PROBLEMS OF RECENT CRUSTAL MOVEMENT OF THE EARTH

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Москва
1969

КОМИССИЯ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДВИЖЕНИЯМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

COMMISSION ON RECENT CRUSTAL MOVEMENTS

INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS

International Association of Geodesy
Commission on Recent Crustal Movements

USSR ACADEMY OF SCIENCES

Soviet Geophysical Committee
Institute of Geography
Institute of the Earth's physics

PROBLEMS OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS

Third International Symposium

Leningrad, U.S.S.R., 1968

Moscow, 1969

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СОЮЗ ГЕОДЕЗИИ И ГЕОФИЗИКИ

Международная ассоциация геодезии
Комиссия по современным движениям земной коры

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Советский Геофизический Комитет
Институт географии
Институт физики Земли

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Третий Международный симпозиум

Ленинград, СССР, 1968 г.

9047

Москва — 1969

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Ю. Д. БУЛАНЖЕ, Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ (ответственные редакторы), Н. С. БЛАГОВОЛИН, А. Ф. ГРАЧЕВ, А. А. ИЗОТОВ, Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, В. А. МАГНИЦКИЙ, К. И. НИКОНОВА, Л. Е. СЕТУНСКАЯ, Е. А. ФИНЬКО, И. И. ЭНТИН (члены редакционной коллегии).

EDITORIAL BOARD

J. D. BOULANGER, J. A. MESCHERIKOV (editor-in-chiefs), N. S. BLAGOVOLIN, A. F. GRACHEV, A. A. ISOTOV, D. A. LILIENBERG, V. A. MAGNITSKY, K. I. NIKONOVA, L. E. SETUNSKAYA, E. A. FINKO, I. I. ENTIN (members).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение современных движений земной коры относится к числу актуальных проблем наук о Земле. Количественные данные о движениях земной коры, появившиеся в большом объеме лишь в последние 10—15 лет, привлекли внимание широкого круга специалистов. Эти данные используются теперь при решении многих основных теоретических и прикладных проблем геодезии, геофизики, геологии, геоморфологии, океанографии. Таковы, например: проблема создания основных геодезических сетей; изучение процессов, протекающих в земной коре, верхней мантии и водной оболочке Земли; проблемы прогноза землетрясений и сейсмического районирования; проектирование крупных инженерных сооружений, поиски и эксплуатация месторождений полезных ископаемых (нефти, газа, каменного угля) и другие.

С целью способствовать развитию исследований современных движений земной коры, в 1960 г. в рамках Международной геодезической ассоциации (Международный союз геодезии и геофизики) была создана постоянная Комиссия по современным движениям земной коры. Первый международный симпозиум по современным движениям земной коры был созван этой Комиссией, по приглашению Немецкой Академии наук в Берлине, в мае 1962 г. в Лейпциге, ГДР. Материалы симпозиума опубликованы в книге «1 Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen». Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Klasse für Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie, Jahrgang 1962, N. 2. Akademie—Verlag. Berlin, 1962.

Второй международный симпозиум по современным движениям земной коры, по приглашению Финского национального комитета по геодезии и геофизике, проходил в августе 1965 г. в Ауланко, Финляндия. Труды симпозиума опубликованы в книге «Proceedings of the Second International Symposium on Recent Crustal Movements». Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III, Geologica—Geographica, 90. Suomalainen Tiedeakatemia, Helsinki, 1966.

Предлагаемый читателю том содержит материалы Третьего международного симпозиума по современным движениям земной коры, состоявшегося с 22 по 29 мая 1968 г. в Ленинграде, СССР, по приглашению Академии наук СССР и Советского геофизического комитета. В том входят: список участников симпозиума; программа симпозиума; тексты выступлений и докладов; описание маршрута научной экскурсии;

резолюции, принятые симпозиумом. Некоторые доклады советских авторов были опубликованы в сборниках «Современные движения земной коры», № 3 и № 4, Москва, 1968, вышедших к симпозиуму. В настоящем томе опубликованы лишь краткие резюме этих докладов на английском языке.

Подготовка тома к печати выполнена силами сотрудников Института географии АН СССР и Института физики Земли АН СССР.

Издание трудов симпозиума осуществляется Советским геофизическим Комитетом. Большую помощь в публикации сборника оказал председатель Государственного комитета по печати при Совете Министров Литовской ССР Ф. Ю. Беляускас.

PREFACE

The study of recent crustal movements is one of the actual problems of geo-sciences. Quantitative data on crustal movements, which have appeared in great volumes only for the last 10—15 years, attracted attention of many specialists of different fields. These data are used for the solution of many principal theoretical and applied problems of geodesy, geophysics, geology, geomorphology, oceanography. Such are, for example: the problem of creation of the primary geodetic networks; the study of processes going on in the Earth's crust, in the Upper Mantle, and in the water sphere of the Earth; the problem of forecasting earthquakes and seismic zoning; the designing of big engineering constructions; exploration and development of natural resources (oil, gas, coal), etc.

In order to promote the development of studies of recent crustal movements, in 1960, within the International Association of Geodesy (International Union of Geodesy and Geophysics), the Permanent Commission on Recent Crustal Movements was set up. The first International Symposium on Recent Crustal Movements, according to the invitation of the German Academy of Sciences in Berlin, was held by the Commission in May 1962, in Leipzig, GDR. The Proceedings of the Symposium were published in the book „I. Internatioinales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen". Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Klasse für Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie, Jahrgang 1962, Nr. 2, Akademie-Verlag, Berlin, 1962.

The second International Symposium on Recent Crustal Movements according to the invitation of the Finnish National Committee of Geodesy and Geophysics took place in August 1965 in Aulanko, Finland. The book was published „Proceedings of the Second International Symposium on Recent Crustal Movements". Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III. Geologica-Geographica, 90, Suomalainen Tiedeakatemia, Helsinki, 1966.

This volume contains materials of the Third International Symposium on Recent Crustal Movements, which took place from May 22 to May 29, 1968, in Leningrad, USSR, according to the invitation of the Academy of Sciences of the USSR and the Soviet Geophysical Committee. The volume includes: a list of participants; Symposium programme; the text of addresses and reports; description of the scientific excursion's route; resolutions, passed by the Symposium. Some reports by Soviet authors

were published in the collections „Recent Crustal Movements", Nos. 3 and 4, Moscow, 1968 just before the Symposium. In this volume, only short summaries of these reports are presented in English.

The volume has been prepared to publication by scientific collaborators of the Institute of Geography, USSR Academy of Sciences and the Institute of Physics of the Earth, USSR Academy of Sciences.

The present publication was carried out under auspices of the Soviet Geophysical Committee with a kind assistance of F. Bieliauskas — the Chairman of the State Committee on Press attached to the Counsil of Ministers of the Lithuanian SSR.

СПИСОК УЧАСТНИКОВ СИМПОЗИУМА

LIST OF PARTICIPANTS OF THE SYMPOSIUM

BELGIUM

JONES L., Géographe — Inst. Géographique Militaire.

BULGARIA

ГЪЛЪБОВ, Ж., чл-корр. БАН, проф. — Географски Институт БАН, София.
МЛАДЕНОВСКИ М., ст. научн. сотр. — Научно-исследовательский институт геодезии и картографии ГУГК, София.
ДИМИТРОВ С., инж. — Главное управление геодезии и картографии, София.
ХРИСТОВ В., акад. БАН, проф. — Центральная лаборатория геодезии БАН, София

CANADA

HAMILTON A., Coordinator of Research — Survey of Mapping, Government of Canada.
INNES M. T. S., Chief, Gravity Division — Dominion Observatory, Ottawa.

CZECHOSLOVAKIA

CIMBALNIK M., Dr., Eng. — Research Institute of Geodesy, Prague.
KOPECKY A., Dr. — Central Geological Institute, Prague.
PICK M., Dr .Sci, Eng. — Geophysical Institute, Prague.
PICHA J., Dr. — Geophysical Institute, Prague.
SKALSKY L., Eng., C. Sci. — Geophysical Institute, Prague.
VYSKOCHIL P., Dr., Eng. — Research Institute of Geodesy, Prague.
VYSKOCHIL V., Dr. — Geophysical Institute, Prague.

DENMARK

SIMONSEN O., Dr. Sci. — Geodetic Institute, Copenhagen.

FINLAND

DONNER J., Prof. — Dept. of Geology, University of Helsinki.
HYVÄRINEN H., Dr. — Dept. of Geology and Palaeontology, University of Helsinki.
HÄRMÄLA S., Chief Eng. — National Board of Survey, Helsinki.
KAITERA P., Prof — Technical University, Helsinki.
KÄÄRIÄINEN E., Prof. — Geodetic Institute, Helsinki.
KUKKAMÄKI T., Prof. — Geodetic Institute, Helsinki.
LISITZIN E., — Institute of Marine Research, Helsinki.

MARMO V., Prof. — Geological Survey, Helsinki.
TUOMINEN H. V., Prof. — Institute of Geology, University of Helsinki.
VESANEN E., Prof. — Institute of Seismology, Helsinki.

FRANCE

CAHIERRE L., Ing. général géographe — Comite National Francais de Geodesie et Geophysique, Paris.
STOYKO A., Astronome — Observatoire de Paris.
STOYKO N., Dr. — Observatoire de Paris.

FRG

BONATZ M., Dr. — Institute of theoretical Geodesy, Bonn.
GERKE K., Prof. — German Geodetic Commission.
LOHRBERG W., Eng. — Federal Board of Geodesy, Koblenz.
MÄLZER H., Eng. — Geodetic Institute, University Karlsruhe.
REIGBER Ch., Eng. — Institute of astronomical and physical Geodesy, Technical University, München.
ROSENBACH O., Prof. — Institute of Geophysics, Clausthal, Zellerfeld.
SIGL R., Prof. — Technical University, München.
STEINWACHS M., Dr. — Federal Board of Soil Researches, Hannover.

GDR

BANKWITZ P., Dr. — Geotectonical Institute, Berlin.
DEUMLICH F., Dr. — Geodetical Service, Leipzig.
HÖPFNER J., Dr. — Geodetical Institute, Potsdam.
LANG A., Eng. — Geodetical Service, Leipzig.
MONTAG H., Dr. — Geodetical Institute, Potsdam.
PESCHEL H., Prof — Geodetical Institute, Technical University, Dresden.
SCHNEIDER M., Dr. — Mining Academy, Freiberg.
THURM H., Dr., Eng. — Geodetical Institute, Technical University, Dresden.

HUNGARY

BENDEFY L., Dr. — Research Institute of Water Resources, Budapest.
JOO J., Kand. — Regional Department on Soil Science and Cartography, Budapest.
MISKOLCZI L., Dr., Eng. — Technical University of Budapest.

ITALY

MANFREDINI M., Prof. — Institute of Applied Geology, Rome.
MARUSSI A., Prof — University of Trieste.

JAPAN

MIZOUE M., Assist. — Earthquake Research Institute, Tokyo.

JUGOSLAVIA

ЦАНИЧ А., инж. — Завод за фотограметрию, Београд.
ИОВАНОВИЧ Г., геодезист — Завод за фотограметрию, Београд.
ИОВАНОВИЧ П., инж. — Савезна геодетска управа, Београд.

NEW ZEALAND

WELLMAN H. W., Dr. — Victoria University, Wellington.

NETHERLANDS

WAALEWIJN A., Eng. — Meetkundige Dienst Riikswaterstaat, Delft.

POLAND

BOKUN J., Dr. Eng. — Institute of Geodesy and Cartography, Warszawa.
CHOJNICKI T., Dr. — Geophysical Institute, Warszawa.
KRZEMINSKI V., Eng. — Institute of Geodesy and Cartography, Warszawa.
KRYNSKI S., Prof. — Institute of Geodesy and Cartography, Warszawa.
WYRZYKOWSKI T., Dr., Eng. — Institute of Geodesy and Cartography, Warszawa.

ROUMANIA

CONSTANTINESCU L., Prof. — Centre for Geophysical Research, Bucharest.
DINU, P., Dr., Eng. — Military Topographical Directorate, Bucharest.
LITEANU E., Prof. — State Geological Committee, Bucharest.
STOENESCU S., Eng. — Institute of Applied Geophysics, Bucharest.
TRAISTARU G., Dr., Eng. — Military Topografical Directorate, Bucharest.
ZUGRAVESCU D., Research worker — Academy of Sciences, Bucharest.

SOVIET UNION (USSR)

АРТЮШКОВ Е. В. — канд. физ.-матем. наук — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

БАЛАВАДЗЕ Б. К. — чл.-корр. АН Груз. ССР, проф. — Институт геофизики АН Груз. ССР, Тбилиси.

БЛАГОВОЛИН Н. С. — Канд. географ. наук. — Институт географии АН СССР, Москва.

БОГДАНОВ В. И. — научн. сотр. — Полярный геофизический институт Кольского филиала АН СССР, Апатиты.

БУЛАНЖЕ Ю. Д. — член-корр. АН СССР, профессор. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

БУНЭ В. И. — докт. физ.-мат. наук. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ВАЛЛНЕР Л. А. — научн. сотр. — Институт физики и астрономии АН Эст. ССР, Тарту.

ВЕРЕДА В. С. — инженер — Трест шахтной геологии, Укр. ССР, Донецк.

ГЕНИКЕ А. А. — канд. техн. наук — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии ГУГК, Москва.

ГЛУХОВСКИЙ Б. Х. — доктор техн. наук — Государственный океанографический институт Гидрометслужбы СССР, Москва.

ГОФШТЕЙН И. Д. — доктор геол.-мин. наук. — Львовский филиал Института геофизики АН Укр. ССР, Львов.

