений земной

коры на пунктах локальных геодезических сетей, построенных на сейсмогенерирующих структурах Байкальской рифтовой зоны;

- внедрение новейшей аппаратуры (лазерной) и дальнейшее усовершенствование методов наблюдений современных движений земной коры;

- составление карты скоростей современных вертикальных движений земной коры на территорию Байкальской рифтовой зоны по методике, разработанной в Институте геологии и геофизики СО АН СССР для территорий с редкой сетью повторного нивелирования;

- изучение связей современных вертикальных движений земной поверхности, сопутствующих и предшествующих землетрясениям, с изменением напряжений в очаге землетрясений.

#### Литература

1. Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья. Под редакцией В.П. Солоненко. "Наука", М., 1966.

2. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. "Наука", М., 1971.

3. Каратаев Г.И. Выявление современных скоростей вертикальных движений земной коры из повторного нивелирования с помощью оптимального фильтра Винера. В сб. "Структурно-морфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". "Наука", М., 1975.

4. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геологических элементов по профилю Красноярск-Иркутск. "Геология и геофизика", № II, 1968.

5. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Мурзина Г.А. Геологическая интерпретация данных повторного нивелирования в районе Байкальского рифта. "Геология и геофизика", № 3, 1971.

6. Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г. Современные движения земной коры южной части Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных областях. Материалы к X сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

7. Колмогоров В.Г., Авдеенко Н.С. К вопросу о методике изучения горизонтальных движений с помощью лазерной аппаратуры.

"Современные движения земной коры", № 5, АН ЭССР, Тарту, 1973.

8. Колмогоров В.Г. Результаты трехлетних наблюдений за современными движениями земной поверхности на Байкальском геодинамическом полигоне. В сб. "Структурно-морфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". Изд-во "Наука", М., 1975.

9. Конопальцев И.М. О создании коротких геодезических построений в зонах разломов земной коры. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах". "ФАН", Ташкент, 1972.

10. Мещеряков Ю.А. О движениях земной коры - предвестниках землетрясений. В сб. "Земная кора сейсмоопасных зон". "Наука", М., 1973.

11. Наумов Я.В. Применение методов и средств геодезии для изучения современных движений земной поверхности. "Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах", "Наука", М., 1974.

12. Стейси Ф.Д. Можно ли предсказать землетрясения? В сб. "Предсказание землетрясений", "Мир", М., 1968.

13. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ларионов В.А., Мурзина Г.А., Черемисин В.Г., Сардарян А.С. Байкальский геодинамический полигон. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1970.

14. Энтин И.И. Высокоточное нивелирование. Тр. ЦНИИГАиК, вып. Ш, 1956.

## Ч А С Т Ь П

### ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ

---

В.К. Панкрушин

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ТОЧНОСТИ И ОПТИМАЛЬНОЕ ПОСТРОЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В решении проблем изучения современных движений земной коры (СД) особо важная роль принадлежит различным методам геодезии. Поскольку классическая геодезия является по своему характеру статической и во многих случаях не может удовлетворить требованиям ряда кинематических и динамических задач геофизики, геологии и самой геодезии, требуются новые теоретические разработки. Примерами таких кинематических и динамических задач геодезии являются: редуцирование по данным о СД измерений разных лет к одной эпохе, введение поправок или оценка ошибок, обусловленных приливными деформациями земной коры, изменениями атмосферного давления и т.д. Решение подобного рода задач геодезии позволит, в свою очередь, при изучении закономерностей СД оперировать более точными данными о положениях точек земной поверхности в пространстве и во времени. Именно использование времени как самостоятельной координаты, наряду с координатами пространственными, определяет особенности развития кинематической и динамической геодезии.

#### Постановка задачи

При изучении СД по результатам инструментальных геодезических измерений возникает необходимость анализа качества сис-

тем наблюдений; при этом одними из основных критериев качества являются точности таких определений.

В практике изучения СД по существу отсутствует даже сама постановка задачи исследования точности динамических систем наблюдений с позиций современного к ним подхода. Под таким подходом мы понимаем в данном случае прежде всего необходимость включения объекта изучения в систему наблюдений и учет не только динамических, но и стохастических его свойств /12/. Вследствие этого нет и нужных решений целого ряда задач, возникающих при проектировании наблюдений, их выполнении, описании и анализе СД. Существенно отметить, что как в геодезии, так и в геофизике до последнего времени отсутствовали модели, которые отражали бы временные и пространственные флуктуации СД и которые можно было бы использовать при исследовании точности динамических систем наблюдений.

Ниже излагаются систематизированные и несколько дополненные ранее выполненные нами разработки по моделированию, исследованию точности и оптимальному построению динамических систем геодезических наблюдений СД /3-9/.

Исходная или физическая структурная схема системы представляется в виде двух основных звеньев: 1) движущейся земной коры (ДЗК), являющейся объектом наблюдения, и 2) собственно системы геодезических наблюдений (СГН); в последнюю входят геодезическая сеть (ГС), измерительные приборы (ИП) и вычислительно-информационный комплекс (ВИК) (рис. 1).

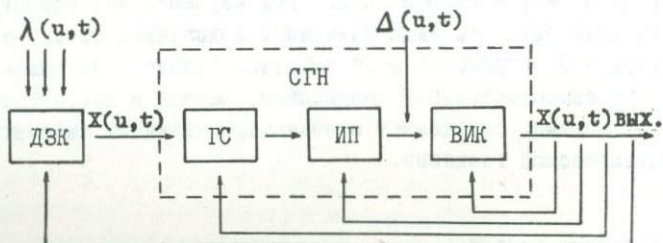


Рис. 1

Обозначим через  $u$  — точки поверхности с некоторыми координатами  $u_1, u_2, u_3$ ; а через  $t$  — время.

Под исследованием точности динамической системы наблюдений понимается определение математических ожиданий функционалов от выходных координат системы  $X(u, t)_{\text{вых}}$ : математических ожиданий плановых и высотных координат пунктов геодезической сети; таких зависимостей от них как смещений и скоростей движений, дисперсий перечисленных величин; интегральных законов некоторых функций от выходных координат системы и т.д.

Используя обратные связи системы (рис. I), можно оптимальным образом управлять ходом эксперимента, т.е. оптимально решать задачи, возникающие в процессе проектирования и выполнения измерений, их обработки и анализа. В принципе возможна обратная связь и с объектом наблюдения (ДЗК), например, искусственно вызывая серию слабых землетрясений с целью разрядки напряженности в земной коре и предотвращения таким путем катастрофического землетрясения. При моделировании СД нами использован стохастический подход, учитывающий вероятностный характер возмущающих воздействий  $\lambda(u, t)$  и выходных координат  $X(u, t)_{\text{вых}}$ . Очевидно, что представление системы с входными и выходными величинами и обратными связями в определенной степени предопределяет и кибернетический подход к исследованиям.

В качестве основных вопросов задачи моделирования, исследования точности и оптимального построения динамических систем наблюдений решались следующие: 1) построение математических моделей, отражающие временные и пространственные флуктуации (неоднородности) наблюдаемых движений; 2) исследование на основе этих моделей и погрешностей измерений  $\Delta(u, t)$  (рис. I), точности систем наблюдений (с выделением составляющих ошибок систем, обусловленных флуктуациями движений и погрешностями собственно геодезических методов); 3) оптимальное построение систем наблюдений (установление оптимальных интервалов дискретности наблюдений, выполнение оптимальной экстраполяции и интерполяции параметров движений, задание необходимой точности измерений, оптимальный выбор стабильных и мобильных пунктов и т.д.

В основу решения задачи положены не только традиционные методы теории ошибок и способа наименьших квадратов, но и математический аппарат теории случайных функций и случайных полей,

принципы системного подхода, выводы по аналогии, кибернетическое моделирование, оптимальная фильтрация, теория исследования точности систем управления и систем наблюдений.

Говоря о системном подходе и кибернетическом моделировании, мы имеем в виду, прежде всего, стремление изучать систему в целом, зависимость членения системы на подсистемы и зависимость решений от поставленной цели, использование макроподхода или функционального подхода /I/. Системный подход в нашей работе обуславливает рассмотрение не статических высокоточных геодезических систем отдельных эпох, а рассмотрение в целом высокоточных динамических систем наблюдений. Целью построения первых является определение с возможно высокой точностью координат пунктов, а вторых — получение (восстановление) с возможно высокой точностью разностей координат (смещений) пунктов; такое различие целей ведет к принципиально разным оптимальным решениям по построению систем наблюдений. Системный подход обуславливает и включение в систему наблюдений объекта наблюдений с присущими ему не только динамическими, но и стохастическими свойствами.

Из весьма большого арсенала методов, который можно использовать при исследовании динамических систем, выбраны наиболее разработанные методы описания случайных процессов и полей при помощи корреляционных и структурных функций и ряд методов оптимальных восстанавливающих операций. Различные приложения известных методов потребовали дополнительных разработок и приспособлений, связанных со специфическими особенностями объекта изучения, способа получения информации о нем и т.д. В работе рассматривались только линейные системы. Это ограничение вызвано как характером основной цели построения моделей (выполнение на их основе исследования точности), так и возможностями ведения решений задач до числовых значений.

Остановимся несколько подробнее на выполненных разработках.

В работах /3,6/ выполнено описание пространства состояний или построение модели нулевого уровня системы наблюдений СД в виде прямого произведения целого ряда множеств: моментов времени; точек земной поверхности; точек выбранного метрического пространства; элементов, характеризующих Землю как физическое и геологическое тело; параметров движений; факторов их вызывающих; характеристик стохастичности этих множеств. Описание прост-

ранства состояний служит исходным для последующего моделирования СД на более высоких уровнях и используется для формализации на языке теории множеств и математической логики таких понятий как геометрия поверхности относимости, как статическая, кинематическая и динамическая геодезия.

Элементы всех множеств, которыми задается состояние системы наблюдений СД, являются случайными величинами (вследствие их природы и ошибок измерений). Поскольку случайные величины описываются законами распределения вероятностей, можно говорить, в частности, о статистической теории систем наблюдений СД и о статистической геодезии вообще. Такой подход к понятию состояния системы ведет к изучению статистических законов, учитывающих флуктуации, в отличие от законов динамики. Заметим в соответствии с работой /2/, что статистические теории содержат в себе в качестве приближения динамические теории и что статистические законы в сравнении с динамическими законами являются более совершенным отображением объективных связей в природе, представляя следующий более высокий этап познания.

В работе /4/ проведена аналогия между идеальными реологическими средами, описываемыми дифференциальными и интегральными звеньями с одной стороны и типовыми звеньями автоматических устройств с другой. В результате предложено использовать динамические характеристики типовых звеньев в виде передаточных и импульсных переходных функций /I2/ для моделирования и исследования точности систем наблюдений СД.

Геодезические методы не позволяют непосредственно наблюдать все параметры движений. Нельзя, например, непосредственно измерять скорости — их необходимо оптимальным образом вычислять (восстанавливать) по результатам измерений. Используемые в настоящее время операции восстановления скоростей и других параметров СД, во-первых, лишь в силу большой идеализации характера движений и характера ошибок являются довольно простыми, во-вторых, при всей своей простоте они, очевидно, нуждаются в обосновании с позиций теории оптимизации. Существует принципиальная возможность и целесообразность использования при решении задач наблюдений СД двух методов оптимальных восстанавливающих операций. Первый основан на положениях линейных операций в пространстве непрерывных функций и правиле минимакса теории игр, второй

на понятии импульсной переходной функции и решении интегральных уравнений Фредгольма первого рода типа Винера-Хопфа /5/.

### Временные и пространственные флуктуации наблюдаемых движений земной поверхности

При наблюдении СД возникает сложная задача оценки коротко-периодических колебаний земной поверхности, вызываемых такими возмущающими воздействиями как вариации климата, гидрологических условий, напряжений в осадочном покрове и других геофизических элементов и процессов.

В соответствии с функциональным подходом кибернетики к исследованиям сложных явлений без полного раскрытия его "внутренней природы" указанные возмущающие воздействия будем считать входными сигналами  $\lambda(t)$ , а вызываемые ими реакции движущейся земной коры - выходными сигналами системы наблюдений. По заданным вероятностным свойствам входного сигнала и функционированию (процессу или динамическим свойствам объекта наблюдений) можно определить вероятностные свойства выходного сигнала.

Вертикальные движения с постоянной скоростью, возмущаемые воздействиями  $\lambda(t)$ , могут быть описаны уравнением

$$x_1(t) = x_1^0 + V_0 t + \int_{t_0}^t \lambda(\tau) d\tau, \quad (1)$$

где  $x_1^0$  и  $V_0 = x_2^0$  - значения, соответственно, координаты  $x_1$  (отметки или превышения) и скорости  $x_2 = V$  на некоторый начальный момент времени  $t_0$ .

Ошибку в координате  $x_1(t)$  представим в виде

$$S(t) = C_0 + C_1 t + \int_{t_0}^t \lambda(\tau) d\tau, \quad (2)$$

где  $C_0$  - ошибка определения начального положения наблюдаемого пункта, а  $C_1$  - ошибка определения скорости  $V_0$ .

Возмущения  $\lambda(t)$  могут быть отнесены с некоторым приближением к стационарным случайным процессам с экспоненциальной корреляционной функцией.

$$K_\lambda(\tau) = C^2 e^{-\beta|\tau|}. \quad (3)$$

Тогда третий член в уравнении (2) есть нестационарная случайная функция  $\varepsilon(t)$  со стационарными приращениями; ее корреляционная функция в соответствии с правилами линейного преоб-

разования случайных процессов выражается формулой

$$K_2(\tau_1, \tau_2) = \frac{2C^2}{\beta} \min(\tau_1, \tau_2) + \frac{C^2}{\beta^2} (e^{-\beta\tau_1} + e^{-\beta\tau_2} - e^{-\beta|\tau_2 - \tau_1|} - 1). \quad (4)$$

Уравнения для дисперсий ошибок в координате и скорости имеют соответственно вид

$$D_S(t) = \sigma_S^2(t) = C_0^2 + C_1^2 t^2 + \frac{2C^2}{\beta} \left[ t + \frac{1}{\beta} (e^{-\beta t} - 1) \right], \quad (5)$$

$$D_V(t) = \sigma_V^2(t) = K_{SS}(t, t) = C_1^2 + C^2, \quad (6)$$

где  $C_0^2$  и  $C_1^2$  — математические ожидания соответственно величин  $C_0$  и  $C_1$ .

Параметры стохастичности в первом приближении устанавливались нами следующим образом. Существенные флуктуации атмосферного давления имеют частоту от 4 до 25 лет, что для нашей модели соответствует значениям  $\beta$  от 0.25 до 0.04 1/год. Эти флуктуации вызывают колебания превышений между точками, находящимися на расстоянии 300–500 км, до 2–3 см /I4/. Следовательно, изменения значений скоростей движений при наблюдениях с интервалами 4–25 лет могут достигать 1.0–1.5 мм/год.

Такого же порядка по результатам многократных нивелированных многими исследователями приводятся значения периодов и амплитуд колебаний скоростей. Однако заметим следующее. Во-первых, не все авторы уделяют при этом должное внимание учету влияния ошибки собственно геодезического метода /II/, во-вторых, при существующих способах оценки этой ошибки в нее может входить составляющая, обусловленная некоторыми короткопериодическими колебаниями земной поверхности, например, в результате приливных деформаций и др.

Зададимся  $C_1 = \pm 0,5$  мм/год и, на основании приведенных выше рассуждений, примем  $\sigma_V = \pm 1,5$  мм/год. Тогда, в соответствии с уравнением (6), получим  $C^2 = \pm 2$  (мм/год)<sup>2</sup>.

Построенная модель позволяет определять оптимальные (по критерию минимума дисперсии ошибок) операции восстановления текущих координат наблюдаемых точек земной поверхности  $x_1(t)$  и скоростей движений  $x_2(t)$ , причем с оценкой их точности.

Пусть выполняются дискретные измерения координаты  $x_1(t)$  в

моменты времени  $T_I$  и  $T_{II}$ . При линейном экстраполировании  $x(t)$  на некоторый момент времени  $T_{III}$  (что близко во многих случаях к оптимальной операции) дисперсию ошибки в координате можно выразить как сумму двух составляющих:

$$\sigma_S^2(t) = \sigma_m^2(t) + \sigma_\lambda^2(t). \quad (7)$$

При  $T_{III} - T_{II} < 1/\beta$ , статистической независимости и равенства средних квадратических ошибок наблюдений двух эпох для каждой составляющей имеем [13]

$$m_x^2 \frac{2(T_{III} - T_I)^2}{(T_{III} - T_I)^2} \left[ 1 - \frac{T_{II} - T_I}{T_{III} - T_I} + \frac{(T_{II} - T_I)^2}{2(T_{III} - T_I)^2} \right] = \sigma_m^2(t), \quad (8)$$

$$\sigma_\lambda^2(t) = \frac{2}{3} C^2 \beta (T_{III} - T_I)(T_{III} - T_{II})^2. \quad (9)$$

Составляющая  $\sigma_m^2(t)$  обусловлена ошибкой собственно геодезического метода  $m_x$  (зависящей, в свою очередь, от погрешности измерений  $\Delta$  и конструкции геодезической сети), составляющая  $\sigma_\lambda^2(t)$  — обусловлена возмущающими воздействиями  $\lambda(t)$ .

Имея на изучаемый регион результаты двух и более повторных нивелировок и составив по ним систему уравнений (7)–(9), можно вычислить значения ошибки собственно геодезического метода  $m_x$  и параметров стохастичности  $C$  и  $\beta$  или общий параметр  $C^2\beta$ . В данном случае будет решаться обратная задача — по выходным сигналам и функционированию системы определяются входные сигналы. Решение такой задачи является хорошей проверкой соответствия построенной модели реальным процессам.

При таком решении значения  $\sigma_S^2(t)$  находятся по формуле

$$\sigma_S^2 = \delta^2 - (m_x)_{III}^2, \quad (10)$$

где  $\delta$  — оглаженные (в соответствии с видом кривой, задаваемой уравнениями (7)–(9) расхождения между значениями отметки одного и того же пункта, полученными в результате линейного экстраполирования по двум нивелированиям и в результате непосредственно третьего нивелирования;  $(m_x)_{III}$  — ошибка определения отметки при третьем нивелировании.

Для определения обоих параметров  $C$  и  $\beta$  правая часть уравнения (9) раскладывается в ряд Тейлора. Приближенное значение задается исходя из имеющихся данных о флуктуациях возмущающих

воздействий, а также из размеров временных интервалов между наблюдениями, при которых обнаруживаются существенные изменения превышений; после этого приближенное значение  $C$  находится по одному из уравнений вида (9).

Применяя изложенную методику, мы получили для небольших регионов, занимаемых геодинамическими полигонами, на которых нивелирования выполняются с периодами от нескольких месяцев до 1-2 лет, параметр  $\beta$  в диапазоне 8,0-0,5 I/год и параметр  $C$  в диапазоне  $\pm 0,2-1,0$  мм/год.

Используя данные об изменениях превышений на Гармском геодинамическом полигоне /IO/ для составления системы уравнений (7), был вычислен не только общий параметр стохастичности  $C^2\beta = 7$  мм<sup>2</sup>/год<sup>3</sup>, но и случайная ошибка на 1 км хода  $\Delta = \pm 0,5$  мм. Близость этого значения  $\Delta$ , полученного нами принципиально новым методом, с результатом оценки точности традиционным методом по наблюдениям одной эпохи свидетельствует о хорошем соответствии построенной модели с реальными процессами СД.

Если по результатам трех нивелирований с известными ошибками  $m_x$  получается неравенство  $\sigma_s(t) < \sigma_m(t)$ , то можно сделать вывод, что ошибки  $m_x$  и  $(m_x)_{\text{н}}$  заданы неправильно, т.е. действительная точность измерений была выше. По нашему мнению именно так следует подойти к подобным данным многократных нивелирований, анализируемых в работе /II/.

Расчеты показывают /5/, что без учета стохастической составляющей в процессах вертикальных СД точность экстраполируемых параметров движений может быть существенно завышена. Это обстоятельство затрудняет интерпретацию расхождений в скоростях, определенных на разные моменты времени.

Предложенный способ оценки точности экстраполяции параметров движений может быть использован для решения следующих задач: 1) для установления оптимальных интервалов между эпохами наблюдений в соответствии с точностью измерений и стохастичностью СД; 2) для определения весов превышений между пунктами нивелирования и скоростей движений при редуцировании на одну эпоху; 3) для определения параметров стохастичности и ошибок измерений по данным результатов многократных нивелирований.

Подобным же образом может быть построена модель вертикальных СД с ускорением. Однако отсутствие достаточного объема ин-

формации о характере внешних возмущений и о вариациях ускорений движений затрудняет решение этой задачи.

В работе /6,7/ приведены результаты исследования пространственных флуктуаций вертикальных скоростей СД  $x_2(u)$  с помощью структурных и корреляционных функций, законов распределения длин полуволн скоростей и зависимости амплитуд полуволн от их длин, а также показано использование этих статистических характеристик для оптимального решения ряда задач, возникающих при проектировании наблюдений, математическом описании и анализе СД.

Мы заключаем, что подобные характеристики хорошо отражают закономерности распределения неоднородностей СД различных этапов или типов движений и регионов и что это открывает перспективы их использования при изучении строения земной коры, например, в плане выявления скрытых глубинных разломов с целью поиска полезных ископаемых.

Изложенный принцип исследования точности и оптимальных решений можно применить и при изучении горизонтальных движений после того, как будет накоплен достаточный объем соответствующей информации.

Определение разности положений точек  
земной поверхности и исследование  
статистической зависимости ошибок  
наблюдений двух эпох

В работах /8,6/ была предложена методика оценки точности и оптимального определения разности  $F_{ij}$  идентичных элементов геодезических сетей  $F_i$  и  $F_j$ , наблюдаемых в две эпохи  $i$  и  $j$  :

$$F_{ij} = F_j - F_i. \quad (II)$$

Ошибки определения параметров горизонтальных движений (векторов смещений, разностей расстояний и направлений) определяются непосредственно и через эллипсы погрешностей смещений пунктов.

При наблюдении в  $i$  и  $j$  эпохи построения одной и той же конструкции определение и оценка точности величин  $F_{ij}$  могут быть

выполнены способом раздельного и способом совместного уравнивания наблюдений  $i$  и  $j$  эпох.

В первом способе ошибка параметра движения  $F_{ij}$  находится по формуле

$$m_{ij}^2 = m_i^2 + m_j^2 = (\mu_i^2 + \mu_j^2) Q_{ij}, \quad (12)$$

где  $\mu_i$  и  $\mu_j$  - ошибки единицы веса, определяемые из выражений

$$\mu_i = \pm \sqrt{\frac{[P_i V_i V_i]}{\nu}}, \quad \mu_j = \pm \sqrt{\frac{[P_j V_j V_j]}{\nu}}; \quad (13)$$

весовой коэффициент  $Q_{ij}$  находится в соответствии с алгоритмом способа наименьших квадратов  $Q = [ff \cdot \nu]$ , где  $f$  - частные производные оцениваемой функции по измеренным или неизвестным величинам;  $\nu$  - число избыточных связей.

Во втором способе уравнения поправок необходимых неизвестных и условные уравнения имеют соответственно вид

$$\left. \begin{aligned} A \delta x_{ij} + l_{ij} &= V_{ij}, \\ B V_{ij} + w_{ij} &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

где  $\delta x_{ij} = \delta x_j - \delta x_i$ ,  $l_{ij} = l_j - l_i$ ,  $w_{ij} = w_j - w_i$ .

Решение этих уравнений ведется под условием

$$[P_{ij} V_{ij} V_{ij}] = m \cdot n$$

Ошибка параметра движения  $F_{ij}$  определяется по формулам

$$m_{ij}^2 = \pm \mu_{ij}^2 Q_{ij}, \quad (15)$$

$$\mu_{ij} = \pm \sqrt{\frac{[P_{ij} V_{ij} V_{ij}]}{\nu}}. \quad (16)$$

В разностях идентичных элементов ошибки наблюдений, имеющие одинаковые знаки в  $i$  и  $j$  эпохи исключаются или в определенной степени уменьшаются, а имеющие разные знаки - суммируются. Это обстоятельство учитывается при оценке точности определения параметров движений по формулам (15), (16) и не учитывается при оценке по формулам (12), (13). Поэтому при использовании по какому-либо причинам способа раздельного уравнивания наблюдений двух эпох следует вычислить величину  $\mu_{ij}$  по формуле

$$\mu_{ij} = \pm \sqrt{\frac{[P_{ij} (V_j - V_i)(V_j - V_i)]}{\nu}} \quad (17)$$

и затем определить ошибку  $m_{ij}$  по формуле (15). Такой путь можно использовать, в частности, при незначительном расхождении конструкций построений  $i$  и  $j$  эпох, вычисляя  $m_{ij}$  по поправкам лишь в идентичные измеренные величины.

Выполняя предварительную оценку точности разностей идентичных в две эпохи углов, линий и превышений по результатам полевых наблюдений, эти разности следует принять за непосредственно измеренные величины и оценку точности выполнять по ряду двойных или многократных разностей и по разностям невязок.

Ошибка единицы веса  $m_{ij}$ , определяемая по формулам (16) или (17), зависит как от точности измерений двух эпох, так и от выбора пунктов, принимаемых за стабильные. На этом основании мы предлагаем не только выполнять оценку точности параметров движений используя  $m_{ij}$ , но и устанавливать оптимальный вариант разделения пунктов геодезического построения на стабильные и мобильные по критерию минимальной величины  $m_{ij}$ .

Такое решение будет являться оптимальным по критерию точности и позволяет снижать стоимость систем наблюдений, т.к. между стабильными пунктами при определении параметров движений нет необходимости выполнять высокоточные измерения.

В соответствии с теорией вероятностей

$$m_{ij}^2 = m_i^2 + m_j^2 - 2K_{ij} m_i m_j, \quad (18)$$

где  $K_{ij}$  — коэффициент корреляции между ошибками наблюдений двух эпох.

Очевидно, что при наблюдении СД необходимо стремиться к увеличению положительного значения  $K_{ij}$ , т.е. стремиться к сохранению в разных эпохах наблюдений одинаковых условий.

Используя данные многократных наблюдений геодезических построений одной и той же конструкции, нами определялись ошибки  $m_i$ ,  $m_j$  и  $m_{ij}$ , а затем из выражения (18) находился коэффициент корреляции.

Для четырех локальных сетей триангуляции с точностью наблюдения углов  $\pm 1''0$  —  $\pm 1''5$  и длинами сторон 10–15 км значимый (с вероятностью не менее 0,68) коэффициент корреляции  $K_{ij}$  оказался порядка +0,5 — +0,8 и для сети со сторонами 0,5–1,0 км и точностью углов  $\pm 1''0$  его значения легли в интервале от -0,5 до +0,5. Таким образом, во втором случае обнаружена не только прямая, но и обратная статистическая зависимость ошибок угловых наблюдений двух эпох.

Для трех линий высокоточного геометрического нивелирования протяженностью в несколько десятков километров значимые размеры легли в интервале  $(-0,2, +0,2)$ , для шести линий порядка 10 км интервал оказался равен  $(-0,5, +0,5)$  и восьмидесяти коротких линий длиной от нескольких метров (одна станция) до 2-3 км значения легли в интервале  $(-0,9, +0,9)$  /9/. Такая закономерность объясняется, очевидно, тем, что на линиях длиной десять и более километров происходит компенсация больших значений  $K_{ij}$ , имеющих разные знаки на отдельных частях этих линий.

Аналогичная картина наблюдалась и при двукратных измерениях в полигонометрических ходах — большие значения  $K_{ij}$  для коротких ходов и малые для длинных.

Учитывая ограниченное число рассмотренных геодезических сетей, приведенные результаты являются предварительными, но уже они позволяют сделать следующий вывод. В разных частях геодезических сетей и в разное время выполнения наблюдений ошибки измерений, обусловленные влиянием внешних условий, могут быть разными по абсолютной величине и по знаку. Следовательно, в этом случае для одной эпохи наблюдений свободные члены условий плановых и высотных координат, дирекционных углов и базисов еще не характеризуют полностью точность промежуточных элементов сети (координат, направлений и т.д.), а разности указанных свободных членов двух эпох наблюдений не дают при их использовании исчерпывающей оценки точности определения параметров СД (смещения пунктов и т.д.). Очевидно, что при вычислении параметров СДЗК и проведении анализа качества систем наблюдений необходимо знать характер статистической зависимости между ошибками наблюдений одной и двух эпох как для геодезической сети в целом, так и для составляющих ее частей.

### Заключение

I. В работе предложены методы более реальной оценки точности определения параметров СД. Оценка выполняется с учетом ряда ранее не рассматриваемых факторов (стохастичности движений, статистической зависимости наблюдений и др.), влияние которых может превосходить ошибки измерений. Так как во многих случаях

наблюдаемые смещения лишь незначительно превышают ошибки измерений, правильная оценка точности смещений имеет важное значение для исследования СД.

2. Даны оптимальные решения по проектированию, производству и обработке наблюдений за СД. Эти решения повышают качество систем наблюдений, позволяют более эффективно использовать средства и снижать стоимость систем наблюдений.

3. Математическое описание неоднородностей или вариаций СД, выполненное для исследования точности систем наблюдений, представляет и самостоятельный интерес для познания статистических закономерностей этих неоднородностей. Так полученные эмпирические структурные функции скоростей отразили характер неоднородностей СД разных регионов, по разным направлениям и различных этапов или типов движений (до землетрясения, в период его и после).

4. Постановка задач исследования точности и оптимального построения динамических систем наблюдений и их решения, приведенные в настоящей работе, могут быть использованы на различных этапах изучения современных движений земной коры; для выявления скрытых глубинных разломов с целью поиска полезных ископаемых; при наблюдениях за смещениями и деформациями земной поверхности (оползнями), горных пород в результате подземных выработок и инженерных сооружений; при решении вопросов динамической геодезии: оценке точности государственных геодезических сетей с учетом СД, флуктуаций визирных лучей во времени и других факторов, являющихся случайными функциями времени.

#### Литература

1. Ляпунов А.А. В чем состоит системный подход к изучению реальных объектов сложной природы? В сб. "Системные исследования", "Наука", М., 1972.

2. Мякишев Г.Я. Динамические и статистические закономерности в физике. "Наука", М., 1968.

3. Панкрушин В.К. О математическом описании современных движений земной коры и формализации некоторых понятий геодезии. В сб. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах", Алма-Ата, 1973.

4. Панкрушин В.К. Кибернетический подход к исследованиям современных движений земной коры. В сб. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах". "Фан", Ташкент, 1972.
5. Панкрушин В.К. К теории динамической геодезии. Тр. НИИГАиК, том XXIV, Новосибирск, 1971.
6. Панкрушин В.К. Основные вопросы и некоторые результаты исследований динамических систем наблюдений современных движений земной коры. Тр. НИИГАиК, том XXVII, Новосибирск, 1972.
7. Панкрушин В.К. Моделирование и исследование точности систем геодезических наблюдений современных движений земной коры. В сб. "Современные движения земной коры", № 5, Тарту, 1973.
8. Панкрушин В.К. Геодезические методы определения и оценка точности некоторых параметров горизонтальных движений земной коры. Тр. НИИГАиК, том XXVII, Новосибирск, 1972.
9. Панкрушин В.К., Челпанов С.С., Кириенко А.П., Карташов М.П. Результаты исследования точности определения вертикальных смещений земной коры на Ашхабадском геодинамическом полигоне. В сб. "Материалы XXIV научно-технической конференции НИИГАиК и НОВАГО", Новосибирск, 1974.
10. Певнев А.К., Гусева Т.В., Никифорова О.Д. О нестационарном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне. В сб. "Современные движения земной коры", № 5, Тарту, 1973.
11. Сомов В.И. О возможности выявления колебаний современных вертикальных движений земной коры с периодом до 25-30 лет. "Геодезия, картография и аэрофотосъемка", вып. 17, Львов, 1973.
12. Теория автоматического регулирования под ред. Солодовникова В.В., кн. I и 2, "Машиностроение", М., 1967.
13. Челпанов И.Б. Оптимальная обработка сигналов в навигационных системах. "Наука", М., 1967.
14. Simon Dietrich. Luftdruckbedingte Schollenkippen in Mitteleuropa und ihre Bedeutung für die Erforschung der rezenten krustenbewegungen. "Geologie", 1971, 20, № 8.

## КУСОЧНО-ЛИНЕЙНОЕ АППРОКСИМИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поскольку современные движения земной коры распространены повсеместно можно полагать, что для всей земной коры, в том числе и для ее приповерхностной части существует поле деформаций, меняющееся во времени. Стало быть, каждой точке коры можно поставить в соответствие относящийся к данному моменту времени тензор деформации и попытаться определить его по данным о современных движениях. В настоящее время стало совершенно очевидным, что существующее разделение смещений земной коры на вертикальные и горизонтальные явно условно /5/, ибо в действительности наблюдаемые смещения представляют лишь отдельные компоненты сложных пространственных движений, приводящих к деформированию коры, и их полный вектор в общем случае имеет не только вертикальную, но и горизонтальные компоненты.

Пространственный вектор движений может быть определен из совместных триангуляционных и нивелировочных наблюдений, либо из линейных измерений и измерений вертикальных углов. Естественно, что при этом необходимо обеспечение повышенной точности таких измерений.

Не вдаваясь в производство подобных работ и полагая, что их комплекс надлежаще выполнен, рассмотрим методические основы определения компонент деформации приповерхностной части земной коры в трехмерном  $\mathcal{L}_3$  и двумерном  $\mathcal{L}_2$  пространствах.

### I. Определение компонент деформации в пространстве $\mathcal{L}_3$

Обозначим через  $x, y, z$  - координаты пунктов геодезической сети в произвольной ортогональной системе координат, а через  $u, v, w$  - смещения пунктов по соответствующим осям координат. Поскольку по имеющимся в настоящее время данным деформацию земной коры за небольшие промежутки времени можно считать малой, то полагая, что она носит локально - однородный характер, т.е. смещения являются линейными функциями координат,

$$u = u(x, y, z); \quad v = v(x, y, z); \quad w = w(x, y, z), \quad (1)$$

будем иметь

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + e_{13}z_i + a \quad (2)$$

$$v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + e_{23}z_i + b$$

$$w = e_{31}x_i + e_{32}y_i + e_{33}z + c$$

Уравнения (2) представляют собой линейную зависимость между компонентами двух векторов — радиуса-вектора  $\bar{R}_i(x, y, z)$  и соответствующего вектора смещения  $\bar{z}_i(u, v, w)$ . В этом случае совокупность величин  $e_{ij}$  представляет собой тензор второго ранга в пространстве  $\mathcal{L}_3/I$ .

Очевидно, что для определения коэффициентов  $e_{ij}$  необходимо иметь минимум двенадцать уравнений вида (2). Поскольку для одного пункта можно составить только три уравнения, то для определения всех коэффициентов необходимо иметь геодезическую сеть, состоящую минимум из четырех пунктов, не считая пункта, принятого за начало координат.

Таким образом, из решения системы уравнений (2), составленной для соседних пунктов сети, определится система девяти коэффициентов  $e_{ij}$  ( $i, j = 1, 2, 3$ ), которую для удобства представим в виде матрицы

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix} \quad (3)$$

Из формул (2) видно, что частные производные смещений по координатам дают коэффициенты  $e_{ij}$  при соответствующих координатах

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} = e_{11}; \quad \frac{\partial u^*}{\partial y} = e_{12}; \quad \frac{\partial v^*}{\partial x} = e_{21}; \quad \frac{\partial v^*}{\partial y} = e_{22} \quad \text{и т. д.} \quad (4)$$

Матрица  $\|T_{ij}\|$  является тензором частных производных смещений по осям координат, однако необходимо отметить, что смещения  $u^*$ ,  $v^*$  и  $w^*$  носят условный характер, так как они сами определяются через компоненты  $e_{ij}$ . Полученный таким образом тензор

для определенности будем относить к центру тяжести пространственных геометрических фигур, вершинами которых являются пункты, включенные в обработку.

Известно, что любое движение деформируемой среды в любой момент времени можно описать наложением параллельного переноса, определяемого вектором  $\bar{v} \cdot \Delta t$  ( $\bar{v}$  - вектор скорости), вращательного движения и чистой деформации. Тензор  $\|T_{ij}\|$  описывает одновременно вращение и чистую деформацию, стало быть, он не является симметричным. Поэтому прежде всего необходимо выполнить операции симметрирования и альтернирования, т.е. получить его симметричную и кососимметричную части. В общем случае операция симметрирования выполняется с помощью перестановки пары индексов и последующего сложения полученного тензора с исходным тензором. В результате получается симметричный относительно принятой пары индексов тензор. Операция альтернирования заключается в перестановке пары индексов и последующего вычитания полученного тензора из исходного, при этом получается антисимметричный тензор относительно принятой пары индексов /2/. Выделим из  $\|T_{ij}\|$  симметричную и кососимметричную его части. Как известно

$$\|T_{ij}\| = \|a_{ij} + \omega_{ij}\|, \quad (5)$$

где 
$$a_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} + e_{ji}) \quad \text{и} \quad \omega_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} - e_{ji}) \quad (6)$$

представляют собой компоненты, соответственно, симметричного и кососимметричного тензоров. Выполнив операцию (6) с компонентами матрицы (3), получим.

$$a_{ij} = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix} \quad (7)$$

и

$$\omega_{ij} = \begin{vmatrix} 0 & \frac{e_{12} - e_{21}}{2} & \frac{e_{13} - e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} - e_{12}}{2} & 0 & \frac{e_{23} - e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} - e_{13}}{2} & \frac{e_{32} - e_{23}}{2} & 0 \end{vmatrix} \quad (8)$$

Изменение метрических свойств (длин и углов), т.е. чистая деформация области, включающей в себя принятые в обработку пункты наблюдений, по смещениям которых рассчитываются компоненты тензора  $|T_{ij}|$ , определяется только симметричным тензором  $|\alpha_{ij}|$ . Кососимметричный же тензор  $|\omega_{ij}|$  не влияет на изменение метрических свойств области, а определяет ее вращение, как абсолютно твердого тела [6]. Заметим, что удвоенные компоненты кососимметричного тензора с точностью до множителя  $\epsilon_{kij}$  ( $\epsilon_{kij}$  — кососимметричные символы Кронекера, принимающие значения +1 или -1) совпадают с компонентами вектора  $rot \bar{r}^*$  по осям координат

$$rot_x \bar{r}^* = \frac{\partial w^*}{\partial y} - \frac{\partial v^*}{\partial z} = e_{32} - e_{23}$$

$$rot_y \bar{r}^* = \frac{\partial u^*}{\partial z} - \frac{\partial w^*}{\partial x} = e_{13} - e_{31}$$

$$rot_z \bar{r}^* = \frac{\partial v^*}{\partial x} - \frac{\partial u^*}{\partial y} = e_{21} - e_{12}$$

Компоненты  $u^*$ ,  $v^*$ ,  $w^*$  вектора  $\bar{r}^*$  таковы, что

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} = e_{11}; \quad \frac{\partial v^*}{\partial y} = e_{22}; \quad \frac{\partial w^*}{\partial z} = e_{33}$$

Определим главные или собственные значения симметричного тензора  $|\alpha_{ij}|$ , они и будут главными значениями деформации. Для этого надо решить характеристическое уравнение

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} - \lambda & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (9)$$

третьей степени относительно  $\lambda$ .

Поскольку тензор  $|\alpha_{ij}|$  симметричен и отнесен к ортогональной системе координат, то корни уравнения (9) будут вещественными числами.

Разворачивая определитель (9), найдем

$$\lambda^3 - J_1 \lambda^2 + J_2 \lambda - J_3 = 0, \quad \text{где} \quad J_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33}; \quad (10)$$

$$J_2 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & e_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}$$

$$J_3 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}.$$

Левая часть кубического уравнения не зависит от выбора системы координат, как не зависят и корни этого уравнения скаляры  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$ . Согласно теореме Виетта коэффициенты уравнения (10) равны

$$J_1 = (\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3); \quad J_2 = (\lambda_1 \lambda_2 + \lambda_1 \lambda_3 + \lambda_2 \lambda_3); \quad J_3 = (\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3).$$

и также не зависят от координатной системы, т.е. являются инвариантами тензора деформации  $|\alpha_{ij}|$ .

Итак, из решения уравнения (10) определяются главные значения деформации  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$ . При этом могут представиться три случая.

I.  $\lambda_1 \neq \lambda_2 \neq \lambda_3$ . Такому соотношению корней уравнения будет соответствовать единственная система главных значений деформации, состоящая из трех взаимно ортогональных направлений.

II.  $\lambda_1 \neq \lambda_2$ , но  $\lambda_2 = \lambda_3$ . В таком случае два главных направления определяются любыми двумя взаимно ортогональными направлениями, перпендикулярными первому.