ГРАЧЕВ А. Ф. — канд. геол.-мин. наук. — Ленинградский государственный университет, Ленинград.

ГУСЕВА Т. В. — научн. сотр. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ДЖИКИЯ В. М. — канд. физ.-мат. наук — Грузинский институт субтропического хозяйства, Сухуми.

ДЬЯКОВ Г. С. — инж. — Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, Территориальное управление, Ленинград.

ЖЕЛНИН Г. А. — канд. физ-мат. наук — Институт физики и астрономии АН Эст. ССР, Тарту.

ЗОТИН М. И. — канд. геогр. наук — Государственный океанографический институт гидрометслужбы СССР, Москва.

ИЗОТОВ А. А. — доктор техн. наук, проф. — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии, ГУГК, Москва.

КАЗАНЧЯН П. П. — канд. техн. наук — Армянский сельскохозяйственный институт, Ереван.

КАРАТАЕВ Г. И. — доктор физ.-мат. наук — Институт геологии и геофизики Сибир. отд АН СССР, Новосибирск.

КОВАЛЕВСКИЙ М. И. — научн. сотр. — Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии, Рига.

КОРЕШКОВ Н. А. — инженер — Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, Территориальное управление. Ташкент.

КУРБАНОВ М. К. — канд. техн. наук. — Институт физики Земли и атмосферы АН Туркм. ССР, Ашхабад.

ЛЕБЕДЕВ Т. С. — канд. геол.-мин. наук — Институт геофизики АН Укр.ССР, Киев.

ЛЕОНТЬЕВ Н. Ф. — канд. техн. наук — Институт географии АН СССР, Москва.

ЛЕСИС И. П. — канд. геогр. наук — Каунасский политехнический институт, Каунас.

ЛИЛИЕНБЕРГ Д. А. — канд. геогр. наук — Институт географии АН СССР, Москва.

МАВЛЯНОВ Г. А. — академик АН Узб. ССР, — Институт сейсмологии АН Узб. ССР, Ташкент.

МАГНИЦКАЯ Е. И. — научн. сотр. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

МАГНИЦКИЙ В. А. — член-корр. АН СССР, профессор — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

МАСЛИЧ Д. И. — канд. техн. наук — Львовский политехнический институт, Львов.

МАТЦКОВА В. А. — научн. сотр. — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии ГУГК, Москва.

МЕЩЕРСКИЙ И. Н. — канд. техн. наук — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии ГУГК, Москва.

МЕЩЕРЯКОВ Ю. А. — докт. геогр. наук, проф. — Институт географии АН СССР, Москва.

МОЖАЕВ Б. Н. — канд. геогр. наук — Лаборатория аэрометодов Мин-ва Геологии СССР, Ленинград.

МУРАТОВ В. М. — канд. геогр. наук — Институт географии АН СССР, Москва.

НАУМОВ Я. В. — канд. техн. наук — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии ГУГК, Москва.

НИКОЛАЕВ Н. И. — докт. геол.-мин. наук проф. — Московский государственный университет, Москва.

НИКОНОВ А. А. — канд. геогр. наук — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ОЗОЛ Л. П. — доцент — Латвийская сельскохозяйственная академия, Елгава.

ОРВИКУ К. К. — акад. АН Эст. ССР, профессор. — Институт геологии АН Эст. ССР, Таллин.

ПАНАСЕНКО Г. Д. — канд. физ. мат. наук. — Полярный геофизический институт Кольского филиала АН СССР, Апатиты.

ПЕВНЕВ А. К. — канд. техн. наук — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ПОБЕДОНОСЦЕВ С. В. — научн. сотр. — Государственный океанографический институт Гидрометслужбы СССР, Москва.

ПОВЗНЕР А. Д. — канд. геогр. наук — Междуведовственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, Москва.

РАЖИНСКАС А. К. — канд. физ.-мат. наук — Институт геологии Министерства Геологии СССР, Вильнюс.

РАЙЗМАН А. П. — инж. — Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, Территориальное управление, Ташкент.

РИЗНИЧЕНКО Ю. В. — чл-корр. АН СССР, проф. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

РОЖДЕСТВЕНСКИЙ А. П. — доктор геол.-мин. наук. — Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР, Уфа.

САВАРЕНСКИЙ Е. Ф. — член-корр. АН СССР, проф. — Совет по сейсмологии АН СССР, Москва.

СЕТУНСКАЯ Л. Е. — канд. географ. наук. — Институт географии АН СССР, Москва.

СОБАКАРЬ Г. Т. — канд. геол.-мин. наук — Институт геофизики АН Укр. ССР, Киев.

СОКОЛОВСКИЙ И. Л. — доктор геол.-мин. наук, проф. — Институт геологических наук АН Укр. ССР, Киев.

СОЛОНЕНКО В. П. — член-корр. АН СССР, проф. — Институт земной коры Сиб. отд. АН СССР, Иркутск.

ТЕТЮХИН Г. Ф. — канд. геол-мин. — наук — Институт гидрогеологии и инженерной геологии, Министерства геологии СССР, Ташкент.

ТЯПКИН К. Ф. — докт. геол.-мин. наук, профессор — Днепропетровский горный институт, Укр. ССР, Днепропетровск.

УЛОМОВ В. И. — канд. физ-мат. наук — Институт сейсмологии АН Узб. ССР, Ташкент.

ФИАЛКОВ Д. Н. — докт. геол.-мин. наук, проф. — Омский отдел Всесоюзного Географического общества, Омск.

ФИНЬКО Е. А. — канд. геогр. наук — Институт географии АН СССР, Москва.

ФЛОРЕНСОВ Н. А. — чл.-корр. АН СССР, проф — Институт земной коры Сиб. отд. АН СССР, Иркутск.

ШУЛЬЦ С. С. — докт. геол.-мин. наук, проф. — Ленинградский государственный университет, Ленинград.

ЭНМАН В. Б. — научн. сотр. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ЭНМАН С. В. — научн. сотр. — Институт физики Земли АН СССР, Москва.

ЭНТИН И. И. — канд. техн. наук — Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии ГУГК, Москва.

ЮРКЕВИЧ О. И. — канд. физ.-мат. наук — Львовский филиал Института геофизики АН УССР, Львов.

ЯКУБОВ Д. Х. — канд. геол-мин. наук — Институт сейсмологии АН Узб. ССР, Ташкент.

SWEDEN

ASPLUND L., Prof. — Rickets Allm, Kartverk, Vällingby.

ASE L., Fil. Lic. — Geographical Institute, University of Stockholm.

SWITZERLAND

FISCHER W. M., Eng. — Geodetic Commission of Schwitzerland, Zürich.

UNITED KINGDOM

LENNON G., Senior Lecturer — University of Liverpool, Tidal Institute and Observatory, Birkenhead.

USA

BRAATEN N., Dr., geodesist — U.S. Coast and Geodetic Survey, Arlington.
BURFORD R., Prof. — Center for Earthquake Research, U.S. Geological Survey, Menlo Park.
CABANISS G. H., Dr., geophis. — Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford.
MARKOWITZ W., Prof. — Marquette University, Milwaukee.
MEAD B. K., Chief, Triangulation Branch — U.S. Coast and Geodetic Survey, Rockville.
WHITTEN Ch., Chief Research Group — U.S. Coast and Geodetic Survey, Rockville.

WEST BERLIN

HOFFERT K., Dipl. Geologe — Askania-Werke, West Berlin.
JACOBY H., Dipl. Ing. — Askania-Werke, West Berlin

ПРОГРАММА СИМПОЗИУМА

ОТКРЫТИЕ

23 мая 1968 года 11.00—12.30

Музыкальное вступление

(засл. артист РСФСР ВАЛЕРИЙ ВАСИЛЬЕВ, фортепиано)

Р. ШУМАН — «Порыв»

Я. СИБЕЛИУС — Вальс

П. И. ЧАЙКОВСКИЙ — «Май. Белые ночи»

А. Н. СКРЯБИН — Этюд № 12

ПРИВЕТСТВИЯ

Проф. Ю. Д. БУЛАНЖЕ — Председатель Оргкомитета Симпозиума, Вице-Президент Советского геофизического комитета, Вице-Президент Международной ассоциации геодезии (Международный союз геодезии и геофизики)

Проф. В. В. БЕЛОУСОВ — Президент Советского геофизического комитета.

Е. А. ГЛАГОЛЕВ — Заместитель председателя Исполнительного комитета Ленинградского городского совета депутатов трудящихся.

Проф. А. МАРУССИ — Президент Международной ассоциации геодезии (Международный союз геодезии и геофизики)

Проф. Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ — Президент Международной комиссии по современным движениям земной коры при Международной ассоциации геодезии (Международный союз геодезии и геофизики)

На Симпозиум было представлено 70 докладов, которые были заслушаны на 8 научных заседаниях.

22 мая, среда — Заседание Специальной исследовательской группы № 22 МАГ «Средний уровень моря» (Председатель — Р. Зигль, ФРГ).

23 мая, четверг 14.30—17.00 — I-ое научное заседание

Карты движений земной коры.

1. Т. КУККАМЯКИ (Финляндия) — Об изучении современных движений в Фенноскандии (отчет председателя подкомиссии).
2. Л. ДЖОНС (Бельгия) — Об изучении современных движений Западной Европы (отчет председателя подкомиссии).
3. Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ (СССР) — О карте современных движений земной коры Восточной Европы.
4. Б. К. МИД (США) — Об изучении современных движений земной коры в Северной Америке (отчет председателя подкомиссии).

5. С. МИЯМУРА (Япония) (зачитан М. Мицуэ) — Сводные карты современных движений земной коры Японии.
6. П. ВИСКОЧИЛ (ЧССР) — Сравнение предварительных карт годовых скоростей вертикальных движений земной коры на территории Германской Демократической Республики, Польской Народной Республики и Чехословацкой Социалистической Республики.

Перерыв.

7. Н. И. НИКОЛАЕВ (СССР) — О составлении карт неотектоники Мира и Европы (информация председателя Комиссии по неотектонике ИНКВА).
8. Г. В. ВЕЛЛМАН (Новая Зеландия) — О составлении каталога сбросов, активных в историческое время (проект МСГН).

24 мая, пятница 10.00—13.00 — 2-ое научное заседание

Карты движений земной коры

1. П. ИОВАНОВИЧ (Югославия) — Карта современных вертикальных движений Югославии
2. О. СИМОНСЕН (Дания) — Некоторые замечания о вековых движениях в Дании.
3. Л. АСПЛУНД (Швеция) — Поднятие земной коры в Швеции.
4. Н. БРААТЕН (США) — Программа определений вертикальных движений земной коры в США.
5. А. С. ГАМИЛЬТОН (Канада) — Сводный доклад о работах по изучению современных движений в Канаде.
6. Г. В. ВЕЛЛМАН (Новая Зеландия) — Деформированные речные террасы в Новой Зеландии.

Перерыв.

7. Л. А. КАШИН (СССР) (зачитан Г. С. Дьяковым) — О программе высокоточного нивелирования в СССР.
8. И. И. ЭНТИН (СССР) — О составлении сводной карты скоростей движений земной поверхности Европейской части СССР и Кавказа.
9. Г. А. ЖЕЛНИН, М. И. КОВАЛЕВСКИЙ, И. П. ЛЕСИС (СССР) — Развитие работ по изучению современных движений Прибалтики.

24 мая, пятница 15.00—18.00 — 3-е научное заседание

Карты движений земной коры.

1. Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Л. Е. СЕТУНСКАЯ (СССР) — Вопросы геолого-геоморфологического обследования знаков повторного нивелирования.
2. А. П. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ, Ю. Е. ЖУРЕНКО (СССР). — Современные тектонические движения восточной части Русской платформы и Урала и связь их со строением земной коры.
3. А. Ф. ГРАЧЕВ, П. М. ДОЛУХАНОВ (СССР) — Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии.
4. Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, В. А. МАТЦКОВА, С. К. ГОРЕЛОВ, Н. В. ДУМИТРАШКО, В. М. МУРАТОВ (СССР) — Карта современных вертикальных движений и морфоструктурные закономерности Кавказа.

Океанография.

5. Р. ЗИГЛЬ (ФРГ) — О деятельности специальной исследовательской группы № 22 МАГ («Средний уровень моря»).
6. С. В. ПОБЕДОНОСЦЕВ (СССР) — Определение необходимой длины ряда среднегодовых значений уровня для вычисления современных вертикальных движений земной коры с заданной точностью.
7. Т. ВЫРЖИКОВСКИЙ (Польша) — Геодезические работы в Польше, связанные с изучением среднего уровня моря и современных вертикальных движений земной коры вдоль южного побережья Балтийского моря.

Перерыв.

Наблюдения на полигонах

8. Ю. Д. БУЛАНЖЕ (СССР) (зачитан И. Е. Губиным) — Об изучении движений земной коры на геофизических полигонах (обзорное сообщение генерального докладчика).
9. Г. ТУРМ (ГДР) — Полигон в зоне долины Эльбы (к Ю—В от Дрездена) для комплексного изучения современных движений земной коры.
10. А. ЛАНГ (ГДР) — Предварительные результаты геодезических исследований горизонтальных движений земной коры в районе полигона в долине Эльбы.
11. П. БАНКВИЦ (ГДР) — Геологическая интерпретация современных горизонтальных движений, выявленных геодезическим методом в области линеамента Эльбы.
12. Е. Г. МЕЛЬЦЕР (ФРГ) — Относительные вертикальные движения в Рейнском грабене.

19.00 — Заседание членов Подкомиссии по составлению карты движений земной коры Восточной Европы.

25 мая, суббота 10.00—12.00 — 4-ое научное заседание.

Наблюдения на полигонах

1. Б. К. МИД (США) — Годовая скорость смещения по разлому Сан-Андреас.
2. Л. БЕНДЕФИ (Венгрия) — Природа и интенсивность вращательного движения земной коры в районе Будапешта.
3. К. ГЕРКЕ (ФРГ) — Геодезические определения современных движений земной коры в Исландии.

Перерыв

4. И. Д. ГОФШТЕЙН, В. И. СОМОВ (СССР) — Результаты повторного нивелирования в Советских Карпатах и их интерпретация.
5. А. Г. БОНДАРУК, П. Е. КУРОЧКИН, А. И. ОССЕТСКИЙ, Р. Я. САМАРСКИЙ, К. Ф. ТЯПКИН (СССР) — Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими.
6. В. С. ВЕРЕДА, В. А. СИДОРОВ, Б. К. ЮРЧЕНКО, В. Г. СУРОВЦЕВ (СССР) — Изучение современных тектонических движений на Донбасском полигоне.
7. П. П. КАЗАНЧЯН (СССР) — Из опыта исследования современных локальных движений земной коры в Армении.

26 мая, воскресенье. 10.00—18.00 — Научная экскурсия

53/06

Институт Геофизических Наук АН Армянской ССР

27 мая, понедельник. 10.00—13.00 — 5-ое научное заседание

Наблюдения на полигонах

1. Г. А. МАВЛЯНОВ, Г. Ф. ТЕТЮХИН, Ш. У. АРСЛАНБЕКОВ, А. П. РАЙЗМАН, Р. Н. ИБРАГИМОВ, Д. Х. ЯКУБОВ (СССР) — Современные тектонические движения платформенных областей на примере Центральных Кызылкумов.
2. М. К. КУРБАНОВ, С. К. ГОРЕЛОВ, С. С. ЧЕЛПАНОВ (СССР) — Изучение деформаций земной коры на Ашхабадском геофизическом полигоне.
3. Ю. Д. БУЛАНЖЕ, А. К. ПЕВНЕВ, Е. А. ФИНЬКО, В. Н. ШАТСКИЙ, В. Б. ЭНМАН (СССР) — Современные вертикальные движения земной коры в зоне активного Сурхобского разлома в Средней Азии.
4. Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, И. Н. МЕЩЕРСКИЙ (СССР) — Особенности деформаций земной поверхности в нефтегазоносных районах (на примере Апшеронского полуострова).

Перерыв

Движения земной коры и сейсмичность

5. М. МИЦУЭ (Япония) — Типы движений земной коры, связанные с землетрясениями.
6. А. МАРИЧ, М. ДЖОРДЖЕВИЧ (Югославия) — Организация стационарного полигона для комплексного изучения современных движений земной коры в районе Скопье.
7. Р. О. БУРФОРД, Д. П. ИТОН, Л. С. ПАКИЗЕР (США) — Изучение напряжений земной коры и сейсмичности в Национальном научно-исследовательском центре землетрясений геологической службы США.
8. М. ШТЕЙНВАКС (ФРГ) — Микроземлетрясения как индикатор современных движений земной коры.

27 мая, понедельник. 15.00—18.00 — 6-ое научное заседание

Движения земной коры и сейсмичность

1. В. П. СОЛОНЕНКО, Р. А. КУРУШИН, О. В. ПАВЛОВ, В. С. ХРОМОВСКИХ, С. Д. ХИЛКО, А. П. ШМОТОВ (СССР) — Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области.
2. Г. А. МАВЛЯНОВ, Н. А. КОРЕШКОВ, В. Н. УЛОМОВ, Р. Н. ИБРАГИМОВ, К. О. ЛАНГЕ, А. П. РАЙЗМАН, Д. Х. ЯКУБОВ (СССР) — Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения.
3. О. И. ЮРКЕВИЧ (СССР) — О возможности оценки времени подготовки землетрясений по медленным движениям поверхности Земли.
4. М. В. ГЗОВСКИЙ, А. А. НИКОНОВ (СССР) — Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с различным тектоническим режимом и сейсмичностью.

Перерыв

Дрейф континентов

5. А. А. МИХАЙЛОВ, В. П. ЩЕГЛОВ (СССР) — Итоги и перспективы изучения дрейфа континентов астрономическими методами.
6. В. МАРКОВИЦ (США) — Определение континентального дрейфа.
7. А. М. СТОЙКО, Н. М. СТОЙКО (Франция) — Вариации широты и долготы и движения земной коры.
8. Е. ХЁПФНЕР (ГДР) — О точности классического метода определения долгот для изучения горизонтальных движений земной коры.

18.30 — Заседание членов CRCM и главных делегатов.

1. Сообщение Мирового центра данных (МЦД—Б) о состоянии и возможностях обмена результатами исследований по современным движениям земной коры (А. Д. Повзнер, Л. Г. Февралева).
2. Вопрос о Подкомиссии по составлению карты современных движений Восточной Европы.

28 мая, вторник. 10.00—13.00 — 7-ое научное заседание

Методы и инструменты

1. Л. ДЖОНС (Бельгия) — Измерение вертикальных движений с помощью гидростатических и оптических уровней.
2. Г. МАНТЕЙ (ГДР) — Прибор для гидростатического нивелирования с автоматической регистрацией — методический вклад в наблюдения современных движений.
3. Д. И. МАСЛИЧ (СССР) — Возможности использования одновременного геодезического нивелирования для изучения современных вертикальных движений земной коры в горных условиях.
4. В. К. ХРИСТОВ (Болгария) — Уравнение скоростей точек нивелирования.
5. В. ВИСКОЧИЛ (ЧССР) — Карты современных движений земной коры и их точность.
6. В. Ф. ЕРЕМЕЕВ, М. И. ЮРКИНА (СССР) — Об определении движений земной коры (краткое сообщение).
7. Г. ПЕЛЬЦЕР (ФРГ) — Проверка наблюдений по выявлению современных движений земной коры.
8. А. А. ИЗОТОВ (СССР) — Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры.
9. У. РОЗЕНБАХ, Х. ЯКОБИ (Западный Берлин) — О результатах первых исследований наклономером типа «Аскания».
10. Л. ОЗЕ (Швеция) — Изменение береговой линии в районе Стокгольма за последние 4 тыс. лет.
11. Н. С. БЛАГОВОЛИН, А. Н. ЩЕГЛОВ (СССР) — Применение археолого-геоморфологического метода для анализа современных деформаций земной поверхности и колебаний уровня моря.

28 мая, вторник. 15.00—18.00 — 8-ое научное заседание

Общие вопросы

1. Е. В. АРТЮШКОВ (СССР) — О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях.
2. Л. МИШКОЛЬЦИ (Венгрия) — Замечания о некоторых сторонах современных вертикальных движений земной коры.
3. Л. КОНСТАНТИНЕСКУ (Румыния) — Движения земной коры и природа поверхности Мохо.
4. Г. Х. КАБАНИС, Р. Ф. МАККОНЕЛ (США) — Земные наклоны.

5. Э. Э. ФОТИАДИ, Г. И. КАРАТАЕВ, В. Г. КОЛМОГОРОВ, В. Т. ЧЕРЕМИСИН, В. И. ЩЕГЛОВ (СССР) — Вопросы теории и постановка наблюдений временных возмущений гравитационного и магнитного полей и движений земной поверхности в аспекте современных глубинных тектонических процессов.

6. П. В. КАЙТЕРА (Финляндия) — О причинах долгопериодических колебаний уровня моря.

29 мая, среда. 10.00—12.30 Закрытие Симпозиума

Принятие резолюции.

PROGRAMME OF THE SYMPOSIUM

OPENING SESSION

May 23, 1968. 11.00—12.30

Musical introduction

(Honoured artist of the RSFSR VALERY VASILIEV, piano)
SCHUMAN — „Der Aufschwung"
SYBELIUS — „Waltz"
CHAIKOVSKY — „May. White Nights".
SKRYABIN — Etude N 12

ADDRESSES

Prof. J. D. BOULANGER — Chairman, Organizing Committee of the Symposium, Vice-President, Soviet Geophysical Committee, Vice-President, International Association of Geodesy (International Union of Geodesy and Geophysics).

Prof. V. V. BELOUSSOV — President, Soviet Geophysical Committee.

E. A. GLAGOLEV — Vice-Chairman, Executive Committee of the Leningrad Town Council.

Prof. A. MARUSSI — President, International Association of Geodesy (International Union of Geodesy and Geophysics).

Prof. J. A. MESCHERIKOV — President, International Commission on Recent Crustal Movements, International Association of Geodesy (International Union of Geodesy and Geophysics).

In the symposium 70 papers were presented in 8 sessions

May 22—29

May 22, Wednesday — IAG Special Study Group N 22 „Mean sea level". Chairman — R. Sigl, (FRG).

May 23, Thursday. 11.00—12.30 — opening session.

May 23, Thursday. 14.30—17.00 — I session.

Maps of recent crustal movements

1. T. KUKKAMÄKI (Finland) — On studies of recent crustal movements in Fennoscandia (report of the Chairman of subcommision).
2. L. JONES (Belgium) — On studies of recent crustal movements in the Western Europe (report of the Chairman of subcommission).
3. J. A. MESCHERIKOV (USSR) — The map of recent crustal movements of Eastern Europe.
4. B. K. MEADE (USA) — On studies of recent crustal movements in the North America (report of the Chairman of subcommission).
5. S. MIYAMURA (Japan) (presented by M. Mizoue) — Report on summary maps of recent crustal movements in Japan.

6. VYSKOCHIL (CSSR) — A comparison of preliminary maps of annual velocities of vertical crustal movements on the territory of German Democratic Republic, of the Polish People's Republic and of the Czechoslovak Socialist Republic.

Break

7. N. I. NIKOLAEV (USSR) — On compilation of maps of neotectonics of the world and Europe (information of the Chairman of the Commission on neotectonics, INQUA).
8. G. W. WELLMAN (New Zealand) — Report on the catalogue of historical faulting (on behalf of the IUGS).

May 24, Friday. 10.00—13.00 — II session.

Maps of crustal movements

1. P. JOVANOVICX (Yugoslavia) — Map of recent vertical movements of Yugoslavia.
2. O. SIMONSEN (Denmark) — Some remarks on secular movements within Denmark.
3. L. ASPLUND (Sweden) — Land uplift in Sweden.
4. N. BRAATEN (USA) — Program for determing vertical crustal movements in the United States.
5. A. S. HAMILTON (Canada) — Summary report on studies of recent crustal movements in Canada.
6. G. W. WELLMAN (New Zealand) — Faulted river terraces in New Zealand.

Break

7. L. A. KASHIN (USSR) (presented by G. S. Dyakov) — On the program for a high precision levelling in the USSR.
8. I. I. ENTIN (USSR) — About compilation of a summary map of velocities of movements of the Eearth's surface in the European part of the USSR and in the Caucasus.
9. G. A. ZHELNIN, M. I. KOVALEVSKY, I. P. LIESIS (USSR) — Development of investigations into recent crustal movements in the Baltic region.

May 24, Friday. 15.00—18.00 — III session.

Maps of crustal movements.

1. D. A. LILIENBERG, L. E. SETUNSKAYA (USSR) — Questions of geological-geomorphological surveys of bench-marks of repeated levelling.
2. A. P. ROZHDESTVENSKY, J. E. ZHURENKO (USSR) — Recent tectonic movements of the eastern part of the Russian platform and the Urals and their connection with the structure of the Earth's crust.
3. A. F. GRACHEV, P. M. DOLUKHANOV (USSR) — Comparative analysis of the postglacial crustal movements of Canada and Fennoscandia based on radiocarbon date.
4. D. A. LILIENBERG, V. A. MATZKOVA, S. K. GORELOV, N. V. DOUMITRASHKO, V. M. MOURATOV (USSR) — A map of recent vertical crustal movements and morphosructural regularities in Caucasus.

Oceanography

5. R. SIGL (FRG) — On the activity of IAG special Study Group N 22 („Mean Sea Level").
6. S. V. POBEDONOSTSEV (USSR) — Determination of required term length of mean annual level values for computation of recent vertical crust movements with prescribed precision.

7. T. WYRZYKOWSKI (Poland) — Polish geodetic works connected with research about mean sea level and recent vertical movements of the Eearth's crust along the sou thern coast of the Baltic sea.

Break

Observations on polygons

8. J. D. BOULANGER (USSR) (presented by I. E. Gubin) — On studies of crustal movements on geophysical polygons (summary report of the General Reporter).
9. H. THURM (GDR) — The test area of the Elbe valley zone SE Dresden for the complex study of recent crustal movements.
10. A. LANG (GDR) — Preliminary results of some geodetic researches on horizontal crust movements in the test area of the Elbe valley zone.
11. P. BANKWITZ (GDR) — Geological interpretation of recent horizontal movements demonstrated geodetically in an area of the Elbe lineament.
12. E. G. MÄLZER (FRG) — Relative vertical movements in Rein graben.

19.00 — Meeting of members of Sub-Comission on compilation of recent crustal movements maps of Eastern Europe.

May 25, Saturday. 10.00—12.00 — IV session.

Observations on polygons.

1. B. K. MEADE (USA) — Annual rate of slippage along the San Andreas fault.
2. L. BENDEFY (HUNGARY) — Nature and intensity of rotational crustal movements in the Budapest area.
3. K. GERKE (FRG) — Measurement of recent crustal movements in Iceland.