III.  $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$ . В этом случае любое направление тензора  $|\alpha_{ij}|$  будет главным направлением деформации, т.е. тензор будет шаровой.

Если обозначить через  $\bar{A}$ ,  $\bar{B}$ ,  $\bar{C}$ , векторы, определяющие главные направления тензора  $|\alpha_{ij}|$ , то компоненты каждого из векторов будут удовлетворять системе трех однородных уравнений при различных значениях  $\lambda$ , в частности, для вектора  $\bar{A}$  по матрице (7) получим,

$$\begin{aligned} (e_{11} - \lambda_1) A_x + \frac{1}{2}(e_{12} + e_{21}) A_y + \frac{1}{2}(e_{13} + e_{31}) A_z &= 0; \\ \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) A_x + (e_{22} - \lambda_1) A_y + \frac{1}{2}(e_{23} + e_{32}) A_z &= 0; \end{aligned} \quad (II)$$

$$\frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) A_x + \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) A_y + (e_{33} - \lambda_1) A_z = 0 .$$

Решая системы уравнений (II) при различных  $\lambda$  определяем компоненты векторов  $\vec{A}$ ,  $\vec{B}$ ,  $\vec{C}$  и их направления, т.е. направления главных осей деформации. К примеру, в соответствии с /2/, направление первой главной оси однозначно определится из следующих равенств:

$$\frac{A_x}{\begin{vmatrix} (e_{22} - \lambda_1) & \frac{1}{2}(e_{23} - e_{32}) \\ \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) & (e_{33} - \lambda_1) \end{vmatrix}} = \frac{A_y}{\begin{vmatrix} \frac{1}{2}(e_{23} + e_{32}) & \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) \\ (e_{33} - \lambda_1) & \frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) \end{vmatrix}} = \frac{A_z}{\begin{vmatrix} \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) & (e_{22} - \lambda_1) \\ \frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) & \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) \end{vmatrix}} \quad (I2)$$

Откуда, например, направление проекции вектора  $\vec{A}$  на плоскость  $xy$ , (рис. I), вычислится из соотношения

$$\varphi_{12} = \text{arctg} \frac{\frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{31} + e_{13}) - \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12})(e_{33} - \lambda_1)}{(e_{22} - \lambda_1)(e_{33} - \lambda_1) - \frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{32} + e_{23})} \quad (I3)$$

Поскольку тензор  $\|a_{ij}\|$  симметричный, он содержит только шесть независимых компонент, три из которых  $e_{11}$ ,  $e_{22}$ ,  $e_{33}$  определяют относительное удлинение области вдоль осей  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , и называются линейными компонентами деформации. Остальные три, состоящие из полусумм компонент общей матрицы  $\|T_{ij}\|$ , называются сдвиговыми компонентами этого тензора, /2/.

Определим угловые компоненты деформации, характеризующие искажение прямых углов между направлениями, параллельными соответствующим осям координат,  $e_{xy}$ ,  $e_{yz}$ ,  $e_{zx}$ . Так как в общем случае

$$e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}; \quad e_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \quad (I4)$$

то из матрицы (7) находим

$$e_{xy} = e_{12} + e_{21}; \quad e_{yz} = e_{23} + e_{32}; \quad e_{zx} = e_{13} + e_{31} \quad (I5)$$

Относительное изменение элементов объема в каждой области, для которой из обработки геодезических наблюдений получен тен-

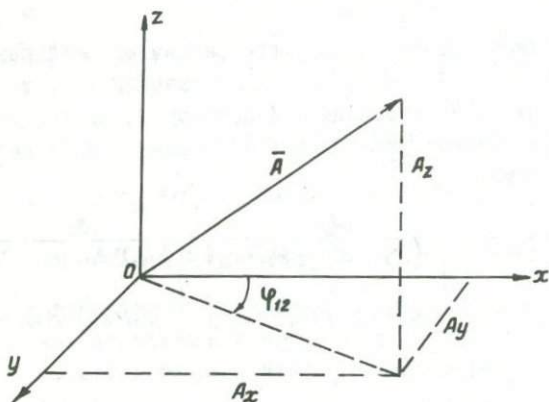


Рис. I Схема определения главных осей деформации.  $\bar{A}$ -вектор, определяющий направление одной из главных осей,  $A_x, A_y, A_z$ -его проекции на оси координат,  $\varphi_{12}$ -угол между проекцией вектора  $A$  и осью  $x$  на плоскости  $xoy$ .

зор  $\|\tau_{ij}\|$ , а следовательно и  $\|\alpha_{ij}\|$ , определяется следующим соотношением:

$$\frac{V - V_0}{V_0} = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \Theta, \quad (I6)$$

где  $V_0$  - объем элемента данной области до деформации,  $V$  - объем того же элемента после деформации. Величина, стоящая в левой части уравнения (I6), выражает собой изменение объема на единицу объема /6/, которую называют объемной дилатацией /3/, или коэффициентом объемного расширения /I/. Ее значение равно следу тензора  $\|\alpha_{ij}\|$ , т.е. тензору нулевой валентности, полученному при свертывании двувалентного тензора деформации /I/,

$$\Theta = \sum e_{ii} = Sp \alpha_{ii} \quad (i = 1, 2, 3). \quad (I7)$$

Скалярное поле, описываемое формулами (I6) или (I7) есть

ни что иное, как дивергенция некоторого векторного поля  $\vec{r}^*$  ( $u^*$ ,  $v^*$ ,  $w^*$ ), частные производные компонентов которого по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , равны коэффициентам  $e_{11}$ ,  $e_{22}$ ,  $e_{33}$ , полученным из решения уравнений системы (2), т.е.

$$\frac{\partial u}{\partial x} = e_{11}; \quad \frac{\partial v}{\partial y} = e_{22}; \quad \frac{\partial w}{\partial z} = e_{33}; \quad (18)$$

$$e_{11} + e_{22} + e_{33} = \operatorname{div} \vec{r}^* .$$

Определенным типам деформации земной коры будут соответствовать положительные или отрицательные значения дивергенции этого векторного поля. При  $\operatorname{div} \vec{r}^* > 0$  будет наблюдаться расширение исследуемого участка, при  $\operatorname{div} \vec{r}^* < 0$  - сжатие. Если же дивергенция будет равна нулю  $\operatorname{div} \vec{r}^* = 0$ , то это векторное поле должно являться вихрем некоторого другого векторного поля  $\vec{P}$ , называемого векторным потенциалом поля  $\vec{r}^*$ .

$$\vec{r}^* = \operatorname{rot} \vec{P} .$$

В этом случае в прямоугольной системе координат компоненты вектора  $\vec{r}^*$  ( $u^*$ ,  $v^*$ ,  $w^*$ ) будут иметь следующий вид:

$$u = \frac{\partial P_z}{\partial y} - \frac{\partial P_y}{\partial z}; \quad v = \frac{\partial P_x}{\partial z} - \frac{\partial P_z}{\partial x}; \quad w = \frac{\partial P_y}{\partial x} - \frac{\partial P_x}{\partial y} .$$

Векторный потенциал для ограниченных пространств можно определить с точностью до градиента произвольной функции  $f$  при дополнительных условиях относительно производных  $\frac{\partial u^*}{\partial x}$ ;  $\frac{\partial v^*}{\partial y}$ ;  $\frac{\partial w^*}{\partial z}$  и др. /1/.

Заметим, что сейчас уже имеются данные о ротационных движениях земной коры регионального и локального характера. Так из анализа голоценовых и послекайнозойских движений по расположению океанических хребтов и зон современных горизонтальных сжатий в альпийских складчатых поясах намечены два центра региональной ротации - в центральной части Тихого океана и в Центральной Африке /9/. Установлена также интенсивность и характер вращательных движений на относительно небольшой территории в районе Будапешта /8/.

В работе /4/ высказано представление о поступательно-вращательных движениях блоков тектоносферы, приводящих к современным вертикальным и горизонтальным движениям земной коры. Воз-

можно, что эти движения являются следствием существующих в настоящее время в литосфере вихревых систем /7/.

Тензору  $|a_{ij}|$ , выделенному из  $|T_{ji}|$  с помощью операции (6), можно дать геометрическую интерпретацию с помощью характеристической поверхности второго порядка:

$$a_{ij} x_j x_i = 1, \quad (19)$$

центр симметрии которой будет располагаться в начале координат. Если главные значения деформации  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$  окажутся все положительными, то эта поверхность будет эллипсоидом, а  $1/\sqrt{\lambda_1}, 1/\sqrt{\lambda_2}, 1/\sqrt{\lambda_3}$  — отрезками, отсекаемыми на главных осях деформации тензорной поверхностью. При  $\lambda_1 = \lambda_2$  поверхность (19) превращается в эллипсоид вращения, а при  $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$  — в шар. Если два из чисел  $\lambda$  будут положительными, а одно отрицательным, характеристическая поверхность будет однополостным гиперболоидом, если же одно из них положительно, а два отрицательны, то поверхность будет двуполостным гиперболоидом, и, наконец, если все три корня уравнения (9) окажутся отрицательными, характеристическая поверхность будет мнимым эллипсоидом /2/.

Рассмотрим формулу (8) — кососимметричный тензор  $|\omega_{ij}|$ , компоненты которого  $\omega_{ij} = -\omega_{ji}$ , а  $\omega_{ii} = 0$ .

Выше было отмечено, что такой тензор порождает малый поворот рассматриваемого участка как абсолютно твердого тела, вокруг оси

$$\bar{\omega} = \omega_k \bar{e}_k, \quad (k = 1, 2, 3),$$

где  $\bar{e}_k$  — орт определяемой оси, а

$$\omega_k = \frac{1}{2} \varepsilon_{kij} \omega_{ij} \quad ; \quad (\varepsilon_{kij} - \text{кососимметричные (20) символы Кронекера}).$$

Используя компоненты тензора (8), можно получить

$$\omega_{xoy} = \frac{1}{2} (\frac{e_{21} - e_{12}}{2}); \quad \omega_{xoz} = \frac{1}{2} (\frac{e_{13} - e_{31}}{2}); \quad \omega_{yoz} = \frac{1}{2} (\frac{e_{32} - e_{23}}{2}), \quad (21)$$

где  $\omega_{xoy}, \omega_{xoz}, \omega_{yoz}$  — углы поворота соответственно в плоскостях  $xoy, xoz, yoz$ , вокруг осей  $z, y, x$ .

Мы рассмотрели случаи когда компоненты тензора  $|T_{ij}|$  вычисляются по минимально необходимому числу пунктов. При большем числе пунктов будет требоваться применение способа наименьших квадратов. Эти расчеты рассмотрим на примере плоского пространства.

## 2. Определение компонент деформации в пространстве $L_2$

Горизонтальные компоненты современных движений земной коры как правило, представляют в виде векторных схем относительного смещения пунктов. Однако из этих схем совсем не очевидны деформации поверхности. Полагая в рассматриваемом случае, как и в случае  $L_3$ , что деформация поверхности носит локально-однородный характер, для участка с тремя и более соседними пунктами можно записать

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a; \quad v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b. \quad (22)$$

Разобьем всю область с  $N$  триангуляционными или трилатерационными пунктами на части, содержащие по три пункта, для каждого из которых можно составить уравнения вида (22). При детальнейших исследованиях группы пунктов можно формировать из двух предыдущих, входящих уже в одну из групп, и одной последующей (случай простого разбиения), либо из одной предыдущей и двух последующих (скользящее разбиение). В первом случае будет получено  $K = (N - 2)$ , а во втором, при  $N$  четном  $K = N/2 - 1$  и при  $N$  нечетном  $K = (N + 1)/2 - 1$  систем по шесть уравнений вида (22) в каждой. Из решения этих систем будет получено  $K$  величин, каждая из которых представляет собой тензор второго ранга на плоскости с матрицей из четырех компонент

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix} \quad (23)$$

Таким образом, поле векторов смещений, устанавливаемое из планового положения пунктов геодезической сети, определяет собой плоское поле деформаций, которое, как и в случае  $L_3$ , будем относить к центрам плоских геометрических фигур, вершинами которых являются пункты, принятые в обработку,

$$x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i. \quad (24)$$

В частности, для треугольника в формулах (24)  $n = 3$ . В общем случае для определения компонент тензора  $\|T_{ij}\|$  можно принимать  $n > 3$ . Очевидно, что тогда будет получена переопределенная система уравнений (22), и для вычисления компонент надо использовать способ наименьших квадратов.

Используя формулы (5) и (6) матрицу симметричного тензора, описывающего чистую деформацию в случае  $L_2$ , получим в следующем виде:

$$\| \alpha_{ij} \| = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix}, \quad (25)$$

а матрицу кососимметричного тензора, определяющего поворот - в виде:

$$\| \omega_{ij} \| = \begin{vmatrix} 0 & \frac{e_{12} - e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} - e_{12}}{2} & 0 \end{vmatrix}. \quad (26)$$

В пространстве  $L_2$  корни характеристического уравнения найдутся из определителя

$$\begin{vmatrix} e_{11} - E & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} - E \end{vmatrix} = 0 \quad (27)$$

Решая характеристические уравнения (27) для каждой группы точек и обозначая корни уравнения через  $E_1$  и  $E_2$ , получим максимальное растяжение

$$E_1 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} + \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}}, \quad (28)$$

минимальное растяжение

$$E_2 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} - \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}}, \quad (29)$$

или

$$E_1 = \rho + \frac{\gamma_m}{2}; \quad E_2 = \rho - \frac{\gamma_m}{2},$$

где

$$\rho = \frac{e_{11} + e_{22}}{2}; \quad \gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{\frac{1}{2}}; \quad \gamma_1 = e_{11} - e_{22}; \quad \gamma_2 = e_{12} + e_{21}.$$

Величины  $\rho$  и  $\gamma_m$  характеризуют, соответственно, среднее расширение и максимальный сдвиг участка с группой точек  $n$ ,  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  - компоненты сдвига.

Ориентация главных осей чистой деформации полностью определяется углом  $\psi$ , который составляет ось максимальных растяжений  $E_1$  с осью  $x$  начальной системы координат, и найдется из уравнения

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{e_{12} + e_{21}}{e_{11} - e_{22}}; \quad \varphi = \frac{1}{2} \operatorname{Arctg} \left( \frac{\tau_{12}}{\tau_{11}} \right). \quad (30)$$

Вращение района определится из кососимметричного тензора (26):

$$\omega = \frac{1}{2} (e_{12} - e_{21}) \quad . \quad (31)$$

Найдем формулы для вычисления компонент тензоров в пространстве  $L_2$  при различных способах обработки поля смещений.

I. Если компоненты тензоров  $|\tau_{ij}|$  определяются по трем пунктам, то согласно формулы (22) для любого треугольника можно записать систему, состоящую из шести уравнений

$$e_{11}x_i + e_{12}y_i + \alpha = u_i; \quad e_{21}x_i + e_{22}y_i + \beta = v_i \quad (i=1, 2, 3) \quad (32)$$

Обозначим определитель системы (32) через  $|D_3|$ , тогда получим

$$e_{ij} = \frac{D_{ij}}{D_3}; \quad D_3 = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \quad (33)$$

где определители  $D_{ij}$  получены из определителя системы  $D_3$  заменой столбца, составленного из коэффициентов при вычисляемом неизвестном, столбцом, составленным из свободных членов  $u_i$  или  $v_i$ .

II. При расчете компонент тензоров по  $n$  пунктам ( $n > 3$ ) система уравнений (22), как уже отмечалось, оказывается переопределенной. В этом случае компоненты  $e_{ij}$  необходимо подобрать так, чтобы выполнялось условие

$$\{[u_i - f(x, y, e_{ij}, \alpha)] + [v_i - \varphi(x, y, e_{ij}, \beta)]^2\} = \min. \quad (34)$$

В формуле (34) через  $f$  и  $\varphi$  обозначены левые части уравнений (32). Составляя и решая систему нормальных уравнений, по известным правилам найдем

$$e_{11} = \frac{\begin{vmatrix} \sum x_i u_i & \sum x_i y_i & \sum x_i \\ \sum y_i u_i & \sum y_i^2 & \sum y_i \\ \sum u_i & \sum y_i & n \end{vmatrix}}{|D_n|} \quad e_{12} = \frac{\begin{vmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i u_i & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i u_i & \sum y_i \\ \sum x_i & \sum u_i & n \end{vmatrix}}{|D_n|}$$

$$e_{21} = \frac{\begin{vmatrix} \sum x_i v_i & \sum x_i y_i & \sum x_i \\ \sum y_i v_i & \sum y_i^2 & \sum y_i \\ \sum v_i & \sum y_i & n \end{vmatrix}}{D_n}; \quad e_{22} = \frac{\begin{vmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i v_i & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i v_i & \sum y_i \\ \sum x_i & \sum v_i & n \end{vmatrix}}{D_n};$$

$$\text{где } |D_n| = \begin{vmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i \\ \sum x_i & \sum y_i & n \end{vmatrix} \quad - \text{ определитель системы.}$$

Таким образом, используя теорию малых деформаций и модель локально-однородного деформирования, по данным о современных горизонтальных движениях земной коры в соответствие отдельным участкам рассматриваемой области можно поставить тензор второго ранга, т.е. задать тензорное поле второй валентности, анализ которого позволит выявить пространственную структуру деформаций земной поверхности и, стало быть, получить новую информацию о динамике земной коры.

Аналогичным образом можно выполнить анализ деформаций поверхности и по данным повторного нивелирования. Карты изолиний одинаковой скорости можно рассматривать, как трехмерное пространство ( $L'_3$ ), когда смещения по осям  $x$  и  $y$  равны нулю, а отдельные профили нивелировок — как двумерное пространство ( $L'_2$ ), когда смещения репаров вдоль по линии нивелирования равны нулю.

Выше было отмечено, что при определении тензорного поля деформаций земной коры оно предполагается локально-однородным, причем таким, тензор которого меняется только от центра к центру геометрических фигур сети. Такое поле называют стационарным поскольку его изменение во времени не предполагается /1/. Если же тензор поля зависит не только от положения фигуры в пространстве, но и от времени, как это и подтверждают данные о современных движениях коры, то поле будем называть нестационарным. Следовательно, компоненты нестационарного поля будут функциями координат центров фигур и времени  $t$ ,

$$e_{ij} = e_{ij}(x, y, z, t).$$

Заметим, что обсуждаемые понятия стационарного и нестационарного тензорных полей в некоторой степени отличается от таких понятий, введенных в теории случайных процессов.

Скорость изменения поля деформаций во времени можно описать частными производными  $\frac{\partial e_{ij}}{\partial t}$ , которые, как нетрудно видеть, снова образуют тензорное поле той же валентности, что и исходное поле. Таким образом, если имеются многократные повторные наблюдения какой-либо сети, то анализ тензорного поля частных производных позволит выявить и временную структуру деформаций земной коры.

#### Литература

1. Акивис М.А., Гольдберг В.В. Тензорное исчисление. "Наука", Гл. ред. физ.-мат. лит-ры, М., 1969.
2. Борисенко А.И., Тарапов И.Е. Векторный анализ и начала тензорного исчисления. "Высшая школа", М., 1966.
3. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. "Мир", М., 1966.
4. Иванов И.Б., Адамович А.Ф. Общее собрание отделения геологии и геофизики и геохимии АН СССР, посвященное Пятидесятилетию образования Союза Советских Социалистических Республик. Изв. АН СССР, сер. геол. 1973, № 3.
5. Мещеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений. Сб. "Современные движения земной коры", № 3, М., 1968.
6. Сокольников И.С. Тензорный анализ (Теория и применение в механике сплошных сред). "Наука", Гл. ред. физ.-мат. лит-ры, М., 1971.
7. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структура докембрия. "Наукова Думка", Киев, 1972.
8. Bendefy L. The character and extent of rotational crustal movements in the area of Budapest. Сб. "Проблемы современных движений земной коры" (Третий Междунар. симпоз., Ленинград, СССР, 1968 г.), м., 1969.

9. Pavoni N. Recent and Late cenozoic movements of the earth's crust. "Bull. Roy. Soc. N.Z.", 1971, № 9, 7-17.

Н.И. Есиков, С.И. Кесельман

### ДИЛАТАЦИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА НЕКОТОРЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

Современные движения земной коры мы рассматриваем как суперпозицию параллельного переноса участков земной коры, их вращательного движения и чистой деформации. Последняя, как известно, характеризуется двумя компонентами – относительным изменением объема или площади (дилатация) и искажением формы (сдвиговая компонента), т.е. всем тензором деформаций, который вводится путем сравнения состояния элемента тела в рассматриваемый момент времени ("актуальное состояние") с состоянием в исходный момент ("начальное состояние") /9/. В дальнейшем за "начальное состояние" будет приниматься форма дневной поверхности участка в конкретную эпоху наблюдений и по отношению к ней определяться его состояния в последующие эпохи – "актуальные состояния". Ниже эти понятия будем употреблять без кавычек. Введение в рассмотрение элементов длины и углов позволяет выделить из суммарного эффекта смещений вращательное движение, параллельный перенос и исследовать чистую деформацию.

В настоящей статье кратко рассматривается только дилатация по данным повторных нивелировок.

Ранее излагалась методика определения компонент деформации на основе модели локально-однородного деформирования земной коры /3/. Однако геометрический смысл коэффициентов линейных уравнений, связывающих смещения пунктов с их координатами, не рассматривался. Поэтому, прежде, чем излагать результаты анализа современных вертикальных движений на некоторых геодинамических полигонах, остановимся на геометрическом смысле коэффициента  $\Theta$  и некоторых вопросах его вычисления.

# 1. Геометрическая интерпретация коэффициента $\theta$

Обозначим через  $W_i$ , ( $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ) смещения реперов относительно начала координат, а через  $x$  и  $z$  проекции их расстояний на ось  $x$ , направленную вдоль прямолинейного профиля нивелирования, и на ось  $z$ , направленную в зенит на исходном пункте. Тогда для участка с  $n$  реперами можно записать следующую систему линейных уравнений

$$W_i = \gamma x_i + \theta z_i + c, \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (1)$$

где определению подлежат  $\gamma$ ,  $\theta$  и  $c$ .

При  $n$ , равном трем, система уравнений решается непосредственно подстановками, при  $n > 3$  - с применением способа наименьших квадратов [3]. Отметим, что определение величин  $\gamma$ ,  $\theta$  и  $c$  не связано какими-либо гипотезами о реологических свойствах земной коры, ее глубинном строении и напряженном состоянии. Единственное условие, которое должно выполняться - это условие непрерывности и совместности деформаций рассматриваемого участка.

Из уравнений (1) при  $n$ , равном трем, можно записать

$$\theta = \frac{W_1(x_3 - x_2) + W_2(x_1 - x_3) + W_3(x_2 - x_1)}{z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)}. \quad (2)$$

Нетрудно показать, что знаменатель формулы (2) равен отрицательному значению удвоенной площади треугольника, построенного в вертикальной плоскости на реперах начального состояния -  $S_H$ . Действительно,

$$S_H = \frac{1}{2} [(z_2 - z_1)(x_2 - x_1) + (z_2 - z_3)(x_3 - x_2) + 2(z_3 - z_1)(x_3 - x_2) - (z_3 - z_1)(x_3 - x_1)] = \frac{1}{2} [z_1(x_2 - x_3) + z_2(x_3 - x_1) + z_3(x_2 - x_1)]. \quad (3)$$

Площадь треугольника, построенного на этих же реперах в актуальном состоянии -  $S_A$ , после смещения их на  $W_1, W_2, W_3$ , запишется в следующем виде

$$S_A = \frac{1}{2} [z'_1(x_3 - x_2) + z'_2(x_3 - x_1) + z'_3(x_2 - x_1)], \quad (4)$$

где  $z'_i = z_i + W_i$ ; ( $i = 1, 2, 3$ ).

Подставляя в (4) координаты начального состояния и смещения, получим  $S_A = -\frac{1}{2} \{ [z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)] + [W_1(x_3 - x_2) + W_2(x_1 - x_3) + W_3(x_2 - x_1)] \}$ . (5)

Первая квадратная скобка в выражении (5) равна отрицательному значению удвоенной площади треугольника в начальном состоянии, вторая — числителю формулы (2). Следовательно,

$$W_1(x_3 - x_2) + W_2(x_1 - x_3) + W_3(x_2 - x_1) = 2(S_H - S_A), \quad (6)$$

и

$$\frac{S_A - S_H}{S_H} = \theta, \quad (7)$$

где левая часть представляет собой отношение приращения площади к площади треугольника в начальном состоянии, т.е. дилатацию в вертикальном направлении.

Равенство (7) справедливо для антиклинальных и синклинальных структур, т.е. когда средняя вершина построенного треугольника выше или ниже прямой, соединяющей две другие вершины.

Таким образом, если в начальном и актуальном состояниях между тремя точками профиля нивелирования можно построить в вертикальной плоскости элемент площади, то его относительное изменение, обусловленное смещениями реперов в актуальное состояние, равно коэффициенту  $\theta$ .

Рассмотрим два частных случая начального и актуального состояний. Пусть в начальном состоянии реперы расположены на прямой, наклонной к оси  $x$ . В естественных условиях этому соответствует равномерный подъем или спуск. Предположим, что в актуальном состоянии реперы оказались на прямой, параллельной оси  $x$ . Очевидно, что элемент площади в начальном и актуальном состоянии профиля построить нельзя. Поэтому относительное изменение площади не имеет смысла, коэффициент  $\theta$ , рассчитанный по формуле (2), также равен неопределенности ноль на ноль. Если в начальном состоянии элемент площади построить можно, а актуальное состояние превращается в прямую, то легко видеть, что приращение площади будет равно первоначальной площади, а их отношение, как и коэффициент  $\theta$ , равно минус единице.

Пусть теперь в начальном состоянии реперы располагаются на прямой, параллельной оси  $x$ , и после их смещения возникает элемент площади в виде антиклинального или синклинального треугольника. Тогда относительное приращение площади и коэффициент  $\theta$  равны бесконечности. Если же горизонтальное состояние трансформируется в простое наклонное, то относительное приращение площади и коэффициент  $\theta$  не определяются.

Таким образом, во всех случаях трансформации начального состояния профиля в актуальное, коэффициент  $\theta$ , рассчитанный по формуле (2), равен отношению приращения площади фигуры, построенной в вертикальной плоскости, к ее начальному значению.

Следует заметить, что величина  $\theta$  зависит от разности координат и не зависит от того, на каком расстоянии рассматриваемый участок расположен от их начала. Поэтому, если нивелирный ход является замкнутым полигоном, то при нумерации его точек от одного начала координат по, или против часовой стрелки дилатация остается постоянной по модулю и знаку.

В заключение раздела отметим, что если имеется ряд повторных наблюдений в моменты времени  $T_1, T_2, \dots, T_n$ , то обработке материала можно выполнить двумя путями. Во-первых, деформации можно определять относительно одного начального состояния, соответствующего моменту  $T_1$ . Во-вторых, за начальное состояние можно принимать предыдущее актуальное состояние.

Суммарная деформация, полученная за период  $T_n - T_1$  относительно начального состояния в момент  $T_1$  не будет равна сумме деформаций, полученных за разные промежутки, когда принимаются разные начальные состояния. Однако, как показывают расчеты при малых смещениях различие это будет практически мало существенным.

## 2. Особенности дилатации на некоторых геодинимических полигонах

В настоящее время накопился большой материал по современным движениям на геодинимических полигонах. Данные представлены, как правило, в виде скорости смещения реперов относительно исходного пункта, и, как следует из первого раздела, являются той исходной информацией, которая подлежит объяснению с позиции деформирования земной коры и ее поверхности.

Ниже кратко рассмотрим некоторые особенности дилатации на четырех геодинимических полигонах.

1. Б а и к а л ь с к и й полигон. Подавляющая часть исследователей в настоящее время признает, что в процессе образования и развития рифтовых зон значительную роль играют силы

растяжения. Однако пока не достигнуто понимание не только природы этих сил и масштаба их действия, но и характера деформаций земной коры. Вместе с тем, рифтовые системы мира имеют, несомненно, между собой общее сходство: высокий уровень сейсмичности и преимущественная приуроченность эпицентров сильных землетрясений к разломам рифтовых зон указывает на то, что их тектоническое развитие продолжается и в современную эпоху. Поэтому определение современных деформаций земной коры на Байкальском геодинамическом полигоне представляет особый интерес.

Рассмотрим два профиля повторного нивелирования, простирающегося вкост Байкальской рифтовой зоны.

А. Селенгинский профиль начинается непосредственно от Дельтового разлома, ограничивающего с юго-востока Дельтовый прогиб, и проходит в юго-восточном направлении по южной части северо-восточного склона Устьселенгинской депрессии. Дилатация рассчитана только для половины профиля, так как остальная часть по данным работы /1/ мало подвижна и смещения, как правило, не выходят за пределы ошибок нивелирования. За начальное состояние приняты результаты нивелировки в 1968 г., а за начало координат репер 10.

По модулю дилатации здесь выделяются два участка - II и IV-предразломный с центральными их частями в районе реперов 13 и 15 (рис. 1).

Как видно из этого рисунка за рассматриваемый период времени участок II находился в результирующем сжатии, а предразломный в результирующем растяжении. При этом, модуль последнего значительно больше первого. Термин "результативное" сжатие или растяжение употребляется в том смысле, что по отношению к начальному состоянию в 1968 году на участке II дилатация была в основном отрицательной, а на предразломном - положительной.

Рассмотрим несколько подробно полученные результаты. За период с 1968 по 1969 гг. предразломный участок подвергся расширению и дилатация составила  $+77 \cdot 10^{-5}$  (рис. 2). В следующий период, с 1969 по 1970 г. суммарная дилатация уменьшилась более, чем в два раза, стало быть за это время относительно начального состояния участок сжимался. Каков характер явления был с 1970 по 1971 год трудно сказать, так как повторное нивелирование в 1971 г. не производилось, но в среднем за период с 1970 по 1972 год

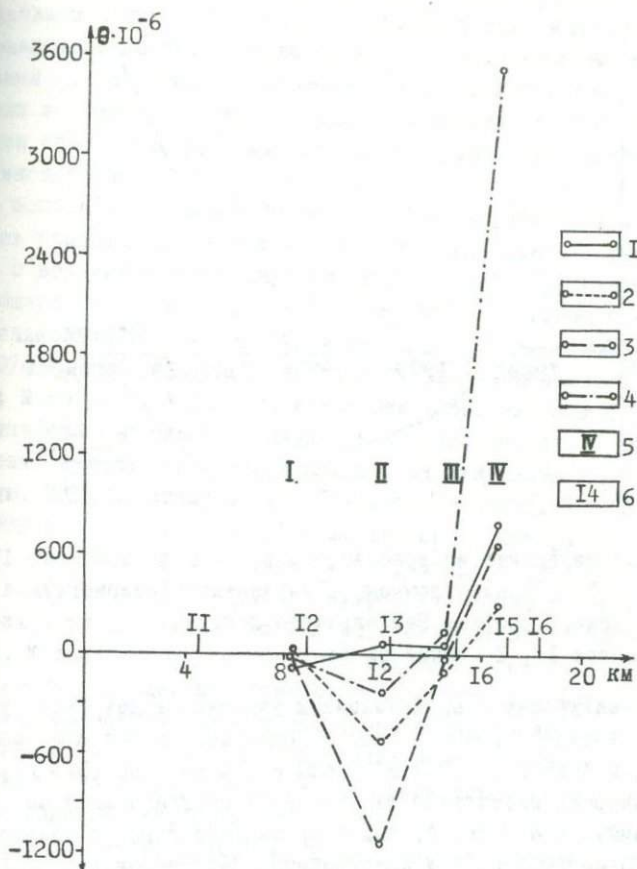


Рис. I Суммарная дилатация по Селенгинскому профилю повторного нивелирования Байкальского полигона за периоды: I - 1968-69гг.; 2 - 1968-70гг.; 3 - 1968-72гг.; 4 - 1968-73гг. 5 - номера участков; 6 - номера реперов.

вновь происходило расширение, однако дилатация не достигла уровня 1969 года. С 1972 г. по 1973 г. расширение резко возросло и значение суммарной дилатации превзошло уровень 1969 г. примерно в 5 раз.

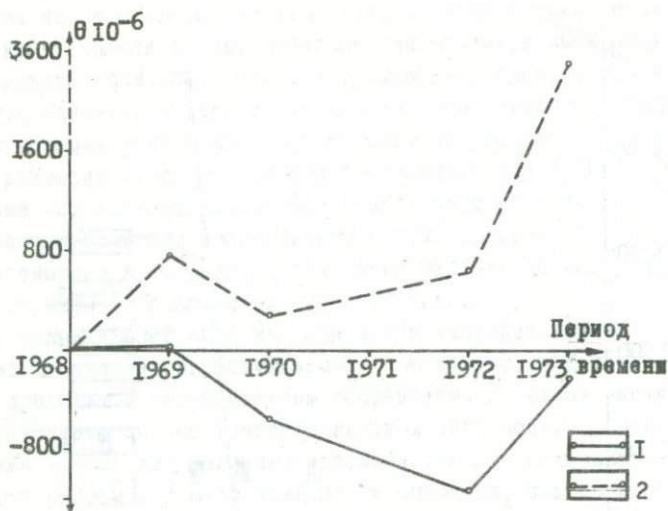


Рис.2 Изменение во времени суммарной дилатации на втором (II) и предразломном (IV) участках (см.рис.1) Селенгинского профиля Байкальского полигона.  
 I - участок II, 2 - участок IV.

Почти синхронно с предразломным участком ведет себя участок II. За период с 1968 по 1969 г. произошло небольшое расширение; затем с 1969 по 1970 г. - сжатие. С 1972 по 1973 г. участок II подвергся растяжению так же как и предразломный со скоростью значительно большей, чем в предыдущие годы, и только период с 1970 по 1972 г. был асинхронным. Действительно, II-ой участок продолжал еще сжиматься, наследуя характер явления предшествующего периода, хотя уже и с меньшей скоростью, а предразломный участок уже начал расширяться, но тоже еще с небольшой скоростью, и только с 1972 года началось синхронное их расширение (рис. 2).

Приведенные данные показывают, что в районе Устьселенгинской депрессии происходила квазипериодическая перестройка характера напряжений, действующих в зоне Дельтового разлома.

Развитие Байкальской впадины, по-видимому, не ограничива-

ется простым растяжением, направленным вкрест простирания рифта, следствием чего должно было бы явиться сжатие в вертикальном направлении. Процессы, налагающие свой отпечаток на этот региональный фон деформаций настолько сильны в Устьселенгинской депрессии и особенно вблизи Дельтового разлома, что эта общая тенденция почти полностью затуманена на предразломном участке Селенгинского профиля.

Используя данные о землетрясениях из работы /I/, мы попытались сопоставить характер изменения дилатации на участке профиля с возникновением землетрясений. Согласно упомянутой работе из общего числа землетрясений, возникших в районе 40 км и на несколько большем расстоянии в течение 1969 г. и первой половины 1970 г. произошло три наиболее сильных землетрясения ( $K = I2 - I4$ ;  $M = 4^{I/2} - 5^{I/2}$ ). Ход изменения высот за этот период был практически постоянным. Однако, как видно на рис. 3 за это время резко изменилось годовое приращение дилатации и не только по модулю, но и по знаку на всех четырех участках. В период с 1970 по 1972 г. произошло четыре землетрясения, два ( $K = II, M = 4$ ) в 1971 г. и два ( $K = I2, I4$ ;  $M = 4^{I/2}, 5^{I/2}$ ) в 1972 г. За этот период величина модуля годового приращения опять резко изменилась на всех участках и на трех из них произошла смена знака приращения. К сожалению, как уже было отмечено, нивелирование в 1971 г. не проводилось, поэтому нельзя проследить характер изменения приращения годовой дилатации отдельно за промежутки 1970-71 гг. и 1971-72 гг. Следующий промежуток времени с 1972 по 1973 г. опять характеризуется резким изменением приращения модуля годовой дилатации на всем профиле нивелирования, но смена знака произошла только на II-ом участке. Он как бы "догнал" остальные участки в смене знака приращения. Согласно рис. 7 работы /I/ в этот период также произошло два землетрясения с  $K = I2$  и  $I4$ . Интересно отметить, что за пятилетний срок знаки приращения дилатации восстановились на всех участках.

Прослеженное изменение модуля приращения дилатации и его знака, по-видимому, небезотносительно к возникновению землетрясений. Нам представляется, что этот вопрос заслуживает детальных исследований.

Б. Ангинский профиль начинается в непосредственной близости от берега оз. Байкал около мыса Крестовский, сечет Прибрежную

возвышенность, Маломорское продольное понижение, Приморский хребет, Олотскую возвышенность и выходит в районе села Баяндай в Манзурское понижение Сибирской платформы. Между реперами хода "Приморский хр." и "Петрово" проходит Приморская ветвь Обручевского сброса.

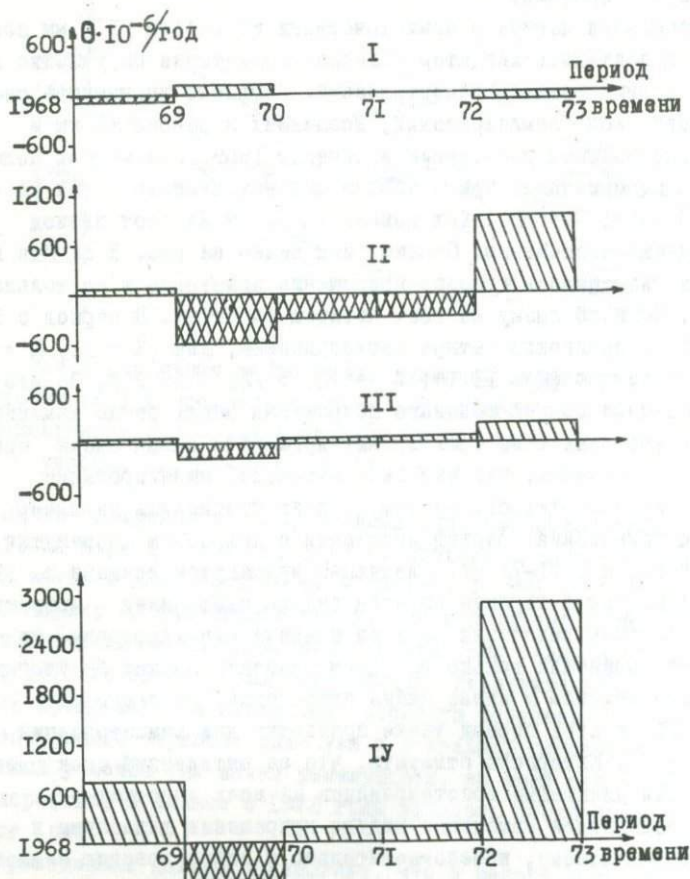


Рис.3 Приращение дилатации в год по Селенгинскому профилю Байкальского полигона. I, II, III, IV-номера участков.

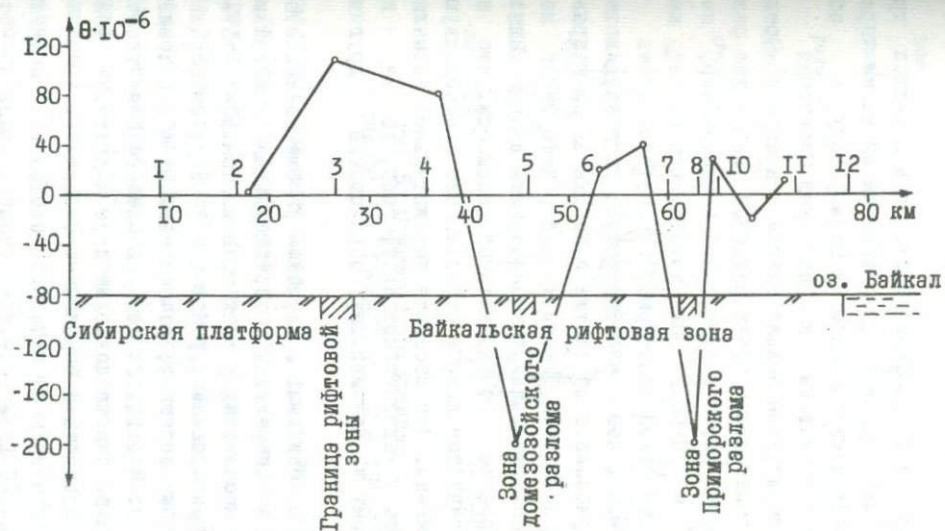


Рис.4 Суммарная дилатация по Ангинскому профилю повторного нивелирования Байкальского полигона. 1,2,... 12 - номера реперов.

Примечание: граница рифтовой зоны и положение домезозойского разлома взяты с карты сеймотектоники рифтовой зоны Прибайкалья, /10/.

При определении дилатации за начальное состояние приняты результаты первой нивелировки, выполненной в основном в 1967 г. /12/, а за начало координат — репер "7 км", расположенный на Сибирской платформе. Повторное нивелирование здесь было выполнено в 1972 г. /5/.

По величине дилатации на профиле отчетливо выделяются три участка (рис. 4). Две максимальные отрицательные аномалии приурочены к зонам разломов домезозойскому и Приморскому, а область сочленения рифтовой системы с кайнозойской Сибирской платформой /10/ характеризуется положительным максимумом. Среднегодовое приращение дилатации в зонах разломов было в две раза больше, чем на сочленении рифта с платформой и составляло, соответственно,  $-40 \cdot 10^{-6}$  и  $+20 \cdot 10^{-6}$ . Если учесть, что начало координат находится на Сибирской платформе, где интенсивность движений значительно ниже, чем в области рифта, то знак дилатации в зонах разломов указывает на сжатие в вертикальном направлении верхней части земной коры. Такой характер деформации может быть обусловлен растягивающими тектоническими напряжениями, направленными вдоль профиля в горизонтальной плоскости, что не противоречит сейсмологическим данным относительно господствующего здесь поля напряжений. Что касается положительной аномалии в зоне сочленения рифта с кайнозойской платформой, то она не укладывается в эту схему и, по-видимому, обусловлена другими процессами.

**П. Г а р м с к и й полигон.** В Гармском районе Таджикистана ведутся наблюдения за современными вертикальными движениями земной поверхности на нескольких участках. В настоящей статье использованы данные, приведенные в работах /2, 8/, относящиеся к собственно Гармскому полигону, расположенному в наиболее суженной части долины р. Сурхоб, где отроги Гиссарского хребта и хребта Петра I довольно близко подходят друг к другу, а между ними располагается Сурхобский глубинный разлом /II/.

При определении дилатации за начальное состояние приняты результаты нивелирования в 1960 г., а за начало координат — репер 3040.

Как видно из рисунка 5 за весь рассматриваемый период времени с 1960 по 1966 гг. дилатация возрастала на всех участках. При этом знак годового приращения оставался одним и тем же.

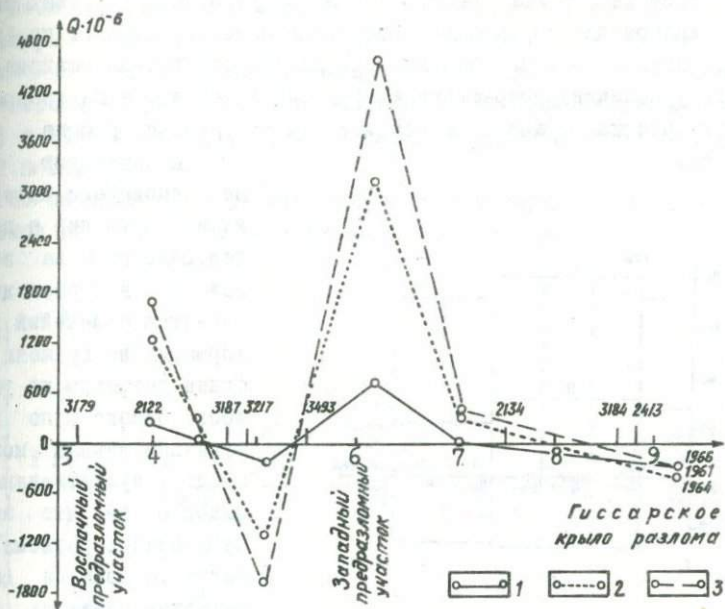


Рис.5 Суммарная дилатация на Гармском полигоне за периоды: 1 - 1960-61гг.; 2 - 1960-64гг.; 3 - 1960-66гг.

Наибольшее положительное приращение  $+76 \cdot 10^{-5}$  в год наблюдалось на участке, примыкающем к зоне продольного Сурхобского разлома в юго-западной части полигона. Средняя его величина  $+28 \cdot 10^{-5}$  в год относится также к участку, примыкающему к разлому, но с восточной стороны полигона. В зоне же самого разлома за весь период времени наблюдалось результирующее сжатие с приращением дилатации  $-27 \cdot 10^{-5}$  в год. И, наконец, самое малое приращение дилатации в год было в западной части полигона, полностью расположенной на Гиссарском крыле Сурхобского разлома, а участок, на котором расположены реперы 3184, 2413 и 2452 за период с 1961 по 1966 гг. практически совсем не подвергался деформации.

Таким образом, отдельные участки полигона по скорости растяжения или сжатия отличаются друг от друга во много раз. Вместе с этим наблюдалось и изменение скорости во времени. Как вид-

но из рисунка 6 в зоне разлома и на предразломных участках скорость деформации значительно выросла в период с 1961 г. по 1964 г., а затем с 1964 по 1966 гг. она понизилась в зоне разлома на половину величины приращения в предыдущий период, а на предразломных участках стала даже меньше, чем в период с 1960 по 1961 гг.

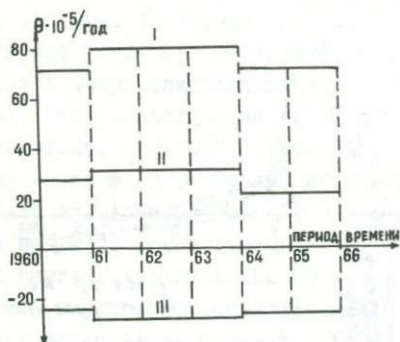


Рис.6. Среднегодовое приращение дилатации на трех характерных участках Гармского полигона.

- I - Западный предразломный участок;
- II - Восточный предразломный участок;
- III - Зона Сурхобского разлома.

всех участках Гармского полигона хотя и с переменной скоростью продолжала однозначно нарастать.

Ш. Б а с к у н ч а к с к и й полигон. В районе Баскунчакской соляной структуры выполнены многократные повторные нивелировки с 1951 по 1968 гг., результаты которых обобщены в работе /6/.

Процессы соляной тектоники, как известно, порождают вертикальные и горизонтальные движения пород покрывающего комплекса и, стало быть, приводят к деформациям земной поверхности. При расчете дилатации за начало координат принят репер 2, расположенный в северо-западном углу полигона вне соляных куполов, а за начальное состояние - превышения между реперами, полученные из нивелирования в 1951 году.

К сожалению, мы не располагали материалами наблюдений в последующие годы на этом полигоне и проследить характер изменения деформации во времени более детально не удалось. Однако и по полученным данным можно сделать существенный вывод о том, что зона Сурхобского разлома, как и разломы на Байкальском полигоне, совершенно четко выделяется в аномалиях дилатации. Кроме того, надо особо отметить, что в период с 1960 по 1966 гг. дилатация на

Весь полигон был разбит на шесть участков: в первый включены реперы 3,4 и 5, расположенные на северном гипсовом поле, во второй - 5,6,7, охватывающие межкупольную депрессию, в третий и четвертый - 7,8,9 и 10, расположенные на южном гипсовом поле (8,9) и вблизи него (7,10) и, наконец, в пятый и шестой - 10, 11,12 и 12,13,1.

По результатам обработки выделяются четыре участка с отличающимся друг от друга характером дилатации (рис. 7).

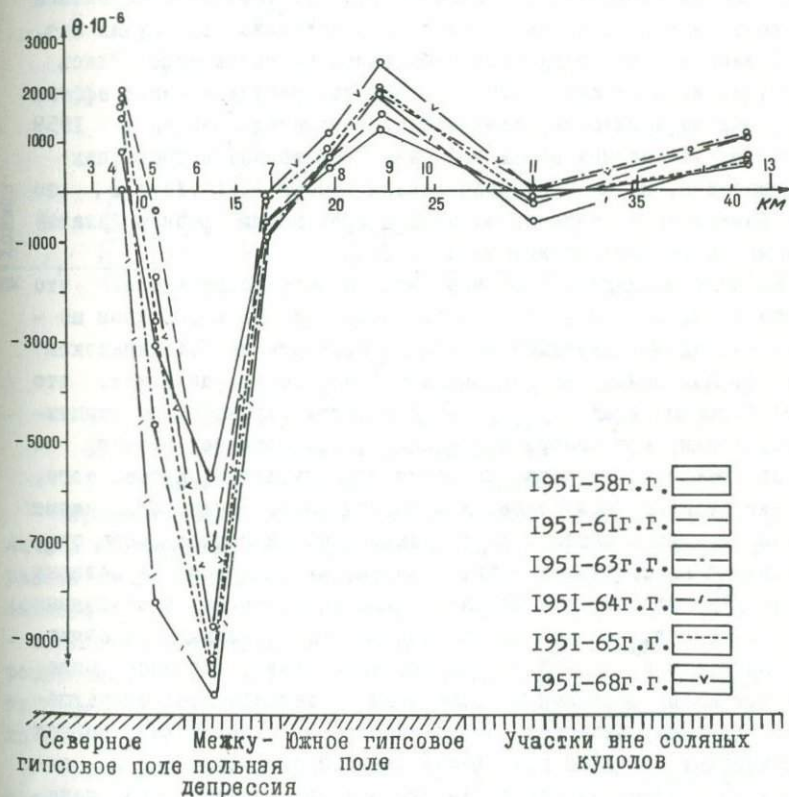


Рис. 7. Суммарная дилатация на Баскунчакском геодинамическом полигоне

Северное гипсовое поле (реперы 3,4,5) на протяжении всего рассматриваемого времени испытывало результативное растяжение относительно начального состояния 1951 года. Однако этот процесс был нестабилен: до 1961 года растяжение росло, с 1961 по 1964 год наступило сжатие, а с 1964 по 1965 г. оно резко сменилось растяжением, оставшимся на таком же примерно уровне и в период с 1965 по 1968 г.

Межкупольная депрессия (реперы 6,7) за весь период наблюдений имела результативное сжатие. При этом, с 1958 по 1964 г. эффект сжатия нарастал, а с 1964 по 1968 г. наступило небольшое растяжение, и дилатация уменьшилась относительно предыдущих лет.

Совершенно по-иному вело себя южное гипсовое поле. Здесь на протяжении всех лет с 1951 по 1968 год результативный эффект растяжения неуклонно нарастал и за десятилетний период с 1958 по 1968 г. увеличился почти в 3 раза. Что касается последних двух участков, на которых расположены реперы II, I2, I3 и I, то они значительно отличаются от первых трех малым уровнем дилатации, и мы на них останавливаться не будем.

На основе анализа смещений реперов было установлено, что отрезок времени с 1951 по 1958 г. можно считать в основном периодом нисходящих движений земной поверхности на Баскунчакском полигоне. Повторные нивелировки 1961, 63, 64 гг. показали, что за эти периоды ни один репер Баскунчакской структуры не испытывал опускания, все реперы поднимались, т.е. отрезок времени с 1958 по 1966 г. стал периодом восходящих движений. Кроме того, смещения реперов, приуроченных к берегу озера Баскунчак, имеют знакопеременный характер. Естественно, что на основе этого сделан вывод о неустойчивом режиме современных движений на соляных куполах /7/. Однако, что касается дилатации, то из приведенных данных вытекает, что ее результативный эффект весьма устойчив. Этим свойством в большей степени обладает южное гипсовое поле, где непрерывное растяжение происходило в течение всех семнадцати лет. Характер дилатации этого участка не менялся ни в период отрицательных смещений всей Баскунчакской структуры, ни в период ее восходящих движений. Из сказанного вытекает, что неустойчивостью обладает, по-видимому, составляющая поступательного движения всей Баскунчакской структуры.

IV. Сахалинский полигон. Для этого полигона обработаны результаты нивелировок двух линий - "Ловецкое - Холмск" (субмеридиональная) и "Ловецкое - Благовещенское" (субширотная), простирающиеся, соответственно, вдоль и вкост острова Сахалин /4/. Данные, приведенные на рисунке 8 представляют собой среднегодовую скорость дилатации за период с 1959 г. по 1968-70 гг.

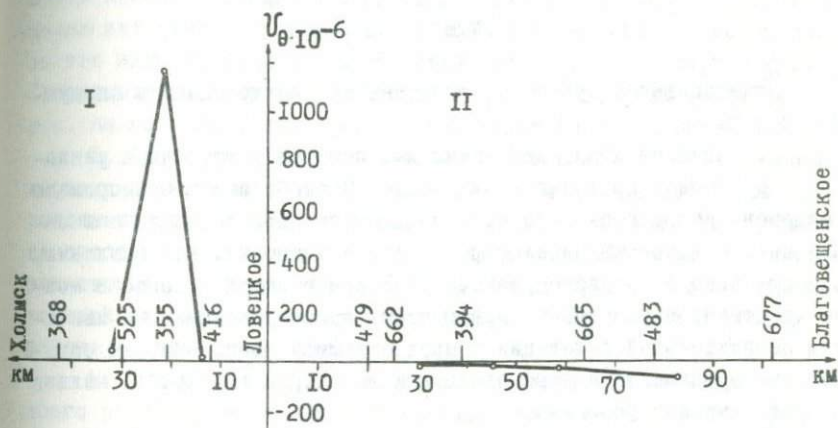


Рис. 8. Среднегодовая скорость дилатации за период с 1959г. по 1968-70гг. по двум профилям повторного нивелирования Сахалинского полигона.

I - Субмеридиональный; II - Субширотный профили.

Примечательной особенностью дилатации здесь является различны ее характер по профилям. Как видно, вдоль о. Сахалин за рассматриваемый период произошло результативное растяжение верхней части земной коры в вертикальном направлении, а вкост - относительное сжатие. Отмеченное явление, по-видимому, носит регионально-островной характер, так как субширотный профиль имеет протяженность более ста километров, а субмеридиональный около 50 км.

Обращает на себя внимание аномалии скорости дилатации: по субширотному профилю скорость возрастает в восточной его части, а по субмеридиональному - в центральной. Эти аномалии, по-видимому, также объясняются наличием, соответственно, Центрально-

Сахалинского разлома и оперяющих разрывов Западно-Сахалинского разлома. Хотя, конечно, надо иметь в виду, что расстояние между реперами на рассмотренных профилях составляет 10–25 км и поэтому приведенные данные отражают только общий региональный фон рассматриваемого явления.

### Выводы.

Подытоживая результаты исследований, можно сделать следующие выводы.

1. Аномалии дилатации четко выделяют зоны глубинных разломов. При этом в предразломных крыльях Сурхобского и Приморского разломов наблюдаются максимумы положительной дилатации, а в самой зоне – интенсивные ее отрицательные значения. К сожалению, относительно Дельтового разлома Устьселенгинской депрессии можно констатировать только первую часть этого положения – максимум положительной дилатации в предразломной зоне, так как определить ее значение в зоне разлома и на втором его крыле нельзя по естественным условиям.

В связи с этим необходимо обратить внимание на то, что при проектировании и наблюдении современных движений в зонах разломов следует пересекать их повторными нивелировками полностью, при этом на каждом крыле разлома целесообразно располагать минимум два–три репера.

2. В зоне Сурхобского разлома и его крыльев с 1960 по 1966 г.г. наблюдался стабильный режим дилатации: ее положительные значения на крыльях и отрицательные значения в зоне разлома непрерывно возрастали. На предразломном участке Дельтового разлома дилатация носила совершенно иной характер: хотя относительно начального состояния результативным оставалось растяжение, но в период с 1969 г. по 1970 г. здесь наблюдалось резкое сжатие, сменившееся затем растяжением.

Сейчас пока трудно сказать, что является более важным критерием современной активности разлома – абсолютная ли величина дилатации, возникшая при равномерной скорости растяжения или сжатия (на предразломных участках Сурхобского разлома за шесть лет она в среднем выросла на  $262 \cdot 10^{-5}$ ) или резкое приращение

дилатации на отдельном отрезке времени (на предразломном участке дельтового разлома с 1972 г. по 1973 г. годовое приращение составило около  $285 \cdot 10^{-5}$ ). По-видимому, то и другое. Но первое при небольшой скорости может привести к пластическому течению пород зоны разлома, второе же - к разрыву их сплошности. Поэтому можно полагать, что Дельтовый разлом Устьселенгинской депрессии в соответствующее наблюдениям время был значительно сейсмически активен, чем Сурхобский. Что касается Приморского разлома, то его активность была значительно ниже, чем на вышеупомянутых. Среднегодовое приращение дилатации здесь составило  $40 \cdot 10^{-6}$ , т.е. на порядок меньше, чем в зоне Дельтового разлома.

3. Аномалия дилатации в зоне Приморского разлома не противоречит существующим представлениям о наличии регионального горизонтального растяжения рифтовой системы, направленного вкрест ее простирания. Однако данные по Селенгинскому профилю свидетельствуют о существовании иных глубинных процессов, в значительной степени затушевывающих общий фон растяжения особенно в районе Дельтового прогиба.

4. Баскунчакские солянокупольные структуры на протяжении всего рассмотренного периода времени наблюдений на одноименном полигоне испытывали результативное растяжение относительно 1951 г. При этом, эффект растяжения Южного гипсового поля неуклонно нарастал в течение всех 17 лет.

5. На Сахалинском полигоне дилатация носила различный характер по профилям, простирающимся вдоль и вкрест о. Сахалин: вдоль острова наблюдалось относительное расширение, вкрест - сжатие. Несмотря на большие расстояния между реперами здесь также намечается увеличение скорости дилатации на участках, прилегающих к зоне Центрально-Сахалинского разлома.

В заключение отметим, что рассмотренная методика анализа современных вертикальных движений земной коры, по-видимому, может быть полезной при сейсмическом районировании, поиске и выделении структур растяжения и сжатия, в частности нефтегазоносных структур, зон глубинных разломов, определяющих, как известно, структурную позицию многих месторождений полезных ископаемых эндогенного типа. Кроме того, изучение дилатации представляется важным для правильной методической постановки геодезических наблюдений, направленных на поиск предвестников земле -

трясений, поскольку едва ли имеет смысл искать предвестников в аномалиях смещений отдельных точек.

#### Литература

1. Боровик Н.С., Гайский В.Н., Колмогоров В.Г., Ларионов В.А., Мишарина Л.А., Фотиади Э.Э. Исследования характеристик поля упругих напряжений в Байкальской рифтовой зоне. Геол. и геофиз., 1974, № II.

2. Гусева Т.В. О результатах геодезических работ на Баскунчакском полигоне в 1965 и 1968 годах. Сб. Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970.

3. Всииков Н.П. Тензорное поле деформаций земной коры и методика его изучения по данным геодезических измерений. Геол. и геофиз., № 7, 1973.

4. Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семакин В.П., Якушко Г.Г. Исследования на Сахалинском геодинамическом полигоне. Сб. Современные движения земной коры, № 5, Изд. АН Эстонской ССР, Тарту, 1973.

5. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Результаты повторного нивелирования на Ангинском профиле. Сб. Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Ротапринт ИГиГ, Новосибирск, 1975.

6. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Характер проявления современных вертикальных движений земной поверхности на Седенгинском профиле. Сб. Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Ротапринт ИГиГ, Новосибирск, 1975.

7. Певнев А.К. Современные движения земной коры в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. "Наука", М., 1968.

8. Певнев А.К., Финько Е.А., Шатский В.И., Энман В.Б. Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. Сб. Современные движения земной коры, № 4, М., 1968.

9. Седов Л.И. Механика сплошной среды, т. II. "Наука", М., 1973.

Ю. Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмо-  
тектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. "Наука",  
М., 1968.

И. Финько Е.А., Энман В.Б. Современные движения земной  
поверхности в зоне Сурхобского разлома. Геотектоника, № 5, 1971.

И.2. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г. и др.  
Байкальский геодинамический полигон. Ротапринт ИГиГ, Новоси-  
бирск, 1970.

Н.П. Есиков, С.И. Кесельман

СООТНОШЕНИЕ ГРАДИЕНТА  
СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ  
С КОМПОНЕНТАМИ ДЕФОРМАЦИИ  
ПРИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Характер современных вертикальных движений обычно описы-  
вают двумя основными параметрами — скоростью и градиентом скоро-  
сти движений. Их величины получают в результате обработки непосред-  
ственных измерений относительных смещений точек земной по-  
верхности и, стало быть, они включают в себя три известных типа  
движений: чистую деформацию, вращательное движение и параллель-  
ный перенос.

Величина градиента характеризует меру изменения скорости в  
горизонтальном напрвлении на поверхности Земли,

$$|\text{grad } v| = \frac{|v_2 - v_1|}{\ell} \quad (I)$$

где  $v_1$  и  $v_2$  — скорость смещений в двух точках, отстоящих друг  
от друга на расстоянии  $\ell$ . Градиент скорости движений широко  
используется при анализе современных и неотектонических движе-  
ний, при этом считается, что скорость деформации (?) около  
верхней поверхности земной коры равна его величине /3/. В нас -  
стоящее время составлены карты градиента скорости, его среднюю

величину для тектонических движений предложено использовать в качестве одного из критериев сейсмической опасности /1,2,4/.

Особый интерес представляет тот факт, что его модуль инвариантен относительно начала координат, не зависит от эвстатического колебания уровня Мирового океана и свободен от ошибок передачи высот на большие расстояния. По сути дела при расчете градиента на его величину оказывают влияние только ошибки, накопившиеся при нивелировании между ближайшими точками. Значение градиента слабо зависит от того по урвненным или непосредственно наблюдаемым значениям скорости он рассчитывается /2/. Однако, возникает вопрос, какой деформации соответствует градиент, рассчитанный по формуле (1).

В данной статье авторами показано, что при различном сочетании смещений соседствующих точек земной поверхности градиент скорости вертикальных движений соответствует скорости разных деформаций. на одних структурах он может быть пропорционален скорости относительного изменения площади вертикального разреза, на других - равен сдвиговой деформации; на третьих и четвертых - отражать скорости обоих видов деформаций, но с преобладанием либо первой, либо второй компонент.

Поскольку целесообразно рассматривать модель локально-однородного деформирования земной коры (она предполагается и при расчете градиента по формуле (1), то для трех точек земной поверхности можно записать линейную связь между их координатами  $x$  и  $Z$  и смещениями в вертикальном направлении

$$w_i = \gamma x_i + \theta z_i + c; \quad (i=1,2,3), \quad (2)$$

где  $w_i$  - смещения точек;  $\gamma$ ,  $\theta$ ,  $c$  - определяемые величины.

Сдвиговая компонента деформации в однородной модели обусловлена взаимным скольжением без искривления линий, параллельных до деформации горизонтальной оси координат (рис. 1). Заметим, что при анализе вертикальных движений рассматривается только простой сдвиг, поскольку смещения по оси  $x$ , вдоль профиля, отсутствуют /5/.

При рассмотрении вертикальных движений сдвиг определяется тангенсом угла  $\psi$ , на который изменяется в процессе деформации прямой угол между прямыми, параллельными осям  $x$  и  $z$  (рис. 1).

Итак, пусть повторным нивелированием выявлено, что точки дневной поверхности  $M_1(x_1, z_1)$ ;  $M_2(x_2, z_2)$  и  $M_3(x_3, z_3)$  ис-

ходного состояния рельефа сместились в "актуальное состояние" /6/  $M_1'(x_1, z_1')$ ;  $M_2(x_2, z_2')$  и  $M_3(x_3, z_3')$ , соответственно, на  $w_1$ ,  $w_2$  и  $w_3$ . Тогда в результате простого сдвига прямой угол деформируется в угол  $QNM_3'$ , равный  $\frac{\pi}{2} + \psi$  (рис. I).

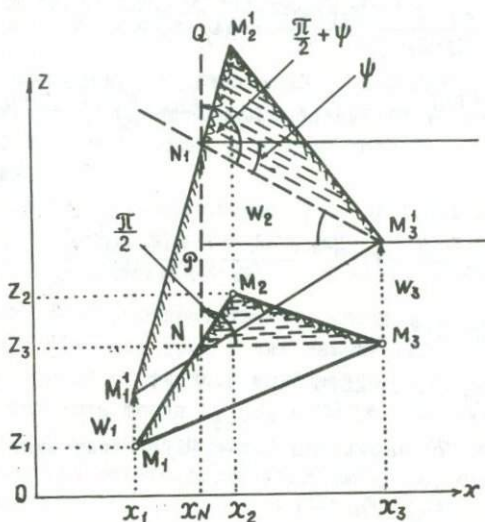


Рис. I. Определение сдвиговой компоненты деформации и дилатации при вертикальных движениях земной поверхности.

$M_1, M_2, M_3$  - положение реперов в начальную эпоху наблюдений,  $M_1', M_2', M_3'$  - их положение после смещений.

Для определения  $\operatorname{tg} \psi$  найдем координату  $x_N$  прямой  $QN$ , параллельной оси  $Z$ .

Так как точка  $N$  лежит на каждой из прямых  $z = z_3$  и  $M_1M_2$ , то записывая их уравнения в общем виде

$$z_N - z_3 = 0$$

$$\frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} x_N - z_N + \left[ z_1 - \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} \cdot x_1 \right] = 0 \quad (3)$$

найдем 
$$x_N = \frac{(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1(z_2 - z_1)}{z_2 - z_1} . \quad (4)$$

Формула (4) является и уравнением прямой  $QN$ .

Определим теперь координату  $z$  точки  $N'$ . Записывая в общем виде уравнение прямых  $QN$  и  $M_1M_2'$

$$x - \frac{(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1(z_2 - z_1)}{z_2 - z_1} = 0 . \quad (5)$$

$$\frac{(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)}{x_2 - x_1} \cdot x - z + \left[ (z_1 + w_1) - \frac{(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)}{x_2 - x_1} \cdot x_1 \right] = 0 ,$$

получим

$$z_{N'} = (z_1 + w_1) - \frac{(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)}{x_2 - x_1} \cdot x_1 + \frac{[(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1(z_2 - z_1)][(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)]}{(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)} \quad (6)$$

Как видно из рис. 1,

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{z_{N'} - z_{M_3'}}{x_N - x_3} . \quad (7)$$

Подставляя в (7) выражения (4) и (6) и учитывая, что

$$z_{M_3'} = z_{M_3} + w_3 , \quad (8)$$

после простых преобразований будем иметь

$$\gamma = \operatorname{tg} \psi = \frac{w_1(z_2 - z_3) + w_2(z_3 - z_1) + w_3(z_1 - z_2)}{x_1(z_2 - z_3) + x_2(z_3 - z_1) + x_3(z_1 - z_2)} . \quad (9)$$

Определим теперь относительное изменение площади треугольника  $M_1M_2M_3$  в результате смещения его вершин в вертикальном направлении на  $w_1$ ,  $w_2$  и  $w_3$ .

Площадь исходного треугольника  $M_1M_2M_3$ , как известно, равна

$$S_H = \frac{1}{2} \begin{vmatrix} x_1 - x_3 & z_1 - z_3 \\ x_2 - x_3 & z_2 - z_3 \end{vmatrix} . \quad (10)$$

Аналогично запишется и площадь треугольника  $M_1'M_2'M_3'$

$$S_A = \frac{1}{2} \begin{vmatrix} x_1 - x_3 & z_1' - z_3' \\ x_2 - x_3 & z_2' - z_3' \end{vmatrix} , \quad (11)$$

где  $z_i' = z_i + w_i$ ;  $(i=1, 2, 3)$ .

Вычисляя

$$\theta = \frac{S_{\alpha} - S_{\beta}}{S_{\beta}}, \quad (12)$$

получим

$$\theta = \frac{w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)}{x_1(z_2 - z_3) + x_2(z_3 - z_1) + x_3(z_1 - z_2)} \quad (13)$$

Легко показать, что дилатация  $\theta$  и сдвиг  $\gamma$  являются коэффициентами системы линейных уравнений (2), связывающих смещения точек с их координатами в модели локальнс-однородного деформирования.

Таким образом, коэффициенты  $\gamma$  и  $\theta$  системы уравнений

$$w_i = \gamma x_i + \theta z_i + c; \quad (i=1, 2, 3), \quad (14)$$

представляют собой, соответственно, сдвиг и дилатацию. Записывая уравнение (14) для трех точек земной поверхности и решая их совместно можно определить компоненты деформации  $\gamma$  и  $\theta$ .

Пусть смещения точек  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$  таковы, что дилатация равна нулю. Поскольку знаменатель формулы (13) не равен нулю (это удвоенная площадь исходного треугольника) то, стало быть, равен нулю числитель

$$w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1) = 0, \quad (15)$$

откуда

$$w_3 = \frac{[w_2(x_1 - x_3) + w_1(x_3 - x_2)]}{x_2 - x_1}; \quad w_2 = \frac{-[w_3(x_2 - x_1) + w_1(x_3 - x_2)]}{x_1 - x_3} \quad (16)$$

и 
$$w_1 = \frac{-[w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)]}{x_3 - x_2} .$$

Таким образом, если смещения любых двух точек независимы, а смещение третьей точки подчиняется соотношениям (16), то рассчитанная по формуле (13), дилатация будет равна нулю.

Рассмотрим, чему в этом случае равен сдвиг. Подставляя в (9) вместо  $w_3$  его значение из (16), найдем

$$\gamma = \frac{w_2 - w_1}{x_2 - x_1} = g \operatorname{grad} w .$$

Нетрудно показать, что в этом случае

$$\frac{w_2 - w_1}{x_2 - x_1} = \frac{w_3 - w_2}{x_3 - x_2} = \frac{w_3 - w_1}{x_3 - x_1} . \quad (17)$$

Соотношение (17) является условием того, что средний градиент на участке  $M_1M_2M_3$  равен сдвиговой компоненте и что дилатация на данном участке отсутствует.

Пусть теперь смещения точек таковы, что сдвиговая компонента деформации равна нулю, т.е.

$$w_1(z_2 - z_3) + w_2(z_3 - z_1) + w_3(z_1 - z_2) = 0 . \quad (18)$$

Из (18), найдем

$$w_1 = \frac{[w_2(z_3 - z_1) + w_3(z_1 - z_2)]}{z_3 - z_2}; \quad w_2 = \frac{[w_3(z_1 - z_2) + w_1(z_2 - z_3)]}{z_1 - z_3} \quad (19)$$

и

$$w_3 = \frac{[w_1(z_2 - z_3) + w_2(z_3 - z_1)]}{z_2 - z_1} .$$

Определяя дилатацию по (13) с учетом (19), получим

$$\theta = \frac{w_1 - w_2}{z_1 - z_2} = \frac{w_2 - w_3}{z_2 - z_3} = \frac{w_1 - w_3}{z_1 - z_3} , \quad (20)$$

т.е. она равна градиенту скорости в вертикальном направлении.

В этом случае модуль среднего градиента скорости в горизонтальном направлении, рассчитанный по формуле (1) будет равен

$$|\overline{grad w}| = \frac{1}{3} |\theta [tg \varphi_1 + tg \varphi_2 + tg \varphi_3]| , \quad (21)$$

где  $\varphi_1$ ,  $\varphi_2$  и  $\varphi_3$  - углы наклона сторон  $M_1M_2$ ;  $M_2M_3$  и  $M_1M_3$  к оси  $x$ .

Соотношение

$$\frac{w_1 - w_2}{z_1 - z_2} = \frac{w_2 - w_3}{z_2 - z_3} = \frac{w_1 - w_3}{z_1 - z_3} \quad (22)$$

является условием пропорциональности модуля среднего градиента вертикальных движений данного участка его дилатации и равенства нулю сдвиговой компоненты деформации.

Из приведенных формул очевидно, что при вполне реальных

соотношениях между смещениями точек земной поверхности градиент вертикальных движений в горизонтальном направлении в одних районах может быть идентичен сдвиговой компоненте деформации, в других — пропорционален дилатации. Так, например, если смещения реперов  $w_1 = +3$  мм;  $w_2 = +5$  мм;  $w_3 = +9$  мм, а их координаты, соответственно,  $x_1 = 1$  км;  $x_2 = 2$  км;  $x_3 = 4$  км;  $z_1 = 1$  м;  $z_2 = 5$  м;  $z_3 = 10$  м, то дилатация участка равна нулю, а модуль градиента и сдвига равны  $2 \cdot 10^{-6}$ .

Если же  $w_1 = +2$  мм;  $w_2 = +5$  мм;  $w_3 = -1$  мм;  $x_1 = 2$  км;  $x_2 = 6$  км;  $x_3 = 9$  км;  $z_1 = 3$  м;  $z_2 = 4$  м;  $z_3 = 2$  м, то сдвиг равен нулю, дилатация же равна градиенту смещений в вертикальном направлении  $3 \cdot 10^{-3}$ , а модуль среднего градиента смещений в горизонтальном направлении будет равен  $1,1 \cdot 10^{-6}$ .

В общем случае, когда  $\gamma \neq 0$  и  $\theta \neq 0$ , градиент смещений в горизонтальном направлении будет отражать обе эти деформации. Действительно, записывая систему уравнений (14) в развернутом виде

$$\begin{aligned} w_1 &= \gamma x_1 + \theta z_1 + c \\ w_2 &= \gamma x_2 + \theta z_2 + c \\ w_3 &= \gamma x_3 + \theta z_3 + c \end{aligned} \quad (23)$$

и находя из (23) модуль среднего градиента, получим

$$\left| \text{grad } w \right| = \left| \gamma + \frac{\theta}{3} [\text{tg } \psi_1 + \text{tg } \psi_2 + \text{tg } \psi_3] \right| \quad (24)$$

Из (24) видно, что градиент смещений равен сумме сдвига и определенной части дилатации. Если сдвиг и дилатация одного и того же порядка и превышения между точками небольшие, то градиент будет характеризоваться в основном сдвиговой компонентой.

Однако в горных районах, где превышения между пунктами могут быть большими и сумма тангенсов углов наклона линий будет близка к единице или превышать ее, величина градиента смещений может в равной степени состоять из сдвига и дилатации. Если же дилатация значительно превышает сдвиг, то может оказаться, что она в основном будет отражена в градиенте вертикальных движений.

Таким образом, градиент современных вертикальных движений

земной поверхности может быть генетически связан с различными типом глубинных движений земной коры. Поэтому его величина, одинаковая для различных районов, еще не означает идентичности их деформаций. Двойственная природа градиента современных вертикальных движений земной поверхности безусловно является помехой для выяснения его связи с данными геологии и геофизики, в частности, с характеристиками землетрясений. В этих целях нам представляется необходимым анализ связи отмеченных явлений с самими компонентами деформации. Однако это выходит за рамки настоящей статьи.

### Литература

1. Гзовский М.В., Никонов А.А. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры. Геотектоника, 1973, №3, с. 45-58.

2. Матцкова В.А. Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и исследования периодичности движений. Сб. "Современные движения земной коры", № 5, Тарту, 1973, с. 42-48.

3. Гзовский М.В., Никонов А.А. Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимом и сейсмичностью. В кн. Проблемы современных движений земной коры. III Международный симпозиум. Изд-во АН СССР, 1969, с. 405-412.

4. Гзовский М.В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. Сб. "Современные движения земной коры", № I, изд-во АН СССР, с. 37-63, 1963.

5. Рейнер М. Деформация и течение (Введение в реологию). Гос. н-т изд-во нефтяной и горно-топл. лит-ры, М., 1963.

6. Седов Л.И. Механика сплошной среды, т. I, "Наука", М., 1973.

## ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛАЗЕРНОГО ДАЛЬНОМЕРА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Развитие квантовой электроники и появление квантовых генераторов (лазеров) способствовало созданию новых приборов для геодезических измерений. В частности, за последние годы появились целые лазерные комплексы, предназначенные для высокоточных линейных измерений с относительной погрешностью  $5 \times 10^{-7}$  /2,4/.

Проведение высокоточных линейных измерений с помощью оптических дальномеров связано со специфическими трудностями. Основным фактором, снижающим возможности использования этих приборов, является неопределенность показателя преломления среды, учет которого на больших длинах чрезвычайно сложен. Даже тщательное выполнение измерения расстояний в несколько километров обеспечивает точность  $2 \times 10^{-6}$  /1/. На линиях длиной в несколько сот метров учет атмосферного влияния существенно упрощается, но определение точного времени распространения света практически невозможно, что не позволяет, даже при использовании лучших конструкций дальномеров, получить результаты с относительной погрешностью точнее, чем  $10^{-4} - 10^{-5}$  /7/. Значительному повышению точности линейных измерений способствовала замена обычного источника света (газовысветные трубки различных типов - ртутные, криптоновые и др.) в оптическом дальномере на лазерный /2/.

На первом этапе измерений с помощью эталона длины конструкции Харьковского ВНИИМ, как уже указывалось ранее /3/, главное внимание было направлено на решение следующих вопросов: возможность применения лазерного дальномера для высокоточных линейных измерений; разработка методики высокоточных измерений; исследование влияния изменений внешних условий на точность измерений; предварительная обработка, оценка точности и анализ результатов измерений.

Для решения этих вопросов на Селенгинском участке Байкальского полигона была построена геодезическая сеть, состоящая из двух вытянутых треугольников со сторонами 0,7, 1,2 и 1,9 км и пересекающая один из разломов Байкальской рифтовой зоны (рис.1). Пункты наблюдений были закреплены бетонными тумбами, заложенными

в протерозойские (пп № 1, 2 и 3) и плотные четвертичные породы (п № 4). На значительном протяжении визирный луч проходит над водной поверхностью р. Селенги. Выбор трасс, пересекающих реку, преследовал выяснение влияния водной поверхности на точность линейных измерений, что важно в связи с проектируемыми на ближайшие годы подобными измерениями сторон триангуляции, пересекающих оз. Байкал.

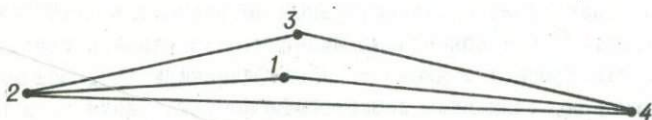


Рис. I. Схема линейных измерений

Прохождение визирного луча через слои атмосферы различной плотности вызывает большие затруднения в определении вероятнейшего значения показателя преломления световых волн и требует тщательных дополнительных исследований. В этом плане по результатам специальных измерений метеорологических факторов (например, с помощью аэрологических зондирований в нескольких точках трассы температуры воздуха на высоте луча над водой и над сушей) можно построить физическую модель воздушной среды, близкую к реальной и позволяющую в первом приближении дать объяснения большим, порой превышающим всякие допуски, расхождениям результатов измерений.

С помощью статистико-вероятностных методов с учетом возможности аппаратуры, позволяющей производить измерения с относительной погрешностью не грубее  $5 \times 10^{-7}$ , были рассчитаны допуски и построена программа измерений. При этом руководствовались следующими соображениями.

При измерении малых смещений, соизмеримых с ошибками наблюдений, необходимо оценивать не только результаты измерений, но

и их погрешности. Необходимая точность и надежность оценок центра группирования  $X$  при помощи  $\bar{x}$  и среднего квадратического отклонения  $\sigma_x$  при помощи  $S$ , как известно, обеспечивается выбором числа наблюдений  $l/5$ :

$$l = l_s \gg \frac{z_\alpha^2 \sigma^2}{2\Delta \sigma^2} = \frac{z_\alpha^2}{2q_\sigma^2}, \quad (1)$$

где  $q_\sigma = \frac{\Delta \sigma}{\sigma}$  — предельная оценка параметра  $\sigma$ , выраженная в долях  $\sigma$ ,  $z_\alpha$  — выбирается из специальных таблиц /6/ по заданной надежности  $\alpha$ :

$$\alpha \approx P(-z_\alpha < \frac{S - \sigma}{\sigma/\sqrt{2l}} < +z_\alpha). \quad (2)$$

Для установления технических допусков обычно принимают  $q_\sigma = 0.1$ , поэтому при  $\alpha = 0.95$  получается  $l \gg 200$ .

С целью упрощения вычислений, связанных с определением эмпирических числовых характеристик  $\bar{x}$  и  $S$ , при больших выборках, содержащих 200–300 наблюдений, иногда используют группировку: берется  $m$  сходных выборок объемом по  $l_i$  каждая так, чтобы  $\sum_{i=1}^m l_i - m > m\ell$ , и вычисляется эмпирическая дисперсия:

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^m l_i S_i^2}{\sum_{i=1}^m l_i - m}, \quad (3)$$

где  $S_i^2 = \frac{1}{l_i} \sum_{j=1}^{l_i} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2$  ряда измерений  $x$ ,  $i = 1, 2, \dots, m$ ;  $j = 1, 2, \dots, l_i$ .

В нашем случае можно взять  $m = 12$  при  $\ell = 20$ . Тогда  $m\ell = 240$ ,  $\sum_{i=1}^m \ell - m = 228 > 200$ . Таким образом, полная программа наблюдений состоит из 12 серий по 20 измерений каждая, а формула (3) приобретает очень простой вид:

$$S^2 = 0,0877 \sum_{i=1}^{12} S_i^2. \quad (4)$$

Обычно линейные измерения выполняются в двух направлениях — прямом и обратном, при этом соблюдается симметрия распределения измерений как во времени (утро — вечер), так и по числу, т. е. число измерений в прямом направлении должно равняться числу измерений в обратном направлении. Поэтому измерения каждой линии должны выполняться не менее, чем в две видимости (под види-

мостью понимается время, наиболее благоприятное для геодезических измерений).