Break

4. I. D. HOFSTEIN, V. I. SOMOV (USSR) — The results on the repeated levelling in the Soviet Carpathians and their interpretation.
5. A. G. BONDARUK, P. E. KUROCHKIN, A. J. OSSETSKY, R. Y. SAMARSKY, K. F. TYAPKIN (USSR) — Contemporary movements inside the Ukrainian shield and their connection with Pre-Cambrian.
6. V. S. VEREDA, V. A. SIDOROV, B. K. URCHENKO, V. G. SUROVTSEV (USSR) — Study of the recent crustal movements in the polygon „Donbass".
7. P. P. KAZANCHYAN (USSR) — On the experience of studying recent local crustal movements in Armenia.

May 26, Sunday. 10.00—18.00 — Scientific excursion.

May 27, Monday. 10.00—13.00 V session.

Observations on polygons.

1. G. A. MAVLYANOV, G. F. TETYUKHIN, SH. U. ARSLANBEKOV, A. P. RAYZMAN, R. N. IBRAGIMOV, D. Kh. YAKUBOV (USSR) — Present tectonic movements of platform regions observed in Central Kzylkum.
2. M. KURBANOV, S. GORELOV, S. CHELPANOV (USSR) — Study of Earth-crust's deformation on the Ashkhabad geophysical polygon.
3. J. D. BOULANGER, A. K. PEVNEV, E. A. FINKO, V. B. ENMAN, W. N. SHATSKY (USSR) — Recent vertical crustal movements in the region of active Surkhob fault in Middle Asia.
4. D. A. LILIENBERG, I. N. MESCHERSKY (USSR) — Peculiarities of deformations of the Eearth's surface in oil- (and gas) bearing areas.

Break

Crustal movements and seismicity

5. M. MIZOUE (Japan) — Types of crustal movements accompanied with earthquakes.
6. A. MARICH, M. DZIORDZEVICH (Yugoslavia) — Organization of stationary polygon for complex study of recent crustal movements in the region of Skopje.
7. R. O. BURFORD, J. P. EATON, L. C. PAKISER (USA) — Crustal strain and microseismicity investigations at the National Center for Earthquake Research, United States Geological Survey.
8. M. STEINWACHS (FRG) — Microearthquakes as indicators of recent crustal movements.

May 27, Monday. 15.00—18.00 — VI session.

Crustal movements and seismicity.

1. V. P. SOLONENKO, S. D. HILKO, V. S. KHROMOVSKIH, R. A. KURUSHIN, O. V. PAVLOV, A. P. SHMOTOV (USSR) — Recent catastrophic earth-crust movements in the Mongolia-Baikal seismic region.
2. G. A. MAVLYANOV, N. A. KORESHKOV, V. I. ULOMOV, R. N. IBRAGIMOV, K. O. LANGE, A. P. RAYZMAN, D. K. YAKUBOV (USSR) — Recent movements of the Earth crust in the area of Tashkent earthquake.
3. O. I. YURKEVICH (USSR) — On the possibility of evaluation of the preparation time of earthquakes according to the slow movements of the Eearth's surface.
4. M. V. GZOVSKY, A. A. NIKONOV (USSR) — Comparison of quantitative characteristics of recent and young crustal movements in different tectonic and seismic areas.

Break

Continental drift.

5. A. A. MIKHAILOV, V. P. SHCHEGLOV (USSR) — On the investigation of continental drifts by astronomical observations.
6. Wm. MARKOWITZ (USA) — The detection of continental drift.
7. A. M. STOYKO, N. M. STOYKO (France) — On study of continental drift.
8. E. HÖPFNER (GDR) — On the accuracy of the classic method of determination of longitudes for studying horizontal crustal movements.

18.30 — Meeting of the CRCM members and chief delegates.

Agenda

1. Report of the WDC-B on the state and possibilities of exchange of the results of studies of recent crustal movements (A. D. Povzner, L. G. Fevraleva).
2. Discussion of a candidature for the chairman of the Subcomission on compilation of a map of recent crustal movements in Eastern Europe.

May 28, Tuesday. 10.00—13.00 — VII session.

Methods and instruments

1. L. JONES (Belgium) — Measurements of vertical movements by means of hydrostatic and optical levels.
2. W. MANTHEY (GDR) — A self-registering hydrostatic levelling device — a methodical contribution for observation of recent crustal movements.
3. D. I. MASLICH (USSR) — Possibility of application of simultaneous geodetic levelling for investigation of current vertical movements of Earth crust in mountain regions.

4. V. K. KHRISTOV (Bulgaria) — Equalization of velocities of levelling points.
5. V. VYSKOČIL (ČSSR) — Maps of recent vertical crustal movements and their accuracy.
6. V. F. JEREMEYEV, M. I. YURKINA (USSR) — On the effect of variations of astronomical coordinates on vertical crustal movements (short communication).
7. H. PELZER (FRG) — Checking of the observation at determination of crustal movements.
8. A. A. IZOTOV (USSR) — Methods of modelling of horizontal movements of the Eearth's crust.
9. U. ROSENBACH, H. JAKOBY (West Berlin) — First experiences with Askania borehole tiltmeter.
10. L. ÅSE (Sweden) — Variation of the shore line in the region of Stockholm during the last 4.000 years.
11. N. S. BLAGOVOLIN, A. N. SHCHEGLOV (USSR) — The application of archaeologic-geomorphological method to the analysis of recent deformations of the Earth's crust and sea level changes.

May 28, Tuesday. 15.00—18.00 — VIII session.

General questions

1. E. V. ARTYUSHKOV (USSR) — On the origin of recent crustal movements in platform regions.
2. L. MISHKOLCI (Hungary) — Remarks on some problems of the vertical Earth's crust movements.
3. L. CONSTANTINESCU (Rumania) Crustal movements and the nature of the Mohorovichich discontinuity.
4. G. H. CABANISS, R. F. McCONNELL, (USA) — Crustal tilt.

Break

5. E. E. FOTIADY, G. J. KARATAYEV, V. G. KOLMOGOROW, V. I. SHCHEGLOV, V. G. CHEREMISIN (USSR) — Theory questions and organization of observations of temporal gravity and magnetic fields disturbances and Earth surface movements in the aspect of recent deep tectonic processes.
6. P. V. KAITERA (Finland) — On reasons of long-period variations of sea level.

May 29, Wednesday. 10.00—12.30 — Closing session.

Adoption of recommendations.

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО ПРЕДСЕДАТЕЛЯ ОРГКОМИТЕТА СИМПОЗИУМА, ЧЛЕНА-КОРР. АН СССР Ю. Д. БУЛАНЖЕ

Дамы и господа, уважаемые коллеги.

Давно известно, что в определенных районах нашей планеты наблюдаются поднятие и опускание суши. Это тем очевиднее, когда исследуются геологические структуры земной коры и когда наблюдается отступления или наступления моря на сушу. Однако лишь в последнее время стало возможным изучать деформации земной коры инструментальными методами и получать количественные данные, характеризующие эти явления.

В настоящее время бслее надежную информацию можно получить геодезическими методами измерений. Именно это объясняет тот факт, что проблема изучения современных движений земной коры вверена Международной ассоциации геодезии. Этот симпозиум созван согласно резолюции МАГ.

Едва ли нужно доказывать столь почтенному собранию тот факт, что ни одна точка земной поверхности не находится в состоянии покоя. В настоящем это непрелсжная истина. Земная поверхность находится в состоянии постоянного движения. Наша задача научиться предсказывать эти движения. Нам необходимо собрать достаточное число фактов, чтобы установить законы, по которым эти движения происходят в любой точке планеты, и которые представляют для нас некоторый интерес. Практическая деятельность человека настоятельно требует такого прогноза. Необхсдим прогноз движений земной коры, вызванных землетрясениями, нужен и прогноз движений, вызванных тектоническими причинами. Такой прогноз особенно необходим для строительства таких инженерных сооружений, как высокие дамбы, гидроэлектростанции, водохранилища, ускорители элементарных частиц и т. д.

В настоящее время наши возможности в инструментальных исследованиях современных движений земной коры весьма ограничены. Если сейчас мы можем говорить о надежных данных вертикальных движений земной коры, то наша концепция о горизонтальных движениях в глобальном масштабе, в сновном, базируется на гипотезах. А о причинах, вызывающих движения земной коры, мы знаем еще меньше.

Проблема, которой мы занимаемся, является одной из самых трудных проблем естественных наук. Эта проблема в своей основе носит глобальный характер, и ученые одной страны, какие бы усилия они не

прилагали, не могут ее решить. Усилия ученых всех стран и континентов следует объединить для решения этой проблемы.

Все сказанное выше составляло основу для созыва симпозиума. Мы, как организаторы, будем рады, если здесь, на симпозиуме, в результате обмена информацией и идеями, как видно из программы, будет достигнут некоторый прогресс в изучении этой проблемы, взаимопонимание между специалистами различных школ и будут предприняты те или иные шаги для объединения международного сотрудничества ученых. Особенно приятно отметить, что участники симпозиума прибыли в нашу страну из всех частей нашей планеты и, таким образом, симпозиум является действительно международным.

От имени Академии наук разрешите мне приветствовать здесь всех участников симпозиума и пожелать успехов в работе. Добро пожаловать в нашу страну, в нашу северную столицу — город Ленинград.

Я объявляю III Международный симпозиум по изучению современных движений земной коры открытым.

INTRODUCTORY WORD OF PROF. I. D. BOULANGER, CORRESPONDING-MEMBER OF THE USSR ACAD. OF SCIENCES, CHAIRMAN OF THE ARRANGEMENTS COMMITTEE OF THE SYMPOSIUM

Ladies and gentlemen!

Dear Colleagues!

It has been known for a long time that uplifts and subsidences are observed in certain regions of our planets. It can be easily seen while studying the geological structure of the Earth's crust and observing retreat or approach of the sea on to the land. Only for the last time however it became possible to study deformations of the Earth's crust by instrumental methods and to obtain the quantitative data characterizing these phenomena.

More reliable information can be obtained at present by means of geodetic methods of measurements. It is namely this that explains the fact that the problem of studying recent crustal movements is supervised by the International Association of Geodesy. This Symposium is convened in accordance with IAG recommendations.

It is hardly necessary to prove before such a highly qualified audience the thesis that not a single point of the Earth's surface is in a state of rest. At present this is an undoubtful fact. The Earth's surface is in a state of continuous movement. Our task is to learn how to forecast these movements. We must accumulate a sufficient number of facts to establish the laws according to which these movements are to take place in any point of the globe which presents some interest for us.

The practical activity of the man urgently requires such a forecast. The forecast of the Earth's crust movements caused by earthquakes is necessary, the forecast of movements caused by tectonic reasons is needed. Such a forecast is especially necessary for the construction regions of such engineer buildings as tall dams, hydroelectric power stations, reservoirs, accelerators of elementary particles etc.

At present our possibilities of instrumental studies of recent crustal movements are extremely limited. If we may speak now on some reliable data on vertical movements of the Earth's crust, then our conception on horizontal movements, namely of global character, is rather vague based mainly on hypotheses. As for the reasons causing crustal movements, we know even less.

The problem being elaborated by us is one of the most difficult problems of natural sciences. By its nature this problem is of global character and the scientists of one country whatever great or powerful it was are unable to solve it. The efforts of scientists of all the countries and all continents are to be joined for its solution.

All the above-said has formed the basis for convening this Symposium. We, its organizers, shall be happy if as a result of the exchange of information and ideas which will take place here, as we see it by the program, some progress will be reached in the study of this problem, the mutual understanding of specialists of different schools will be improved and by all this another step to the consolidation of international cooperation of scientists will be made. It is especially pleasant to see that the participants of the Symposium have come to our country from all continents of our planet and so the Symposium seems to be very promising and international indeed.

On behalf of the USSR Academy of Sciences allow me to greet here all the participants of the Symposium and to wish you successful work. Welcome to our country, welcome to our northern capital — the city of Leningrad!

I declare the III International Symposium on studies of recent crustal movements open.

ПРИВЕТСТВИЕ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ СОВЕТСКОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМИТЕТА, ЧЛЕНА-КОРР. АН СССР В. В. БЕЛОУСОВА

На мою долю выпала большая честь приветствовать Симпозиум от имени Комитета по верхней мантии.

Проект верхней мантии направлен на раскрытие причин и механизма глубинных геологических процессов — тектонических, магматических, метаморфических. Современные движения земной коры представляют собой проявление тектонической жизни, которое мы можем наблюдать сейчас и которое мы можем измерять. Это проявление, особенно если его изучать в совокупности с геофизическими полями, может многое нам рассказать о механизме и развитии глубинных процессов. Вот почему мы считаем, что наши два Комитета занимаются родственными проблемами и их программы хорошо дополняют друг друга.

Желаю успеха Вашему собранию.

SPEECH OF WELCOME BY PROF. V. V. BELOUSSOV CORRESPONDING MEMBER OF THE USSR ACAD. OF SCIENCES CHAIRMAN, SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE

It is a great honour to me to extend the greetings of the Upper Mantle Committee to the Symposium.

The Upper Mantle Project is aimed at the understanding of causes and the mechanism of deep geological processes: tectonic, magmatic, metamorphic. Recent crustal movements are a manifestation of tectonic life, which we can observe now and which we can measure. This manifestation, especially if it is studied in combination with the geophysical fields, can yield extensive data on the mechanism and development of deep processes. That is why we consider, that both our Committees are in charge of adjacent problems and their programs are a good addition to each other.

I wish success to your meetings.

ПРИВЕТСТВИЕ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИИ ГЕОДЕЗИИ, ПРОФ. А. МАРУССИ

Каждое собрание, организованное нашей Ассоциацией, это праздник для всех его участников, праздник ума, потому что дает нам возможность заниматься дорогой нам наукой и содействовать ее прогрессу, праздник сердца, потому что дает нам возможность встретиться с дорогими друзьями и стремиться к более тесному контакту между народами.