Для текущего предупредительного контроля точности результатов измерений используется размах варьирования

$$R_{\ell} = X_{\text{макс}} - X_{\text{мин}}, \quad (5)$$

а верхняя граница размаха варьирования определяется

$$R_p = \sigma t_{p, \ell},$$

где квантиль  $t_{p, \ell}$  выбирается из специальных таблиц /6/ по числу измерений  $\ell$  и заданной вероятности  $P$ .

Учитывая высказанные выше соображения, при измерении малых смещений земной поверхности лазерным комплексом с предельной относительной погрешностью  $\gamma = 5 \times 10^{-7}$  и надежностью  $P = 0.95$  можно установить следующие контрольные допуски: внутри серии (при  $\ell = 20$ )  $R_{\ell} \leq 5 \cdot 0.1 S_i$ , между сериями (при  $m = 12$ )  $R_m \leq 4 \cdot 62 S$ , где  $S$  определяется по формуле (4).

Линейные измерения выполнялись в следующем порядке. Установка дальномера и центрировка на точках стояния осуществлялась с помощью принудительного центрирования за 1–1.5 часа до захода Солнца. Во время 2-х часового прогрева аппаратуры обеспечивался выход на рабочий режим системы дальномера и производилась установка "прибор-отражатель" в рабочее положение. После выполнения подготовительных процедур производились линейные измерения, заключающиеся в быстром (в течение 2–3 минут) снятии 20 отсчетов. В первые годы (1970 и 1971) между сериями делались большие перерывы (по 15–20 минут), в течение которых проверялась работа элементов аппаратуры, анализировался характер погодных условий. Все это удлиняло и усложняло процесс наблюдений (4–6 приемов занимали 1.5–2 часа). В 1972 г. производилось несколько серий подряд, без перерыва; качество измерений при этом было значительно выше, чем в предыдущие годы. Это очевидно можно объяснить в первую очередь усовершенствованием методики наблюдений и связанным с этим значительным сокращением времени (6 приемов измерялись в течение 20–25 минут).

Измеренное прибором расстояние  $L$  определялось по формуле

$$L = \frac{M}{n} \left( K + \frac{1}{2} \right) + \Delta + \sum P_i, \quad (6)$$

где  $M = \frac{C}{2f}$  - масштаб измерений,  $f$  - частота огибающей ВЧ оптического сигнала,  $C$  - скорость света в вакууме,  $n$  - показатель преломления воздуха,  $K$  - целое число фазовых циклов,  $\Delta$  - отсчет по линейке дальномера,  $\sum \rho_i$  - сумма поправок, включающая в себя постоянную прибора, поправки за наклон прибора, за изменение частоты опорного генератора, за влияние метеофакторов.

Предварительная обработка результатов, выполняемая непосредственно во время измерений, состояла из определения величин  $\bar{\Delta}$ ,  $n$ ,  $K$ ,  $MK/n$  и  $M/2n$  и оценки каждой серии по формулам:

$$S_i = \pm \sqrt{\frac{1}{\ell_i - 1} \sum_{j=1}^{\ell_i} (\Delta_j \ell_i - \bar{\Delta} \ell_i)}, \quad S_i = \pm \frac{S_i}{\sqrt{\ell_i}}, \quad (7)$$

где  $\bar{\Delta}_i = \frac{\sum_{j=1}^{\ell_i} \Delta_{ij}}{\ell_i}$ ,  $\ell_i = 20$  - число измерений в одной серии. Показатель преломления "n" вычислялся по формуле Эдлена для  $\lambda = 0.63$  мкм:

$$(n_{cp} - 1) \times 10^{-7} = \frac{3.95 P}{1 + 0.003671 t} - 0.54 e \cdot 10^{-7}, \quad (8)$$

где  $P$  - давление воздуха в мм рт.ст.,  $t$  - температура воздуха в градусах Цельсия,  $e$  - упругость водяных паров в мм рт.ст.

При окончательной обработке производилось вычисление всех поправок, входящих в  $\sum P$ , осреднение величин  $L$  и приведение среднего  $\bar{L}$  к горизонту, анализ влияния внешних условий на точность измерений. Последний выполнялся путем сравнения прямых измерений с обратными и определения связи с изменением температуры. Оказалось, что коэффициенты корреляции  $r$  между разностями прямых и обратных линейных измерений и разностями соответствующих им температур довольно значительны: для измерений 1971 года  $r = -0.77$ , для 1972 года  $r = -0.91$ . Это еще раз подтверждает выводы о том, что разности между прямыми и обратными измерениями обусловлены в первую очередь различием внешних условий (главным образом температуры), в которых проводились измерения.

Для выяснения температурных условий на высоте прохождения лазерного луча в 1972 году были проведены с помощью зонда изме-

рения температуры в средней точке наиболее сложной трассы "Никольское - остров" (линии 2-1 и 2-3). Для этого был использован полупроводниковый датчик температуры. Результаты измерений показали, что средние значения температуры, измеренные только на концах линий, отличаются от их значений в середине на высоте визирного луча. Разность температур в среднем составила около  $1^{\circ}\text{C}$  при слабом ветре и  $-2.07$  ;  $-3.0^{\circ}\text{C}$  в условиях спокойной атмосферы, что дает поправку в измеренные величины около 3 мм. Как показали исследования, во время измерений целесообразно использовать вместо инерционных ртутных термометров более чувствительных во времени устройств регистрации температуры, например, с применением термисторных полупроводниковых датчиков.

Наконец, остановимся на методике оценки достоверности полученных результатов измерений. Для оценки достоверности полученных разностей между измерениями разных лет использовался  $t$  - критерий Стьюдента.

Пусть имеется два значения средних из разных статистических выборок (в нашем случае - ряды пар, составленные из наблюдений 1970, 1971 и 1972 гг.), для которых средние значения длин трассы равны  $\bar{L}_1$  и  $\bar{L}_2$ . Если значение  $t$ , вычисленное для разности  $\Delta L = \bar{L}_2 - \bar{L}_1$ , окажется больше теоретического  $t_p^0$  для заданного уровня значимости  $p$ , то разность является достоверной для принятого уровня значимости. Величина  $t$  определяется по формуле:

$$t = \frac{\bar{L}_2 - \bar{L}_1}{\bar{S}} \sqrt{\frac{\ell_1 \ell_2}{\ell_1 + \ell_2}}, \quad (9)$$

где

$$\bar{S} = \pm \sqrt{\frac{(\ell_1 - 1)S_1^2 + (\ell_2 - 1)S_2^2}{(\ell_1 - 1) + (\ell_2 - 1)}}. \quad (10)$$

Здесь  $\ell_1$  и  $\ell_2$  - количество измерений первого и повторного наблюдений при эмпирических дисперсиях  $S_1^2$  и  $S_2^2$ , соответственно. Если  $\ell_1 = \ell_2 = \ell$ , то формулы (9) и (10) приобретают вид:

$$t = \frac{\bar{L}_2 - \bar{L}_1}{\bar{S}} \sqrt{\frac{\ell}{2}}, \quad \bar{S} = \sqrt{\frac{S_1^2 + S_2^2}{2}}. \quad (11)$$

Теоретическое значение величины  $t\%$  выбиралось из таблиц /6/,  $P$  - уровень значимости и  $K = \ell_1 + \ell_2 - 1$  - число степеней свободы. Результаты сравнения измерений разных лет помещены в таблице I.

Как видно из таблицы I, по отношению к измерениям 1970 г. зафиксированы значительные изменения длины линий 1-4, 3-4, 2-4; за период 1971-1972 гг. изменились линии 1-2, 1-4 и 3-4. Непостоянство знаков разностей длин в промежутке времени 1970-1972 гг. без дополнительных исследований пока трудно объяснить.

Результаты исследований, полученные в течение трех полевых сезонов, их статистическая обработка показали возможность обнаружения медленных изменений длин линий между опорными пунктами, удаленными друг от друга на расстояние от 700 до 1900 метров с относительной погрешностью  $5 \times 10^{-7}$ .

Подтверждением высокого качества измерений лазерным дальномером является проведенный в 1972 г. эксперимент, заключающийся в дискретном перемещении отражателя и регистрации величин смещений. Анализ полученных данных показал, что при благоприятных условиях (слабый ветер, постоянная температура воздуха) возможно фиксирование относительных смещений с точностью  $1,6 \times 10^{-7}$ .

Таким образом, можно отметить, что в последнее время появляются новые возможности для выполнения высокоточных измерений малых горизонтальных деформаций земной поверхности на геодинамических полигонах. Строгая же методика наблюдений (необходимое число наблюдений, выбор наилучшего времени для измерений, тщательный учет влияния внешних факторов и т.д.) позволяет получить точность измерений не грубее, чем  $5 \times 10^{-7}$  (для расстояний длиной до 2000 метров). Наибольшее влияние на качество измерений оказывают флуктуации показателя преломления, для учета которых необходимо проводить наблюдения метеорологических факторов не только на точках наблюдений, но и в других частях визирного луча.

Т а б л и ц а I  
Сравнение измерений линий за период 1970-1972 гг.

Линия	Измеренная длина $L$ в мм		$\Delta L$ , мм	$\bar{S}$ , мм	$t$	$t_0^{0.05}$
	<u>1970г.</u>	<u>1971г.</u>				
I-2	723468.6	723470.3	+1.7	$\pm 7.8$	0.44	2.12
I-4	I227567.5	I227579.8	+12.3	2.4	10.60	2.09
3-2	723326.3	723329.2	+2.9	5.8	0.97	2.13
3-4	I224178.5	I224190.2	+11.7	3.4	7.89	2.09
2-4	I923132.1	I923138.7	+6.6	0.9	16.40	2.09
	<u>1971г.</u>	<u>1972г.</u>				
I-2	723470.3	723465.8	-4.5	7.5	3.24	2.08
I-4	I227579.8	I227577.8	-2.0	1.2	4.07	2.06
3-4	I224190.2	I224184.9	-5.3	6.0	4.80	2.08
2-4	I92318.7	I923139.5	+0.8	2.2	2.20	2.06
3-2	723329.2	723328.4	-0.8	3.9	1.12	2.08
	<u>1970г.</u>	<u>1972г.</u>				
I-2	723468.6	723465.8	-2.8	5.2	1.08	2.10
I-4	I227567.5	I227577.8	+10.3	2.5	8.13	2.12
3-2	723326.3	723328.4	+2.1	5.3	0.79	2.12
3-4	I224178.5	I224184.9	-6.4	4.9	3.10	2.07
2-4	I923132.1	I923139.5	+7.4	2.3	7.10	2.09

## Литература

1. Генике А.А. Радиоэлектронные средства высокоточных линейных измерений при изучении горизонтальных движений земной коры. В кн.: Современные движения земной коры. № 3, М., ВИНТИ, 1968.
2. Голосов В.В. и др. О возможности применения газовых лазеров при высокоточном измерении расстояний. Геодезия и картография, № 5, 1966.
3. Колмогоров В.Г., Авдеенко Н.С. К вопросу о методике изучения горизонтальных движений с помощью лазерной аппаратуры. Сб.: Современные движения земной коры, № 5, АН ЭССР, Тарту, 1973.
4. Сикора С.В., Лукин И.В. Актуальные метрологические проблемы дальнометрии. В кн.: Украинская республиканская научно-техническая конференция, посвященная 50-летию метрологической службы УССР, 1972 г., Харьков", Харьков, 1972.
5. Смирнов Н.В., Белугин Д.А. Теория вероятности и математическая статистика в приложении к геодезии. М., "Недра", 1969.
6. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
7. Трифонов Ю.А. Перспективы создания и применения малых светодальномеров для определения малых расстояний. Труды Иркутского политехнического института, вып. 54, 1969.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКОРОСТЕЙ  
СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
С ПОМОЩЬЮ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ МОДЕЛИ  
ПО СТАТИЧЕСКИМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Прогнозирование скоростей современных движений земной коры осуществляется в пространственном и временном аспектах. В первом случае можно идти двумя путями: 1 - на основании специального изучения общих закономерностей исследуемого процесса высказывают предположение о ходе процесса и применяют его в прогнозируемых областях; 2 - т.н. методами аналогии, когда на эталонной области выявляется характер взаимосвязи между исследуемым процессом и какой-либо величиной, измеренной на эталонной и прогнозной областях, и по установленному закону связи прогнозируются значения изучаемого процесса.

Примером первого подхода является обычно применяемое при построении карт современных вертикальных движений земной поверхности простое интерполирование. Примером второго подхода является попытка установления связи между современными вертикальными движениями (СВД) и морфоструктурными элементами /6,8/, а затем использование геоморфологических показателей для предсказания СВД. Имея в виду, что существующая сеть профилей повторного нивелирования весьма редкая, нам представляется второй путь прогнозирования СВД в настоящее время наиболее эффективным.

В этой связи, базируясь на разработки в области математического моделирования геолого-геофизических явлений /5,9/, в работах Г.И. Каратаева была предложена так называемая аксиоматическая корреляционная модель прогноза различных параметров земной коры по гравитационным и магнитным аномалиям, обеспечивающая в принципе и прогноз СВД в межпрофильном пространстве по данным геологических и геофизических съемок. Суть этой концепции применительно к обсуждаемой задаче состоит в следующем. Изучаемая область разбивается на эталонную  $R^3$  и прогнозную  $R^k$  области. Под эталонной областью понимают профили повторного нивелирования, состоящие из совокупности точек  $r^3 \in R^3$ , в которых заданы значения скоростей СВД -  $V^3(r)$ . под прогнозной об-

дастью, в которой требуется найти возможные значения скоростей СВД  $V^k(r)$  - совокупность точек  $r^k \in R^k$ , расположенных между профилями. На всей исследуемой области  $R = R^k \cup R^3$  заданы геологические и геофизические поля  $g_i(r)$ , по которым предполагается прогноз  $V^k$ . Постулируется ряд положений, в том числе следующих. 1) Если на двух разных профилях (областях) найдены формы связи между  $V$  и  $g_i$ , соответственно, операторы  $A_1$  и  $A_2$ , и если применение  $A_2$  на первой области, а  $A_1$  на второй - дает значения скоростей, достаточно близкие к заданным, то такие операторы считаются совпадающими, т.е.  $A_1$  и  $A_2$  совпадают, если  $\|V_1 - A_2 g_1\| \leq \epsilon_0$ ,  $\|V_2 - A_1 g_2\| \leq \epsilon_0$ , где  $V_i = A_i g_i$  - операция прогнозирования,  $\epsilon_0$  - требуемая точность прогноза. 2) Изучаемую область можно по каким-либо геолого-геофизическим признакам постепенно разделить на более мелкие территории. Иначе говоря, предполагается, что задана система правил классификаций изучаемой территории со все увеличивающимся числом классов (правила разбиения территории) -  $C_1 \Rightarrow C_2 \Rightarrow \dots \Rightarrow C_p$ .

На основании этих и ряда других постулатов строится схема прогноза. Сначала  $V^3(r^3)$  и  $g^3(r^3)$  на области  $R^3$  рассматриваются как эталонные данные в некоей единой геологической провинции (классификация  $C_1$  с одним классом). Между  $V^3$  и  $g^3$  отыскивается оператор  $A'_i$ , который наилучшим образом отражал бы связь между  $V^3$  и  $g^3$ . Если будет установлено, что  $\|V^3 - A'_i g^3\| \leq \epsilon_0$ , то связь считается найденной. Тогда прогноз осуществляется следующим образом.

По некоторым величинам и специальным правилам, которые мы здесь не обсуждаем, выясняется, можно ли оператор  $A'_i$  применить для прогноза в области  $R^k$ . Если "да", то  $V^k = A'_i g^k$ , при этом  $\epsilon^k \leq \epsilon_0$  [3]. Если же получен ответ "нет", то, стало быть, в геолого-геофизическом отношении прогнозная точка существенно отличается от эталонной области и что имеется какой-то геолого-геофизический фактор, существенно различно действующий на эталонной и прогнозных областях. Тогда выполняется разбиение исследуемой области согласно второй классификации  $C_2$ , при этом предполагается, что неизвестный фактор в каждом классе  $C_2$  действует более или менее постоянно, а изменяется только между классами.

Другими словами, согласно  $C_2$  все эталонные данные разбиваются на группы:  $L_1, L_2, \dots, L_\alpha$ , где  $\alpha$  - число классов в  $C_2$ .

И для каждой группы эталонных данных строится свой оператор  $A_1, A_2, \dots, A_n$ . Если какой-либо из них дает ошибку, большую  $\varepsilon_0$ , то разбиение территории делается по  $C_3$  и т.д.

Пусть на каком-то подобном шаге для  $C_q$ -той классификации найдено, что для всех ее классов операторы  $A_1^q, A_2^q, \dots, A_m^q$  дают ошибку не более  $\varepsilon_0$ . Такая классификация называется решающей. В теории корреляционной модели /3/ показано, что с ее помощью можно прогнозировать  $V^k$  по  $g^k$  с ошибкой не более  $\varepsilon_0$ . Для этого в прогнозируемой точке, как отмечалось раньше, специальным правилом устанавливается, какой именно оператор из совокупности  $A_1^q, A_2^q, \dots, A_m^q$  нужно использовать для прогнозирования.

В настоящей статье анализируются возможности использования корреляционной модели для прогноза скоростей СВД по геолого-геофизическим данным.

2. При выборе геолого-геофизических параметров, по которым предполагался прогноз  $V^k$ , мы исходили, во-первых, из известных соотношений между величинами скоростей СВД и морфоструктурными элементами, геофизическими полями, геологическими параметрами /2,5,6,7,8,10 и др./. И, во-вторых, из того, что СВД на разных участках земной поверхности имеют различную интенсивность и формы проявления, в силу блоковости строения земной коры, геологического различия блоков и глубинных причин, обеспечивающих эти различия.

В качестве параметров, которые, на наш взгляд, могут явиться для прогнозирования скоростей СВД, необходимо исследовать статические геофизические поля  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , рельеф поверхности мохо -  $H_m$ , рельеф дневной поверхности -  $h$  и карту тектонического районирования территории.

Вид оператора, связывающего скорости СВД и перечисленные параметры, в общем виде можно записать следующим образом:

$$V = f(g, G), \quad (I)$$

где в  $g$  включаются  $H_m, h, \Delta g$  и  $\Delta T$ , а в  $G$  - данные о геологическом строении земной коры исследуемого района, изображенные, в частности, на тектонической карте.

Под  $G$  понимаются в основном такие геологические факторы, которые могут быть представлены в виде классификаций:  $C_1 \Rightarrow C_2 \Rightarrow \dots$  с последовательным увеличением числа классов. Например, ес-

ли обозначить через  $C_I$  платформы и складчатые области вместе, то под классификацией  $C_2$  будет пониматься разбиение  $C_I$  на два класса - платформы и складчатые области отдельно. В классификации  $C_3$  - платформы разделяются на три класса: своды, впадины, щиты, а складчатые области - на антиклинории, синклинории, кроме того, в  $C_3$  можно включить еще класс - передовые (краевые) прогибы и т.д. Конечно, система классификации  $G$ , может быть различной.

В соответствии с описанной выше корреляционной моделью прогнозирования, уравнение (I) в решающей классификации  $C$  представляется системой уравнений:

$$\begin{aligned} V &= f_1(g) \sim G_1 \sim C_1^1 \\ V &= f_2(g) \sim G_2 \sim C_2^2 \\ V &= f_m(g) \sim G_m \sim C_m^m, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $m$  - число классов (число групп, на которые подразделена описательная геологическая информация  $G$ ).

Вид функции  $f_i$  ( $i = 1, 2 \dots, m$ ) в каждом классе может быть различным, от простейших линейных связей

$$V = \sum_{j=1}^k \alpha_j g_j, \quad (3)$$

$$V = \sum_{j=1}^k \alpha_j \psi_j(g_j), \quad (4)$$

где  $\psi_j$  - известная функция от исходных параметров  $g_j$ , до интегральных:

$$V(r) = \sum_{j=1}^k \int_{r_0}^r P_j(r-r') \psi_j[g_j(r')] \alpha r', \quad (5)$$

наиболее полно описывающих взаимосвязи между  $V$  и  $g$ .

Ряд из этих форм связи мы рассмотрим ниже.

3. Прежде всего покажем, что эмпирические связи таких параметров земной коры, как скорости СВД, геофизические поля, геологическая структура, рельеф земной поверхности и поверхность Мохэ не могут быть описаны одним простым уравнением. Однако это можно сделать с помощью системы уравнений (2). На рис. I-а, I-б

и I-в приведены корреляционные поля, характеризующие связи скоростей СВД с рельефом поверхности Мохэ, гравитационным полем и рельефом земной поверхности в целом для всей территории СССР ( $C_I$  - классификация) по 50-ти точкам. Нетрудно видеть, что связи между перечисленными параметрами в  $C_I$  классификации не наблюдается. Совершенно иная картина наблюдается, если сопоставляемые параметры  $V$  и  $g$ : подразделяются в соответствии с геотектоническими особенностями, т.е. учитывается изменчивость параметра  $G$ .

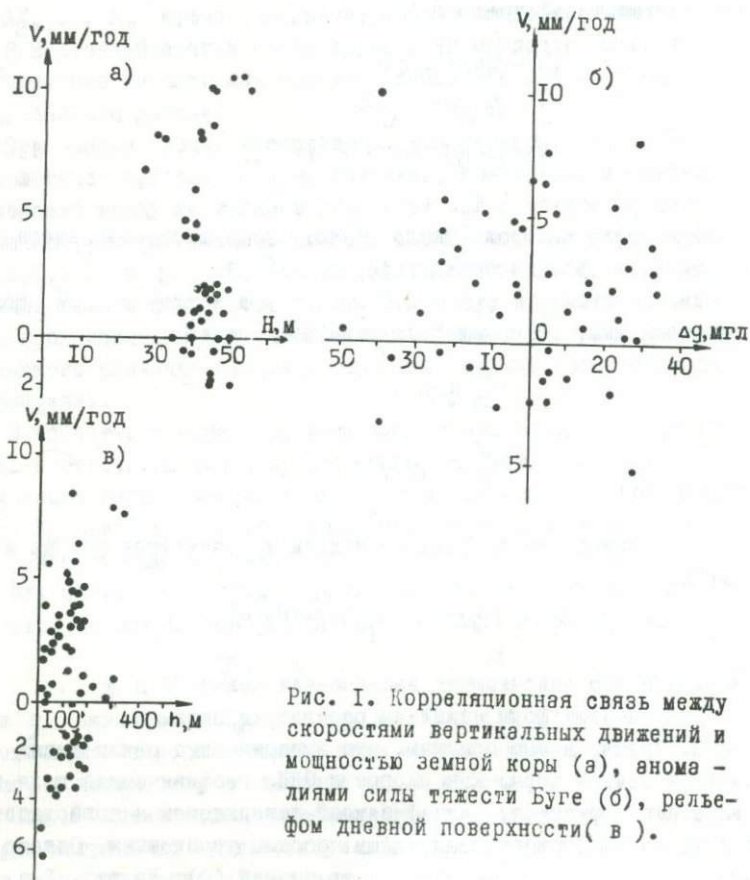


Рис. 1. Корреляционная связь между скоростями вертикальных движений и мощностью земной коры (а), аномалиями силы тяжести Буге (б), рельефом дневной поверхности (в).

Так для отдельно взятых геологических структур— Украинский кристаллический щит, Воронежская антиклиз, Днепроовско-Донецкая впадина, Карпаты, Забайкалье, Кавказ и другие — между  $V$  и  $\Delta g$ ,  $V$  и  $N_m$  наблюдается довольно тесная корреляционная связь. При этом формы связи в разных областях различные /2,5,10/.

Для иллюстрации этого положения в таблице I приведены данные о связи  $V$  и  $\Delta g$  для ряда тектонических структур Прибайкалья и Забайкалья.

Т а б л и ц а I

№ пп	Наименование структур	Уравнения регрессии	коэф-т коррел.	$\epsilon$ , мм
1	Иркутский предгорный прогиб	$V=16.7+0.12 \Delta g_{оср.}$	+0.88	$\pm 0.18$
2	Прииркутская впадина	$V=21.0+0.18 \Delta g_{оср.}$	+0.90	0.12
	Приангарские структуры междуречья Китой и Белой	$V=23.1+0.25 \Delta g_{оср.}$	+0.98	0.06
3	Предбайкальский предгорный прогиб	$V=-0.18 \Delta g_{оср.}$	-0.90	0.12
4	Крыло Байкальского сводового поднятия	$V=13.2+0.05 \Delta g_{оср.}$	+0.88	0.20
5	Усть-Селенгинская депрессия	$V=22.7+0.17 \Delta g_{оср.}$	+0.95	0.10
6	Витимо-Селенгинское поле впадин	$V=18.7+0.06 \Delta g_{оср.}$	+0.49	0.69
		$V=24.9+0.12 \Delta g_{оср.}$	+0.60	0.38

Нетрудно видеть, что даже при простой форме связи, но с учетом изменчивости параметра  $G$ , корреляция между  $V$  и  $\Delta g$  оказывается достаточно тесной. Лишь для двух структур коэффициенты корреляции оказались малыми (0.60 и 0.49).

При детальном рассмотрении корреляционных графиков для структур Витимо-Селенгинских впадин видно, что связь  $V$  с  $\Delta g$  должна быть криволинейного типа. Можно предположить, что  $V = \alpha_0 e^{+\alpha_1 \Delta g}$ , или  $V = \alpha_0 + \alpha_1 \Delta g + \alpha_2 \Delta g^2$ . Тогда значение корреляционного отношения повышается до уровня коэффициентов корреляции остальных структур.

Приведенные в таблице I данные по своей точности позволяют осуществлять в пределах соответствующих тектонических структур прогнозы скоростей СВД с ошибкой не более 0.2 - 0.8 мм/год.

Рассмотрим теперь возможности прогнозирования скоростей СВД с помощью более сложного соотношения (5). Ранее было отмечено, что между  $V$  и  $\Delta g$  наблюдается тесная корреляционная связь. Известно также, что между аномалиями силы тяжести  $\Delta g$  и рельефом земной поверхности существует достаточно тесная корреляционная связь. Исходя из общих соображений, можно предполагать корреляционную связь и между  $V$  и  $h$ . Поэтому имеет смысл построить интегральное соотношение типа (5), в котором функция  $P(r-r')\varphi[\Delta g(r')]$  содержала бы как аномалии силы тяжести, так и рельеф земной поверхности. С этой целью использовано уравнение, полученное в работе [1]. В наших обозначениях оно имеет следующий вид:

$$V(r) = \int_{R_0} \Delta g(r') P(r-r') dr' + \int_{R_0} \Delta h(r) \frac{\partial \Delta g}{\partial z}(r') K(r-r') dr', \quad (6)$$

где  $\frac{\partial \Delta g}{\partial z} = V_{zz}$  - вторая вертикальная производная гравитационного потенциала,  $p(r-r')$  и  $K(r-r')$  - весовые функции,  $\Delta h(r) = h(r) - h_0$ ,  $h_0$  - среднее значение рельефа местности,  $R_0$  - область интегрирования.

Дискретный аналог этого уравнения таков:

$$V(r_i) = \sum_{\mu=0}^m \alpha_{\mu} \Delta \bar{g}(r_i + \Delta r_{\mu}) + \sum_{\mu=0}^m \beta_{\mu} \Delta h(r_i) \Delta \bar{g}(r_i + \Delta r_{\mu}), \quad (7)$$

где  $\Delta \bar{g}(r_i + \Delta r_{\mu})$  - среднее значение гравитационного поля на окружности радиуса  $\Delta r_{\mu}$  с центром в точке  $r_i$ ;  $\Delta \bar{g}(r_i + \Delta r_{\mu}) = \Delta \bar{g}(r_i + \Delta r_{\mu}) - \Delta g_0$ , где в свою очередь  $\Delta g_0$  - среднее значение поля на всей исследуемой области  $R$ .

При исследовании поля вдоль профиля вместо (7) будем иметь:

$$V(x_i) = \sum_{\mu=0}^m \alpha_{\mu} \Delta \bar{g}(x_i + \Delta x_{\mu}) + \sum_{\mu=0}^m \beta_{\mu} \Delta h(x_i) \Delta \bar{g}(x_i + \Delta x_{\mu}), \quad (8)$$

где

$$\bar{\Delta g}(x_i + \Delta x_\mu) = \frac{1}{2} [\Delta g(x_i + \Delta x_\mu) + \Delta g(x_i - \Delta x_\mu)],$$

$$\tilde{\Delta g}(x_i + \Delta x_\mu) = \bar{\Delta g}(x_i + \Delta x_\mu) - \Delta g_0.$$

Если  $\Delta x$  — шаг интегрирования (расстояние между точками задания функции  $\Delta g(x)$ ), то при равномерном шаге  $\Delta x_0 = 0$ ,  $\Delta x_1 = \Delta x$ ,  $\Delta x_2 = 2\Delta x$ , ...,  $\Delta x_m = m\Delta x$  и  $|\Delta x_\mu| = |\pm \Delta x_\mu|$ . Для наших расчетов принято  $m = 5$ . Чтобы использовать выражение (8) или (7) для прогнозирования возможных значений скоростей СВД по гравитационному полю и рельефу местности, необходимо найти методом наименьших квадратов неизвестные коэффициенты  $\alpha_\mu$  и  $\beta_\mu$ . При этом, учитывая, что изменение геологического фактора  $G$  в пространстве может существенно влиять на характер коррелированности величин  $V$  и  $(\Delta g, h)$ , мы априори фактор  $G$  по геотектоническим параметрам подразделим на ряд факторов, соответствующих крупным структурным элементам:  $G_1, G_2, \dots$

В качестве примера рассмотрим данные на Украинском кристаллическом щите ( $G_1$ ), Воронежской антеклизе ( $G_2$ ) и в Днепровско-Донецкой впадине ( $G_3$ ), в Прибайкалье ( $G_4$ ) и Забайкалье ( $G_5$ ). Области обозначим, соответственно, через  $R_1, R_2, R_3, R_4, R_5$ . В каждой из них выделим участки, где помимо данных  $\Delta g$  и  $h$  известны скорости СВД ( $\Delta g^3, h^3, V^3$ ), и по ним построим уравнения погрешностей вида:

$$V^3(x_i) + \varepsilon_i = \sum_{\mu=0}^5 \alpha_\mu \bar{\Delta g}(x_i + \Delta x_\mu) + \sum_{\mu=0}^5 \beta_\mu \Delta h(x_i) \tilde{\Delta g}(x_i + \Delta x_\mu), \quad (9)$$

$$i = 1, 2, \dots, \quad n(R_1) = 31, \quad n(R_2) = 30, \quad n(R_3) = 40, \\ n(R_4) = 61, \quad n(R_5) = 57.$$

Составляя и решая нормальные уравнения относительно  $\{\alpha_\mu\}$  и  $\{\beta_\mu\}$ ,  $\mu = 0, 1, 2, \dots, 5$ , найдем 12 коэффициентов и средние квадратические ошибки оператора (8) для каждой эталонной области:  $R_1 \sim G_1, R_2 \sim G_2, \dots, R_5 \sim G_5$

В качестве исходного материала по  $R_1, R_2$  и  $R_3$  взята карта скоростей СВД, составленная А.Т. Донабедовым [2]. На ней приведены эталонные профили (рис. 2), по которым в характерных точках взяты эталонные значения  $V^3(x_i)$ . Для каждой точки по

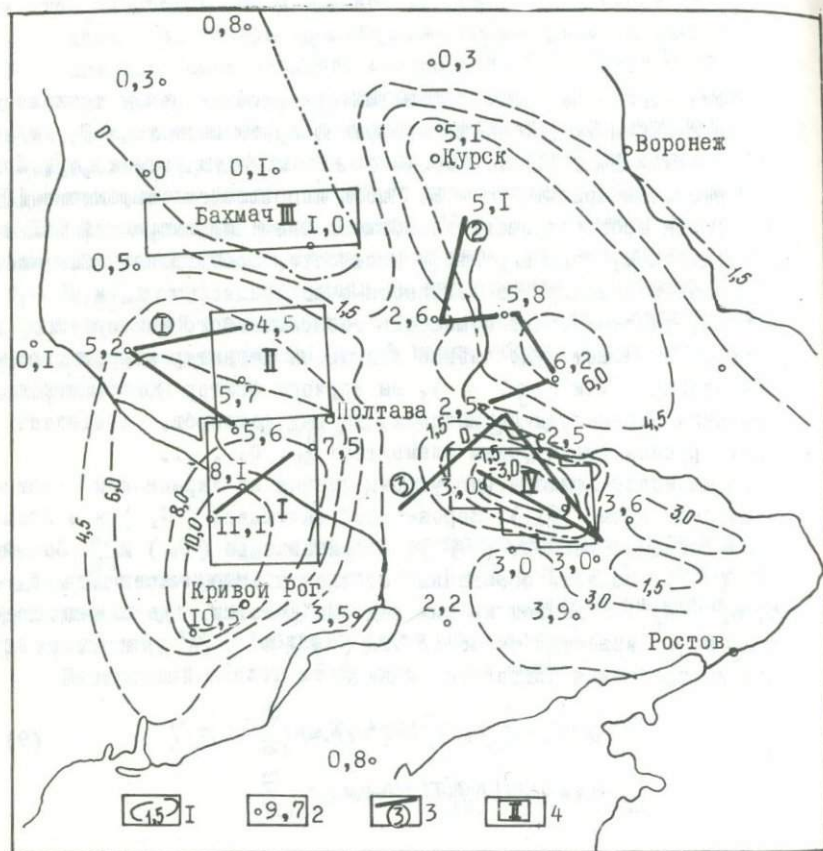


Рис.2. Схема современных вертикальных движений юго-запада Русской платформы /2/.

I—изолинии скоростей современных вертикальных движений земной коры, 2—единичные определения значений скорости, 3—эталонные профили, 4—эталонные участки.

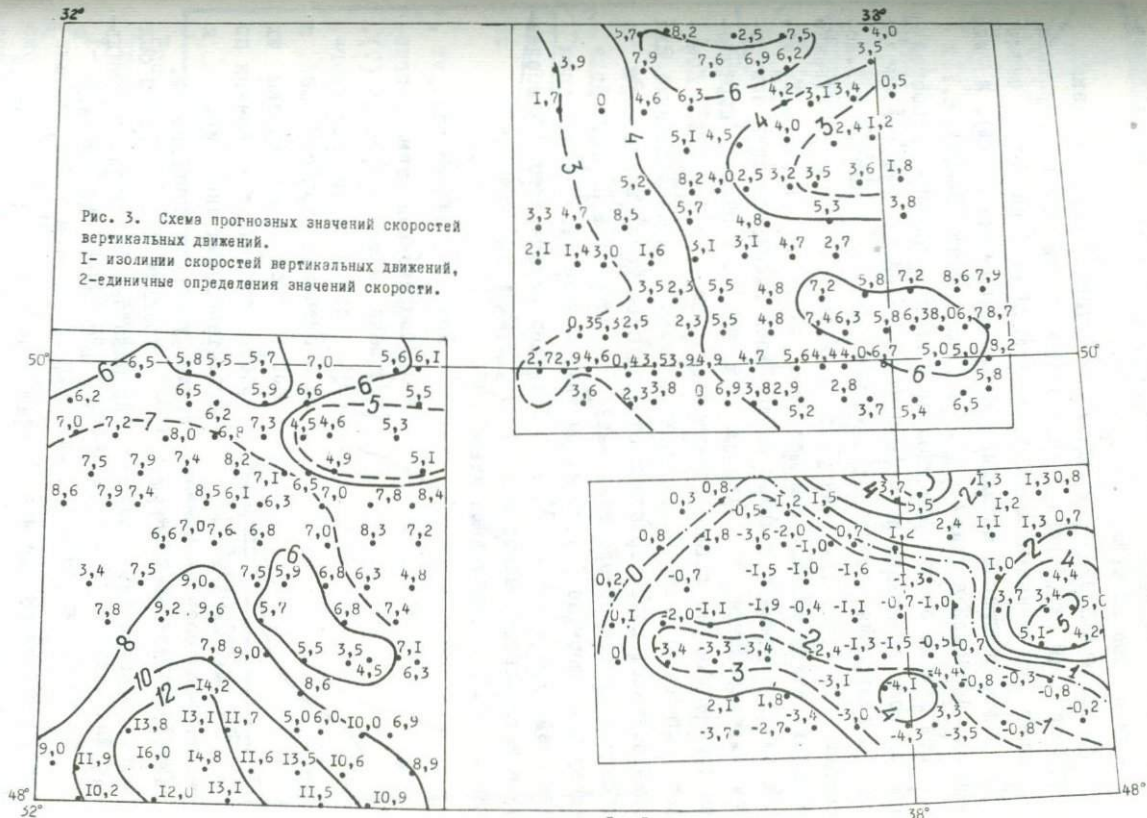


Рис. 3

38°

карте гравитационного поля и топографической карте по равномерной сети построены уравнения типа (9).

Из таблицы 2 видно, в целом для крупных областей, таких, как Украинский щит, прогноз скоростей СВД при помощи оператора (8) может быть выполнен с ошибкой порядка  $\pm 1.6$  мм/год (около 20%), для Воронежской антиклизы  $\pm 0.8$  мм/год (около 17%), а для Днепровско-Донецкой впадины —  $\pm 1.6$  мм/год (около 30–40%).

При помощи операторов таблицы 2 сделан прогноз скоростей СВД для всех провинций изучаемой Европейской области  $R=R_1UR_2UR_3$ . При сопоставлении прогнозных значений (рис. 3) с картой А.Т. Донабедова /2/ (рис. 2), видно, что в целом обе карты существенно совпадают между собой. Если при этом учесть, что карта А.Т. Донабедова построена с использованием всей имеющейся сети повторного нивелирования, то можно сказать, что по характеру морфологии прогнозные результаты хорошо совпадают с картой А.Т. Донабедова, хотя они построены по малому числу эталонных данных. Для количественной характеристики степени совпадения обеих карт в таблице 3 приведено сравнение значений скоростей по А.Т. Донабедову и по формуле (8), а на рисунке 4 — вариационная кривая разностей  $|\delta| = |V_D - V_g|$ . Нетрудно видеть, что наиболее часто встречаются разности от 0 до 0.5 мм/год. Значения же больше 1 мм/год составляют менее 40%.

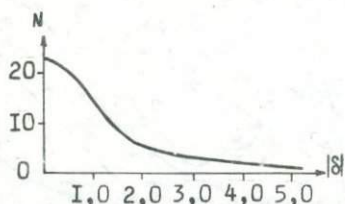


Рис. 4. Вариационная кривая разностей скоростей современных вертикальных движений.

Все это свидетельствует, что предложенная схема прогнозирования и тип оператора (7), (8) вполне пригодны для прогноза значений скоростей СВД и особенностей общей картины их пространственного изменения по гравитационным аномалиям и рельефу земной поверхности.

Предложенный оператор был использован при анализе детальных материалов Прибайкалья и Забайкалья. В Прибайкалье в

качестве эталонного был взят профиль повторного нивелирования по линии Иркутск-Качуг. Построенный оператор типа (8) имеет

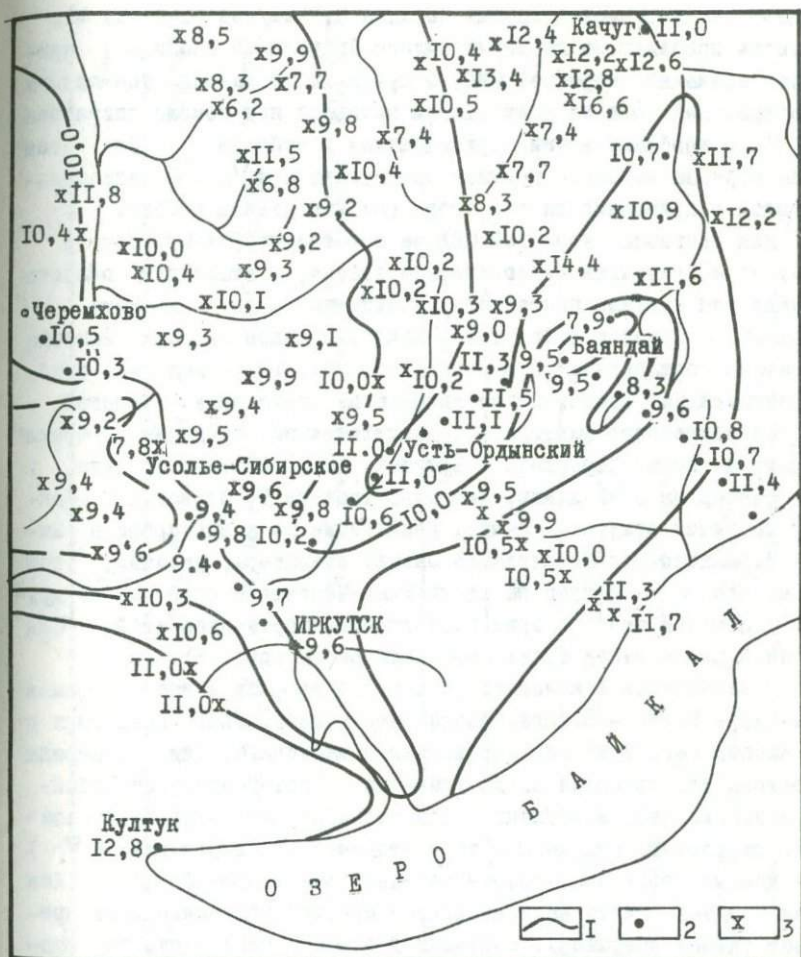


Рис.5. Карта прогнозных скоростей современных вертикальных движений Иркутского амфитеатра.

I- изолинии скоростей современных вертикальных движений земной коры в мм/год, 2- единичные определения значений скорости по профилям повторного нивелирования, 3- рассчитанные значения скорости.

среднюю квадратическую ошибку порядка 0.5 мм/год (таблица 4). Контроль проведен на линии Черемхово-Иркутск. В таблице 5 приведены значения скоростей СВД, полученных из данных повторного нивелирования  $V_T$  и по результатам прогноза при помощи оператора (8)  $V_n$  с коэффициентами, приведенными в таблице № 4. Из этой таблицы видна довольно хорошая сходимость  $V_T$  и  $V_n$ , свидетельствующая о применимости оператора (8) и в данном районе.

Для прогноза скоростей СВД на всю территорию Иркутского амфитеатра, учитывая геологические данные, в эталонную область мы включили профили повторного нивелирования по линии Зима - Черемхово - Иркутск и Иркутск - Качуг. В целом для них ошибка оператора составила  $\pm 2.0$  мм/год (табл. 4). Такая величина ошибки подтверждает существенное влияние на вычисление скоростей СВД геологического фактора  $G$ . Действительно, когда мы брали префиль по линии Черемхово - Иркутск, то и ошибка была мала, и  $G$  - фактор на этой линии, согласно таблице 5, близок к  $G$ -фактору на линии Иркутск - Качуг. Дополнение же к ним профиля Зима - Черемхово сильно ухудшило ошибку оператора, указав, тем самым, что  $G$  - фактор на линии Зима-Черемхово существенно другой. С помощью этого оператора построена карта скоростей СВД для всей южной части Иркутского амфитеатра (рис. 5).

В Забайкалье в качестве эталонного профиля взята линия Улан-Удэ - Кяхта - Баляга. Коэффициенты прогнозного оператора и его ошибка ( $\pm 1.37$  мм/год) приведены в таблице 4. Для контроля оператора использована линия Улан-Удэ - Онохой-Петровск-Забайкальский - Баляга. В таблице 6 для этого профиля приведены значения скоростей, полученных из повторного нивелирования ( $V_T$ ) и по данным прогноза с "Забайкальским" оператором ( $V_n$ ). Как видим, и здесь ошибка на контрольном профиле практически не превышает ошибки оператора, полученной при его построении на эталоне.

4. При наличии гравитационного поля на некоторую площадь, охватывающую данный профиль нивелирования, использовался оператор такого вида:

$$V(r) = \int_{R_0}^R \rho(r-r') \Delta g(r') dr' + \int_{R_0}^R \kappa(r-r') h(r') dr' \quad (10)$$

и его дискретный аналог:

$$V(r) = \sum_{\mu=0}^m \alpha_{\mu} \Delta g(r + \Delta r_{\mu}) + \sum_{\mu=0}^m \beta_{\mu} h(r + \Delta r_{\mu}), \quad (11)$$

при этом  $\Delta r_0 = 0$ ,  $\Delta r_1 = \Delta r$ ,  $\Delta r_2 = 2\Delta r \dots$

Т а б л и ц а 2

Эталонный участок	$\alpha_0$	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_3$	$\alpha_4$	$\alpha_5$	$\alpha_6$	$\alpha_7$
Украинский щит Профиль № 1	+0.06237	+0.75329	-0.94799	-0.26836	-0.15394	+1.14512	+0.00081	-0.06237
Воронежский массив Профиль № 2	-0.29051	+0.52332	+1.72814	-3.99796	+4.58444	+2.76825	+0.002221	-0.00217
Днепровоко- Донецкая впадина Профиль № 3	-0.04388	-0.65017	+0.36556	-0.30385	-0.26713	+0.81048	+0.00008	+0.00435

Продолжение таблицы 2

Эталонный участок	$\alpha_8$	$\alpha_9$	$\alpha_{10}$	$\alpha_{11}$	$\epsilon, \text{мм}$	$\epsilon, \%$
Украинский щит	+0.00643	+0.00199	+0.00339	+0.01222	$\pm 1.6$	20%
Воронежский массив	-0.00954	+0.02296	-0.02493	+0.01515	$\pm 0.76$	17%
Днепровоко- Донецкая впадина	-0.00194	+0.00198	+0.00126	-0.00503	$\pm 1.56$	30%

Таблица 3

№№ ПП	$y_1$	$y_2$	$y_1 - y_2$	№№ ПП	$y_1$	$y_2$	$y_1 - y_2$
1	5.9	5.4	0.5	36	6.3	6.4	-0.1
2	5.8	5.2	0.6	37		7.0	-
3	5.5	4.3	1.2	38	6.4	7.0	-0.6
4	5.2	5.3	-0.1	39	6.3	6.6	-0.3
5	5.0	5.3	-0.3	40	6.4	6.4	0.0
6	4.8	5.8	-1.0	41	6.5	6.0	0.5
7	4.7	5.9	-1.2	42	6.4	8.2	-1.8
8	4.5	5.8	-1.3	43	6.3	9.1	-2.8
9	4.4	4.3	0.1	44	6.3	6.3	0.0
10	4.2	4.4	-0.2	45	6.2	6.8	-0.6
11	4.0	5.1	-1.1	46	6.0	7.2	-1.2
12	3.5	5.9	-2.4	47	6.0	6.0	0.0
13	3.0	5.2	-2.2	48	6.0	4.4	1.6
14	2.8	5.9	-3.1	49	6.0	4.1	1.9
15	2.9	3.5	-0.6	50	6.0	4.8	1.2
16	-	5.1	-	51	5.7	5.2	0.5
17	2.4	7.3	-4.9	52	5.7	4.9	0.8
18	2.4	6.1	-3.7	53	5.0	5.6	-0.6
19	3.0	4.9	-1.9	54	4.0	4.0	0.0
20	3.7	4.6	-0.9	55	3.0	3.6	-0.6
21	4.2	4.9	-0.7	56	2.0	7.7	-5.7
22	4.6	4.1	0.5	57	2.2	4.2	-2.0
23	4.8	4.9	-0.1	58	-	6.0	-
24	5.0	4.9	0.1	59	2.8	5.9	-3.1
25	5.2	5.8	-0.6	60	3.0	5.7	-2.1
26	5.4	5.3	0.1	61	4.0	4.7	-0.7
27	5.8	5.5	0.3	62	5.0	3.6	1.4
28	5.7	6.0	-0.3	63	6.0	4.2	1.8
29	5.8	5.5	0.3	64	6.2	3.3	2.9
30	6.0	6.4	-0.4	65	6.4	5.4	1.0
31	6.1	6.9	-0.8	66	6.6	6.3	0.3
32	6.2	7.2	-1.0	67	6.6	8.1	-1.3
33	6.3	6.6	-0.3	68	6.6	7.7	-1.1
34	6.2	5.4	0.8	69	6.6	7.4	-0.8
35	6.2	5.6	0.6	70	6.6	7.6	-1.0

Т а б л и ц а 4

Эталонный профиль	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_3$	$\alpha_4$	$\alpha_5$	$\alpha_6$	$\alpha_7$	$\alpha_8$
Зима - Иркутск - Качуг	+1.0181	-0.9757	-0.1478	+0.1820	+0.3419	-0.5824	-0.0022	+0.0022
Иркутск - Качуг	-0.1858	-0.0006	-0.0001	+0.0004	+0.0003	+0.0002	+0.0003	-0.0000
Улан - Удэ - Кяхта - Баляга	-0.1698	+0.0035	+0.0005	0.0026	-0.0004	+0.0138	+0.0002	+0.0000

Продолжение таблицы 4

Эталонный профиль	$\alpha_9$	$\alpha_{10}$	$\alpha_{11}$	$\alpha_{12}$	$\epsilon, \text{мм/год}$
Зима - Иркутск - Качуг	+0.0002	-0.0002	-0.0005	+0.0010	$\pm 2.0$
Иркутск - Качуг	-0.0000	-0.0000	+0.0000	-0.0000	$\pm 0.5$
Улан-Удэ - Кяхта - Баляга	+0.0000	+0.0000	-0.0000	+0.0000	$\pm 1.4$

Т а б л и ц а 5

№№ ПП	$У_T$	$У_П$	$У_T - У_П$
Черемхово	10.4	11.4	-1.0
2	10.5	11.2	-0.7
3	-	11.1	-
4	10.2	11.0	-0.8
5	10.9	10.9	0.0
Усолье-Сиб.	10.8	10.8	0.0
7	10.3	11.2	-0.9
8	10.9	11.1	-0.2
9	10.7	11.0	-0.3
10	10.9	11.0	-0.1
11	-	11.1	-
12	10.0	11.3	-1.3

Т а б л и ц а 6

№№ ПП	$У_T$	$У_П$	$У_T - У_П$
1	14.0	15.5	-1.5
2	-	13.1	-
3	-	13.3	-
4	13.2	12.9	0.3
5	-	12.7	-
6	13.3	12.9	0.4
7	13.7	12.7	1.0
8	13.7	12.6	1.1
9	13.8	12.7	1.1
10	13.7	12.8	0.9
11	13.7	12.8	0.9
12	13.8	12.9	0.9
13	13.1	12.5	0.6
14	13.5	12.6	0.9
15	13.6	12.0	1.6

Для всей Европейской части СССР в существенно разнородных по геологии областях было намечено 82 эталонные точки, в кото-  
рых по данным повторного нивелирования известны скорости СВД.  
Построив уравнения погрешностей трех типов:

$$V_1^3(r) + \varepsilon_1(r) = \sum_{\mu=0}^m \alpha'_{\mu} \Delta g^3(r + \Delta r_{\mu}) + \sum_{\mu=0}^m \beta'_{\mu} h^3(r + \Delta r_{\mu}), \quad (I2)$$

$$V_2^3(r) + \varepsilon_2(r) = \sum_{\mu=0}^m \alpha''_{\mu} \Delta g^3(r + r_{\mu}), \quad (I3)$$

$$V_3^3(r) + \varepsilon_3(r) = \sum_{\mu=0}^m \beta''_{\mu} h^3(r + \Delta r_{\mu}) \quad (I4)$$

и найдя по способу наименьших квадратов соответствующие коэффици-  
циенты, на основе таблицы 7 можно сделать вывод, что модель  
(I2), описывающая связь  $V$  совместно с  $\Delta g$  и  $h$ , значительно  
точнее, нежели модели (I3) и (I4), описывающие только парные  
связи  $V$  и  $\Delta g$ ,  $V$  и  $h$ , и точность оператора (I2) вполне при-

Т а б л и ц а 7

номер формулы	I2	I3	I4
$\alpha_0$	-0.125	-0.261	-
$\alpha_1$	+0.061	+0.035	
$\alpha_2$	+0.113	+0.189	
$\alpha_3$	-0.070	+0.109	
$\alpha_4$	-0.047	-0.029	
$\alpha_5$	+0.086	-0.156	
$\alpha_6$	+0.046	+0.065	
$\beta_0$	+0.051		+0.040
$\beta_1$	-0.053		-0.041
$\beta_2$	+0.017		+0.018
$\beta_3$	-0.015		+0.014
$\beta_4$	+0.017		-0.006
$\beta_5$	-0.039		-0.071
$\beta_6$	+0.033		+0.052
$\varepsilon, \text{mm/rad}$	$\pm 1.5$	$\pm 1.7$	$\pm 2.82$

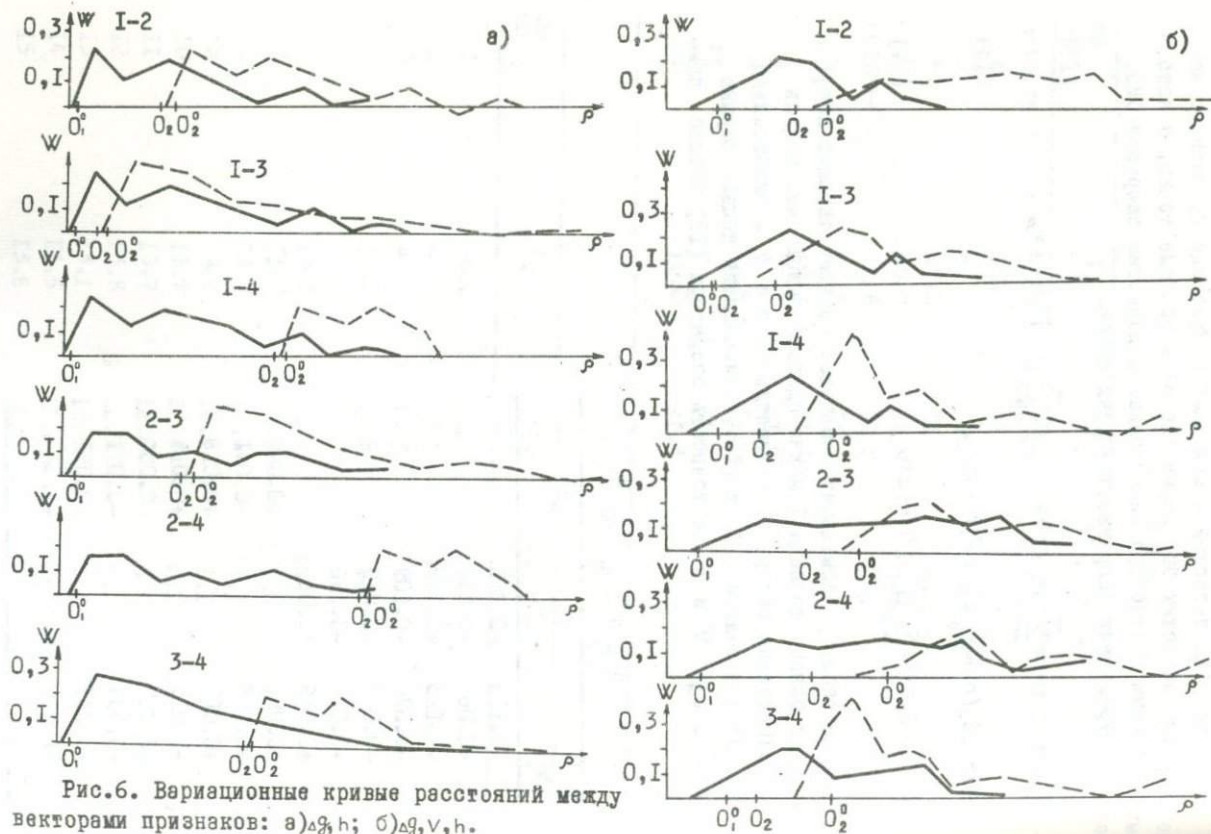


Рис.6. Вариационные кривые расстояний между векторами признаков: а)  $\Delta g, h$ ; б)  $\Delta g, v, h$ .

емлема для построения в Европейской части СССР прогнозной карты скоростей СВД.

5. С целью установления степени отражения в геофизических полях и морфологии функции скоростей СВД тех различий, которые наблюдаются геологами между Украинским кристаллическим щитом (УКЩ) и Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ), нами был использован обобщенный алгоритм так называемой качественной интерпретации геофизических данных, описанный в работе /4/. Суть алгоритма состоит в том, что на сравниваемых областях по набору геолого-геофизических параметров строятся векторы признаков, которые затем сравниваются с помощью вариационных кривых расстояний между векторами признаков сравниваемых областей.

В качестве набора геолого-геофизических параметров взяты гравитационное поле, скорости СВД и рельеф земной поверхности, заданные на области, показанной на рис. 2. На изучаемой территории было выделено четыре разнородных по скорости СВД участка: 1 - наиболее интенсивно-поднимающийся, 2 - участок средней интенсивности поднятия, 3 - зона перехода, 4 - интенсивное опускание. На рис. 6 показаны результаты сравнительного анализа - вариационные кривые расстояний между векторами признаков  $\{\Delta g, V, h\}$  и  $\{\Delta g, h\}$  сравниваемых участков. Нетрудно видеть, что по обоим наборам параметров участки, относящиеся к УКЩ, хорошо отделяются от участков ДДВ (вариационные кривые таких участков, как 1-4, 2-4, 1-3, 2-3, слабо трансgressируют). В то же время следует заметить, что набор параметров  $\{\Delta g, h\}$  значительно лучше разделяет участки УКЩ от участков ДДВ, нежели набор параметров  $\{\Delta g, h, V\}$ . И в то же время внутри УКЩ участки 1 и 2 по набору  $\{\Delta g, h, V\}$  лучше различаются, чем по набору  $\{\Delta g, h\}$ . Все это свидетельствует о том, что скорости СВД слабо отражают докайнозойскую тектонику и их неплохая ранее отмеченная связь с  $\Delta g$  и  $h$  обусловлена тем, что  $\Delta g$  и  $h$ , кроме других факторов, хорошо отражают структуру поверхности Мохо, образование и развитие которой, по-видимому, тесно связано с современными движениями земной коры /10/.

Итак, проведенный нами анализ показывает, что корреляционная модель геологической интерпретации геофизических полей может быть использована для описания связей скоростей современных движений земной коры с геофизическими полями и другими геологическими характеристиками.

Интегральные операторы прогноза вполне пригодны для практического построения карт скоростей СВД, при этом особое внимание следует уделить изменчивости геологического  $G$ -фактора, известного исследователю лишь из общих соображений и информации о котором мы получаем из последовательных геотектонических классификаций.

### Литература

1. Васов О.К., Каратаев Г.И., Одеков О.А. Тип уравнения некоторых задач гравиразведки по аномалиям на сложном рельефе с использованием корреляционной модели. Известия АН ТССР, сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, № 3, 1972.

2. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Соотношение между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы. В сб. Современные движения земной коры. М., 1968, № 3.

3. Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. "Наука", 1966.

4. Каратаев Г.И., Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Изд. "Наука", Новосибирск, 1973.

5. Кузнецова В.Г. Использование геофизических данных для составления карты современных вертикальных движений земной коры западной части Украины. Сб. Современные движения земной коры, Тарту, № 5, 1973.

6. Лиlienберг Д.А., Сетунская Л.Е. и др. Геоморфология, № 1, 1972.

7. Мещеряков Ю.А. Вековые движения земной коры. В сб. Современные движения земной коры, № 1, М., 1963.

8. Мещеряков Ю.А., Филькин В.А. Изд. АН СССР, сер. географическая, № 1, М., 1965.

9. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г., Черемсин В.Г., Щеглов В.И. Вопросы теории и постановка наблюдений временных возмущений гравитационного и магнитного полей и движений земной поверхности в аспекте современных глубинных процессов. "Проблемы современных движений земной коры", М., 1969.

Ю. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ларионов В.А., Мурзина Г.А., Черемисин В.И., Сардарян А.С. Байкальский геодинимический полигон, Новосибирск, 1970.

Г.П. Арнаутов, Е.Н. Калиш, А.В. Ладьянин,  
Ю.К. Сарычева, Ю.Ф. Стусь

### ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ АБСОЛЮТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЛАЗЕРНЫМ ГРАВИМЕТРОМ

Попытки выявления и измерения вековых изменений силы тяжести относительными гравиметрами /3,5 и др./ показали, что вследствие специфических недостатков относительных гравиметров — смещения нуляпункта, ограниченности диапазона, необходимости эталонирования — измерения приходится вести посредством последовательного наращивания связей между пунктами или создания системы полигонов, что приводит к накоплению погрешностей и их перераспределению в процессе уравнивания, а поэтому трудно обнаружить возможные изменения силы тяжести, обусловленные геологическими причинами, если их величина существенно не превышает погрешность наблюдений. Поэтому необходимо применение специальных методик комплексных абсолютных и относительных измерений, которые позволили бы исключить эффект накопления и перераспределения погрешностей.

Геофизическое значение абсолютных измерений силы тяжести связывается с решением следующих задач:

1. Построение системы опорных гравиметрических пунктов для выполнения гравиметрической съемки на больших территориях с разведочными целями и для изучения фигуры Земли.

2. Изучение медленных (вековых) изменений силы тяжести, связанных с глобальными геодинимическими процессами и геологическими процессами в земной коре и верхней мантии с целью получения информации об этих процессах.

3. Изучение периодических приливных вариаций силы тяжести в целях уточнения глобальных упругих и реологических характеристик Земли и, возможно, получение информации об их региональных вариациях.

Далее речь пойдет о перспективах абсолютных измерений силы тяжести применительно к двум последним задачам; первая задача, очевидно, не требует специального обсуждения.

Разработанный в Институте Автоматики и электрометрии СО АН СССР (ИАЭ СО АН СССР) абсолютный лазерный гравиметр /4/, как и другие приборы подобного типа /7,8 и др./, реализует метод свободного падения тел. Необходимые для определения ускорения силы тяжести этим методом измерения интервалов пути и времени свободного падения производятся лазерным интерферометром и быстродействующей электронно-счетной схемой с использованием высокоточного стандарта частоты. Предельная точность этих измерений определяется воспроизводимостью длины волны лазера и точностью задания опорной частоты. Длина волны гелий-неонового лазера, стабилизированного по провалу Лэмба, может быть определена и стабилизирована с погрешностью, не превышающей  $2 \cdot 10^{-8}$ , а погрешность задания опорной частоты при использовании, например, рубидиевого стандарта частоты, составляет  $10^{-10}$ . Таким образом, возможно измерение абсолютного значения силы тяжести с погрешностью менее  $\pm 0,02$  мгл. Для реализации этой возможности предпринимаются специальные меры исключения источников систематических погрешностей и снижения уровня случайных помех.

Хотя перечисленные выше задачи предъявляют несколько различные требования к степени учета конкретных систематических и случайных погрешностей измерений, а значит и к аппаратуре, и к методике измерений, мы пока не будем акцентировать внимание на этой стороне вопроса, так как задача создания специализированных устройств для указанных видов наблюдений пока не является актуальной. Мы рассмотрим возможности применения конкретного устройства, достаточно полное описание которого содержится в /4/.

Основным источником погрешностей при измерении силы тяжести методом свободного падения являются вибрации основания (микросейсм). В зависимости от уровня микросейсм при отсутствии надежной вибрационной защиты погрешности могут достигать нес-

кольных миллигал. Естественными способами уменьшения этих погрешностей являются: выбор мест установки лазерного гравиметра, которые имели бы низкий уровень микросейсм, и вибрационная защита, а так как это не всегда возможно, приходится прибегать к статистической обработке больших массивов единичных измерений /4/. Выполненные к настоящему времени серии измерений абсолютного значения силы тяжести в подвальном помещении ИАЭ СО АН СССР и в помещении приливной станции Комплексной Геофизической обсерватории Института Геологии и геофизики СО АН СССР убедительно показывают сильную зависимость точности результатов от уровня микросейсм. При измерениях в пункте ИАЭ среднеквадратическая погрешность единичного измерения в зависимости от уровня микросейсм (в ночное и дневное время) составляла соответственно 0,6 - 0,8 и 1,0 - 1,2 мгл, тогда как при измерениях в Обсерватории эта погрешность составила 0,2-0,3 мгл, т.е. в 3-4 раза меньшую величину. Соответственно, стандартное отклонение средних значений силы тяжести по 50-минутным сериям из 200-250 измерений изменилось от 60 - 80 мкгл до 20 мкгл.

Отмеченный факт вместе с тем показывает, что другие столь же сильные источники погрешностей отсутствуют. Точность единичного наблюдения естественно лимитируется погрешностью квантования пути, которая составляет при измерении последовательных отрезков пути в фиксированные интервалы времени величину, соответствующую 0,4 мгл /4/. При проведении измерений в пункте с пониженным уровнем микросейсм эта погрешность квантования становится сравнимой с погрешностью от влияния колебаний фундамента. С переходом на измерение времени на заданных интервалах пути эта погрешность уменьшается до 0,1 мгл. Другие погрешности, в частности, систематические, за счет сопротивления остаточного газа, электростатических сил, неперпендикулярности установки, не превышают 0,01 мгл. /4/. Для повышения точности измерения силы тяжести набираются серии из нескольких сотен единичных измерений, что обеспечивается автоматическим режимом работы установки и малой продолжительностью цикла единичного измерения (12 с.). Это позволяет уменьшить в  $\sqrt{n}$  раз ( $n$  - число измерений) случайную погрешность, обусловленную вибрацией фундамента и дискретностью измерений. Таким образом, можно считать, что средние

значения 50-минутной серии наблюдений примерно в 20 раз точнее единичного измерения и при благоприятных условиях могут иметь погрешность в 0,02 мгд и менее. Имеются перспективы — прежде всего за счет улучшения стабильности длины волны лазера — уменьшения этой величины до единиц микрогал. Таким образом, абсолютный лазерный гравиметр принципиально может быть использован при исследованиях изменений силы тяжести во времени — для регистрации приливных вариаций, а при условии учета последних, для регистрации вековых вариаций силы тяжести; об этом свидетельствует, в частности, уже имеющийся опыт /4,7/.

В решении проблемы вековых изменений силы тяжести перспективы абсолютного лазерного гравиметра представляются вполне обнадеживающими; более того, без абсолютных измерений эта проблема вообще не может быть решена, так как с помощью только относительных измерений принципиально невозможно обнаружить глобальные (постоянные или слабо изменяющиеся на всей земной поверхности) вариации силы тяжести и весьма трудно зарегистрировать региональные вариации на больших площадях, сравнимых по размерам с континентами или крупными их частями. Вместе с тем нецелесообразно, повидимому, ставить перед абсолютными измерениями (при современном состоянии измерительной техники) задачу исследования вариаций силы тяжести, источники которых имеют локальную геологическую природу. Следовательно, необходимо рациональное комплексирование абсолютных и относительных измерений, а также измерений земных приливов.

Рассмотрим задачи и место каждого из элементов указанного измерительного комплекса применительно к изучению вековых вариаций силы тяжести на Байкальском полигоне. Результаты, полученные здесь с помощью относительных измерений, а также обзор возможных источников вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне содержатся в другой статье этого сборника /5/.

Исходя из сказанного выше, задачей абсолютных измерений при изучении вековых вариаций силы тяжести следует считать обнаружение глобальных и широкорегиональных вариаций, которые могут быть связаны с медленными изменениями среднего радиуса Земли, с движениями относительно оболочки эксцентрично расположенного ядра Земли /2/, с современными вертикальными движениями крупных частей земной поверхности. Для обнаружения одинаковых

(или слабо меняющихся) на всей земной поверхности глобальных изменений силы тяжести, очевидно, недостаточно измерений в одном пункте из-за невозможности устранения вариаций локального или регионального характера, свойственных этому пункту. Критерием обнаружения глобальных вариаций может быть сходство характера изменения силы тяжести в нескольких пунктах, удаленных друг от друга и расположенных в различных геологических, метеорологических и др. условиях, чтобы иметь основания считать невозможным одинаковый характер локальных или региональных изменений силы тяжести в этих пунктах. Применительно к нашим условиям это означает необходимость практически параллельно изучать изменения силы тяжести в Новосибирске и на одном, как минимум, из пунктов Байкальского полигона и, кроме того, иметь возможность сравнивать полученные результаты с данными синхронных наблюдений в других частях Земли, на других континентах. Различия в характере изменений силы тяжести в этих пунктах могут свидетельствовать о наличии региональных и локальных источников вариаций. Для разделения последних в районе Байкальского полигона с целью выяснения природы конкретных вариаций необходимо продолжение относительных измерений приращений силы тяжести между пунктами полигона и исходными пунктами абсолютных измерений. О методике таких относительных измерений, предусматривающей исключение возможности накопления ошибок и их перераспределения, говорится в другой статье этого сборника /5/.

Необходимость введения в результаты абсолютных измерений силы тяжести при изучении их вековых изменений поправок за приливные вариации совершенно очевидна. Вопрос заключается в способах учета этих эффектов. Распространенный способ, использующий графики или таблицы теоретического прилива с амплитудным множителем  $\delta$ , полученным как среднее из результатов всех приливных наблюдений, не обеспечивает требуемой точности (0,02 мгл). Не говоря уже о технических деталях (необходимости интерполяции по широте, долготе и по времени, приводящей к погрешностям порядка 0,02 мгл), недостаток этого способа заключается в том, что реальные значения амплитудного фактора  $\delta$  могут изменяться (от места к месту, во времени - этот вопрос пока изучен недостаточно) в пределах от 1,10 до 1,22, примерно на 10%, что соответствует погрешности в абсолютных значениях силы тяжести до 0,03 мгл.

Кроме того, этот способ совсем не учитывает сдвиг фаз реального прилива относительно теоретического (впрочем это явление изучено пока также недостаточно). Очевидно, необходимы специальные наблюдения приливных вариаций силы тяжести непосредственно в районе абсолютных измерений. Однако непосредственная запись приливных вариаций (существующей аппаратурой — относительным гравиметром GS-I2 с регистром) не может быть использована для определения поправок в абсолютные измерения из-за значительного смещения нуль-пункта измерительной системы. Следовательно, поправки за приливные вариации могут быть определены только посредством моделирования прилива с использованием конкретных (определенных в результате анализа наблюдаемых приливных изменений силы тяжести) значений амплитудного фактора  $\delta$  и фазовых сдвигов, обусловленных запаздыванием деформации Земли по отношению к деформирующим воздействиям для каждой из основных приливных волн. Для этого требуется проведение достаточно длительных приливных наблюдений в районах изучения вековых изменений силы тяжести (от нескольких месяцев до года), что, впрочем, существенно лишь в начале изучения вековых вариаций, так как пока нет оснований предполагать значительное изменение во времени приливных постоянных.

При изучении приливных вариаций силы тяжести с целью уточнения глобальных упругих и реологических параметров Земли и возможных их региональных изменений в настоящее время используются, как уже отмечалось, приливные установки на базе высокоточных относительных гравиметров (например, GS - I2) с системой автоматической непрерывной регистрации. Имея высокую чувствительность и разрешающую способность (порядка 1 мкг), эта аппаратура имеет существенные недостатки: значительный и меняющийся во времени дрейф нуль-пункта; необходимость калибровки как самого гравиметра, так и регистрирующего устройства, причем последнее калибруется пока с недостаточной точностью; система обладает значительной инерционностью, недоучет которой вносит погрешности в определение как фазовых, так и, опосредованно, амплитудных параметров приливных волн; эти приливные установки предъявляют высокие требования в отношении условий их функционирования (стабильность температуры, влажности, напряжения в электрической сети и др.). Указанные недостатки аппаратуры, а

также (отчасти связанные с ними) некоторые особенности методов анализа приливных вариаций силы тяжести пока не позволяют регистрировать длиннопериодные приливные вариации, весьма существенные в задаче изучения реологических свойств Земли; с невысокой точностью определяются фазовые сдвиги приливных волн, что, во-первых, снижает точность определения амплитудных констант и соответствующих упругих параметров Земли, а во-вторых, не позволяет обоснованно ставить задачу определения ее реологических характеристик.

Абсолютный лазерный гравиметр, хотя он пока уступает по разрешающей способности относительным гравиметрам, лишен свойственных последним вышеуказанных недостатков и, как показывает опыт (рис. I), пока еще весьма небольшой, может дать полезные

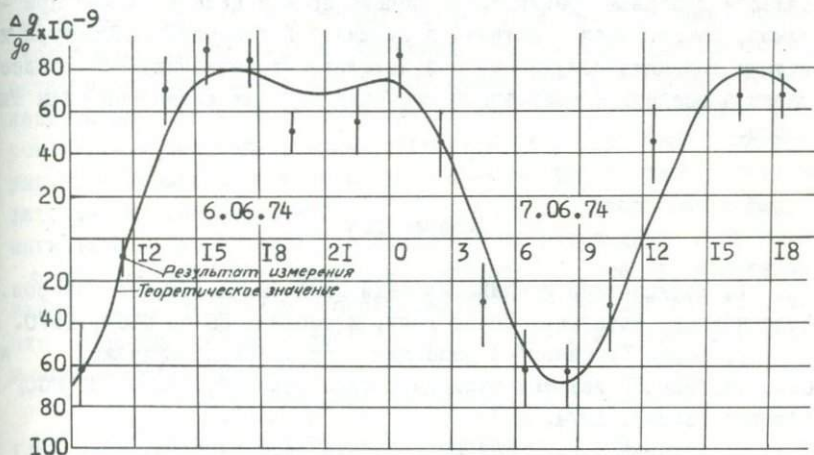


Рис. I. Результаты измерения приливных вариаций силы тяжести абсолютным лазерным гравиметром. (Новосибирск, 6-7 июня 1974 года.)

результаты. К сожалению, для действующей установки режим непрерывных двухсуточных и более продолжительных наблюдений является трудным; к настоящему времени удалось получить лишь одну серию продолжительностью около 40 часов, причем установка работала в прерывистом режиме, с часовыми перерывами после каждого часа

наблюдений, в течение которого производилось до 300 единичных измерений. Полученные результаты для того, чтобы они имели самостоятельное значение, нуждаются в специальной обработке, так как по отмеченным причинам к ним неприменимы стандартные методы анализа. Однако эти результаты являются обнадеживающими. Представляется, что наилучшим образом современные возможности абсолютного лазерного гравиметра можно реализовать в задаче изучения земных приливов, если совместно выполнять измерения и совместно обрабатывать материалы абсолютных и относительных наблюдений лазерным гравиметром и стандартной приливорегистрирующей установкой. В настоящее время разрабатывается методика таких комплексных наблюдений.

Следует отметить, что измерение приливных вариаций силы тяжести лазерным гравиметром, помимо прямой цели изучения приливов, имеет смысл испытания возможностей лазерной аппаратуры и оценки точности получаемых результатов, что позволит более надежно оценить и результаты изучения вековых изменений силы тяжести.

### Литература

1. Байкальский геодинамический полигон. Коллектив авторов. Новосибирск, Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970.
2. Барта Г. Письмо в редакцию о статье Ю.Д. Буланже и С.Н. Щеглова "О вековых вариациях силы тяжести". Изв. АН СССР "Физика Земли", 1974, № 3.
3. Буланже Ю.Д. Вековые изменения силы тяжести. Изв. АН СССР "Физика Земли", 1974, № 10.
4. Измерение абсолютного значения гравитационного ускорения. Сборник научн. статей. Ротапринт Ин-та Автоматики и электротехники СО АН СССР, 1972.
5. Ладынин А.В. Результаты изучения вековых изменений силы тяжести на Байкале, См. настоящий сборник.
6. Мельхиор П. Земные приливы. "Мир", 1970.
7. Сакума А. О тенденциях вариаций силы тяжести по измерениям в Бюро мер и весов в Севре, Франция. Материалы XV Генеральной Ассамблеи МГТС, Москва, 1971.

8. Hammond J.E., Waller J.A. Results of absolute gravity determinations of a number of different sites. "Journal of geophys. Res.", 1971, v. 32, № 6.

В.А. Ларионов

### КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЬЕЗОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА

Как известно под пьезомагнитным эффектом понимают возникновение в веществе (горной породе) при наложении на него упругих напряжений спонтанного магнитного момента. В горных породах этот эффект проявляется в изменении магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания под воздействием механических напряжений и находится в зависимости от концентрации в породе ферромагнитных минералов, чаще всего магнетита. При этом энергия упруго деформированного ферромагнетика входит в общую энергию ферромагнитного состояния /9/. Так, если в монокристалле ферромагнетика в направлении, определяемом направляющими косинусами  $S_i r_i$  действует сила, напряжение которой  $T$ , то при намагничивании кристалла в этом направлении за счет преодоления напряжения происходит возникновение магнитоупругой энергии, определяемой выражением

$$u_y = -\tau \left[ \frac{3}{2} \lambda_{[100]} \left( \sum_i S_i^2 r_i^2 - \frac{1}{3} \right) + \frac{3}{2} \lambda_{[111]} \sum_i \sum_j S_i r_i S_j r_j \right],$$

где:  $\lambda_{[100]}$  - магнитострикция в направлении оси [100];

$\lambda_{[111]}$  - в направлении оси [111];  $S_i r_i$  - направляющие косинусы углов вектора намагничивания  $\vec{J}_s$  и направления  $\vec{r}$  в котором происходит намагничивание.

Горные породы с повышенными магнитными свойствами представляют смесь ферромагнитных минералов, главным образом магнетита, вкрапленных в слабо магнитную породу. При однородном хаотическом расположении зерен ферромагнитных минералов горная порода будет иметь изотропное распределение магнитных свойств. В этом случае при наличии положительной магнитострикции растя -

гивающие напряжения в направлении своего действия будут создавать оси легкого намагничивания, а сжимающие напряжения — оси трудного намагничивания.

Многочисленные физические эксперименты советских и зарубежных исследователей показали, что изменение магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания образцов горных пород под действием сжатия или растяжения имеет довольно сложный характер /1,2,3,4,7,10/. Тем не менее на основании экспериментальных данных и теоретических представлений в общих чертах было показано /10,11/, что величины обратимых изменений магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания при нагрузке в  $1 \text{ кг/см}^2$  составляет в среднем  $10^{-3} - 10^{-4}$  от первоначального значения величин магнитных свойств исследуемых образцов. При этом сжатия, параллельные намагниченности, уменьшают ее, а перпендикулярные — увеличивают; растяжения, параллельные вектору намагниченности, увеличивают намагниченность, а перпендикулярные — уменьшают ее.

В реальных геолого-геофизических условиях, при величине напряжений до  $100 \text{ кг/см}^2$ , на поверхности Земли могут наблюдаться изменения магнитного поля равные от  $0,1-1:10^{-5}$  эрстед до  $10-30 \cdot 10^{-5}$  эрстед, а иногда и больше /12/.

Современные средства геомагнитных измерений позволяют, по крайней мере в принципе, уверенно наблюдать весь диапазон указанных величин изменения магнитного поля. В связи с этим, применение высокоточных геомагнитных измерений при определенных условиях дает возможность ставить вопрос об исследовании процессов в земной коре, отражающих динамику тектонических явлений.

Проявление изменений напряжений в земной коре, отражающихся в вариациях магнитного поля на поверхности Земли, будет неодинаковым в различных геолого-геофизических условиях. В первую очередь это будет зависеть от величины и характера распределения магнитных свойств горных пород, в пределах которых развиваются изменения напряжений. Участки земной коры с повышенными магнитными свойствами, или возмущающие магнитные объекты, вызывают на поверхности Земли магнитные аномалии различной интенсивности и формы. По форме магнитной аномалии можно установить форму и глубину возмущающего объекта, а следовательно, и место локализации изменения напряжений в земной коре.

Таким образом, использование магнитных аномалий позволяет получить максимально возможный, в данных условиях, по величине пьезомагнитный эффект, а использование модели возмущающего объекта и экспериментальных данных об изменении магнитных свойств горных пород под действием сжатия или растяжения облегчает задачу разработки методов количественной интерпретации экспериментальных данных /6/. В работе /12/ приводятся результаты решения прямой задачи, по заданной функции распределения напряжений и величине магнитных свойств рассчитываются величины пьезомагнитного эффекта на поверхности Земли. Практически более интересным случаем является решение обратной задачи: по данным изменения аномального магнитного поля на дневной поверхности попытаться получить сведения об изменениях упругих напряжений в месте расположения магнитовозмущающего объекта.

Рассмотрим наиболее простой случай вертикального однородного намагничивания и однородного распределения напряжений в пределах возмущающего объекта. Выражение вертикальной составляющей аномального магнитного поля от возмущающего объекта произвольной формы, намагниченного однородно и вертикально, можно представить в виде:

$$Z_{\alpha} = Jf(\alpha, \beta, c, x, y, z), \quad (1)$$

где:  $Z_{\alpha} = z - z_0$ ,  $z$  - значение вертикальной составляющей магнитного поля Земли, измеренное на аномалии;  $z_0$  то же в нормальном поле или за пределами исследуемой аномалии, вне действия изменения напряжений;  $J$  - интенсивность намагничивания;

$f(\alpha, \beta, c, x, y, z)$  - функция, зависящая от параметров возмущающего объекта  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $c$  и координат точки наблюдения  $x, y, z$ .