Но это собрание, которое открывается сегодня, самое большое событие для многих из нас, которые впервые посещают эту необыкновенную страну, столь отличную от всех других, этот изумительный город, один из самых красивых в мире, так как это осуществление долгожданного желания.

Напомню, что встреча Международной геодезической ассоциации с городом Ленинградом, где должна была состояться генеральная ассамблея в 1917 г., была установлена в 1912 г. Генеральной Ассамблеей в Гамбурге. Первая мировая война и 50 лет истории, последовавшие за этим и основательно переменившие облик мира, до сих пор препятствовали этой встрече, которая состоялась сегодня, хотя и на уровне комиссий.

За дни, которые мы проведем в Ленинграде, мы должны быть благодарны Академии наук Советского Союза, которая послала приглашение нашей Ассоциации, Советскому геофизическому комитету, который осуществил и организовал ее, и прежде всего нашим дорогим коллегам, профессору Юрию Дмитриевичу Буланже, Вице-Президенту Советского геофизического комитета и первому Вице-Президенту Международной геодезической ассоциации, и профессору Юрию Мещерякову, Председателю Комиссии по изучению современных движений земной коры.

SPEECH OF WELCOME BY PROF. A. MARUSSI, PRESIDENT, INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEODESY

Each meeting of our Association is a festive occasion for its participants; it is a pleasant stimulus for our intellect, since it gives us an opportunity to deal with a subject so dear to us by contributing to its advancement; there is a rejoicing in our hearts, for an occasion is offered to meet some of our dearest friends and colleagues again, as well as contributing to an ever closer understanding among various nations.

However, this meeting being inaugurated today represents a far more festive occasion for many of us who are visiting for the first time, this extraordinary country which is so different from any other, and this magnificent city, one of the most beautiful in the world, since it marks the materialization of a long dreamed desire.

I will remember that the meeting between the International Association of Geodesy and the city of Leningrad, where the General Assembly of the Association should have taken place in 1917, was fixed in 1912 at the General Assembly of Hamburg. The First World War and the following fifty years which radically changed the face of the world, have prevented, until today, this meeting which takes place now even if at a committee level.

We must be grateful to the Academy of Sciences of the Soviet Union, as the sponsoring organization, for the days awaiting us in Leningrad. Above all, we are indebted to our dear colleagues prof. Yura Dimitrovich Boulanger who is both Vice President of the Soviet Committee for Geophysics, as well as first Vice President of the International Association of Geodesy, and to Prof. Yura Mesherikov, President of Committee on recent movements of the earth's crust, and his staff.

* * *

I recall when this Committee was first organized, not far from here, in Helsinki; it was a time in which our Association found itself at a turning point, and not all were aware of it. We geodesists have a strange mentality; as we would like the earth to be simple and smooth, able to be expressed in simple mathematical formulas and are ready to consider anomalous whatever is contrary to our desire and therefore try to ger rid of it by an endless series of corrections and reductions; so we also would like to see the earth to remain static and unchanged in time.

Unfortunately, or fortunately, nature is neither simple nor static.

Therefore, the geodesists started studying the movements of the surface since the latter affected their measurements, with the purpose of eliminating such causes by means of corrections and reductions. Only in recent times it was renounced to treat these movements as anomalous, considering them instead as an interesting subject of study; at the same time it has been asknowledged that geodesy is the discipline in possession of the tools, techniques and know how to carry out such a study.

It was an historical event for the development of geodetic studies, in which interest was evermore moved from the static and geometric aspects of our science, to the dynamic ones; from the qualitative description of the phenomena, to their quantitative evaluation; and being dissatisfied in studying only the effects, the interest was directed more and more to the causes.

As it often happens in the history of sciences, when times get ripe, movements manifest themselves simultaneously in the most various fields of research; and this motion always tends to drive them closer, creating new common interests.

A bright example is given by the Mesherikov Commission established in 1960. We note that already, in the two proceeding Symposia of Leipzig in 1962 and in Aulanko in 1965 a widening of its interests became evident in a way which would have been difficult to fortell: it was seen that there were subjects of the highest interest in common with the research on earth tides, with seismology and seismotectonics; with the secular variations of gravity; with the problems of continental drift and of the movements of the poles; it was ascertained that the geodetical methods could be usefully combined with those relevant to geomorphology, and even of hydrology; and that further the results obtained were of interest for mining activities and civil engineering, and that at last the study of the recent movements of the crust were relevant to gravimetry, geomagnetism and oceanography.

But above all, we feel now sure that the results obtained through the work of the Mescherikov Commission will be of great value to geologists and petrographers, with whon we hope to keep ever closer contact: for they are who should have the greatest benefit from our exact measurements and so be able to tell us in return, we hope, the ultimate causes at macroscopic and microscopic levels, of what we geodesists observe. These studies may therefore greatly contribute to throw a new light on the still open and widely debated problem of orogeny and of the growth of continents, which represent the highest goal in dynamical geology.

It is for this reason that we great with the greatest pleasure, prof. Wellman, representing at our meeting the International Union of Geological Sciences. I think this is the first time that our Associations hosts a geologist, and that common interests between Geodesy and Geology are officially recognized.

We also greet with greatest pleasure prof. Magnitsky, representing at our meeting the Upper Mantle Committee; and I take this opportunity to recall that the Upper Mantle Committee sponsors in January next year in Canberra, Australia, a Symposium on Phase Transformations. I feel sure that the results of our work and of the work of this symposium will be mutually relevant.

And now, again a grateful thanks to our Soviet colleagues who host us, and most sincere wishes for a profitable meeting alternating with joyful hours in this wonderful city.

ПРИВЕТСТВИЕ ПРЕЗИДЕНТА МЕЖДУНАРОДНОЙ КОМИССИИ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДВИЖЕНИЯМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРОФ. Ю. А. МЕЩЕРЯКОВА

Дамы и господа!
Дорогие коллеги!

Я рад приветствовать вас в Ленинграде на Третьем международном симпозиуме по современным движениям земной коры.

Симпозиумы, посвященные этой актуальной проблеме, становятся традиционными научными форумами.. Я напомню, что Первый симпозиум по современным движениям земной коры состоялся в 1962 году в Лейпциге (ГДР). Через три года, в 1965 году мы собирались в Финляндии, в Ауланко на Второй симпозиум. Прошло еще три года, и сегодня местом очередного симпозиума стал Советский Союз, Ленинград.

С каждым симпозиумом расширяется круг его участников. Если в Первом симпозиуме участвовало 93 ученых из 18 стран, то — по предварительным данным — на Третий симпозиум съедутся более 130 специалистов из 23 стран Европы, Азии, Америки, Австралии.

Можно с удовлетворением отметить возрастающий интерес международной научной общественности к нашим симпозиумам, к деятельности Комиссии по современным движениям земной коры, созывающей эти симпозиумы. Свидетельством этому служит присутствие здесь председателей или авторитетных представителей ряда международных научных объединений. Мы рады приветствовать на нашем симпозиуме профессора Антонио Марусси (Италия), президента Международной ассоциации геодезии, в рамках которой вот уже более семи лет работает Комиссия по современным движениям земной коры. Профессор Марусси придает большое значение контактам между геодезистами, изучающими движения земной коры, и геологами, геоморфологами. Залог того, что такие контакты будут укрепляться, мы видим в присутствии здесь видных деятелей и официальных представителей Международного союза геологических наук., Международного географического союза, Международного комитета по проекту Верхней мантии, Комиссии по неотектонике Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. С удовлетворением я отмечаю также интерес к деятельности нашей Комиссии со стороны других постоянных комиссий и

рабочих групп Международной ассоциации геодезии и, особенно, — рабочей группы № 22 «Средний уровень моря».

От имени Международной комиссии по современным движениям земной коры я выражаю искреннюю благодарность Академии наук СССР, Советскому геофизическому комитету, городу Ленинграду за гостеприимство, за предоставленную нам возможность провести свой очередной симпозиум в этом прекрасном городе — колыбели русской науки.

За время, прошедшее после Симпозиума в Ауланко, мы понесли тяжелую потерю. Скончался профессор О. Мейссер (ГДР) — замечательный ученый, приложивший много усилий для налаживания международного сотрудничества в изучении современных движений земной коры. Профессор О. Мейссер возглавлял Оргкомитет Первого международного симпозиума по современным движениям земной коры, в Лейпциге.

В США скончался г-н Смолл, внесший большой вклад в изучение современных вертикальных движений земной коры Северо-Американского континента.

В Советском Союзе скончался Г. А. Коньков — инициатор изучения современных движений земной коры в Донбассе.

Прошу почтить вставанием память наших скончавшихся коллег.

Дамы и господа!
Дорогие коллеги!

Двести лет назад в городе, где мы собрались, был опубликован трактат великого русского естествоиспытателя Михаила Ломоносова «О слоях земных». Ломоносов одним из первых отметил, что в формировании лика Земли и геологической структуры, наряду с землетрясениями, важную роль играют «нечувствительные и долговременные земной поверхности понижения и повышения». Общей причиной землетрясений и медленных движений Ломоносов считал «подземный жар» — «в сердце земном... неизмеримое могущество, которое по временам заставляет себя чувствовать на поверхности».

Гениальные догадки великих умов прошлого сменились точным знанием движений земной коры только в нашу эпоху. По существу, лишь за последние 10—15 лет перед нами стала развертываться реальная картина движущейся земной коры, основанная на точных геодезических, океанографических и других данных.

Важное значение для прогресса в новой области наук о Земле, которая может быть названа геокинетикой, сыграла исследовательская программа «Современные движения земной коры», принятая Международным союзом геодезии и геофизики пять лет назад, в 1963 году. Движения земной коры — процесс общеземного, глобального охвата, который может быть познан только совместными усилиями ученых разных стран и континентов. Задача настоящего симпозиума — подвести первые итоги международного сотрудничества по программе «Совре-

менные движения земной коры» и наметить ближайшие перспективы дальнейших координированных исследований.

Одна из основных задач исследовательской программы — составление сводных карт современных движений земной коры. Имея в качестве конечной цели составление сводной карты движений земной коры всей Земли, ближайшими задачами мы рассматриваем составление карт для континентов Европы и Северной Америки. Нам предстоит заслушать обзорные доклады о работах подкомиссий по составлению карт современных вертикальных движений земной коры крупных регионов. О деятельности Подкомиссии по Фенноскандии сообщит президент этой подкомиссии профессор Т. Куккамяки (Финляндия); я доложу о ходе работ по региону Восточной Европы. Президенты подкомиссий по Западной Европе и Северной Америке г-н Джонс (Бельгия) и г-н Мид (США) информируют нас о работах своих подкомиссий. Нам предстоит заслушать также ряд докладов об исследованиях в отдельных странах, сопровождавшихся составлением карт или профилей движений земной коры. Можно не сомневаться, что будет представлен богатый, весьма интересный новый материал. Карты современных вертикальных движений земной коры раскрывают важные научные закономерности; они уже находят разнообразное практическое применение, которое, несомненно, будет расширяться — такие карты необходимы для проектирования основных геодезических сетей, крупных инженерных сооружений (гидростанций, портов, каналов), при разработке проектов мелиорации обширных территорий, сейсмическом районировании, поисках полезных ископаемых и эксплуатации их месторождений.

Совершенно новый вид исследований связан с созданием полигонов для наблюдений за движениями земной коры — так называемых геодинамических (геокинетических) полигонов. Генеральный докладчик по проблеме полигонов профессор Ю. Д. Буланже (СССР) даст общий обзор усилий, которые предпринимаются в разных странах и результатом которых будет — в конечном итоге — создание мировой сети геодинамических полигонов. Уже имеющиеся сейчас ряды наблюдений на существующих полигонах представляют исключительный интерес, проливая свет на некоторые неясные или загадочные пока особенности движений земной коры. Можно надеяться, что работы на полигонах позволят решить вопросы о периоде и амплитудах современных колебательных движений, о соотношениях между вертикальной и горизонтальной компонентами движений, и в конце концов нами (или нашими преемниками, что более вероятно) будет решена трудная, но очень важная задача прогноза движений земной коры — как в пространстве, так и во времени.

Последняя задача приобретает сейчас особое значение, в связи с проблемой анализа сейсмичности и прогноза землетрясений. Связь между быстрыми (сейсмическими) и медленными (вековыми) движениями,

о которой догадывался еще Ломоносов, несомненно, существует и заслуживает самого тщательного анализа. Этим вопросам мы предполагаем уделить специальное место на симпозиуме. Мне хотелось бы подчеркнуть, что особенно важны и, вместе с тем, наиболее слабо изучены движения земной коры, предшествующие землетрясению. В докладе, зачитанном в прошлом году в Цюрихе на симпозиуме по прогнозу землетрясений*), я пытался доказать существование трех типов движений земной коры. Движения типа α — «нормальные», вековые движения, проявляющиеся в периоды сейсмического покоя. Движения типа β — «аномальные» движения, связанные с процессом подготовки сильного землетрясения. Движения типа γ — резко «аномальные», связанные с самим землетрясением и продолжающиеся до затухания сейсмической активности. Движения типа β проявляются, по-видимому, за длительный срок — за несколько лет или даже десятилетий до крупных землетрясений. Это представляется обнадеживающим фактом, который нельзя не учитывать при разработке проблемы прогноза землетрясений. Я был бы рад, если бы эти вопросы были обсуждены на симпозиуме.