Изменения  $Z_{\alpha}$  будут прямо пропорциональны изменению интенсивности намагничивания возмущающего объекта, так как функцию  $f(\alpha, \beta, c, x, y, z)$  можно в данных условиях считать неизменной

$$\delta Z_{\alpha} = \delta J f(\alpha, \beta, c, x, y, z). \quad (2)$$

При нашем предположении об однородном распределении напряжений в пределах возмущающего объекта функция  $f(\alpha, \beta, c, x, y, z)$  в выражениях (1) и (2) будет одной и той же.

Разделив (2) на (1), получим:  $\frac{\delta Z_{\alpha}}{Z_{\alpha}} = \frac{\delta J}{J} = \beta d\beta$ , (3)

где:  $\frac{\delta Z_{\alpha}}{Z_{\alpha}}$  - относительное изменение аномального магнитного поля во времени;  $\frac{\delta J}{J}$  - относительное изменение интенсивности намагничивания возмущающего объекта;  $d\sigma$  - величина изменения нормального напряжения в кг/см<sup>2</sup>;  $\beta$  - коэффициент, равный согласно экспериментальным данным  $10^{-4} - 10^{-3}$  кг/см<sup>2</sup> /4,10,12/.

Таким образом, увеличение  $\frac{\delta Z_{\alpha}}{Z_{\alpha}}$  будет свидетельствовать о том, что в направлении вектора намагничивания действуют растягивающие напряжения, а при уменьшении - сжимающие напряжения. Следовательно, в данном случае появляется возможность при геомагнитных измерениях в аномальном и нормальном полях наблюдать изменение во времени магнитных свойств возмущающих объектов, которое в свою очередь может быть связано с изменением напряжений в земной коре. Для исключения влияния внешних источников геомагнитных вариаций наблюдения в аномальном и нормальном полях проводятся синхронно на расстояниях, при которых указанное влияние можно принять одинаковым или учесть, введя соответствующие поправки.

При наличии данных о временных изменениях  $\delta Z_{\alpha}$  в фиксированный момент времени по профилям, пересекающим аномалию, выражение (2) можно использовать для интерпретации с помощью известных методов, которые применяются для стационарных магнитных полей /5/. Однако необходимо иметь в виду, что интенсивность намагничивания  $\delta J$  будет иметь в общем случае тензорный характер.

Рассмотрим более сложный случай произвольного намагничивания возмущающего объекта произвольной формы. Как известно, в этом случае выражение составляющих аномального магнитного поля можно представить в виде /8/:

$$\chi_{\alpha} = a_{11}J_x + a_{12}J_y + a_{13}J_z ; \quad (4)$$

$$\gamma_{\alpha} = a_{21}J_x + a_{22}J_y + a_{23}J_z ;$$

$$Z_{\alpha} = a_{31}J_x + a_{32}J_y + a_{33}J_z ,$$

где  $J_x$ ,  $J_y$ ,  $J_z$  - составляющие вектора интенсивности намагничивания по осям координат, а коэффициенты  $a_{ij}$  ( $i, j = 1, 2, 3$ ) равны:

$$a_{11} = \iint_{S_x} \frac{x}{r^3} a y dz ; \quad a_{12} = \iint_{S_x} \frac{y}{r^3} a y dz ; \quad a_{13} = \iint_{S_x} \frac{z}{r^3} a y dz ;$$

$$\alpha_{21} = \iint_{S_y} \frac{x}{r^3} dx dz; \quad \alpha_{22} = \iint_{S_y} \frac{y}{r^3} dx dz; \quad \alpha_{23} = \iint_{S_y} \frac{z}{r^3} dx dz;$$

$$\alpha_{31} = \iint_{S_z} \frac{x}{r^3} dx dy; \quad \alpha_{32} = \iint_{S_z} \frac{y}{r^3} dx dy; \quad \alpha_{33} = \iint_{S_z} \frac{z}{r^3} dx dy.$$

Приняв в выражении (4)  $J_x = J_y = 0$  получим

$$X_\alpha = \alpha_{13} J_z; \quad Y_\alpha = \alpha_{23} J_z; \quad Z_\alpha = \alpha_{33} J_z. \quad (5)$$

Систему линейных уравнений (4) можно разрешить относительно

$J_x, J_y, J_z$ , используя правило Крамера:

$$J_x = J_x(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) = A_{11} X_\alpha - A_{12} Y_\alpha + A_{13} Z_\alpha; \quad (4a)$$

$$J_y = J_y(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) = -A_{21} X_\alpha + A_{22} Y_\alpha - A_{23} Z_\alpha;$$

$$J_z = J_z(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) = A_{31} X_\alpha - A_{32} Y_\alpha + A_{33} Z_\alpha,$$

где:

$$A_{11} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{22} & \alpha_{23} \\ \alpha_{32} & \alpha_{33} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{12} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{12} & \alpha_{13} \\ \alpha_{32} & \alpha_{33} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{13} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{12} & \alpha_{13} \\ \alpha_{22} & \alpha_{23} \end{vmatrix}}{\Delta};$$

$$A_{21} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{21} & \alpha_{22} \\ \alpha_{31} & \alpha_{33} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{22} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{12} \\ \alpha_{31} & \alpha_{33} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{23} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{13} \\ \alpha_{21} & \alpha_{23} \end{vmatrix}}{\Delta};$$

$$A_{31} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{21} & \alpha_{22} \\ \alpha_{31} & \alpha_{33} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{32} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{12} \\ \alpha_{31} & \alpha_{32} \end{vmatrix}}{\Delta}; \quad A_{33} = \frac{\begin{vmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{12} \\ \alpha_{21} & \alpha_{22} \end{vmatrix}}{\Delta};$$

а

$$\Delta = \begin{vmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{12} & \alpha_{13} \\ \alpha_{21} & \alpha_{22} & \alpha_{23} \\ \alpha_{31} & \alpha_{32} & \alpha_{33} \end{vmatrix} \neq 0$$

Положив в (4a)  $X_\alpha = Y_\alpha = 0$  получим

$$J_x = A_{13} Z_\alpha; \quad J_y = -A_{23} Z_\alpha; \quad J_z = A_{33} Z_\alpha \quad (6)$$

Временные изменения элементов аномального магнитного поля в фиксированный промежуток времени в этом случае можно предс-

тавить в виде:

$$dJ_x = \frac{\partial}{\partial X_\alpha} J_x(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dX_\alpha + \frac{\partial}{\partial Y_\alpha} J_x(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dY_\alpha + \frac{\partial}{\partial Z_\alpha} J_x(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dZ_\alpha;$$

$$dJ_y = \frac{\partial}{\partial X_\alpha} J_y(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dX_\alpha + \frac{\partial}{\partial Y_\alpha} J_y(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dY_\alpha + \frac{\partial}{\partial Z_\alpha} J_y(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dZ_\alpha;$$

$$dJ_z = \frac{\partial}{\partial X_\alpha} J_z(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dX_\alpha + \frac{\partial}{\partial Y_\alpha} J_z(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dY_\alpha + \frac{\partial}{\partial Z_\alpha} J_z(X_\alpha, Y_\alpha, Z_\alpha) dZ_\alpha.$$

Величины  $dJ_x$ ,  $dJ_y$ ,  $dJ_z$  характеризуют изменения составляющих вектора намагничивания возмущающего объекта, которые при определенных условиях можно связать с изменениями напряжений в земной коре в месте расположения возмущающего объекта. Эти изменения могут либо целиком охватывать возмущающий объект, либо локализоваться в некоторой его части. Для случая однородного распределения напряжений в пределах возмущающего объекта можно определить относительное изменение составляющих вектора намагничивания возмущающего объекта, связанные с изменением напряжений по направлениям этих составляющих:

$$\frac{dJ_x}{J_x} = \beta_1 \sigma_{xx}; \quad \frac{dJ_y}{J_y} = \beta_2 \sigma_{yy}; \quad \frac{dJ_z}{J_z} = \beta_3 \sigma_{zz}.$$

Таким образом, в простейшем случае, при совпадении осей координат с ориентацией осей нормальных напряжений можно определить раздельно изменение магнитных свойств возмущающего объекта в фиксированный промежуток времени по заданным осям координат. По полученным данным можно в принципе, в пределах принятых условий, определить изменения напряжений, вызвавших изменение соответствующих составляющих вектора интенсивности намагничивания возмущающего объекта.

Изменение напряженного состояния возмущающего объекта в общем случае имеет тензорный характер. Задаваясь определенными значениями элементов этого тензора, и, имея ввиду зависимость между изменениями этих элементов и составляющих аномального маг-

нитного поля можно построить ряд номограмм и палеток для характерных случаев, встречающихся в реальных геолого-геофизических условиях. Для этой цели можно воспользоваться выражением элементов аномального магнитного поля диполя, произвольно ориентированного в пространстве.

В работе /5/ приводятся без вывода выражения элементов аномального магнитного поля однородно намагниченной сферы, вектор намагничивания которой (диполь), произвольно ориентирован в пространстве. Однако использование этих выражений затруднено тем, что фиксирование вектора намагничивания сферы (диполя) в пространстве производится с помощью углов, непривычных для магнитологов. Поэтому целесообразно привести вывод выражений элементов аномального магнитного поля однородно намагниченной сферы, вектор намагничивания которой (диполь) фиксируется в пространстве с помощью углов магнитного склонения и наклона  $J$  (рис. 1).

Согласно теореме Пуассона потенциал однородно намагниченного тела произвольной формы имеет вид /9/:

$$u = -(\vec{J}, \text{grad } v) \quad , \quad (7)$$

где  $\vec{J}$  - намагниченность тела;  $v$  - гравитационный потенциал тела. Для шара имеем:

$$v = \frac{V}{r} \quad ,$$

где  $V$  - объем шара,  $r$  - расстояние от точки наблюдения до центра шара. Согласно (?):

$$u = V \frac{(\vec{J}, \vec{r})}{r^3} = \frac{(\vec{M}, \vec{r})}{r^3} = \frac{M}{r^3} \cos \theta \quad , \quad (8)$$

где  $\vec{M} = \vec{J}V$  - магнитный момент шара (диполя);  $\theta$  - угол между осью диполя и радиусом-вектором;  $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$ ;  $x, y, z$  - координаты точки наблюдения.

Чтобы выразить потенциал шара в декартовых координатах, необходимо найти направляющие косинусы диполя (оси намагниченности шара) и направляющие косинусы радиуса-вектора.

Вначале найдем координаты проекций магнитного момента диполя (рис. 1).

$$x' = n \cos D; \quad y' = n \sin D; \quad z' = \ell \sin J.$$

Поскольку  $r = \ell \cos J$ , то

$$x' = \ell \cos J \cos D; \quad y' = \ell \cos J \sin D; \quad z' = \ell \sin J.$$

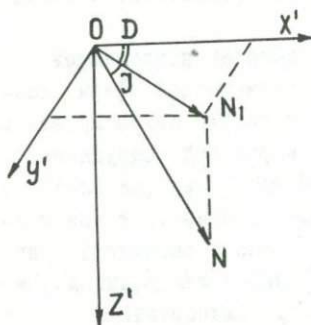


Рис. 1. Вспомогательная система координат, проходящая через центр диполя.

Следовательно, направляющие косинусы оси диполя можно записать следующим образом

$$\cos \alpha' = \frac{x'}{\ell} = \cos J \cos D;$$

$$\cos \beta' = \frac{y'}{\ell} = \cos J \sin D;$$

$$\cos \gamma' = \frac{z'}{\ell} = \sin J.$$

Направляющими косинусами радиус-вектора, как известно, будут выражения

$$\cos \alpha'' = \frac{x}{r} \quad (10)$$

$$\cos \beta'' = \frac{y}{r}$$

$$\cos \gamma'' = \frac{z}{r}$$

Так как  $\cos \theta = \cos \alpha' \cos \alpha'' + \cos \beta' \cos \beta'' + \cos \gamma' \cos \gamma''$ ,

то потенциал диполя согласно (8) можно представить в виде

$$u = \frac{M}{r^3} (x \cos J \cos D + y \cos J \sin D + z \sin J). \quad (11)$$

Дифференцируя по осям координат, найдем соответствующие элементы аномального магнитного поля диполя:

$$X_{\alpha} = M \frac{(2x^2 - y^2 - z^2) \cos J \cos D + 3xy \cos J \sin D + 3xz \sin J}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}};$$

$$Y_{\alpha} = M \frac{3xy \cos J \cos D + (2y^2 - x^2 - z^2) \cos J \sin D + 3yz \sin J}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}}; \quad (12)$$

$$Z_{\alpha} = M \frac{3xz \cos J \cos D + 3yz \cos J \sin D + (2z^2 - x^2 - y^2) \sin J}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}}.$$

Полагая для данного случая  $x = y = 0$  и, вводя обозначения

$$M_x = M \cos J \cos D; \quad M_y = M \cos J \sin D; \quad M_z = M \sin J,$$

получим

$$X_a = -\frac{M_x}{z^3}; \quad \frac{\partial X_a}{\partial X_a} = \frac{\partial M_x}{M_x} = \beta_1 \beta_{xx} \quad (13)$$

$$Y_a = -\frac{M_y}{z^3}; \quad \frac{\partial Y_a}{\partial Y_a} = \frac{\partial M_y}{M_y} = \beta_2 \beta_{yy}$$

$$Z_a = -\frac{2M_z}{z^3}; \quad \frac{\partial Z_a}{\partial Z_a} = \frac{\partial M_z}{M_z} = \beta_3 \beta_{zz}$$

Таким образом, наблюдая временные изменения элементов магнитного поля намагниченной сферы, можно определить изменения составляющих магнитного момента по осям координат. С принятыми нами допущениями и при совпадении осей нормальных напряжений с осями координат появляется возможность определения изменений напряженного состояния земной коры в пределах расположения возмущающего объекта в направлениях принятых осей координат.

Для более сложных случаев с помощью выражений (12) можно построить палетки и номограммы, аппроксимируя действие каждой составляющей тензора напряжений избыточным магнитным моментом соответствующей величины и ориентации в пространстве. Суммарное поле от найденных избыточных моментов даст картину пространственного распределения добавочного магнитного поля, обусловленного заданным тензором напряжения в пределах расположения возмущающего объекта.

#### Литература

1. Грабовский М.А. Изменение магнитных свойств магнетита под действием механических напряжений. 1949, Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 13, № 2.
2. Грабовский М.А., Пархоменко Э.И. Об изменении магнитных свойств магнетитов под действием больших сжимающих напряжений. 1953, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5.

3. Калашников А.Г., Капица С.П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.

4. Капица С.П. Магнитные свойства изверженных пород при механических напряжениях. 1955, Изв. АН СССР, сер. геофиз., №6.

5. Колюбакин В.В., Лапина М.И. Обзор способов решения прямой и обратной задач магнитной разведки. 1960, Изд. АН СССР, М.

6. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. и др. К изучению пьезомагнитного эффекта по реакции магнитовозмущающих тел на изменения напряжений в земной коре. 1969, ДАН СССР, т. 187, № 6.

7. Шапиро В.А. Сейсмомагнитный эффект. 1966, Физика Земли, № 8.

8. Яновский Б.М. О вариациях элементов земного магнетизма в аномальном поле. Труды ГГО, вып. 17, 1938.

9. Яновский Б.М. Земной магнетизм. 1963, Изд. ЛГУ.

10. Nagata T. Basic magnetic properties of rock under the effects of mechanical stresses. Tectonophysics, 1970, v. 9, 2/3.

11. Stacey F.D. Theory of magnetic susceptibility of stressed rock 1962. The philosophical magazine, v. 7, № 76.

12. Stacey F.D. The seismomagnetic effect, 1964. Pure and appl. geophysics, 58, II.

В.А. Ларионов, Н.А. Маркевич

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ МАГНИТНОГО СКЛОНЕНИЯ И НАКЛОНЕНИЯ  
ПРИ ИЗМЕРЕНИИ МОДУЛЯ ВЕКТОРА  
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

При проведении высокоточных геомагнитных измерений часто используются протонные и квантовые магнитометры, с помощью которых измеряется модуль вектора магнитного поля Земли и его изменение во времени и в пространстве. Для исключения влияния вариаций, при введении соответствующих поправок возникает необходимость использования синхронных наблюдений модуля вектора маг-

нитного поля Земли в точках, расположенных на различных расстояниях и характеризующихся различными величинами углов магнитного склонения  $D$  и магнитного наклонения  $J$ . Исследование этого вопроса представляется особенно актуальным при изучении пьезомагнитного эффекта с помощью синхронных геомагнитных наблюдений в аномальном и нормальном полях. В работе /1/ рассматривается аналогичный вопрос применительно к модулю горизонтальной составляющей  $H$  магнитного поля Земли. В данной работе рассмотрим результаты исследования этого вопроса для случая, когда выполняются абсолютные измерения модуля вектора магнитного поля Земли.

Магнитное поле Земли в фиксированный момент времени можно представить в виде суммы постоянного и переменного векторов

$$\vec{T}_{ос} = \vec{T}_0 + \delta\vec{T}_g \quad (1)$$

где:  $\vec{T}_{ос}$  - суммарный вектор магнитного поля Земли;  $\vec{T}_0$  - вектор постоянного магнитного поля;  $\delta\vec{T}_g$  - вектор вариации магнитного поля Земли.

Величина модуля суммарного вектора магнитного поля Земли в данном случае будет иметь вид

$$T_{ос} = [(T_0 + \delta T_g \cos \varphi_0)^2 + (\delta T_g \sin \varphi)^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

где:  $\varphi_0$  - угол между векторами  $\vec{T}_0$  и  $\delta\vec{T}_g$ . Для того, чтобы

определить величину модуля суммарного вектора магнитного поля Земли  $T_{ос}$  необходимо определить величину угла  $\varphi$  между векторами  $\vec{T}_0$  и  $\delta\vec{T}_g$ , расположенными произвольно в пространстве в заданной системе координат (рис. 1, б). Наиболее простой путь решения в данной ситуации - это определение угла между названными векторами с помощью направляющих

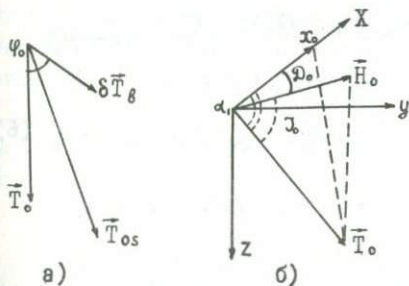


Рис. 1. Схема расположения векторов  $\vec{T}_0$ ,  $\delta\vec{T}_g$ ,  $\vec{T}_{ос}$  и расчетной системы координат.

косинусов каждого вектора в данной системе координат.

$$\cos \varphi_0 = \cos \alpha_1 \cos \beta_1 + \cos \alpha_2 \cos \beta_2 + \cos \alpha_3 \cos \beta_3, \quad (3)$$

где:  $\cos \alpha_1, \cos \alpha_2, \cos \alpha_3$  - направляющие косинусы вектора  $\vec{T}_0$ , а  $\cos \beta_1, \cos \beta_2, \cos \beta_3$  - направляющие косинусы вектора  $\delta \vec{T}_g$ . Направляющие косинусы соответствующих векторов выразим через углы магнитного склонения  $D$  и магнитного наклонения  $J$  этих векторов.

При заданных значениях  $T_0, J_0, D_0$  и  $\delta T_g, J_g, D_g$  найдем выражения направляющих косинусов:

$$\cos \alpha_1 = \cos D_0 \cos J_0$$

Действительно, как видно из рис. 1, б,  $x_0$  - северная составляющая магнитного поля Земли представляет проекцию вектора магнитного поля Земли на ось  $x$ . Следовательно

$$\cos \alpha_1 = \frac{x_0}{T_0}; \quad x_0 = H_0 \cos D_0$$

Используя очевидные соотношения, получим

$$H_0 = T_0 \cos J_0;$$

$$\cos \alpha_1 = \frac{T_0 \cos D_0 \cos J_0}{T_0} = \cos D_0 \cos J_0.$$

(4)

Далее, действуя аналогично, получим

$$\cos \alpha_2 = \cos\left(\frac{\pi}{2} - D_0\right) \cos J_0 = \sin D_0 \cos J_0;$$

(5)

$$\cos \alpha_3 = \cos\left(\frac{\pi}{2} - J_0\right) = \sin J_0$$

Выражения направляющих косинусов для вектора вариации будут иметь вид

$$\cos \beta_1 = \cos D_g \cos J_g;$$

(6)

$$\cos \beta_2 = \sin D_g \cos J_g;$$

$$\cos \beta_3 = \sin J_g.$$

Подставляя выражения (4), (5) и (6) в (3), получим

$$\begin{aligned} \cos \varphi_0 = & \cos D_0 \cos J_0 \cos D_g \cos J_g + \sin D_0 \cos J_0 \sin D_g \cos J_g + \\ & + \sin J_0 \sin J_g. \end{aligned} \quad (7)$$

В аномальном поле или вообще в другой точке, где величины модуля вектора, углов магнитного склонения и наклона будут отличаться на величины  $\Delta T$ ,  $\Delta D$ ,  $\Delta J$ , а характеристики вектора вариации  $\delta \vec{T}_B$  будут одинаковыми в обеих точках, выражение угла между вектором аномального поля  $\vec{T}_a$  и вектором вариации  $\delta \vec{T}_B$  будет иметь вид

$$\begin{aligned} \cos \varphi_a &= \cos(D_0 + \Delta D) \cos(J_0 + \Delta J) \cos D_B \cos J_B + \\ &+ \sin(D_0 + \Delta D) \cos(J_0 + \Delta J) \sin D_B \cos J_B + \\ &+ \sin(J_0 + \Delta J) \sin J_B . \end{aligned} \quad (8)$$

Выражение суммарного вектора в аномальном магнитном поле в фиксированный момент времени можно представить в виде

$$\vec{T}_{a\Sigma} = \vec{T}_a + \delta \vec{T}_B \quad (9)$$

где:  $\vec{T}_a$  - вектор постоянного магнитного поля Земли, измеренный в пределах аномалии;  $\delta \vec{T}_B$  - вектор вариации магнитного поля Земли.

Величина модуля суммарного вектора магнитного поля Земли в данном случае будет иметь вид:

$$T_{a\Sigma} = [(T_a + \delta T_B \cos \varphi_a)^2 + (\delta T_B \sin \varphi_a)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

Вычитая из (10) выражение (2), получим величину разности модуля вектора магнитного поля Земли, измеренного одновременно в двух точках, имеющих неодинаковые значения углов магнитного склонения и наклона при наличии одной и той же величины вариации  $\delta T_B$ , вызванной удаленным источником.

$$\begin{aligned} \Delta T &= [(T_a + \delta T_B \cos \varphi_a)^2 + (\delta T_B \sin \varphi_a)^2]^{\frac{1}{2}} - \\ &- [(T_0 + \delta T_B \cos \varphi_0)^2 + (\delta T_B \sin \varphi_0)^2]^{\frac{1}{2}} . \end{aligned} \quad (11)$$

Результаты расчетов  $\Delta T$  приведены на рис. 2. В качестве параметров в приведенном варианте приняты следующие величины:

$$T_0, T_a, J_0, D_0, J_B, D_B, \Delta J .$$

При значениях  $\Delta J = 1^\circ$ ,  $\Delta D = 1^\circ$  величина разности  $\Delta T$

достигает  $\pm 4\gamma$  при  $\delta T_g = 50\gamma$  и  $D_g = 0^\circ, 180^\circ$ . При  $D_g$  в интервале  $90-100^\circ$ , величина разности  $\Delta D$  переходит через нулевое значение.

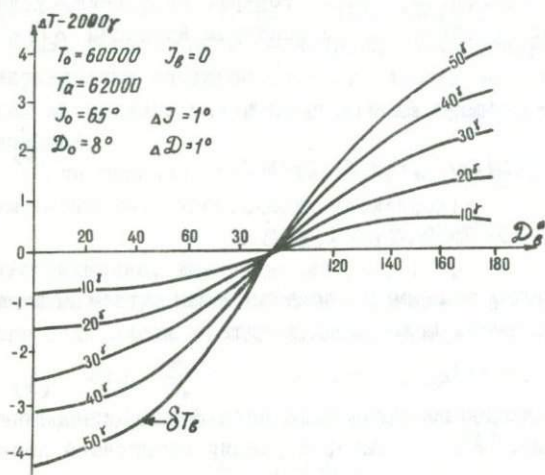


Рис.2. Графики функции  $\Delta T$  в зависимости от углов  $D_g^\circ$  и других параметров.

чину разности  $\Delta T$ , возникающую за счет разных по величине углов  $D$  и  $J$  в точках, в которых выполняются синхронные наблюдения модуля вектора магнитного поля Земли.

#### Литература

1. Дядьков П.Г., Ларионов В.А. Оценка влияния углов склонения при измерении горизонтальной составляющей магнитного поля Земли. Сб.: Исследования по геологии и геофизике Сибири, 1975, Новосибирск.

Приведенные результаты исследований свидетельствуют о том, что при проведении высокоточных синхронных наблюдений модуля вектора магнитного поля Земли необходимо иметь данные об углах магнитного склонения  $D$  и наклона  $J$ , чтобы исключить фиктивную величину

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Современные тектонические движения весьма разнообразны в своих конкретных проявлениях. Мы остановимся только на вертикальных движениях, изучение которых проводится наиболее широко.

Вертикальное перемещение отдельных блоков земной коры и связанное с ним перемещение дневной поверхности вследствие существования вертикальной климатической зональности приводит к перераспределению температуры в приповерхностном слое пород. В реальных условиях вертикальные тектонические движения обычно сопровождаются целым рядом явлений, к которым относят эрозию, осадконакопление, перемещение уровня грунтовых вод с последующим изменением режима в зоне активного водообмена и т.д. Влияние их на тепловое поле также весьма существенно [1,2,4,9].

Подъем дневной поверхности и сопровождающая его эрозия приводят к уменьшению температуры  $t$  и увеличению геотермического градиента  $g$  и поверхностного теплового потока  $q$  в перемещающемся блоке пород. Следствием прогибания и осадконакопления является, наоборот, повышение  $t$  и уменьшение  $g$  и  $q$ .

Попытку количественно оценить влияние вертикальных перемещений блока земной коры на распределение температуры в нем предпринимал ряд исследователей [7,8,15-17 и др.]. Согласно Бенфильду [7, 15] поле температур в однородном бесконечно простирающемся блоке, движущемся со скоростью  $u$  вдоль вертикальной оси  $Z$  (положительное направление оси вниз), при условии, что температура на дневной поверхности  $t_0$  изменяется по закону

$$t_0 = t_0 + B\tau, \text{ описывается соотношением} \\ t = t_0 + g(z - u\tau) + \frac{1}{2}(g + \frac{B}{u})\{(z + u\tau) * \exp(\frac{uZ}{K}) * \\ * \Phi^*(\frac{z + u\tau}{2\sqrt{\kappa\tau}}) + (u\tau - z) \Phi^*(\frac{z - u\tau}{2\sqrt{\kappa\tau}})\}, \quad (I)$$

где  $t$  - температура на глубине  $z$ ,  $t_0$  - температура на поверхности  $Z = 0$  при  $\tau = 0$ ;  $\tau$  - время, отсчитываемое от начала движений;  $g$  - геотермический градиент в неподвижном блоке,  $\kappa$  - коэффициент теплопроводности среды,  $B = g'u'$  - скорость

изменения температуры дневной поверхности,  $g' = 5^{\circ}\text{C}/\text{км}$  - гипсогеотермический градиент,  $u'$  - скорость вертикального перемещения поверхности блока,  $\Phi^x(x) = I - \Phi(x)$ ,  $\Phi(x)$  - функция ошибок. Формула (1) предполагает отсутствие источников тепла в движущемся блоке.

Измерения скоростей вертикальных движений дают величину  $u'$ , а  $u$  остается неизвестной. При расчетах обычно полагают  $u \approx u'$ . С учетом этого условия, дифференцируя (1) по  $Z$ , получим выражение для геотермического градиента

$$g_H = \frac{\partial t}{\partial Z} = g - \frac{1}{2}(g + g')P, \quad (2)$$

где  $g_H$  - нарушенный геотермический градиент, а  $P$  определяется соотношением

$$P = \Phi^* \left( \frac{Z - u\tau}{2\sqrt{\kappa\tau}} \right) + 2u \sqrt{\frac{\tau}{\pi\kappa}} \exp \left[ - \left( \frac{Z - u\tau}{2\sqrt{\kappa\tau}} \right)^2 \right] - \\ - \left[ 1 + \frac{u}{\kappa} (Z + u\tau) \right] \exp \frac{uZ}{\kappa} \Phi^* \left( \frac{Z + u\tau}{2\sqrt{\kappa\tau}} \right). \quad (3)$$

Нарушение удобно представить в виде отношения  $\frac{g}{g_H}$

$$\frac{g}{g_H} = \frac{2}{2-P} + \frac{g'}{g_H} \frac{P}{2-P} \quad (4)$$

Если движение поверхности компенсируется процессами эрозии и осадконакопления, то  $V = 0$ , а (3) упрощается

$$\left( \frac{g}{g_H} \right)_0 = \frac{2}{2-P} \quad (5)$$

Выражение, аналогичное формуле (4), можно записать и для теплового потока

$$\frac{q}{q_H} = \frac{2}{2-P} - \frac{\lambda g'}{q_H} \frac{P}{2-P} \quad (6)$$

где  $\lambda$  - теплопроводность пород.

В пределах воздымающихся блоков  $g/g_H$  и  $q/q_H < 1$ , в прогибающихся - наоборот  $g/g_H$  и  $q/q_H > 1$ .

Для облегчения расчетов по формулам (4)-(6) можно построить номограммы такого типа, как на рис. 1, или составить таблицы [2].

В соответствии с формулами (4), (6) можно утверждать, что нарушение теплового поля максимально у поверхности ( $Z = 0$ ) и уменьшается с увеличением  $Z$ . Величина и глубина проникновения такого нарушения определяются, главным образом,  $u$  и  $\tau$ , т.е.

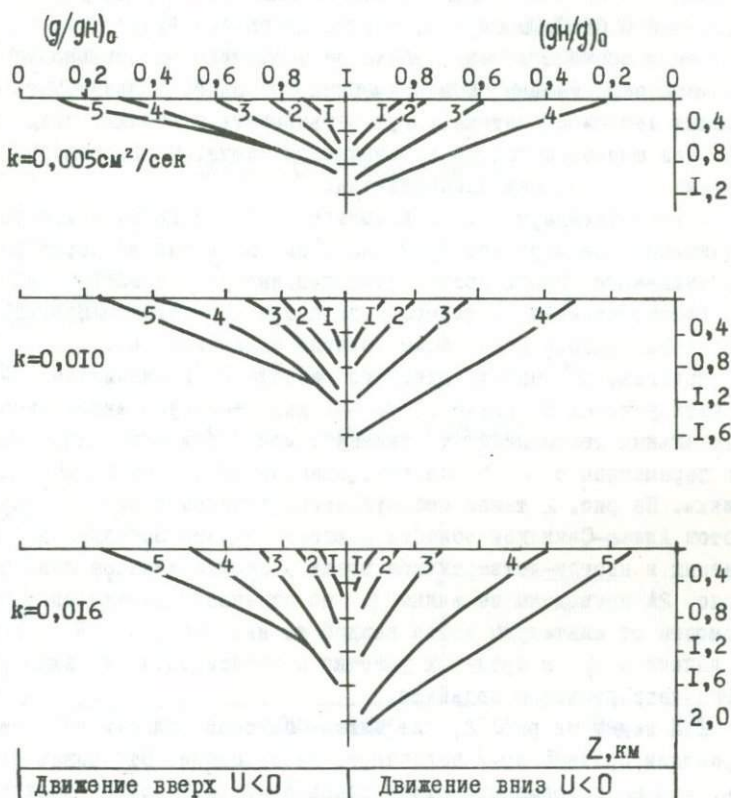


Рис. 1. Номограмма для определения величины  $(g/g_n)$  при  $\tau = 1 \cdot 10^4$  лет. Индекс кривых - значение скорости вертикальных движений: 1- $U = \pm 0,5$ ; 2- $U = \pm 1,0$ ; 3- $U = \pm 2,0$ ; 4- $U = \pm 5,0$ ; 5- $U = \pm 10,0$  см/год.

скоростью вертикальных движений и их длительностью. Так при  $\tau \geq 10^3$  лет только движения со скоростями больше 1 см/год могут вызвать заметный эффект на глубине 0,1 км. При  $\tau > 10^6$  лет тепловое поле нарушается заметно вертикальными движениями уже со скоростями 0,01–0,05 см/год, причем до глубин 1,5–2,0 км.

Таким образом в зависимости от амплитуды, длительности и характера вертикальных тектонических движений, создаваемые ими аномалии теплового потока могут варьировать в широких пределах. Создаются аномалии только в движущемся блоке. С прекращением движений,  $u = 0$ , они рассеиваются.

Оценки Хагивары [18] показывают, что под горными хребтами, поднявшимися за короткое время на 1 км, изолинии температуры устанавливаются после прекращения подъема уже через 1000–2000 лет. Восстановление теплового поля после прекращения прогибания и осадконакопления происходит гораздо медленнее [8].

Полагая, что высота дневного рельефа  $h$  и амплитуда неоген-четвертичных перемещений  $M$  [6] характеризуют интенсивность вертикальных тектонических движений, можно ожидать корреляцию этих параметров с  $q$  в районах, охваченных современными движениями. На рис. 2 такое сопоставление выполнено для горных хребтов Алтае-Саянской области и юго-западного Забайкалья, испытавших в неоген-четвертичное время преимущественное поднятие. На рис. 2А приведены величины  $q$  по отдельным скважинам в зависимости от альтитуды устья каждой из них. На рис. 2Б – средние величины  $q$  в пределах участка в зависимости от амплитуды неоген-четвертичного поднятия.

Как видно из рис. 2, для Алтае-Саянской области в целом корреляции сравниваемых величин не наблюдается. Это может означать, что на современном этапе здесь произошло общее затухание вертикальных тектонических движений. Однако в отдельных районах области и в настоящее время тектонические движения проявляются довольно интенсивно (например, западный склон Восточного Саяна, группы точек 2 на рис. 2).

В юго-западном Забайкалье тепловой поток достаточно закономерно увеличивается с ростом как амплитуды суммарных неоген-четвертичных поднятий, так и высоты современного рельефа. Вероятно, что в этом регионе подъем горных хребтов происходит и в современную эпоху. В то же время полученная корреляция может



т.е. с определенной достоверностью известны как тепловые аномалии, так и параметры современных движений. Рассмотрим несколько примеров.

1. Для двух близко расположенных (60 км) участков в Восточном Саяне были получены различные величины  $q/|g|$ . Участок 1 (точки 1 на рис. 2) расположен непосредственно около Южно-Минусинской впадины. Тепловой поток здесь равен  $q_1 = 1,1$  мккал/см<sup>2</sup>.сек. Это значение соответствует средней величине  $q$  для всей Алтае-Саянской области. Участок 2 (точки 2 на рис. 2), расположенный в верховьях реки Чибижек, характеризуется более высоким  $q_2 = 1,45$  мккал/см<sup>2</sup>.сек.

Это увеличение  $q$  на участке 2 может быть вызвано голоценовым тектоническим поднятием территории, существование которого с большой достоверностью установлено здесь геоморфологическими исследованиями. По Л.С. Миляевой [3] участок 2 находится в пределах интенсивно поднимающегося блока - Кизир-Шиндинского междуречья.

По формулам (5), (6) при  $q_1/q_2 = q/q_n = 0,75$  и  $\lambda = 6,8$  мкал/см.сек.<sup>0</sup>С находим величины  $(q/q_n) = 0,8$  и  $P = -2$ . Если предположить, что движение происходило в течение голоцена ( $\tau = 1 \cdot 10^4$  лет), то по формуле (3) можно оценить вероятную скорость подъема. Для глубины  $z = 0,3$  км и  $k = 0,01$  см<sup>2</sup>/сек получено  $\dot{u} = -2$  см/год.

Если учесть, что часть аномалии  $q$ , вероятно, вызвана уменьшением температуры земной поверхности в пределах участка 2 [3], то следует ожидать, уменьшения расчетной скорости до  $1-1,5$  см/год.

Полученная оценка достаточно реальна. Так, в сходных по геоморфологическим условиям районах северного склона Западного Саяна по данным повторного нивелирования скорость современных движений достигает  $1-2$  см/год [11, 14].

2. В Усть-Селенгинской впадине (Байкальская рифтовая зона) обнаружены значительные колебания величины геотермического градиента по площади - от 19 до 36<sup>0</sup>С/км [10, 12]. Объяснить низкие значения  $g$  в этом районе трудно. Возможно они связаны с неоген-четвертичным прогибанием впадины. Намечающаяся корреляция мощности четвертичных отложений в Усть-Селенгинской депрессии с

величиной  $g$ , очевидно, свидетельствует о вероятности такого объяснения (см. таблицу).

Т а б л и ц а I

Некоторые сведения  
о мощности четвертичных отложений  
и величинах геотермического градиента  
в Усть-Селенгинской впадине / I0, I2 /

Название участка, номер скважины	Колесово, скв. II	Творогово, скв. I	Исток, скв. I,4	Энхалук, скв. 7
Мощность четвертичных отложений, в км	0,60	0,24	0,12	нет
Скорость прогибания за четвертичный период при $\tau = 1-10^6$ лет, см/год	0,06	0,024	0,012	-
Геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{км}$	19	18	23-29	36

Высокоточные геодезические измерения, проведенные в последние годы в Усть-Селенгинской впадине / I3 / выявили современное ее прогибание с максимальной скоростью 0,5-0,6 см/год и установили дифференциацию скоростей в различных блоках земной коры. Однако эти данные трудно использовать для оценки возможного нарушения теплового поля, так как неизвестно, в течение какого времени сохранялась измеренная скорость перемещения блоков.

Существует мнение / 5 /, что Усть-Селенгинская впадина непрерывно прогибалась в течение последних 30-35 млн лет, причем это прогибание постоянно компенсировалось осадконакоплением. Полагают, что в олигоцен-раннем плиocene (около 30 млн лет) фундамент впадины опускался со скоростью 0,007-0,017 см/год, а в последние 3 млн лет - со скоростью 0,02-0,05 см/год.

Пользуясь этими данными, оценим величину возможной аномалии геотермического градиента. Предположим, что в течение всего периода  $\tau_1 = 33$  млн лет скорость прогибания впадины составляла величину  $u_1 = 0,02$  см/год, а в среднеплиocen-четвертичное время она увеличилась на  $u_2 = 0,03$  см/год и суммарную скорость в последние 3 млн лет можно принять равной 0,05 см/год. Исходя из

этих данных и пользуясь формулами (3), (4) для  $k = 0,005 \text{ см}^2/\text{сек}$  и  $z = 1 \text{ км}$ , находим, что  $(g/g_n)_{0,1} = 1,47$  и  $(g/g_n)_{0,2} = 1,14$ . Суммарный же эффект  $(g/g_n)_0$  достигает 1,6.

Если допустить, что геотермический градиент, ненарушенный вертикальными перемещениями во впадине, равен  $g = 36$  (таблица, скв. 7), а нарушенный  $g_n = 19^\circ\text{C}/\text{км}$ , то их отношение будет равно  $(g/g_n)_0 = 1,9$ .

Учитывая неопределенность сведений о параметрах неотектонических движений нужно признать, что рассчитанная аномалия  $g/g_n$  достаточно хорошо совпадает с наблюдаемой в действительности. Отсюда можно заключить, что по крайней мере для некоторых участков Усть-Селенгинской впадины наблюдаемые низкие значения  $g$  (или  $q$ ) могут быть вызваны прогибанием впадины.

#### Краткие выводы

1. Вертикальные тектонические движения приводят к возникновению поверхностных аномалий теплового поля, величина и глубина проникновения которых определяются скоростью и длительностью этих движений.

2. Тепловое поле в приповерхностных породах нарушается практически сразу после начала вертикального перемещения блока. При прекращении движений аномалии рассеиваются.

3. Геотермические аномалии, связанные с современными движениями, могут быть в благоприятных условиях использованы для количественных оценок параметров этих движений (скорости или длительности).

#### Литература

1. Вередя В.С. О локальных геотермических аномалиях Донецкого бассейна и их соотношении с современными движениями земной коры.— Доклады АН СССР, т.207, № 3, 1972.

2. Дучков А.Д. Оценка параметров неотектонических движений по аномалиям теплового поля горных пород.— В кн.: Структурно-

геоморфологические исследования Сибири и Дальнего Востока, вып. 2, "Наука", СО, Новосибирск, 1975.

3. Дучков А.Д., Миляева Л.С. Аномалия теплового потока в Восточном Саяне. - Геол. и геоф., № 7, 1972.

4. Ерофеев В.Ф. К вопросу о роли неотектоники в формировании теплового режима Предкавказья. - Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1973.

5. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. "Наука", М., 1971.

6. Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5000000 под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца. Госгеолтехиздат, 1960.

7. Карлслюу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. "Наука", М., 1964.

8. Кутас Р.И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. - Геоф. сборник, вып. I (12) "Наукова Думка", Киев, 1965.

9. Ласточкин А.Н. Связь геотермического режима с неотектоническими движениями и морфоструктурами нефтегазоносных областей. - Геоморфология, № 3, 1973.

10. Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири", "Наука", М., 1968.

11. Митропольский А.С., Анищенко А.М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне. - Геол. и геоф., № 12, 1964.

12. Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Дучков А.Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. - Геол. и геоф., № 11, 1972.

13. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ларионов В.А., Мурзина Г.А., Сардарян А.С. Байкальский геодинамический полигон. Изд-во ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1970.

14. Якименко Э.Л. Построение карты интенсивности эрозийного расчленения с целью изучения характера проявления новейших движений. - В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири, вып. I, "Наука", СО, Новосибирск, 1970.

15. Benfield A.E. The effect of uplift and denudation on underground temperatures. Jour. Appl. phys., v. 20, № 1, 1949.

16. Birch F. Flow of heat in the Front Range. Colorado. Bull. geol. soc. America, v. 61, № 6, 1950.

17. Clark S.P., Iäger B. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. Amer. Jour. sci., v. 267, № 10, 1969.

18. Hagiwara J. Mountaen formation and thermal conduction. Bull. Earthquake res. inst., Univ. Tokio, v. 44, № 4, 1966.

Н.Д. Жалковский

К ОЦЕНКЕ РАЗРЫВНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Согласно общепринятым представлениям непосредственной причиной мелкофокусного тектонического землетрясения является быстрое высвобождение потенциальной энергии упругой деформации, накопленной в его очаге. Такое высвобождение энергии осуществляется в результате столь же быстрого взаимного перемещения горных пород в очаге по уже существовавшим, или вновь образующимся разрывам. В связи с этим современные движения земной коры, обусловленные глубинными тектоническими процессами, условно можно разделить на две составляющие: относительно медленную, преимущественно без нарушения сплошности среды и излучения энергии в окружающее пространство, и быструю разрывную, возбуждающую землетрясения. Непосредственные наблюдения показывают, что в случае сильных землетрясений в необратимые движения вовлекаются огромные массы горных пород, относительные перемещения которых иногда измеряются несколькими метрами. Следовательно, в сейсмических районах быстрая разрывная составляющая современных движений вносит в суммарные движения земной коры весьма существенный вклад. При некоторых предположениях величину этого вклада удастся приоткрыть оценить на основании одних только сейсмологических данных. В принципе это позволяет при наличии независимых сведений о движениях коры, во-первых, изучать коли-

чественные соотношения между современными движениями и сейсмичностью и, во-вторых, уточнять существующие представления о самом очаге землетрясения.

Естественно, что в этом плане интерес представляют не всякие, а только те движения земной коры, которые непосредственно связаны с глубинными тектоническими процессами. Выделение в чистом виде таких движений на фоне разнообразных случайных и периодических помех представляет собой самостоятельную и довольно сложную задачу. Однако можно надеяться, что благодаря широкому размаху исследований, предпринятых в последние годы в связи с проблемой предсказания землетрясений, эта задача будет успешно решена.

Рассматривая быстрые движения земной коры, возбуждающие землетрясения, как своеобразное сейсмическое течение горных масс, удастся выразить основные характеристики этого течения (в частности, градиент скорости и некоторые другие) через характеристики материала земной коры и параметры, определяющие сейсмический режим того или иного района /1/. К сожалению, в работе /1/ автор ограничился общим анализом полученных им формул, не подкрепив его соответствующими расчетами и фактическими данными. Результаты же расчетов вступают в заметное противоречие с данными непосредственных наблюдений, свидетельствуя о необходимости пересмотра и уточнения самих исходных положений, принятых в /1/.

Главная цель настоящей работы — обратить внимание на указанное противоречие и рассмотреть некоторые пути его устранения.

Ниже мы будем иметь дело, в основном, с градиентом скорости сейсмического течения, для которого строго следуя работе /1/ можно записать

$$\frac{\partial v_0}{\partial y} = \frac{\varepsilon_{max}}{\ell_0^4 \tau_0} \sum \ell_i^4 \quad (1)$$

где  $\varepsilon_{max}$  — предельная упругая деформация сдвига, способная накопиться в очаге землетрясения, материал которого для простоты считается идеально упругим и хрупко разрушающимся;  $\ell_0$  — линейные размеры "единичного" куба, в котором случайным образом распределены очаги землетрясений той же кубической формы с линей-

ными размерами  $\ell_i$ ;  $T_0$  - время, за которое произошли землетрясения, учитываемые при вычислении градиента скорости  $\frac{\partial v_0}{\partial y}$ .

Наиболее существенным предположением, принимаемым при выводе формулы (1), является предположение о полном высвобождении деформации  $\varepsilon_{max}$  в очаге в момент землетрясения.

Используя хорошо известные соотношения, формулу (1) можно привести к виду

$$\frac{\partial v_0}{\partial y} = c \frac{10^{*K_0} N_0 10^{(0,8-\gamma)K_{max}}}{\mu^{\frac{2}{3}} \varepsilon_{max}^{\frac{2}{3}} \ell_0^4 T_0 (0,8-\gamma) \ell_n 10} \quad (2)$$

где  $\gamma$  - наклон графика повторяемости землетрясений при условии их классификации по величине потока сейсмической энергии через поверхность референц-сферы радиуса  $R = 10$  км;  $N_0$  - число землетрясений энергетического класса  $K_0$ , возникших за время  $T_0$  в "единичном" объеме  $\ell_0^3$ ;  $K_{max} = \lg \varepsilon_{max}$  - энергетический класс максимального землетрясения, возможного в данном районе;  $\mu$  - модуль сдвига;  $c$  - константа, зависящая от выбора единиц измерения входящих в формулу величин.

Принимая во внимание то обстоятельство, что подавляющая часть очагов мелкофокусных землетрясений располагается на глубинах, не превышающих 30-35 км, можно положить  $\ell_0 = \sqrt{10^8}$  км. Если при этом принять  $K_0 = 10$ , а  $T_0$  выражать в годах, то отношение  $N_0 / T_0$  численно будет равно значению обычной (поверхностной) сейсмической активности  $A_{10}$ . Принимая далее для  $\gamma$  и  $\mu$  средние их значения, равные 0,48 и  $3 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> соответственно, получим для градиента скорости сейсмического течения окончательную формулу вида

$$\frac{\partial v_0}{\partial y} = \frac{1}{10^{18,6}} \frac{A_{10} 10^{0,32 K_{max}}}{\varepsilon_{max}^{\frac{2}{3}}} \quad (3)$$

Формула (3) представляет собой всего лишь другую запись формулы (1) в работе [1]. Практическое использование формулы (3), несмотря на ее простоту, связано с определенными трудностями главным образом из-за того, что у исследователей до сих пор нет единого мнения относительно порядка величины предельной деформации  $\varepsilon_{max}$ . Обычно значение  $\varepsilon_{max}$  определяется через объемную плотность сейсмической энергии  $e_0$  в очаге землетрясения, которая

по многочисленным оценкам варьирует в пределах  $10^2 - 10^4$  эрг/см<sup>3</sup>. Если исходить из традиционного, уже упоминавшегося предположения, что упругая деформация  $\epsilon_{max}$ , а следовательно и упругая энергия запасенная в очаге, при землетрясении полностью высвобождаются, то для объемной плотности сейсмической энергии  $e_0$ , пренебрегая потерями энергии в самом очаге, можно приближенно записать

$$e_0 = \frac{1}{2} \mu \epsilon_{max}^2 \quad (4)$$

Принимая, в среднем,  $e_0 = 10^3$  эрг/см<sup>3</sup>, из формулы (4) получим  $\epsilon_{max} \approx 0,8 \cdot 10^{-4}$ . Для районов с сейсмической активностью  $A_{10} = I$  и  $K_{max} = 18$  формула (3) при таком значении  $\epsilon_{max}$  дает величину градиента скорости  $\frac{\partial v_0}{\partial y} \approx 10^{-6}$  год<sup>-1</sup>. Такие значения градиентов должны были бы наблюдаться, например, в Южно-Тяньшанской зоне Средней Азии, сейсмические характеристики  $A_{10}$  и  $K_{max}$  которой практически совпадают с указанными выше /2/. Заметим, кстати, что поскольку в формулу (3) входит величина  $K_{max}$ , полученная оценка градиента скорости соответствует среднегодовому значению на отрезке времени существенно превышающем средний промежуток времени между максимальными землетрясениями. Практически это означает, что сравнивать полученную оценку, например, с геодезическими данными в общем случае нельзя, так как промежуток времени между максимальными землетрясениями даже в наиболее активных районах измеряется сотнями лет. Если же обратиться к оценкам градиентов скорости новейших тектонических движений, определяемым по геологическим данным за последние 30-40 млн лет, то для той же Южно-Тяньшанской зоны они составляют около  $10^{-8}$  год<sup>-1</sup> /2/, что на 2 порядка меньше оценки, полученной по формуле (3). Выявленному различию в оценках градиентов можно, разумеется, предложить самые разные объяснения. Одно из них, в частности, может состоять в том, что среднегодовые значения градиентов современных движений земной коры в рассматриваемом районе существенно превышают среднегодовые значения градиентов новейших движений. Однако по соображениям, подробно изложенным нами в работах /3,4/, наиболее вероятной причиной расхождения является, по-видимому, предположение о полном высвобождении упругих деформаций в очаге в момент землетрясения, принятое при выводе формулы (3).

В работе /3/ для оценки объемной плотности сейсмической энергии  $e_0$  вместо формулы (4) была предложена формула

$$e_0 = \frac{1}{2} \mu (\varepsilon_{max}^2 - \varepsilon_0^2) \quad (5)$$

где  $\varepsilon_0$  — упругая деформация, сохраняющаяся в очаге после землетрясения. Повторив при таком предположении заново все рассуждения, получим формулы

$$\frac{\partial V_0}{\partial y} = \frac{\varepsilon_{max} - \varepsilon_0}{\varepsilon_0^4 T_0} \sum_i \rho_i^4 \quad (6)$$

$$\frac{\partial V_0}{\partial y} = \frac{1}{10^{18.6}} \frac{A_{10} \cdot 10^{0.32 K_{max}} (\varepsilon_{max} - \varepsilon_0)}{(\varepsilon_{max}^2 - \varepsilon_0^2)^{\frac{4}{3}}} \quad (7)$$

являющиеся аналогами формул (1) и (3). В работе /3/ было показано также, что в формуле (5) для  $\varepsilon_{max}$  следует принимать значение порядка  $0,5 \cdot 10^{-2}$ , которое хорошо согласуется с результатами непосредственных измерений предельных деформаций на образцах горных пород в лабораторных экспериментах /5/. При таком значении  $\varepsilon_{max}$  формула (7), в сочетании с формулой (5), дает для тех же величин  $A_{10} = 1$ ,  $K_{max} = 18$  и  $e_0 = 10^3$  эрг/см<sup>3</sup> оценку градиента скорости, равную  $0,8 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>, практически совпадающую для Южно-Тяньшаньской зоны с величиной градиентов скорости новейших движений. Таким образом, предположение о существенно не полном высвобождении упругих деформаций в очаге в момент землетрясения, принятое в работе /3/ по причинам совершенно не связанным с анализом движений земной коры, оказывается приемлемым и в этом случае. Полученный результат, если он правильно отражает действительность, свидетельствует о том, что медленная составляющая современных движений земной коры в Южно-Тяньшаньской зоне по порядку величины по крайней мере не превышает быструю разрывную составляющую, с которой связаны землетрясения. Иначе говоря, движения земной коры, связанные с землетрясениями, в данном конкретном случае могут служить мерой общих движений земной коры, вызываемых тектоническими процессами.

В заключение хотелось бы обратить внимание на следующее обстоятельство. Предположение о не полном высвобождении упругих

деформаций в очаге в момент землетрясения, использованное при выводе формулы (7), приводит к целому ряду следствий, имеющих большое прикладное значение. Поэтому проверке его состоятельности следовало бы уделить самое серьезное внимание. Неоценимую помощь здесь оказали бы детальные площадные геодезические исследования, проводимые в эпицентральных зонах до и после возникновения в них сильных землетрясений. Это еще одно обоснование необходимости и целесообразности самого широкого развития этих исследований.

### Литература

1. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. В сб.: Динамика земной коры. Изд-во "Наука", М., 1965.
2. Бунэ В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В. Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии). В сб.: Сейсмическое районирование СССР. Изд-во "Наука", М., 1968.
3. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Микроземлетрясения западной Тувы: энергетическая классификация и размеры очагов. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 4, 1971.
4. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Распределение очагов землетрясений разной величины в пространстве и во времени. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 2, 1972.
5. Байджок Б.В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Гостоптехиздат, 1963.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ПРИ ПОИСКЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В настоящее время развивается два подхода к решению комплексной проблемы предсказания землетрясений. Один из них основывается на пространственно-временных связях самого процесса сейсмичности, второй — на поиске предвестников землетрясений.

Пространственно-временное сейсмическое поле можно рассматривать как последнее звено длинной цепи причинно-следственных связей, когда при формировании этого макропроцесса, т.е. при переходе от одного звена геофизических явлений к другому, постепенно накапливаются элементы случайности. Поэтому окончательное явление — возникновение "толчков" будет представлять собой случайный процесс. Если этот процесс стационарен, то он необходимо должен быть цикличным и, стало быть, к нему вполне применимо линейное экстраполирование, математическим аппаратом которого служит теория стационарных случайных процессов.

Поиск предвестников землетрясений базируется на предположении о том, что землетрясению должен предшествовать период его подготовки, проявляющийся в изменениях полей тектонических напряжений и, в связи с этим, в появлении аномалий в пространственно-временном ходе элементов геофизических полей перед землетрясением /4,5,8,11,13,16 и др./.

Вопрос о предвестниках, как и вся проблема в целом, находится в стадии накопления материалов и разработки методов исследования. Примерный же круг физических явлений, предвещающих землетрясения, уже очерчен, и имеется немало положительных результатов. Правда, не следует забывать предостережение Ф. Стейси /16/, что по сложившейся традиции в публикации попадают чаще обнадеживающие сведения, чем разочаровывающие. Это, конечно, задерживает правильное понимание рассматриваемых явлений, а иногда и направляет не по совсем верному пути дальнейшие исследования.

Кратко отметим, что на основе имеющихся данных возможны следующие группы эффектов, предшествующих сильному землетрясению.

I. Вариации геофизических полей и скоростей распространения сейсмических волн, обусловленные влиянием изменений напряжений на магнитные, электрические свойства горных пород (пьезомагнитный и пьезоэлектрический эффекты) и изменением упругих параметров земной коры (временной ход отношения  $\nu_p / \nu_s$  и др.).

II. Изменение наблюдаемого сейсмического режима (вариации во времени плотности сейсмического фона, изменение соотношения энергий высоко и низкочастотных волн /II/, форшоки, изменение наклона графика повторяемости и др.).

III. Деформации земной коры и ее дневной поверхности /IO, I5, I6 и др./.

В комплексе работ по поиску предвестников землетрясений изучение деформаций земной коры занимает существенное место. Актуальность исследований обусловлена, кроме того тем, что знание пространственной картины и временного характера этого явления позволяет решать широкий круг теоретических и прикладных задач. Уже сейчас данные о современных деформациях дневной поверхности помогают по новому ставить вопросы создания опорных геодезических сетей, проектирования и строительства крупных инженерных сооружений, способствуют развитию рабочего понимания свойств и структуры коры и верхней мантии.

В настоящее время разработано ряд методов, с помощью которых определяются смещения точек земной коры и некоторые компоненты ее деформации.

Наблюдения с помощью наклономеров, деформографов различной конструкции, мареографов, гравиметров дают непрерывную информацию во времени о смещениях. Однако слабой стороной этих методов является то, что наблюдаемые деформации и смещения могут оказаться чисто местными, локальными деформациями горных пород, связанными с изменением формы в результате ползучести пород /I6/. Поэтому может оказаться, что результаты наблюдений, полученные в одной точке или на малых базах, ни генетически, ни корреляционно не связаны с процессом подготовки землетрясений. Специфика же этих методов не позволяет получить цельную картину деформирования даже небольшой площади земной поверхности без применения большого числа дорогостоящих приборов.

Значительное место при изучении деформаций земной коры занимают геодезические методы. Будучи дискретными во времени и

пространстве, они все же обладают тем преимуществом перед измерениями в одной точке или на малых базах, что меньше зависят от местных условий. Геодезические наблюдения позволяют отчетливо выявлять не только локальные движения, но и региональные. Конечно, трудоемкость процесса работ приводит к значительному интервалу времени между повторными наблюдениями и можно получить только осредненную картину движений и деформаций.

Чтобы более полно использовать геодезические данные при решении ряда геофизических задач в настоящее время необходимо не только повышение точности полевых работ, усовершенствование инструментов и способов наблюдений, но и разработка методов специального анализа получаемых результатов.

Обработка повторных геодезических измерений, как известно, позволяет получить данные о смещении пунктов относительно начала координат, принятого за неподвижное в интервале времени между наблюдениями. Подобное представление результатов наблюдений и породило традицию использовать величину скорости относительных смещений при поиске связи современных движений с геофизическими явлениями и, в частности, с процессами сейсмичности. При этом, в подавляющем большинстве работ, посвященных таким вопросам, используется без надлежащих оговорок термин "деформация", что вряд ли можно признать правомерным. Еще в 1963 году М.В. Гзовским отмечалось /5/, что необходимо четко отличать смещения земной коры от ее деформаций, под которыми, как известно, понимаются изменения в относительном положении точек среды: при трехосном деформировании сопровождающиеся изменением формы и объема, при двuosном - фигуры и площади, при одноосном деформировании - длины и угла наклона.

Любое движение участка деформируемой среды можно описать наложением параллельного переноса, вращательного движения и деформации. Поэтому в общем случае даже при больших скоростях современных движений относительно начала координат, его деформации могут оказаться малыми. Согласно теории упругой отдачи землетрясения наступают именно в результате накопления упругих деформаций, возникающих при относительном перемещении блоков земной коры. Следовательно, сами по себе скорости смещений, как бы велики они не были, не должны определять характер сейсмического режима.

К такому же выводу пришел Ю.А. Мещеряков /9/ анализируя связь вертикальных движений с сейсмичностью. Так районы Криво - рожья и Воронежской антеклизы со скоростями вертикальных движений, не уступающими скоростям поднятия многих орогенических структур Кавказа в значительной степени менее сейсмичны, чем последние. К деформациям земной поверхности должна приводить контрастность скорости современных движений различных участков. Это явление как раз и присуще сейсмоактивным областям.

Таким образом, поиск предвестников землетрясений по данным о современных движениях земной поверхности должен основываться не на формальном сопоставлении внешних признаков движений - скорости или величины смещений с явлениями сейсмичности, а исходить из корреляции сейсмичности с явлениями, причинно связанными с процессом подготовки землетрясения, т.е. с компонентами деформации, так как только в результате последней может произойти разрыв горных пород.

В настоящее время пока нет достаточно данных, чтобы составить конкретное представление о том, какие компоненты деформации - дилатация, растяжение-сжатие, сдвиг или разворот могут явиться предвестником землетрясения. Примеры же изменения этих величин перед возникновением землетрясений уже имеются. Так перед землетрясением 1952 года в Иосино (Япония) наблюдалось резко аномальное расширение грунта /20/, наблюдения в районе Матсуширо показали, что трехкилометровое расстояние, измеренное оптическим дальномером, увеличилось в течение года на 115 см. На разломе Сан-Андреас в районе Холлистера горизонтальные деформации также хорошо коррелируют с сейсмичностью района /16, 19/. В сейсмоактивной части Байкальской рифтовой зоны действуют горизонтально направленные растягивающие напряжения, перпендикулярные основным тектоническим структурам. Имеются также примеры изменения наклонов земной поверхности /12, 17/. Можно предположить, что по-видимому в различных тектонических условиях должно наблюдаться различное сочетание изменений компонент деформации.

Обратимся к рассмотрению теоретических основ определения компонент деформации по геодезическим данным о современных движениях земной поверхности. Опыт показывает, что в тектонически активных районах можно ожидать медленные деформации со средней

скоростью в  $10^{-6}$ ,  $10^{-5}$  в год /3,7,14,18/, и лишь деформации, освобождающиеся в эпицентральных зонах после землетрясений, оцениваются величиной  $10^{-4}$ . В тектонически же спокойных областях скорость деформаций значительно меньше, чем  $10^{-6}$ . Из сказанного следует, что для расчета медленных деформаций по геодезическим данным о современных смещениях земной поверхности можно использовать теорию линейного деформирования. Конечно, неоднородность строения и состава земной коры, пространственные изменения физических свойств горных пород и другие причины способствуют созданию в целом сложной картины деформации земной поверхности, определить которую трудно. Однако в первом приближении подобную задачу можно решать с помощью построения кусочно-линейной картины деформирования, основой которой служит модель локально-однородной деформации. Используя ее для отдельных участков земной поверхности можно записать линейную связь между составляющими радиуса-вектора геодезических пунктов и составляющими векторов их смещений и из систем линейных уравнений определить двузначное поле деформации /6/. Рассчитанные таким путем компоненты деформации в отдельности будут только приближенно характеризовать деформацию данного района, но полученные по многим группам смещений, они явятся надежными показателями искажений земной поверхности.

Нельзя, конечно, обнаружить нелинейную деформацию в масштабе меньшем, чем расстояние между пунктами, но нелинейные ее черты в большем масштабе будут аппроксимироваться точно также, как трехмерная поверхность аппроксимируется с помощью многих линейных граней.

Итак, считая, что функции, задающие поле деформаций непрерывны и имеют непрерывные частные производные по геодезическим данным о современных движениях земной поверхности можно определить следующие компоненты деформации:

1) по данным о горизонтальных движениях можно построить поле дилатации, описывающее относительное изменение площади отдельных участков, величины минимальных и максимальных растяжений и направление их осей, значение сдвига и разворота участков, как абсолютно твердых тел;

2) вертикальные движения несут меньше информации о деформировании земной поверхности, но и они позволяют найти дилатацию и сдвиг вертикального разреза.

Оценим некоторые преимущества деформационного подхода к анализу данных о современных движениях земной коры. При рассмотрении векторных схем этих движений приходится привлекать дополнительный материал для обоснования стабильности начала координат в период между повторными наблюдениями. С переходом к компонентам деформации такой вопрос полностью снимается. Действительно, компоненты деформации представляют собой простые функции частных производных смещений по осям координат, поэтому постоянная величина в смещениях не влияет на компоненты деформации и, стало быть, отпадает необходимость предполагать неподвижность исходного пункта. Это особенно важно при рассмотрении данных по сейсмически активным районам, где начало координат между повторными наблюдениями может иметь различные по величине и направлению собственные движения, а поиск предвестников землетрясений как раз и выполняется по наблюдениям в таких районах.

Для иллюстрации независимости чистой деформации от смещения исходного пункта рассмотрим рис. 1, где точка  $O$  — начало координат, относительно которого вычисляются векторы смещения пунктов  $A, B, C$ ;  $ABC$  — треугольник, вершинами которого служат эти пункты до их смещения;  $A', B', C'$  — вершины деформированного треугольника, полученного в результате абсолютных движений;  $\vec{r}_i$  — векторы абсолютных смещений пунктов и начала координат.

Если при определении современных движений будем считать начало координат неподвижным, а на самом деле точка  $O$  сместилась в положение  $O''$ , то, как видно из рисунка, получим векторы смещений, значительно отличающиеся по модулю и направлению от таковых при учете абсолютных движений. Из рисунка также видно, что несмотря на большие различия абсолютных и относительных смещений, чистая деформация треугольника остается совершенно одинаковой рассматривать ли ее по абсолютным или относительным смещениям его вершин.

Важным является также меньшая зависимость компонент деформации от некоторых ошибок наблюдений. Очевидно, что любая ошибка, эффект которой линейно сказывается на векторах смещений, в компонентах деформации превращается в постоянный эффект, не зависящий от положения пункта. Если же ошибка в смещениях представляет квадратическую функцию положения пункта, то эффект

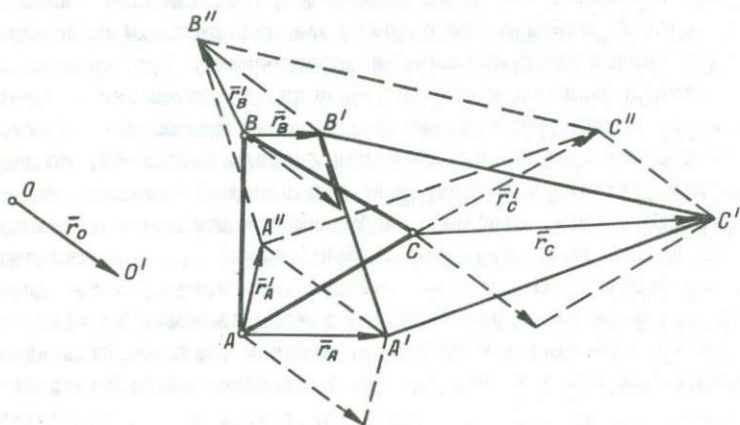


Рис. I. Деформация треугольника ABC при абсолютных и относительных смещениях его вершин. A, B, C — первоначальное положение пунктов сети, A', B', C' — положение пунктов абсолютных смещений, A'', B'', C'' — положение пунктов в результате относительных смещений,  $\vec{r}_0$  — вектор абсолютного смещения начала координат,  $\vec{z}_A, \vec{z}_B, \vec{z}_C$  — векторы абсолютных смещений пунктов,  $\vec{z}'_A, \vec{z}'_B, \vec{z}'_C$  — векторы относительного смещения пунктов.

этой функции в компонентах деформации превращается в линейный, а постоянная ошибка, как и смещение начала координат, совсем не влияет на компоненты деформации. Не останавливаясь подробно на этом вопросе (он требует специального исследования) отметим, что компоненты деформации отделяют эффекты ошибок измерений более четко, чем векторы смещений. Так на дилатацию совсем не влияют ошибки в азимуте, а на разворот участка, как абсолютно твердого тела, не влияют ошибки измерения базиса и т. п.

Описанный подход к анализу геодезических данных о современных движениях земной поверхности значительно увеличивает их информативность. Это хорошо видно из таблицы I и рисунка 2, где приведены рассчитанные компоненты деформации.

Т а б л и ц а I

Дилатация ( $\rho$ ), максимальное ( $E_1$ ) и минимальное ( $E_2$ ) растяжение, максимальный одвиг ( $\gamma_m$ ), направление главных осей деформации ( $\varphi$ ) и вращение ( $\omega$ ).

Вершины тр-ков	$E_1 \cdot 10^{-6}$	$\varphi$	$E_2 \cdot 10^{-6}$	$\rho \cdot 10^{-6}$	$\omega''$	$\gamma_m \cdot 10^{-6}$
(1929-1950 гг.)						
2.1.3	3	51.6	-23	-10	1.2	26
2.3.4	31	-18.5	-7	12	3.1	38
2.4.6	34	-31.7	-5	14	2.1	39
2.6.5	3	-30.8	-54	-26	1.8	57
2.5.1	2	-47.8	-40	-19	-5.0	42
9.1.5	92	-35.1	-48	22	1.4	140
5.8.9	64	22.9	-20	22	14.6	84
5.7.8	69	53.2	-58	5	4.8	127
5.6.7	-47	9.5	-63	-55	6.1	16
5.6.8	2	-46.7	-61	-29	10.9	63
5.9.3	119	-48.3	-23	48	-1.4	142
5.3.6	-2	18.7	-50	-26	3.5	48
6.7.8	17	20.2	-89	-36	-2.5	106
3.4.6	16	-26.7	-5	5	1.9	21
(1950-1965 гг.)						
5.8.9	-4	-51.4	-37	-21	0.8	33
5.7.8	46	-22.6	-30	8	2.6	76
5.6.7	25	-32.7	-12	7	-1.6	37
5.6.8	23	-12.2	-24	-1	-0.2	47
5.9.3	12	24.8	-22	-5	4.0	34
5.3.6	25	-30.8	-7	9	-1.2	32
6.7.8	55	-43.3	-12	22	-0.1	67
3.4.6	82	-41.3	-20	31	4.6	102

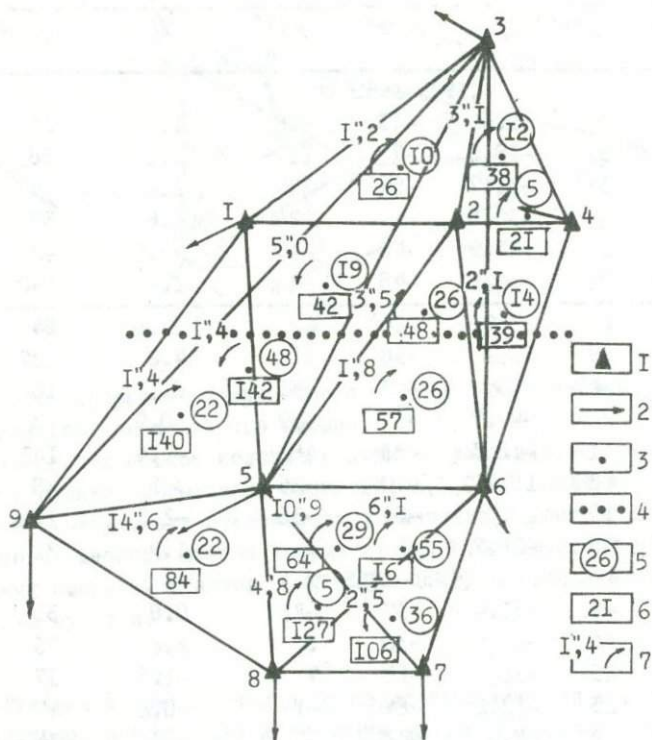


Рис.2. Схема дилатации  $\rho$ , максимального сдвига  $J_m$  и разворота  $\omega$  по данным наблюдений триангуляции за 1929–1950 гг. 1–вершины треугольников, 2–векторы относительного смещения, 3–центры треугольников, по смещениям вершин которых рассчитывались компоненты деформации, 4–разлом, 5–дилатация  $\rho$  в единицах шестого знака, 6–максимальный сдвиг  $J_m$  в единицах шестого знака, 7–разворот  $\omega$  участка.

Векторное поле горизонтальных движений, полученное из повторных наблюдений триангуляции, взято нами из работы /2/. Компоненты деформации рассчитаны на основе модели локально-однородного деформирования. Расстояние между пунктами I и 2, (рис. 2) условно принято равным 8 км, а масштаб векторов смещений взят из работы /1/. Вектор смещения пункта 9 из наблюдений 1950-65 гг. равен 60 см. Поскольку масштаб схемы нам точно не был известен, то приведенные компоненты рассматриваются только как методически-иллюстративный материал и выводы о характере процесса деформации земной поверхности на данном разломе не делаются.

Ознакомление с таблицей I и рис. 2 убеждает, что сведения, полученные при деформационном подходе к анализу геодезических данных о современных движениях земной поверхности значительно богаче и шире, чем при рассмотрении только их векторной формы.

В заключение сделаем следующие выводы.

I. Поскольку деформации земной коры, а не ее смещения, физически связаны с разрывом горных пород, поиск предвестников землетрясений по данным о современных движениях должен основываться на изучении связей явлений сейсмичности с компонентами деформации земной коры.

II. Для определения компонент деформации в первом приближении можно использовать модель локально-однородного деформирования, позволяющую по данным о горизонтальных движениях найти максимальные и минимальные растяжения и направления их осей, дилатацию, сдвиг и вращение участков, а по вертикальной составляющей — дилатацию и сдвиг.

III. Переход от векторных полей смещений к тензорным полям деформаций позволит выявить качественно новые критерии динамики земной коры и открывает возможность более глубокого понимания связи процесса сейсмичности и современных движений.

IV, наконец, отметим, что предлагаемый метод кусочно-линейной аппроксимации деформаций может быть широко использован во всех случаях, когда имеются сведения о смещениях будь это данные о тектонических движениях земной коры или об устойчивости инженерных сооружений.

## Литература

1. Бондарук А.Г., Денисов А.И., Курочкин П.Е., Самарский Р.Я. О характере современных горизонтальных движений земной коры на Криворожском полигоне. Сб. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах", "ФАН", УзССР, 1972.
2. Бондарук А.Г., Курочкин П.Е., Осецкий А.И., Самарский Р.Я., Тяпкин К.Ф. Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими. Сб. "Проблемы современных движений земной коры." (Третий междунар. симпоз., Ленинград, СССР, 1968), Изд. АН СССР, М., 1969.
3. Б о т М. Прогноз землетрясений. Сб. "Предсказание землетрясений", "Мир", М., 1968.
4. Буланже Ю.Д., Певнев А.К. О характере вертикальных смещений на Гармском полигоне. Сб. "Предсказание землетрясений." Институт физики Земли АН СССР, ВИНТИ, М., 1973.
5. Гзовский М.В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. Сб. "Современные движения земной коры." № 1, Изд-во АН СССР, М., 1963.
6. Есиков Н.П. Тензорное поле деформаций земной коры и методика его изучения по данным геодезических измерений. Геол. и геофиз., 7, 1973.
7. Касахара К. Вековые горизонтальные деформации коры в Центральной Японии по данным повторных триангуляций. Сб. "Предвестники землетрясений", "Мир", М., 1968.
8. Мавлянов Г.А., Корешков Н.А. Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения. Сб. "Проблемы современных движений земной коры." (Третий междунар. симпоз., Ленинград, СССР, 1968 год), М., 1969.
9. Мещеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений. Сб. "Современные движения земной коры," № 3, М., 1968.
10. Монахов Ф.И. Об организации исследований по прогнозу землетрясений. Сб. "Экспериментальная сейсмология," "Наука", М., 1971.
11. Нерсесов И.Л., Л у к А.А. и др. Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гармского района Таджикской

ССР. Сб. "Предвестники землетрясений," Институт физики Земли АН СССР, ВИНТИ, М., 1973.

12. Панасенко Г.Д. Вековой наклон земной поверхности на станции "Аппатиты" и связь его с эпейрогеническими движениями Кольского полуострова. Сб. "Современные движения земной коры," вып. 2, Изд. АН ЭССР, Тарту, 1965.

13. Певнев А.К., Энман В.Б. О возможности выявления деформаций земной поверхности, связанных с сейсмичностью, методом повторного нивелирования. Сб. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах," "ФАН", Ташкент, УзССР, 1972.

14. Пресс Ф., Брейс У.Ф. Развитие проблемы прогноза землетрясений. Сб. "Предсказание землетрясений," "Мир", М., 1968.

15. Стейси Ф.Д. Можно ли предсказать землетрясения? Сб. "Предсказание землетрясений," "Мир", М., 1968.

16. Стейси Ф.Д. Физика Земли. "Мир", М., 1972.

17. Уиттен Ч.А. Движение коры по данным триангуляционных измерений. Сб.: "Предсказание землетрясений," "Мир", М., 1968.

18. Hoffman R.B. Changes in rate of fault movement peceeding California earthquakes Proceedings of the second United States. Iapan Conference on research related to earthquake prediction problems, 1966.

19. Sassa K., Nichimura E. On phenomena forerunning earthquakes. Bull. Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto, Univ. 13, 1, 1956 [Also Trans. Am. Geophys. Union, 32, 1, 1951].

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ПОД НАГРУЗКОЙ РЕЛЬЕФА И ВОДОХРАНИЛИЩА  
(К проблеме "возбужденной" сейсмичности  
в районах крупных гидротехнических сооружений)

Известные факты усиления сейсмичности в районах крупных водохранилищ (Койна - в Индии, Кремаста - в Греции, Кариба - в Ю. Африке) естественно повысили заинтересованность в изучении механизма мелкофокусных землетрясений, в частности, для более надежного определения требований сейсмостойкого строительства плотин. Эти факты привели также к выдвижению ряда гипотез о природе такой "возбужденной" (по терминологии Н.И. Николаева /7/ ) сейсмичности. Одни из этих гипотез связывают "возбужденную" сейсмичность с изменением напряженного состояния верхней части земной коры, обусловленным заполнением водохранилища, другие - с изменением прочности массива горных пород в связи с изменением гидрогеологических условий после заполнения водохранилища (с увеличением порового давления, особенно в зонах разломов, с обводнением трещин и др.). Первая группа гипотез для своего обоснования или проверки особо нуждается в оценке напряжений, обусловленных рельефом и водохранилищем, а также в оценке степени концентрации напряжений на тектонических нарушениях и на других неоднородностях строения земной коры.

Изучение распределения напряжений в коре представляет собой весьма сложную геофизическую проблему. Измерение их в массивах горных пород встречает ряд принципиальных и технических трудностей. Во-первых, непосредственно измеряются не напряжения, а деформации, интерпретация которых в терминах напряженного состояния всегда базируется на некоторых предположениях о механизме деформирования. Во-вторых, пока в сущности отсутствуют методы, в том числе геофизические, определения напряжений на произвольной глубине в земной коре; наиболее распространенный способ измерения методом разгрузки применим лишь непосредственно в местах, доступных для установки аппаратуры - в шахтах, штольнях и др., на небольшой глубине от дневной поверхности. Поэтому теоретический расчет напряжений в земной коре, обусловленных наг-

рузкой рельефа, его изостатической компенсацией, неоднородностями в земной коре и особенно — тектоническими нарушениями, на которых в основном концентрируются напряжения, имеет большое значение, в том числе для оценки и интерпретации данных непосредственных измерений. Однако в настоящее время задача эта в общем случае не решена. Особенно большие трудности имеются в оценке концентрации напряжений на тектонических нарушениях. По существу нет достаточно хорошо разработанного аппарата для решения этой задачи даже в плоской ее постановке для произвольного положения и ориентировки трещин относительно свободной поверхности и для приемлемых с геофизических позиций способов задания модели трещины (граничных условий на ее краях).

В настоящей статье обсуждаются основные методические аспекты решаемой проблемы применительно, главным образом, к изучению механизма "возбужденной" сейсмичности, а именно — обоснование геофизической постановки задачи, возможности и пути ее решения и подходы к интерпретации результатов. Результативная часть работы, имеющая вспомогательное значение, включает конкретный метод оценки напряжений вследствие избыточной нагрузки на земную поверхность, апробированный расчетами напряжений для районов Саянской ГЭС и впадины озера Байкал, а также некоторые предварительные выводы о действенности механизма добавочной нагрузки как причины "возбужденной" сейсмичности.

Рассматривается плоская задача напряженного состояния упругого полупространства, под нагрузкой рельефа поверхности и водохранилища, а в одном из вариантов, кроме того, вводится плотностная неоднородность — слой осадков на дне водоема; обсуждаются некоторые возможности использования теории трещин Гриффитса — Ирвина для оценки эффекта концентрации напряжений и энергетические оценки процесса развития трещины как возможного очага землетрясения.

Геофизическая постановка задачи определяется следующими соображениями. Если принять в качестве рабочей гипотезы, что усиление сейсмичности при заполнении крупных водохранилищ (с большим напором, т.е. при высоте плотины более 100 м, и с большим объемом озера) является следствием дополнительных напряжений, связанных с увеличением поверхностной нагрузки, можно попытаться найти области концентрации этих добавочных напряжений.

Считая, что в районах с активной новейшей тектоникой и с достаточно высокой сейсмической активностью напряженное состояние земной коры таково, что по крайней мере на отдельных участках концентрации существующих напряжений — в зонах разломов или каких-то других неоднородностей, напряжения близки к пределу прочности пород, можно рассматривать подобные участки, если они подвержены максимальным добавочным напряжениям, в качестве потенциальных очагов землетрясений. Далее, используя в качестве модели механизма землетрясения процесс развития трещины и соответствующее соотношение Ирвина /8/, связывающее коэффициенты интенсивности напряжений с упругими модулями пород и поверхностной плотностью энергии разрывных деформаций, которую можно считать, в первом приближении, константой материала, можно получить либо характеристику концентрации напряжений в зонах нарушений, если известна удельная энергия разрыва, либо, наоборот, попытаться получить оценку этого энергетического параметра, опираясь на некоторых представлениях об эффекте концентрации напряжений в зонах разломов. В том и в другом случаях полезно сравнить напряженное состояние земной коры в районе искусственного водохранилища и в возможно более сейсмически активном районе, каким на юге Сибири является Байкальская впадина. Такое сравнение, можно полагать, способно в принципе дать информацию для оценки указанной выше гипотезы о природе "возбужденной" сейсмичности.