Не только специалистов, а многих любознательных людей волнует вопрос о дрейфе континентов. Происходит ли в современную эпоху смещение материков? Изменяется ли общая форма Земли? — Решение этих вопросов, имеющих фундаментальное теоретическое значение, составляет третью основную задачу исследовательской программы «Современные движения земной коры». Надо признать, что в решении данной задачи достигнут значительно меньший прогресс, чем в двух предыдущих; отчасти это связано с исключительной трудностью задачи и ее глобальным характером. Однако, присутствие здесь академика А. А. Михайлова (СССР), академика В. П. Щеглова (СССР), профессора В. Марковица (США), д-ра Н. М. Стойко (Франция), которые выступят с докладами, вселяет надежду, что будет разработана согласованная программа международных астрономо-геодезических определений, обеспечивающая решение поставленной задачи.

Такой эфемерный процесс, как «нечувствительные земной поверхности понижения и повышения», требует для своего выявления очень тонких методов и прецизионных инструментов. Новым методам и приборам для выявления современных движений земной коры уделено заметное место в программе симпозиума. Необходимо совершенствовать геодезические, океанографические, геофизические и другие инструментальные методы, но не упускать из виду и те большие возможности, которые заложены в геологических, геоморфологических, географических, историко-археологических методах. Использование абсолютной датировки возраста отложений (С-14 и другие) позволяет рассчитывать скорости движений земной коры в мм/год — т. е. получать

*) J. A. Mescherikov. Recent Crustal Movements in Seismic Regions: Geodetic and Geomorphic Data. „Tectonophysics", 6 (1) (1968) 29—39.

количественные характеристики движений, как и инструментальными методами.

Программу симпозиума завершает серия докладов по общим закономерностям современных движений земной коры и их природе. Нас не может не интересовать проблема происхождения медленных поднятий, опусканий, сдвигов земной коры. Весьма актуальна задача установления связи между деформациями земной поверхности, с одной стороны, и особенностями строения и развития вещества верхней мантии Земли, с другой, — эта проблема входит в международный проект Верхней мантии. Новые увлекательные аспекты раскрываются в проблемах гляциоизостазии, эвстатических колебаний уровня моря.

Как видите, программа симпозиума очень разнообразна и насыщена. Я надеюсь, что мы прослушаем не только серию интересных докладов, но станем свидетелями и участниками оживленных дискуссий по всем основным проблемам.

В заключение я хочу пожелать всем участникам Третьего международного симпозиума по современным движениям земной коры больших успехов, интересных встреч и бесед. Я надеюсь, что каждый из Вас вынесет самые приятные воспоминания об этом симпозиуме, о неделе, проведенной в Ленинграде в самое поэтическое время года — в пору белых ночей.

SPEECH OF WELCOME BY PROF. I. A. MESCHERIKOV, PRESIDENT, INTERNATIONAL COMMISSION ON RECENT CRUSTAL MOVEMENTS

Ladies and gentlemen!

Dear colleagues!

I am happy to welcome you in Leningrad at the Third International Symposium on Recent Crustal Movements.

The Symposia on this important problem have now become traditional scientific events. I would remind you that the First Symposium on Recent Crustal Movements was held in 1962 in Leipzig, German Democratic Republic. Three years afterwards, in 1965, we met in Finland in Aulanko for the Second Symposium. Another three years have passed and to-day the place of the next Symposium is in the Soviet Union in Leningrad.

With every Symposium the number of participants increases. If ninety three scientists from 18 countries took part in the First Symposium, the Third Symposium, according to preliminary data, is attended by more than 130 specialists from 23 countries of Europe, Asia, America, Australia.

I may note with satisfaction the growing interest of international scientific community to our Symposia, to the activities of the Commission on Recent Crustal Movements which organises these Symposia. This is emphasised by the presence of the Chairmen or authoritative representatives of a number of international scientific bodies. We are happy to welcome here Professor Antonio Marussi from Italy, the President of the International Association of Geodesy within which the CRCM works more than seven years now. Professor Marussi considers the contacts between the geodesists, studying crustal movements, and the geologists and the geomorphologists of great importance. The testimony to this is the presence here of eminent scientists and the official representatives of the International Union of Geodesy and Geophysics, International Union of Geography, International Upper Mantle Committee, Commission on Neotectonics of the International Association for Quaternary Research.

I note with satisfaction the interest to the activities of our Commission of other Permanent Commissions and Working Groups of the International Association of Geodesy, especially the Working Group N 22 "Mean Sea Level".

In the name of the International Commission on Recent Crustal Movements I express sincere thanks to the Academy of Sciences of the USSR,

to the Soviet Geophysical Committee, to the City of Leningrad for their hospitality, for the possibility to convene our Symposium in this beautiful city, the cradle of Russian science.

Since the last Symposium in Aulanko we have suffered a heavy loss: Professor O. Meisser of the German Democratic Republic has died. He was a wonderful scientist whose efforts were aimed at organisation of international cooperation in the study of recent crustal movements. Professor O. Meisser was the Chairman of the Arrangements Committee of the First Symposium on Recent Crustal Movements in Leipzig.

In the USA has died Mr. J. B. Small, who made a great contribution to the study of recent vertical movements of the Earth's crust on the North American continent.

In the Soviet Union Dr. G. A. Konkov has passed away. He was the initiator of the study of recent crustal movements in the Donbass. I would ask you to honour their memory by rising.

Ladies and gentlemen!
Dear Colleagues!

Two hundred years ago in the city where we meet now a treatise has been published „About Earth's layers" by Mikhail Lomonosov, the great Russian researcher in natural history. Lomonosov was one of the first who observed that in the formation of the face of the Earth and geological structure, along with earthquakes, an important role is played by „the unfelt and long-time uplifts and subsidences of the Earth's surface". The general cause of earthquakes and slow movements was, in Lomonosov's conception, „the underground heat" — „in the Earth's heart there is... measureless power which at times is felt on the surface".

The great conjectures made by the minds of geniuses of the past are in our epoch supported by precise knowledge of crustal movements. Actually only during the last 10—15 years we begin to see clearly the real pattern of crustal movements based on accurate geodetic, oceanographic and other data.

An important factor for the progress in the new branch of geosciences, which might be called g e o k i n e t i c s, was the research program „Recent Crustal Movements" adopted by the International Union of Geodesy and Geophysics five years ago in 1963. Crustal movements is the process covering the whole globe which can be understood only as the result of efforts of scientists from different countries and continents. The aim of the present Symposium is to draw first conclusions of the international cooperation on the program "Recent Crustal Movements" and to plan the nearest prospects of further coordinated researches.

One of the major tasks of the research program is the compilation of s u m m a r y m a p s o f r e c e n t c r u s t a l m o v e m e n t s. Having the final aim the compilation of the summary map of crustal movements of the whole Earth, we consider as the nearest task the compilation of

maps for the continents of Europe and North America. We shall hear the survey reports about the work of the sub-commissions on the compilation of maps of recent vertical crustal movements of large regions. Prof. T. Kukkämäki (Finland) will present a report on the activities of the Sub-Commission of Fennoscandia; I chall report on the works in the East European region. Mr. Jones (Belgium) and Mr. Meade (USA), Presidents of Sub-Commissions of correspondingly for West Europe and North America, shall inform us about the work of their Sub-Commissions. We shall also hear several reports about researches in separate countries which resulted in the compilation of maps or profiles of crustal movements. No doubt, extensive new and interesting materials shall be presented. The maps of recent vertical movements reveal important scientific regularities; already they find various practical application which of course will expand: such maps are necessary for planning basic geodetic networks, large engineering constructions (power stations, ports, canals), irrigation projects on large territories, seismic zoning, prospecting of useful minerals and exploitation of their deposits.

A completely new type of researches is connected with the establishment of polygons for observations of crustal movements, the so-called g e o d y n a m i c (g e o k i n e t i c) p o l y g o n s. Prof. J. D. Boulanger (USSR), the General Reporter for the problem of polygons, will give a general survey of efforts, which were undertaken in different countries and the result of which will be, finally, the establishment of a world network of geodynamic polygons. The series of observations obtained at present on the existing polygons are of extreme interest shedding light on certain ambiguous or puzzling peculiarities of crustal movements. We can hope that the works on polygons will allow to solve problems concerning the period and amplitudes of recent oscillatory movements, the relations between the vertical and horizontal components of movements and, finally, we (or more probably our successors) shall solve the difficult but important problem of prediction of crustal movements, both in space and time.

The last problem acquires special importance at present in connection with the problem of the analysis of seismicity and earthquake prediction. The relation between quick (seismic) and slow (secular) movements, which were guessed by Lomonosov, undoubtedly exist and deserve most careful treatment. These problems shall receive special attention at our Symposium. I would like to emphasise that crustal movements p r e c e d i n g the earthquakes are the most important and at the same time the least studied problem in our program. In the report read last year in Zürich at the Symposium on Earthquake Prediction*) I tried to show the existence of three types of crustal movements. The movements of the α — type are the "normal", secular movements, which are observed in the pe-

*) J. A. Mescherikov. Recent Crustal Movements in Seismic Regions: Geodetic and Geomorphic Data. „Tectonophysics", 6 (1) (1968) 29—39.

riods of seismic inactivity. The movements of the β — type are the "anomalous" movements associated with the process of preparation of a strong earthquake. The movements of the γ — type are sharply "anomalous" actually connected with the earthquake and continuing untill the attenuation of seismic activity. The movements of the β — type are obviously demonstrated during a long period of time, several years or even decades before large earthquakes. I consider this an encouraging factor which should be taken into account in working out the problem of earthquake prediction, and I would be glad if these problems were discussed at the Symposium.

Not only specialists, but many people with an inquiring mind, are concerned with the problem of continental drift. Do the continents drift in the present epoch? Does the general form of the Earth change? The solution of these problems of fundamental theoretic significance is the third basic task of the research program "Recent Crustal Movements". We must admit that lesser progress is achieved in this instance than in the previous two. Partly this is due to the extreme difficulty of the problem and its global character. However, the presence among us here of Academician A. A. Mikhailov (USSR), Academician V. P. Scheglov (USSR), Prof. W. Markowitz (USA), Dr. N. M. Stoyko (France), who will present their reports, inspires hope that a coordinated program shall be worked out for international astronomo-geodetic determinations providing the solution of the task.

Such an ephemeral process as "the unfelt and long-time uplifts and subsidences of the Earth's surface" need fine methods and precise instruments for their observation. Much time in the program of the Symposium is dedicated to new methods and instruments for recording of recent crustal movements. It is necessary to improve geodetic, oceanographic, geophysical and other instrumental methods with due attention to the great possibilities which could be found in geological, geomorphological, geographic, historic-archeological methods. The application of the absolute dating of the age of depositits (C-14 and others) allows to calculate the rates of crustal movements in mm/year, i.e. to receive quantitative characteristics of movements as by instrumental methods.

The program of the Symposium is completed by a number of reports on general regularities of recent crustal movements and their nature. We are all interested in the problem of the origin of slow uplifts, subsidences, displacements of the Earth's crust. The problem of the establishment of the relation between the deformations of the Earth's surface and the peculiarities of the structure and development of matter in the upper mantle of the Earth is very important now, and this problem is a part of the international Upper Mantle Project. New exciting prospects are found in problems of glacioisostasy, eustatic variations of the sea level.

As you may see, the program of the Symposium is very diverse and ample. I hope we shall not only hear a series of interesting reports, but witness and participate in active discussions on every problem.

In conclusion I wish all participants in the Third International Symposium on Recent Crustal Movements success and interesting meeting and talks. I hope all of you will have the best of memories of this Symposium and of the week spent in Leningrad at the most poetic time of the year, the season of white nights.

Раздел I

КАРТЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Part I

MAPS OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS

T. J. KUKKAMÄKI

REPORT ON THE WORK OF THE FENNOSCANDIAN SUB-COMMISSION

The following letter was sent to the countries in the Fennoscandian area and its closest neighbourhood.

Helsinki March 9, 1968

To the Members of the Fennoscandian Sub-Commission of the CRCM.

Our Sub-Commission is established by the CRCM for compilation of maps of recent crustal movements in Fennoscandia. On the basis of earlier correspondence I apply to you for getting information for the report to be presented at the Third Symposium of the CRCM in Leningrad next May.

As the main purpose of our Sub-Commission is to compile a general map of the observed secular vertical movements in Fennoscandia and in its close neighbourhood I ask you to send me the latest results on this phenomenon in your country. The most effective form would be:

— a map with isobases, lines of equal vertical movement,

— information whether the isobases are founded on relevellings or on geological observations or which part of the isobases is founded on each of these methods.

— the mean error of the absolute value of vertical movement, ±mm/year,

— the relative mean error of a difference between vertical movements of two points, ±mm/year/ km.

— the values of the vertical movement at the sea-level recording stations and their mean errors ±mm/year.

— statement, whether the above values of crustal movements are referring to the mean sea-level or whether the eustatic change of sea-level is considered and the values refer to the Earth's center.

Information about other types of crustal movements, as horizontal movements observed with geodetic methods or movements caused by earthquakes, mostly are so much of local character that no general map presentation is possible. In those cases a separate paper, to be read at the Symposium, would be more fitting and only a short abstract to be sent to me for including in the report of our Sub-Commission.

I ask you kindly to send the requested material before the 15th of April.

The material for the land uplift has been compiled from answers received before, during and after the Symposium. The material is presented in the following way:

The eustatic rise of the sea level is assumed to be 0.8 mm/year. This correction is added to the values of relative changes of sea-level and land.

In the areas where isobases computed from relevellings are available the isobases are shown with interval of 0.5 mm/year. The levelling lines of the latest levelling have been drawn on the map.

The mareograph stations are indicated with a circle and the absolute land uplift value is given in mm/year.

The following details are to be mentioned concerning individual countries:

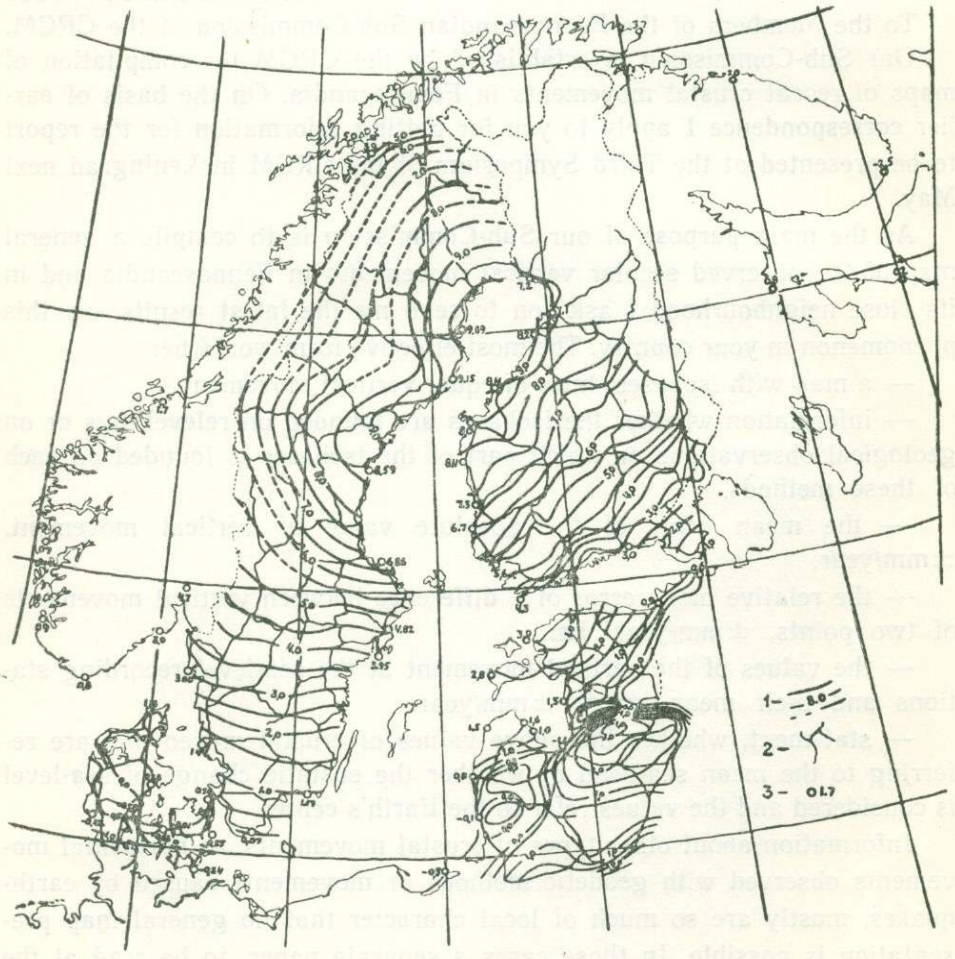


Fig. 1. Land uplift in Fennoscandia in mm/year. Due to eustatic raise 0.8 mm/year is added to the change between land and sea-level.
1 — isobases; 2 — lines of the latest levelling; 3 — mareograph station.

Denmark. The report Some remarks in May 1968 on secular movement within Denmark by Dr. O. Simonsen, was delivered at the Symposium. The isobases based on levellings are drawn by adding the eustatic rise 0.8 mm to the values of Figure 2 of this report and by interpolating graphically the lines of whole and half mm. For mareographs the absolute land uplift values are taken from Enclosure 1 of the report as they are computed by Thomsen. The mean square errors of these values are given in Enclosure 2, on average they are ±0.17 mm/year.

These values are considered somewhat provisional as the general revision of mean sea level data is going to be carried out soon.

The levelling lines used in these computations are drawn from Enclosure 1 of Report for the period Sept. 1963 — July 1967 on REUN by Dr. Simonsen.

Finland. The isobases and the levelling lines of the Second Levelling of Finland are shown on the map as they are given e.g. in Prof. E. Kääriäinen's paper Land uplift in Finland computed with the aid of precise levellings presented at Aulanko Symposium. The mean error of the absolute value of vertical movement is ±0.35 mm/year, the mean error of a relative difference between vertical movements of two points is ±0.036 mm/year/km.

The absolute land uplift values for the mareographs are given as computed by Prof. Hela in A study of land upheaval at the Finnish coast (Fennia 76 No. 5, 1953) and added with the eustatic rise 0.8 mm/year. Their average mean error is ±0.61 mm/year.

Norway. The land uplift values for the mareographs along the Norwegian coasts were reported with the letter of April 27, 1968 by Director Th. Sömod and Mr. S. Bakkelid. The values as reported and added to the eustatic rise as well the function periods of the mareographs are as follows.

	Period	Reported values	Map Values
		mm/year	mm/year
Oslo	1886–1959	+3.9±1.6	+4.7
Nevlunghavn	1927–1959	+2.2±0.6	+3.0
Tregde	1928–1956	0.0±0.5	+0.8
Stavanger	1917–1965	+0.1±0.3	+0,9
Bergen	1885–1959	−0.1±0.7	+0.7
Heimsjö	1928–1959	+0.9±0.9	+1.7
Narvik	1906–1936 1948–1965	+3.1±0.2	+3.9
Evenskjer	1945–1965	+4.2±0.9	+5.0
Vardö	1948–1965	+2.9±1.5	+3.7

In Norway only few relevellings have been performed and no dependable results on land uplift can be derived from these.

Sweden. The isobases are drawn according to Fig. 6 in the preliminary report Land uplift in Sweden presented by Prof. Asplund at this Symposium. The broken line indicates that that part of the isobase is not based on actual values but is interpolated only. The mean error of a difference of land uplift is ±0.067 mm/year/km.

The land uplift values without eustatic rise are given in Fig. 2 of the above mentioned report. Eight of the reported ten mareographs have been operated for about 80 years and all of them more than 50 years. The mean error of the reduced values given is very small, ±0.10 mm/year.

USSR. The isobases and the land uplift values on the basis of sea-level observations in the margin zone of Fennoscandia, belonging to the USSR, were taken from the report The character and velocities of recent crustal movements in Baltic regions by Y. Y. Raudjärv included in the publication Recent Crustal Movements of the Earth No. 3. Some of the easternmost lines have been left out.

The mean value of the closing error of loops of vertical movement differences is ±0.9 mm/year. The adjusted values of vertical movements were obtained with an accuracy of ±0.2—1.4 mm/year.

The values of vertical movements in the North were taken from the paper on Recent vertical movements on the coast of White Sea and Barents Sea by L. P. Orlenko where they are given as follows:

	Period	Reported values	Map values
Teriberka	1941 – 1955	−1.8±0.3	−1.0
Sosnovets	1936 – 1955	−3.3±1.4	−2.5
Kemi-harbour	1920 – 1955	0.0±0.6	+0,8
Severodvinsk	1937 – 1955	−0.6±0.3	+0.2

Upon considering the isobases computed on basis of relevellings one sees that the general picture of the vertical movements in Fennoscandia is relatively regular. The values obtained from sea-level recordings accord with the above isobases well. The center of the land uplift has been assumed, on the basis of sea-level recordings and of geophysical observations, to be located in the northern part of the Gulf of Bothnia. From this center the land uplift decreases in all directions to the zero isobase which runs through central Jutland in Denmark, rounds the westernmost coast of Norway and then draws somewhat apart from the coast where the values vary between 1.7 and 5.0 mm/year. In the East the zero isobase goes through

the Kola Peninsula, the White Sea, Soviet Karelia and Lake Ladoga. In the south-east it goes through the Baltic countries and the southern coastal area of the Baltic Sea. Outside the zero isobase the material available is not so homogeneous and the variations in vertical movement only slightly exceed the levelling errors. Therefor the picture of the phenomenon is not so clear there.

The consistency of isobases across the boundaries of different countries is better than 1 mm/year. If the isobases were joined across the Baltic Sea the course of the lines would be congruous.

In Denmark the isobases in Jutland follow the general pattern but in Zealand a local anomaly appears. In Sweden the picture is regular without any clear indications of local disturbances. Here the low accuracy as well as the low density of the first levelling prevent any detailed study. In Finland because of the relatively high accuracy of the first levelling some anomalous details of land uplift are evident and they might lead to interesting conclusions from geological points of view. In Esthonia the isobases run regularly but south of Esthonia between the parallels 57° and 58° a striking gradient of vertical movement, five times greater than elsewhere, appears. If this is not caused by the levelling errors or by movements of bench marks, these deviations give an interesting contribution to knowledge of geology of the margin area of Fennoscandia.

It is hoped that in the future in Norway dependable results of land uplift from the Heimsjö-Storlien line will be obtained as well as studies of vertical movements in other areas will give new knowledge of this phenomenon.

The Swedish relevellings were completed in 1967. The results available here are provisional and some alterations in the northernmost portion of the network are to be anticipated. They will, however, be small ones.

In northern Finland the first levelling lines were measured in years 1949—1963. These will be relevelled in ten years and after then isobases can be extended over the whole Finnish territory.

In Soviet Karelia interesting levellings have been carried out along the railwayline to Murmansk. When the vertical movements are evaluated from these levellings they will mean an essential addition to the knowledge of the land uplift of Fennoscandia.

(The report of Prof. T. J. Kukkamäki: was read out in the form distributed to the participants. It was to be considered as a draft only and on May 28 the Fennoscandian Sub-Commission met to revise the report. The meeting was attended by Asplund, Simonsen, Orviku, Zhelnin, Nikonov and Kukkamäki. The revised report and completed map are printed here).

Discussion:

Mescherikov: Do you plan to carry out a common adjustment of levelling networks of Fennoscandia in near future?

Kukkamäki: Finland and Sweden have adjusted their networks separately. As these two networks connect each others through a narrow area in the North only a common adjustment would affect the networks insignificantly. The situation will be different when the levelling over Aland connects the southern edge of the Finnish network to the middle part of the Swedish network. At that time there will also be relevelling in Finnish Lapland and the northern part of the Finnish network can be reduced to a definite epoch. I understand that our Swedish colleagues, too, prefer to postpone the common adjustment until then, which means 5—10 years' time.

Marmo: Comments on the proposition made by Professor T. J. Kukkamäki that the line of gravimetric measurements across Scandinavia and Finland should be continued at least to Lake Onega, though preferably across the eastern edge of the Baltic Shield.

Of course, the possibilities cited by Professor Kukkamäki are not the only ones existing. The sidewise push might also result in folding, which would affect the gravity differently from the thickening strata. Furthermore, the Caledonian folding has certainly caused stress, which might still be exerted in hidden form appearing over a very long period as vertical movements of the uppermost parts of the Earth's crust.

As a geologist, I strongly feel that the gravity profile proposed by Professor Kukkamäki should be realized. Any results thereby obtained would be of utmost importance from the standpoint of geological interpretation, too.

L. JONES

REPORT OF THE SUB-COMMISSION WESTERN-EUROPE FOR THE PERIOD 1967—68

1. The previous Report 1965—67 was submitted to the XIVth G. A. of IUGG, in Lucerne (sep-oct- 1967). The period to be envisaged is no longer than 7 months: it is very short to expect many new data, the more as that period includes the winter.

2. A questionary was sent on the 12 april to the 10 members of the Sub-Commission. It comprised three items: state of furtherance of the work, planned activities, new documentation. We got 8 answers: Holland, Germany, France, Swiss, Italy, Portugal, Belgium, England (received during the Symposium).

3. On the whole, the answers give a comforting impression: the aim of our studies is not lost one's sight.

4. If we examine the situation for each land, we note:

Holland: continuation of 1st order levelling of the Netherlands by hydrostatic method — Local measurements to record situation of this moment; further study of these data after repeating of measurements.

France: continuation of reiterated 1storder levelling; will be achieved in the next3 years; will conduce to a comparison between new net and previous one (Lallemand).

Italy: in the next 3 years one investigation is planned in the area of Venise[1].

Portugal: in the next 3 years the following two studies are planned: a) repeating levelling CASCAIS-PORTO, sedimentary coastal area where it seems more apropriate to discern crustal movements; b) levelling of a 150 km polygone (LISBOA — V. F. XIRA — SAMORA CORREIA — PINHAL NOVO — LISBOA) around the Tejo estuary; periodical reiterations are planned.

Switzerland: in the next 3 years the following two works are planned: a) Repeating of the levelling Bâle — St. Gothard — Chiasso (measurements of 1907 to 1919). b) Electronic distance measurements in Southern Swiss (line of Tonale).

Belgium: the realization is carried on concerning the hydrostatic levels Models I and II, and the self-recording optical level IGM; these works form the subjet of a paper to be submitted to the Symposium — In another connection, a critical examination is made of all existing data about the MSL since 1834 and of the results of the repeated levellings of the Belgian coast. That study will be achieved in 1968.

England: See paper by E. X. Halliday.

E. X. HALLIDAY

REPORT ON RESEARCH INTO RECENT CRUSTAL MOVEMENTS. 1965—1968.

United Kingdom activities.

1. The report delivered at the Second Symposium on Recent Crustal Movements at Aulanko, Finland in 1965 outlined the broad field of crustal movement and associated studies within the United Kingdom. This current report provides a brief summary of new activities up to May 1968.