Любые расчетные оценки напряжений в земной коре могут содержать значительные погрешности, поскольку, помимо более или менее поддающихся учету факторов: воздействия нагрузки рельефа и приповерхностных неоднородностей (включая водохранилища), концентрации напряжений на тектонических нарушениях, региональных напряжений вследствие изостатической компенсации масс рельефа и плотностных неоднородностей верхней части коры /1/, напряженное состояние коры определяется также практически не исследованными факторами динамических напряжений тектонической природы и концентрацией напряжений на глубинных неоднородностях. Кроме того, механические свойства пород, существенные при решении данной задачи, в особенности их прочность на разрыв и скалывание, удельная энергия разрушения, изучены очень плохо. Отчетливо представляя себе несовершенство подобных расчетов, все

же следует оптимистически относиться к оценке возможностей решения поставленной задачи.

Математическая постановка первой частной задачи – оценки напряжений в земной коре под нагрузкой рельефа и водохранилища, естественно, в значительной степени упрощает реальные ситуации. Рассматривается напряженное состояние плоского упругого подпространства. В декартовых координатах (плоскость  $XOY$  совпадает со свободной поверхностью, ось  $OZ$  направлена вниз) имеем в таком случае:  $\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{yy} = 0$ .

Воспользуемся известным /6/ решением задачи о распределении напряжений под действием сосредоточенной силы  $F$ . В полярных координатах с началом в точке  $A$  приложения действующей силы имеем:

$$\sigma_{\varphi\varphi} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2}; \quad \sigma_{r\varphi} = -\frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} \right); \quad \sigma_{rr} = \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \varphi^2}, \quad (1)$$

где  $\phi$  – функция напряжений Эри, определяющая распределение напряжений, которое удовлетворяет уравнениям равновесия /8/. Во всех точках свободной поверхности, за исключением точки приложения внешней силы:  $\sigma_{\varphi\varphi} = \sigma_{r\varphi} = 0$

(2)

Учитывая это, имеем:  $\frac{\partial \phi}{\partial r} = \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} = \text{const}$  при  $\varphi = \pm \frac{\pi}{2}$

(3)

Эти условия выполняются, если положить  $\phi = F r f(\varphi)$ . При такой подстановке бигармоническое уравнение

$$\left[ \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2}{\partial \varphi^2} \right]^2 \phi = 0$$

дает для  $f(\varphi)$  решения вида  $f_1(\varphi) = F \varphi \sin \varphi$ ;  $f_2(\varphi) = F \varphi \cos \varphi$ , отсюда

$$\phi = -\frac{F}{\pi} r \varphi \sin \varphi; \quad \sigma_{rr} = -\frac{2F}{\pi} \frac{\cos \varphi}{r}; \quad \sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi\varphi} = 0. \quad (4)$$

Перейдем к декартовым координатам с началом в точке  $A$ . По определению:

$$\sigma_{xx} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}; \quad \sigma_{zz} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2}; \quad \sigma_{xz} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z}.$$

Полагая  $\begin{cases} x = r \cos \varphi \\ z = r \sin \varphi \end{cases}$  и  $\phi = -\frac{F}{\pi} z \arctg \frac{z}{x}$ , полу-

чаем:

$$\sigma_{xx} = \frac{F}{\pi} \frac{2x^3}{(x^2+z^2)^2}; \quad \sigma_{zz} = \frac{F}{\pi} \frac{2xz^2}{(x^2+z^2)^2}; \quad \sigma_{xz} = \frac{F}{\pi} \frac{2x^2z}{(x^2+z^2)^2} \quad (5)$$

Продолжим это решение на случай произвольного распределе -

ния нагрузки на свободной поверхности. Пусть задана функция  $f(x) = \rho h(x)$  где  $\rho$  - объемный вес,  $h(x)$  - высота рельефа. Напряжения в точке  $(x_0, z_0)$  полупространства в данном случае складываются из напряжений, создаваемых множеством элементарных сил, обусловленных весом соответствующих столбцов пород:  $dF = f(x)dx$ ;  $\rho = const$ .

Тогда выражения для напряжений в точках полупространства, за исключением ближайшей окрестности свободной поверхности, где нельзя, вообще говоря, пренебрегать неупругими эффектами, будут:

$$\sigma_{zz}^{(\rho)} = \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z_0^3 f(x) dx}{[(x-x_0)^2 + z_0^2]^2}; \quad (6)$$

$$\sigma_{xx}^{(\rho)} = \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z_0(x-x_0)^2 f(x) dx}{[(x-x_0)^2 + z_0^2]^2};$$

$$\sigma_{xz}^{(\rho)} = \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z_0^2(x-x_0) f(x) dx}{[(x-x_0)^2 + z_0^2]^2}.$$

Рассмотрим теперь случай, когда нагрузка осложнена тем, что некоторая впадина рельефа дневной поверхности заполнена водой (рис. 1). Примем для определения в точке  $B(x_1, z_1)$  напряжений, создаваемых водой ( $\rho = 1$ ), за свободную поверхность прямую  $L$ , касательную к поверхности дна водоема в точке  $B$ . Можно считать:

$$dF = [H - \frac{z(x)}{f}] \rho dx.$$

В системе координат  $(\eta, \zeta)$  с началом в точке  $B$  имеем:

$$\sigma_{\zeta\zeta} = \frac{F_1}{\pi} \frac{2\zeta^3}{(\eta^2 + \zeta^2)^2}; \quad \sigma_{\eta\eta} = \frac{F_1}{\pi} \frac{2\eta^2\zeta}{(\eta^2 + \zeta^2)^2}; \quad \sigma_{\eta\zeta} = \frac{F_1}{\pi} \frac{2\eta\zeta^2}{(\eta^2 + \zeta^2)^2}. \quad (7)$$

Повернув прямоугольную систему координат на угол  $\alpha$ , перейдем к напряжениям в системе координат  $(\eta_1, \zeta_1)$  (рис. 1) в со-

ответствии с равенствами:

$$\begin{aligned}\sigma_{\xi_1 \xi_1} &= \sigma_{\xi \xi} \cos^2 \alpha + \sigma_{\eta \eta} \sin^2 \alpha + 2\sigma_{\eta \xi} \sin \alpha \cos \alpha ; \\ \sigma_{\eta_1 \eta_1} &= \sigma_{\xi \xi} \sin^2 \alpha + \sigma_{\eta \eta} \cos^2 \alpha - 2\sigma_{\eta \xi} \sin \alpha \cos \alpha ; \\ \sigma_{\eta_1 \xi_1} &= \sigma_{\eta \xi} (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha) + (\sigma_{\xi \xi} - \sigma_{\eta \eta}) \sin \alpha \cos \alpha\end{aligned}\quad (8)$$

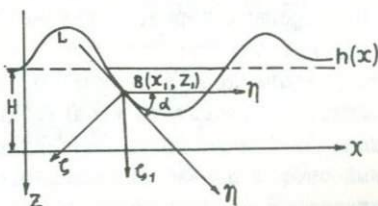


Рис.1

Переместив теперь начало координат этой новой системы в точку 0, окончательно получим:

$$\begin{aligned}\sigma_{zz}^{(B)} &= \frac{2}{\eta} \int_a^b \frac{[(z+z_1)^3 \cos^2 \alpha + (z+z_1)(x-x_1) \sin^2 \alpha + 2(z+z_1)^2 (x-x_1) \sin \alpha \cos \alpha] [H\rho - f(x)]}{[(x-x_1)^2 + (z+z_1)^2]^2} dx, \quad (9) \\ \sigma_{xx}^{(B)} &= \frac{2}{\eta} \int_a^b \frac{[(z+z_1)^3 \sin^2 \alpha + (z+z_1)(x-x_1)^2 \cos^2 \alpha - 2(z+z_1)^2 (x-x_1) \sin \alpha \cos \alpha] [H\rho - f(x)]}{[(x-x_1)^2 + (z+z_1)^2]^2} dx, \\ \sigma_{xz}^{(B)} &= \frac{2}{\eta} \int_a^b \frac{[(z+z_1)^2 (x-x_1) (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha) + [(z+z_1)(x-x_1)^2 - (z+z_1)^3] \sin \alpha \cos \alpha] [H\rho - f(x)]}{[(x-x_1)^2 + (z+z_1)^2]^2} dx.\end{aligned}$$

Напряжения, создаваемые рельефом и водохранилищем, в каждой точке определяются суммой соответствующих выражений (6) и (9):

$$\sigma_{zz} = \sigma_{zz}^{(P)} + \sigma_{zz}^{(B)}; \quad \sigma_{xx} = \sigma_{xx}^{(P)} + \sigma_{xx}^{(B)}; \quad \sigma_{xz} = \sigma_{xz}^{(P)} + \sigma_{xz}^{(B)} \quad (10)$$

Для того, чтобы избежать интегрирования в очень больших пределах, целесообразно выбирать положение свободной поверхности таким образом, чтобы  $f(X) = f(-X) \cong 0$  при  $|X| > 10L$  ( $L$  — характерный размер изучаемых объектов).

Аналогичным образом можно оценить напряжения, обусловленные присутствием осадков на дне водоема, например, осадочных пород в Байкальской впадине. Здесь можно идти разными путями:

1) считать, что коэффициент передачи бокового давления в осадках равен 1, как в воде, тогда в уравнения (9) необходимо лишь ввести множитель, равный объемному весу этих осадков, и сложить соответствующие напряжения с напряжениями, обусловленными рельефом и водными массами; 2) считать, что осадки отличаются лишь плотностью от коренных пород, тогда можно записать:

$$f(x) = \rho h(x) + \rho_{oc} h_{oc}(x);$$

в этих случаях не учитывается, естественно, эффект концентрации напряжений на контурах плотностной неоднородности, представленной линзой осадков; 3) специального рассмотрения требует более точный, но сложный способ оценки напряженного состояния в условиях наличия плотностных неоднородностей любого вида, как в пределах рельефа, так и в пределах изучаемого полупространства, со специальной оценкой эффектов концентрации напряжений на границах неоднородностей.

В дальнейшем, при оценках эффектов концентрации напряжений на нарушениях (разломах), будут использоваться инварианты тензора напряжений, не зависящие от выбора системы координат, а именно средние нормальные напряжения  $\bar{\sigma}$  и максимальные скалывающие напряжения  $\tau_{max}$ . Кроме того подчеркнем, что далее везде идет речь о средних нормальных избыточных напряжениях  $\bar{\sigma}^*$ , без учета давления, обусловленного весом пород самого упругого полупространства:

$$\bar{\sigma}^* = \frac{1}{2} (\sigma_{zz} + \sigma_{xx}); \quad (II)$$

$$\tau_{max} = \sqrt{\frac{1}{4} (\sigma_{zz} - \sigma_{xx})^2 + \sigma_{xz}^2}.$$

В этой статье мы лишь в самых общих чертах охарактеризуем результаты оценки напряженного состояния земной коры (по программам, реализующим алгоритмы численного интегрирования формул

(6) и (9) для ЭВМ М-222). Это необходимо пока, в основном, для обоснования методических подходов к проблеме возбужденной сейсмичности, поэтому определенный смысл имеет сравнение напряжений (и областей их концентрации), вызываемых по отдельности рельефом и водохранилищем (с осадками или без них) для ситуаций, представляющих водохранилище Саянской ГЭС и Байкальскую впадину (табл. I).

Т а б л и ц а I

Район	Нагрузка	Макс. напряжения			Глубина максимумов
		$ \bar{\sigma}^* $	$ \tau_{\max} $	$h(\bar{\sigma}_{\max}^*)$	$h( \tau_{\max} )$
Саянская ГЭС	рельеф	203	60	2	I
	водохран.	25	3	I	I
	суммарная	203	60	2	I
оз. Байкал	рельеф	181	109	II	9
	вода+осадки	117	79	II	10
	суммарная	156	102	II	10

Здесь напряжения даны в кг/см<sup>2</sup>, глубина их максимумов - в км.

Как видим, напряжения, обусловленные водохранилищем Саянской ГЭС, существенно меньше напряжений, вызванных нагрузкой рельефа в этом же районе, а также много меньше напряжений, обусловленных водными массами Байкала. Отметим одно существенное обстоятельство, не нашедшее отражения в табл. I: положение максимумов средних нормальных и максимальных скалывающих напряжений (в плане) в районе Саянского водохранилища различно для напряжений, вызванных рельефом и собственно водохранилищем тогда как в районе Байкала эти максимумы существенно совпадают. Вместе с тем глубина максимумов напряжений в районе Саянской ГЭС много меньше, чем в районе Байкала. Это обстоятельство, конечно, осложняет сравнение полученных результатов в целях выяснения природы "возбужденной" сейсмичности, так как необходимо учитывать изменение прочности пород с глубиной, о чем отсутствуют достаточно надежные данные.

Для сравнения уместно привести данные о напряжениях, связанных с добавочной нагрузкой водохранилищ в других районах. Максимальная величина дополнительных средних нормальных напряжений ( $\bar{\sigma}^*$ ) в районе водохранилища Кариба на р. Замбези (Африка) по оценке Гофа /II, I2/ составляет  $10 \text{ кг/см}^2$ ; максимальные величины скальвающих напряжений ( $\tau_{\text{max}}$ ) равны  $2,2 \text{ кг/см}^2$  на глубине от 5 до 15 км. Заметим, что напор этого водохранилища равен 108 м при ширине озера около 30 км. Для Канадского водохранилища Пис-Ривер (ширина 4 км, глубина 100 м) величина максимальных касательных напряжений достигает  $3 \text{ кг/см}^2$  на глубинах I-I,8 км под осевой частью водохранилища /II/. Напряжения, обусловленные рельефом, в этих районах не определялись.

Как показывают результаты расчетов, нагрузка водохранилища весьма мало изменяет напряженное состояние верхней части земной коры. Это связано как с относительно небольшой, по сравнению с рельефом и существующими неоднородностями верхней части коры, величиной нагрузки водохранилища, так и с несовпадением областей максимальных напряжений, обусловленных рельефом и водохранилищем. Это обстоятельство, однако, еще не дает оснований для отрицания гипотезы о причинной связи "возбужденной" сейсмичности с дополнительными напряжениями вследствие заполнения водохранилища, т.к. мы пока не рассматривали эффект концентрации напряжений на трещинах (разломах).

Этот эффект концентрации напряжений на тектонических нарушениях можно исследовать отдельно, в соответствии с общим принципом разделения статических задач о напряженно-деформированном состоянии тела с трещинами на частные задачи /9/. Решение общей задачи определения напряженного состояния массива с трещиной под действием системы внешних нагрузок можно искать как сумму решений двух статических задач: задачи I о напряженном состоянии этого массива без трещины под действием внешних нагрузок (рассмотренной выше) и задачи II определения напряжений в том же массиве с трещиной, когда нагрузки заданы только по берегам трещины. Рассмотрим кратко некоторые аспекты этой второй задачи.

Если по берегам трещины (предполагаем пока, что роста трещины не происходит) действуют только нормальные напряжения  $\sigma(\xi)$ , (плоский случай,  $\xi$  - ориентирована вдоль трещины), то асимпто-

тические выражения для компонент напряжений вблизи концов трещины (основных концентраторов напряжений) можно записать в таком виде:

$$\sigma_{zz} = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}} f_{zz}^{(1)}(\vartheta); \quad \sigma_{xx} = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}} f_{xx}^{(1)}(\vartheta); \quad (12)$$

$$\sigma_{xz} = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}} f_{xz}^{(1)}(\vartheta), \quad \text{где:}$$

$r$  — радиус-вектор точки, в которой определяются напряжения, относительно ближайшего конца трещины (которую считаем достаточно длинной),  $f^{(1)}(\vartheta)$  — тригонометрическая функция угла  $\vartheta$  между направлением трещины и радиусом-вектором точки, в которой определяются напряжения; вид её зависит от ориентировки трещины в заданной системе координат, от знаков напряжений на берегах и от вида определяемых напряжений (последнее отмечено соответствующими индексами); например, при симметричных нормальных напряжениях на берегах трещины, ориентированной параллельно оси  $OZ$ :  $f_{zz}^{(1)} = \cos \frac{\vartheta}{2} + \frac{1}{2} \sin \vartheta \sin \frac{3}{2} \vartheta$ ;

$K_1$  — коэффициент интенсивности напряжений, определяемый равенством:

$$K_1 = \frac{1}{\sqrt{\pi a}} \int_{-a}^a \sigma(\xi) \sqrt{\frac{a+\xi}{a-\xi}} \alpha \xi, \quad (13)$$

где  $2a$  — длина трещины.

Аналогично, для антисимметричных касательных напряжений  $\tau(\xi)$  по берегам трещины:

$$\sigma_{zz} = \frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}} f_{zz}^{(2)}(\vartheta); \quad \sigma_{xx} = \frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}} f_{xx}^{(2)}(\vartheta); \quad (14)$$

$$\sigma_{xz} = \frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}} f_{xz}^{(2)}(\vartheta).$$

, где обозначения в общем аналогичны обозначениям формул (12), только:

$$K_2 = \frac{1}{\sqrt{\pi a}} \int_{-a}^a \tau(\xi) \sqrt{\frac{a+\xi}{a-\xi}} \alpha \xi. \quad (15)$$

В соответствии с теорией трещин Гриффитса — Ирвина [2,9 и др.], имеет место следующее соотношение между коэффициентами ин-

тенсивности напряжений, упругими модулями и удельной поверхностной энергией хрупкого разрушения ( $\gamma$ ):

$$K_1^2 + K_2^2 \leq \frac{2\mu\gamma}{1-\epsilon}, \quad (16)$$

где:  $\mu$  — модуль сдвига,  $\epsilon$  — коэффициент Пуассона. При сохранении статус-кво имеет место неравенство, а для растущей трещины соотношение (16) обращается в равенство. Это дает основание ставить следующие задачи: 1) определить удельную энергию разрушения материала ( $\gamma$ ), если известны  $K_1$  и  $K_2$ , или 2) определить коэффициенты интенсивности напряжений (т.е. оценить интегрально степень концентрации напряжений на растущей трещине), если известна величина  $\gamma$  для конкретного материала; (величины упругих модулей для горных пород можно считать известными с достаточной для подобных целей точностью). Отметим некоторые перспективы и сложности того и другого подходов.

I. Определение удельной энергии разрушения ( $\gamma$ ) при развитии трещин, как и любых характеристик прочности пород, имеет большое значение в сейсмологии, тектонофизике и горном деле, в особенности, если указанный выше способ натуральных определений сочетается с лабораторным изучением этого параметра на образцах пород различного состава и структуры, степени метаморфизма и пористости, с различными реологическими свойствами. Это важно для выявления закономерностей, которые позволили бы прогнозировать величину  $\gamma$  для различных пород в естественных условиях их залегания и дали бы необходимый материал о действительном механизме разрушения пород. В настоящее время имеются весьма немногочисленные данные о величине  $\gamma$  для некоторых минералов и горных пород /10/. Следует, правда, отметить весьма большую изменчивость этой характеристики даже у одних и тех же минералов в зависимости от ориентировки поверхности разрыва относительно кристаллографических осей /10/, а также, вероятно, от кинетики процесса развития трещин и от реологии пород в процессе разрушения /2,9/. Иными словами, вполне может оказаться реальной ситуация, что указанная характеристика не будет удовлетворять требованиям, предъявляемым к ней как к константе материала, даже независимо от того, насколько хорошо теория Гриффитса — Ирвина описывает реальные процессы разрушения.

2. С отмеченными выше ограничениями определение  $\gamma$  возможно при условии, что коэффициенты интенсивности напряжений определены с учетом всех действующих напряжений, т.е. помимо рассмотренных выше нагрузки рельефа и плотностных неоднородностей, также изостатической компенсации крупных морфоструктур земной коры, тектонических напряжений, концентрации напряжений на нарушениях и других неоднородностях. Если известен – по непосредственным измерениям /5/ – порядок величины тектонических напряжений и, если оценить, как это сделал Е.В. Артюшков /1/ величину напряжений, обусловленных изостатически уравновешенными крупными структурами рельефа, то их влияние несложно учесть, так как в пределах локального участка, содержащего исследуемую трещину, эти напряжения можно считать постоянными. Сложнее обстоит дело с эффектом концентрации напряжений на самих трещинах. Предварительные оценки показывают, что на расстояниях от берегов трещины, больших  $0,05 C_0$  ( $C_0$  – характерный размер – меньшее из чисел, характеризующих длину трещины или глубину ее залегания), концентрация напряжений может достигать половины десятичного порядка, т.е. напряжения могут увеличиваться в 3 раза. Концентрация же напряжений в непосредственной близости от устьев свободной трещины (или от ее берегов, если они не свободны от напряжений) в большой степени зависит от реологических свойств пород. В этом случае теория Гриффитса должна быть усовершенствована путем учета потерь энергии на пластические деформации, внутреннее трение и т.д. /2/.

3. В задаче выяснения механизма "возбужденной" сейсмичности большое значение, по-видимому, имеет то обстоятельство, что величина критического напряжения и предельная длина (нерастущей) трещины зависят от поверхностной энергии, которая существенно снижается при наличии в трещине поверхностно-активных веществ, например, воды. Это приводит к известному снижению прочности пород (т.н. эффект П.А. Ребиндера), особенно в породах, сильно нарушенных разноориентированными системами трещин /2/. Величина этого снижения прочности, тем большая, чем выше степень нарушения пород, больше их пористость и чем меньше глубина их залегания (и меньше давление), составляет для разных пород 10–200% /2/, однако достаточно полных и надежных данных об этом эффекте разупрочнения пород пока нет.

4. Из сказанного можно заключить, что и определение удельной поверхностной энергии разрушения по величине напряжений, и оценка эффекта концентрации напряжений по величине пока не могут претендовать на что-либо большее, чем грубая прикидка по порядку величины, результаты которой, к сожалению, практически мало что дают для решения нашей задачи, хотя обсуждение указанных вопросов само по себе полезно для следующих ниже выводов.

Что касается прогноза "возбужденной" сейсмичности в районе строящейся Саянской ГЭС, можно высказать следующие предположения. Данные о напряжениях в земной коре под нагрузкой рельефа и водохранилища, имеющиеся представления о концентрации напряжений на разломах, а также сведения о геологии района Саянской ГЭС (имеется в виду положение крупных плотностных неоднородностей — гранитных батолитов, а также крупных зон разломов относительно водохранилища) показывают, что концентрация добавочных напряжений до уровня, который может превосходить предел прочности пород, возможна лишь в относительно небольших объемах пород по границам плотностных неоднородностей и в зонах разломов непосредственно под водохранилищем. Характерные размеры таких областей и глубина их залегания, по-видимому, не будут превышать 1-2 км. Это значит /8/, что магнитуда возможных землетрясений, по-видимому, не будет превышать 4 ( $K_{\text{макс}}$  — порядка II), что не превышает обычного для землетрясений данного района уровня. Вместе с тем, поскольку максимум добавочных напряжений расположен на глубине 1 км, а плотностные неоднородности и разрывные нарушения, судя по геофизическим данным, рельефны в основном в верхних 4-5 км земной коры, не исключена возможность существенного уменьшения глубины очагов приплотинных землетрясений по сравнению с теми, которые характерны для рассматриваемого региона в настоящее время ( $15 \pm 7$  км). А это может привести к более сильным, чем обычно, деформациям на земной поверхности в локализованной вблизи плотины зоне.

## Заклучение

Основные результаты данной работы сводятся к следующему:

1. Разработанный алгоритм оценки напряженного состояния земной коры под нагрузкой рельефа и водохранилища позволяет наметить области максимальных значений средних нормальных и максимальных касательных напряжений, и для простого случая свободной трещины оценить эффект концентрации напряжений на ее устье (последнее в статье подробно не рассматривалось).

2. Оценены напряжения, обусловленные рельефом и водохранилищем строящейся Саянской ГЭС, а также напряжения от рельефа, озера и осадков на дне Байкальской впадины. Дополнительная нагрузка водохранилища Саянской ГЭС мало изменяет напряженное состояние горных пород. Максимальные значения скальвающих напряжений достигаются непосредственно под водохранилищем на глубине около 1 км. Наиболее опасными в сейсмическом отношении участками можно считать участки пересечения водохранилища активными новейшими разломами, на которых концентрируются напряжения.

3. Существенно меньшая величина добавочных напряжений по сравнению с напряжениями от рельефа и с напряжениями в Байкальской рифтовой зоне позволяет предположить, что эти напряжения могут явиться непосредственной причиной землетрясений, если прочность пород под дном водохранилища окажется пониженной по сравнению с окружающими районами. В любом случае маловероятны землетрясения с  $K > II$ , хотя их очаги могут иметь малую глубину (первые километры) и в связи с этим вызывать значительные деформации на земной поверхности в узко локализованных участках пересечения водохранилища разломными зонами.

4. Известные факты "возбужденной" сейсмичности, в связи со сказанным выше, позволяют предполагать, что механизм "возбужденной" сейсмичности может быть связан с разупрочнением пород в зонах тектонических нарушений вследствие, например, увеличения порового давления воды, а также "смазки" ею полостей в зонах разломов. Этот эффект особенно действенен в приповерхностных слоях, сильно нарушенных трещиноватостью, в приразломных зонах, отличающихся значительной неоднородностью механических свойств пород, что способствует концентрации напряжений в этих зонах.

## Литература

1. Артюшков Е.В. Происхождение больших напряжений в земной коре. "Физика Земли", 1972, № 8.
2. Воробьев А.А., Тонконогов М.П., Веклер Ю.А. Теоретические вопросы физики горных пород. "Недра", 1972.
3. Гзовский М.В., Григорьев А.С. и др. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования. "Физика Земли", 1973, № 12.
4. Костров Б.В. Теория очагов тектонических землетрясений. "Физика Земли", 1970, № 4.
5. Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н. Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии. В сб.: "Физ. свойства, состав и строение верхней мантии", "Наука", 1974.
6. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. "Наука", 1965.
7. Николаев Н.И. Водохранилища и землетрясения. "Физика Земли", 1971, № 10.
8. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. Изд. ИФЗ АН СССР, 1974.
9. Седов Л.И. Механика сплошной среды. т. 2, "Наука", 1970.
10. Brace W.F., Walsh J.B. Some direct measurements of the surface energy of quartz and orthoclase. "The Amer. mineralogist", 1962. v. 47, № 9-10.
11. Gough D.I. Incremental stress under a two-dimensional artificial lake. "Canad. Journ. of Earths Sciences", 1969, v.6, № 5.
12. Gough D.I., Gough W.I. Stress and deflection in the lithosphere near lake Kariba. "Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc.", 1970, v. 21, № 1.
13. Gough D.I., Gough W.I. Load-induced earthquakes of lake Kariba. "Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc.", 1970, v. 21, № 1.

УДК 551.242+528.02+550.34

Характер проявления современных вертикальных движений земной поверхности на Селенгинском профиле. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.30.

Обсуждаются результаты многократного нивелирования Селенгинской линии Байкальского геодинамического полигона и связь их с геолого-геофизическими характеристиками Усть-Селенгинской впадины. Нарушение закономерного опускания реперов, выявленное повторными нивелировками 1972-73 гг., вызвано, очевидно, землетрясениями энергией I2-I4 классов, произошедшими в 1971-72 гг. в радиусе от 12 до 80 км. Табл. 2. Рис. 4. Библ. 16 назв.

УДК 551.242+528.37

Результаты повторного нивелирования на Ангинском профиле. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с. 44.

Приводятся результаты двухкратного нивелирования Ангинской линии Байкальского геодинамического полигона, заложенной в 1966 г. Дается анализ и оценка полученных скоростей вертикальных движений. Рассматривается связь современных движений с особенностями геологического строения района. Выявлены некоторые закономерности в распределении современных движений по данному профилю. Табл. 1, Рис. 1. Библ. 5 назв.

УДК 551.241.

Исследование горизонтальных деформаций земной поверхности. Есиков Н.П., Кесельман С.И., Юдин В.С. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, с.51.

Обсуждаются методические вопросы изучения современных дви-

жений земной коры в Байкальской рифтовой зоне. Обосновывается выбор мест постановки исследований горизонтальных деформаций на сейсмоактивных участках Баргузинского разлома и приводятся схемы заложённых микротриангуляций. Показана целесообразность повторных наблюдений участка триангуляции, соединяющей берега Байкала в районе острова Ольхон, методом трилатерации с ошибкой измерения сторон 1:450000. Ставится задача анализа инвариантных величин современных движений земной коры. Приводится программа вычисления компонент деформации на ЭВМ БЭСМ-6. Рис. 2. Библ. 6 назв.

УДК 550.312.

Результаты изучения вековых вариаций силы тяжести. Ладынин А.В. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР 1975, с. 60.

Изложены результаты пересмотра данных повторных измерений силы тяжести на Байкальском полигоне, выполненных в 1966-1971 гг. Показано, что за этот период не зарегистрированы изменения силы тяжести (между пунктами полигона), которые превышали бы удвоенную погрешность измерений (30 мкг) и которые можно было бы связывать с источниками геологической природы. Отмечаются некоторые недостатки постановки работ и методики измерений, обусловившие наличие систематических погрешностей в результатах вследствие накопления ошибок при наращивании связей и их перераспределения в процессе уравнивания. Предложены (и в 1974 году реализованы) меры по совершенствованию структуры полигона и методики измерений с целью разделения возможных локальных, региональных или глобальных вековых вариаций силы тяжести, если таковые будут обнаружены при постановке комплексных абсолютных и относительных измерений. Рис. 2. Библ. 16 назв.

УДК 550.349+550.312

Абсолютные измерения горизонтальной составляющей геомагнитного поля. Ларионов В.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с. 79.

Рассматриваются вопросы методики высокоточных измерений абсолютных значений горизонтальной составляющей магнитного поля Земли с помощью кварцевых магнитометров М-15 (QHM). Описывается процесс подготовки приборов к полевым работам, определение констант, учет влияния влажности и температуры. Приводится фактический материал, характеризующий точность применявшихся магнитометров при геомагнитных измерениях на Байкальском геодинамическом полигоне. Рис. 2. Библ. 4 назв.

УДК 550.349

Измерения с магнитовариационными станциями (МВС). Ларионов В.А., Дядьков П.Г. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с. 87.

Описывается методика непрерывных синхронных наблюдений элементов магнитного поля Земли в аномальном и нормальном полях с помощью магнитовариационных станций типа "ИЗМИРАН" на Байкальском геодинамическом полигоне. Предлагаются способы повышения точности наблюдений. Рис. 2. Библ. 2 назв.

УДК 550.838

О вероятной связи временных вариаций аномального магнитного поля с землетрясением на Байкале в 1972 г. Ларионов В.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с. 93.

Рассматриваются результаты непрерывных синхронных наблюдений элементов магнитного поля Земли в районе Гремяченской аномалии с 29 июня по 25 сентября 1972 г. и с 20 июня по 24 сентяб-

ря 1973 г. Обсуждается вероятная связь изменения аномального магнитного поля с подготовкой землетрясения I4 класса, которое произошло 9 августа 1972 г. Рис. 3.

УДК 55I.242:528.02

Перспективы исследований современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Юдин В.С., Кочетков В.М., Курушин Р.А., Киселев А.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, с.103.

В статье приводятся сведения о геодезической изученности Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областей, анализируются возможности использования существующих геодезических сетей для изучения современных вертикальных и горизонтальных движений земной коры. Предлагается проект создания новых плановых ( триангуляция и трилатерация) и высотных ( нивелирные полигоны) сетей на больших впадинах байкальского типа - Баргузинской, Тункинской, Муйской. Обсуждаются задачи и перспективы дальнейших совместных работ на Байкальском геодинамическом полигоне Института геологии и геофизики СО АН СССР, Института земной коры СО АН СССР, Предприятия ГУГК при СМ СССР. Рис. 2. Библи. I4 назв.

УДК 528.389.:55I.242

Исследование точности и оптимальное построение динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной коры. Панкрушин В.К. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.117.

Обращается внимание на то, что классическая геодезия, являющаяся по своему характеру статической, не может удовлетворить требованиям кинематических и динамических задач геофизики, геологии и самой геодезии и, следовательно, необходимо развивать кинематическую и динамическую геодезию, использующих вре-

мя как одну из координат. Ставится задача и приводятся решения ряда вопросов исследования точности и оптимального построения динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной коры. При этом развивается теория динамической геодезии, объект изучения (движущаяся земная кора) включается в систему наблюдений, учитываются динамические и стохастические его свойства, используется системный подход и кибернетическое моделирование, методы исследования и оптимального восстановления параметров динамических систем. Рис. 1, Библ. 14 назв.

УДК 528.389:551.242.

Кусочно-линейное аппроксимирование деформации земной коры. Есиков Н.П. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.132.

Рассматривается методика определения кусочно-линейной картины деформации земной коры по данным о ее современных движениях. В основу перехода от векторных полей смещений к тензорным полям деформации полагается модель локально-однородного деформирования.

Решение рассмотрено для трехмерного и двумерного случая. Приведены формулы для расчета дилатации, максимального и минимального расширения, сдвига, разворота и направления главных осей деформации. При включении в обработку более четырех пунктов в трехмерном пространстве и трех в случае определения только горизонтальных смещений, компоненты деформации рассчитываются с использованием метода наименьших квадратов. Рис. 2. Библ. 9 назв.

УДК 551.242.

Дилатация приповерхностной части земной коры на некоторых геодинимических полигонах. Есиков Н.П., Кесельман С.И. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.146.

По данным о вертикальных движениях рассмотрены особенности дилатации вертикального разреза земной коры на Байкальском, Гармском, Баскунчакском и Сахалинском геодинамических полигонах. Показано, что используемая методика анализа современных движений позволяет четко выделять зоны разломов и их степень активности, структуры растяжения и сжатия, характер развития соляных куполов.

Результаты сопоставления характера деформаций по селенгинскому профилю Байкальского полигона за период с 1969 по 1973 года с возникшими здесь землетрясениями позволяют сделать предположение о наличии связи изменения скорости деформаций вертикального разреза с процессом подготовки и возникновения землетрясений. Рис. 8. Библ. II назв.

УДК 551.242.

Соотношение градиента современных вертикальных движений земной поверхности с компонентами деформации приповерхностной части земной коры. Есиков Н.П., Кесельман С.И. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.165.

Обсуждается соотношение градиента современных вертикальных движений земной поверхности с компонентами деформации приповерхностной части земной коры. Показано, что при различном сочетании смещений соседствующих точек земной поверхности градиент вертикальных движений соответствует разным деформациям. На одних структурах он может быть пропорционален относительному изменению площади вертикального разреза, на других — равен сдвиговой деформации; на третьих и четвертых — отражать оба вида деформаций, но с преобладанием либо первой, либо второй компонент. Поэтому его величина, одинаковая для различных структур, не означает идентичности их деформаций, что необходимо учитывать при сейсмическом районировании с использованием градиента современных вертикальных движений земной поверхности. Рис. I. Библ. 6 назв.

УДК 551.24:525.622

Возможности использования лазерного дальномера для изучения горизонтальных перемещений земной поверхности. Колмогоров В.Г., Авдеев Н.С. Сб. "Методические вопросы исследований современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, с.173.

В статье рассматриваются возможности использования лазерной аппаратуры для наблюдения за горизонтальными перемещениями земной поверхности. Приводятся результаты измерения на Байкальском геодинамическом полигоне.

Табл. 1. Рис. 1. Библ. назв. 7.

УДК 528.389:551.242.

Прогнозирование с помощью корреляционной модели скоростей современных вертикальных движений земной коры по статическим геолого-геофизическим данным. Колмогоров П.П., Каратаев Г.И. Сб.:

"Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.182.

Для решения вопросов интерполяции и экстраполяции скоростей вертикальных движений рассмотрены возможности корреляционного метода. На основании выявленных корреляционных зависимостей между скоростями вертикальных движений, гравитационным аномальным полем и рельефом земной поверхности для отдельных блоков земной коры, выделенных по комплексу геолого-геофизических данных, обосновывается возможность количественного прогнозирования скоростей вертикальных движений. Анализируются линейные и интегральные связи скоростей вертикальных движений с различными данными, в том числе с аномалиями Буге и рельефом дневной поверхности. Апробация приведенного алгоритма осуществлена на хорошо изученной в геолого-геофизическом и геодезическом отношениях территории Украинского щита, Воронежского массива, Донецко-Днепровской впадины, а также на отдельных профилях повторного нивелирования Прибайкалья и Забайкалья. Табл. 8. Рис. 5. Библ. 10 назв.

УДК 531.71:550.312

Задачи и перспективы абсолютных измерений силы тяжести лазерным

гравиметром. Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Ладынин А.В., Сарычева Ю.К., Стусь Ю.В. Сб.: "Методические вопросы изучения современных движений земной коры", Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975.203.

Геофизическое значение абсолютные измерения силы тяжести имеют при решении следующих задач: создании опорных гравиметрических пунктов, изучении вековых изменений силы тяжести и исследовании земных приливов. В статье обсуждаются перспективы применения лазерного гравиметра при решении двух последних задач; дается краткая характеристика созданной в ИАЭ СО АН СССР установки, в том числе точность измерений и возможности ее повышения до 0,01 мгл; рассматриваются основные вопросы методики измерений вековых вариаций силы тяжести в районе Байкала с использованием комплекса аппаратуры, включающего лазерный гравиметр, относительные гравиметры и приливорегистрирующую установку; отмечается возможность эффективного использования лазерного гравиметра в комплексе со стандартной аппаратурой при изучении приливных вариаций силы тяжести. Библ. 8 назв.

УДК 550.838.01

Количественная интерпретация пьезомагнитного эффекта. Ларионов В.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.211.

Обсуждается возможность использования модели возмущающего объекта при разработке теории количественной интерпретации данных наблюдения пьезомагнитного эффекта. Выводятся рабочие формулы для решения поставленной задачи для возмущающего объекта, имеющего форму шара. Рис. 1. Библ. 12 назв.

УДК 621.317.42+522.76.

Оценка влияния магнитного склонения и наклона при измерении модуля вектора магнитного поля Земли. Ларионов В.А., Маркевич Н.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.220.

Приводятся результаты аналитических расчетов влияния магнитного склонения и наклона на измеренные значения модуля

вектора магнитного поля Земли. Показывается необходимость учета углов магнитного склонения и наклонения при высокоточных геомагнитных измерениях. Рис. 2. Библ. 1 назв.

УДК 550.361.

Оценка параметров современных движений земной коры по данным геотермических измерений. Л.С. Соколова, А.Д. Дучков. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.225.

Вертикальные тектонические движения приводят к возникновению поверхностных аномалий теплового поля, величина и глубина проникновения которых определяются скоростью и длительностью этих движений. В статье приводятся выражения, связывающие геотермические аномалии с параметрами вертикальных движений. Обсуждаются два примера совместной интерпретации геотермических и геоморфологических данных. делается вывод о том, что геотермические аномалии могут быть в благоприятных условиях использованы для количественных оценок параметров современных движений. Табл. 1. Рис. 2. Библ. 18 назв.

УДК 551.242.

К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным. Жалковский Н.Д. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.234.

На основе сейсмологических данных и сведений о прочностных характеристиках горных пород оценивается величина градиента скорости современных вертикальных движений земной коры, связанных с землетрясением. Полученные оценки градиентов сравниваются с результатами наблюдений их для новейших движений на примере Южно-Тяньшанской зоны Средней Азии. Библ. 5 назв.

УДК 551.24:551.794.528.

Использование современных движений земной коры при поиске предвестников землетрясений. Есиков Н.П., Кесельман С.И. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с.240.

Обосновывается выбор параметров современных движений земной коры с целью использования их при поиске предвестников землетрясений. Основная мысль статьи состоит в том, что поиск предвестников землетрясений по данным о современных движениях, должен основываться на изучении связей явлений сейсмичности с полями компонент деформации земной коры. Показаны преимущества полей компонент деформации перед векторными полями смещений. Приведен пример дилатации, главных осей чистой деформации, сдвига и разворота, рассчитанных по векторам смещений пунктов триангуляции в зоне Криворожского глубинного разлома на основе модели локально-однородного деформирования. Рис. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.24.

Напряженное состояние земной коры под нагрузкой рельефа и водохранилища (к проблеме "возбужденной" сейсмичности в пределах крупных гидротехнических сооружений). Ладынин А.В., Тычков С.А. Сб.: "Методические вопросы исследования современных движений земной коры". Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1975, с. 252.

Для проверки гипотезы о "возбужденной" сейсмичности, как реакции земной коры на изменение напряженного состояния под нагрузкой водохранилища, рассматривается плоская задача напряженного состояния упругого полупространства, нагруженного рельефом и водохранилищем. Предложен метод оценки и получены числовые данные о напряжениях в земной коре районов Саянской ГЭС и Байкала. Качественно обсужден вопрос о роли концентрации напряжений на разломах. Показано, что в районе Саянской ГЭС возможно повышение сотрясаемости за счет уменьшения глубины очагов до 1-2 км без значительного увеличения энергии в очагах землетрясений. Рис. 1. Библ. 13 назв.

Технический редактор *Л. А. Панина*

---

Подписано к печати 23.IV.1975г. МН 02901

Бумага 60x84/16. Печ.л. 17,25 Уч.-изд.л. 16,5

Тираж 500

Заказ 159 Цена 1 руб.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 1 руб.

1935