Levelling

2. To date the Ordnance Survey has done no field work on the polygon which it has been proposed should be established across the Great Glen fault in Scotland. Comparison of the results of the Second and Third Geodetic Levellings suggest that a slow movement may be taking place but the quantities involved are barely significant when compared with the combined probable errors of the two levellings. It is hoped to relevel the

[1] In addition to that we cite the following study: „Ricerche geomorfologische nel Delta Padano" by F. Bernini and M. Sgavetti, published in Bollettino di Geodesia e Scienze Affini — Anno XXVII — nr 1 — 1968.

primary line which runs along the fault in order to either confirm or disprove this apparent movement.

3. An experimental hydrostatic levelling is currently being made between the East coast of England and a gas rig situated some 55 km out to sea. Preliminary results indicate that despite the extreme length of the pipe through which the levelling is being made the sensitivity of the method is unimpaired. The completed levelling will be used to connect an automatic digital recording tide gauge mounted on the rig to the geodetic levelling network. It is also hoped that the experience gained in the technique may be applied to subsequent operations in the inland waterways of Great Britain. Such work would strengthen the geodetic levelling and might also be applied to crustal movement studies in the Great Glen along which runs a navigable waterway.

Gravity Surveys

4. Gravity observations with Worden geodetic gravimeters at approximately ten mile intervals along all the lines of the geodetic levelling of Great Britain have been completed by the Ordnance Survey. During the next two or three years stations at one mile intervals between those already established will be observed by simple traversing with the same gravimeters. Subsequently the geodetic levelling will be recomputed in geopotential units.

5. The Institute of Geological Sciences has continued its detailed regional gravity surveys. A combination of the work of the Institute and that of the Ordnance Survey should result in a gravity base network of sufficient accuracy to enable repeat observations for the determination of secular change to be made.

Tiltmeter Observations

6. Tiltmeters made by Prof. R. V. Jones of Aberdeen University are to be set up by the Institute of Geological Sciences in the Central Lowlands of Scotland. These meters are extremely accurate for fairly short term observations.

7. Prof. M. H. P. Bott of the University of Durham and Mr. D. R. Bower of the Dominion Observatory of Canada have established a two component tiltmeter station in Northern England, Mr. Bower is also intending to observe with a mobile tiltmeter which may be of the water level type at a number of sites in the same area. At the main station Melchior meters may be used. The primary object of these studies is to investigate the response of the various structural blocks in Northern England to tidal loading.

8. Mr. G. W. Lennon of the University of Liverpool Tidal Institute is establishing Melchior pendulums in a mine at Llanrwst in North Wales and these are to be supported by older metallic pendulums. At a later date the latter instruments will be used for a regional survey of the effects of

geological structure and the central station will be strengthened by the introduction of a Lacoste-Romberg gravimeter and a further modern tiltmeter. It is hoped that these experiments will lead to identification of both the body tide and ocean tidal deformations.

Strain Observations

9. A laser seismometer is about to come into use under the auspices of the Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge University and the National Physical Laboratory. The principle of the instrument is the same as that of a Michelson interferometer and by automatic counting of fringes changes of strain down to 1 in 109 will be recorded. The instrument will have a flat response to strain over long periods and thus should record secular rates of change of strain as well as seismic waves. The initial installation is to be in a discussed railway tunnel. Parallel developments are proceeding, in USA, Italy and New Zealand and it is hoped that ultimately there will be a small network of strain seismometers over the Earth's surface, complementary to the earth tide stations, for the continuous recording of strain changes in connection with tectonic processes.

Seismic Studies

10. Detailed studies of local earthquakes in the Central Lowlands of Scotland are to be made by the Institute of Geological Sciences with a network of seismographs recording via radio link to magnetic tape in Edinburgh.

Aeromagnetic Surveys

11. Completion of aeromagnetic surveys over the whole of the United Kingdom by the Institute of Geological Sciences has revealed some areas especially in the North and North-West of Scotland in which fault zones appear to be defined. It may be that repeated gravity observations at regular interval will be justified in these areas.

Marine Geophysical Observations by IGS

12. Sonic profiling surveys in particular have revealed at some places in the Moray Firth and the Irish Sea a coincidence of faulting in shallow solid formations with topographic features in the sea bed, thus giving possible evidence of recent movement. At this stage supporting evidence has not been acquired from which any exact dates might be established. It is likely that geological sampling and coring will be undertaken as the work progresses.

Mean Sea Level Studies

Dr. J. R. Rossiter of the University of Liverpool Tidal Institute has continued his studies of variations of sea level in European waters. The current programme of work is to produce homogeneous data sets from past records.

Heat Flow Measurements

14. Mr. F. J. Wheildon of the Geophysical Department, Imperial College, London is conducting a programme of measurements at various locations in the British Isles. He has also performed some experiments with thermistor type sensing equipment in a borehole at Huntingdon and is continuing repeat measurements. Temperature measurements in boreholes have also been completed by the Institute of Geological Sciences.

Overseas Activities

15. Prof. R. C. Mason of Imperial College, London is currently investigating movements in Iceland where the Mid-Atlantic rift comes to land. This research employing the Mekometer is being conducted in co-operation with the National Physical Laboratory.

16. A series of precise distance measurements with the Tellurometer has been made by British surveyors across the Bab el Mandeb at the entrance to the Red Sea. Repeat measurements after a period should enable the suspected large movements in this area to be quantified.

J. A. MESCHERIKOV

THE MAP OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS OF EASTERN EUROPE

According to the resolution of the permanent Commission on Recent Crustal Movements, adopted in 1963 by the International Association of Geodesy, on the first stage the compilation of the summary map of recent movements of Europe is conducted separately by three large regions: Fennoscandia, Eastern Europe and Western Europe. Great progress has been achieved in the preparation of the initial data for the compilation of the map of Eestern Europe.

The compilation of the map of recent vertical crustal movements for the territory of the GDR has been completed (A. Lang, H. Montag, and others). The map of the GDR has been previously presented at the Second International Symposium on Recent Crustal Movements in 1965. The map is based on a network of repeated levelling connected with the oceanographic points on the Baltic Sea.

Somewhat earlier the map of recent vertical movements of the territory of the People's Republic of Poland has been compiled (E. Niewiarowski, T. Wyrzykowski). In 1968 the improved variant of this map shall be prepared.

Last year the model of the map of recent vertical crustal movements of the territory of the Czechoslovak Socialist Republic has been compiled (V. Vyskočil, P. Vyskočil, M. Cimbálník). A first attempt has been made to tie the data obtained over the territories of Czechoslovakia, Poland and GDR. As the result of these efforts the compilation of the summarized model of the map of recent crustal movements has been achieved for the extensive area of three countries in Eastern Europe (the article by V. Vyskočil, P. Vyskočil, M. Cimbálník with this map has been published in the collection of articles "Recent Crustal Movements", N 4, Moscow, 1968). It is important to note that the levelling obtained by different methods and relating to different epochs have shown satisfactory correlation in the evaluation of the sign and intensity of crustal movements.

Recently in the USSR an improved map of vertical movements has been compiled, which covers the Baltic Republics (J. Randjärv). The map is based on new data of repeated levelling and of oceanographic materials (O. Yakubovsky). The new map has better correlation with the data of the neighbouring countries than the earlier variants. There are no discrepancies in the evaluation of the sign of movements on both sides of the boundary, comparatively small are the discrepancies in the evaluation of the intensity of movements.

The state of the preparation of the summarized map of recent movements of the whole European part of the USSR shall be discussed in the reports by L. A. Kashin and I. I. Entin. The preparation of the map of recent vertical movements of the Caucasus is a considerable contribution in the solution of this large and complicated problem. D. A. Lilienberg and V. A. Matskova with co-authors have dedicated their report to that map, which is compiled on the basis of geodetic and oceanographic materials. The rate of the uplift of the Great Caucasus is evaluated as 10÷12 mm/year; the subsidences of the intermontane depressions reach the values —5÷—6 mm/year.

Recently the compilation of the map of recent vertical movements on the territory of the Hungarian People's Republic has been completed (I. Joó). In 1965 a new improved variant of the map of recent movements of the People's Republic of Bulgaria shall be ready (M. Mladenovsky). The first map was prepared for the First International Symposium on Recent Crustal Movements (V. Khristov, J. Gylybov). There is information also that the maps of recent vertical crustal movements are also being compiled for the territories of the Socialist Republic of Roumania and the Socialist Federal Republic of Yugoslavia.

As we may see, almost in all countries of Eastern Europe the maps of recent vertical crustal movements are either completed, or in compilation. The immediate problem is the tying of all data and the compilation of a single summary map. The accomplishment of this important work promises to give interesting results and it will be entrusted to the corresponding Sub-Commission which would include representatives from all countries participating in the researches. However, the general principles of solution of the given task are not only of a regional interest and deserve to be discussed at the Symposium.

The most tempting would be to conduct a precise levelling of the whole network of repeated levelling in countries of Eastern Europe using points on the sea coasts as the basic levelling points. However the methods of processing of levelling data, applied in different countries, are not the same. If in some countries the comparison of differences of excesses Δhi were made and the accumulations of these differences $\Sigma\Delta hi$ were calculed (USSR, Bulgaria, and others), in other countries it was possible only to make the reckoning of the differences of absolute heights ΔHi of the identical points (Poland, G.D.R.).

Dr. T. Wyrzykowski (Poland) wrote in this connection (in a special note to me): "Starting in the nearest future the first stage of work with the map of recent vertical movements of the Earth's surface on the territory of Eastern Europe, i.e. on the territory of several countries, we shall have to handle dissimilar material, often obtained casually and therefore needing versatile approach when determining methods of its application.... For the first stage of work with the map of vertical movements of the surface of the Earth's crust on the territory of Eastern Europe we should envisage the possibility of application of different materials, obtained as the result of researches on the territory of separate countries".

The point of view of Dr. Wyrzykowski seems to me quite correct. Evidently, we shall have to use certain simplified methods of adjustment, and perhaps, in a number of cases even to limit to graphical (grapho-analytical) methods of tying of models of maps of the neighbouring countries.

I would also like to draw your attention to the method suggested by Dr. L. Bendefy (Hungary), who proposes to compile the "geokinetic maps" by separate values of differences of exesses Δhi without calculation of values of accumulation of these differences. This proposal deserves to be studied. Possibly, the maps compiled in such a way could be considered as an addition to the major map of vertical movements.

I hope that the participants of the Symposium shall give their authoritative views on all these principle methodical problems.

In conclusion I would like to speak about the role of geological-geomorphological methods for the compilation of maps of recent crustal vertical movements. In the Soviet Union and in some other countries of Eastern Europe special geological-geomorphological surveys of lines of relevelling are carried out with the purpose of finding stable geodetic

signs and exclude signs which suffer under the effect of subsidences, landslides, bulging of the ground, etc. (the report by D. A. Lilienberg and L. E. Setunskaya is dedicated to the methods and results of these works in the USSR).

The geomorphological data can be also used for the study of the youngest tendencies of tectonic movements manifested during the Holocene (the last 10—12 thousands of years). With the variability of geodetic materials indicated above the geomorphological data can serve as a certain addition and control of relevelling.

At the Institute of Geography, Acad. of Sci. of the USSR (Moscow) the method is worked out of a quantitative forecast of crustal movements according to the sum of geological-geomorphological features. The method is applicable for the calculation of rates of movements within relevelling polygons. L. N. Bylinskaya has suggested a calculation formula with application of the electronic-computer:

$$V = a.\ m + b.\ i + c.\ S + d.\ A + e \qquad (1)$$

where V is the rate of vertical movements (mm/year); m, i, S, A are the geological-geomorphological indicators (part of them is evaluated by a conditional scale of range numbers or units); a, b, c, d, e are the coefficients. According to L. N. Bylinskaya, for the polygon of relevelling Orel-Kursk-Griazi-Voronezh the calculation formula will be:

$$Vm,\ h,\ i\ A,\ S = 2{,}9 + 1{,}92m + 0{,}11h + 676{,}9i + 0{,}32A - \\ - 0{,}23S - 0{,}00005F. \qquad (2)$$

The accuracy of the prediction of rate of movements obtained by this method is of the order of ± 1 mm/year, which allows to recommend this method for application when compiling maps of vertical movements. However, in different regions, obviously, not only the coefficients in equations (1) and (2), but the "set" of indicators itself can vary in accordance with the local physico-geographical conditions and the history of tectonic movements.

Ю. А. Мещеряков

О КАРТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Полный текст на русском языке опубликован в сб. «Современные движения земной коры», вып. 3, изд. АН СССР, 1968.

REPORT OF THE SUB-COMMISSION FOR NORTH AMERICA

At the Second Symposium on Recent Crustal Movements, held in Aulanko, Finland, August 1965, it was proposed that attempts be made to set up a Sub-Commission on Recent Crustal Movements for Central and South America. In accordance with this proposal, representatives in each country were requested to submit their views on this subject to the President of the Commission, Professor J. A. Mescherikov.

The Canadian and Mexican members of the Sub-Commission have been requested to submit, to the Third Symposium, separate reports on results of their studies relating to crustal movements. These members have stated that reports will be submitted to the President of CRCM.

The following changes have been made in the list of members of the Sub-Commission for North America.

1) In 1967 Mr. J.E . Lilly retired as Dominion Geodesist and Mr. A. C. Hamilton replaced him as the Canadian member of the Sub-Commission.
2) Dr. Robert O. Burford, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, was added as a new member.
3) Mr. James B. Small, Chief, Leveling Branch, Coast and Geodetic Survey, passed away in October 1967 and Mr. Norman F. Braaten was selected as Chief of the Leveling Branch. Mr. Braaten was requested to serve as a member of the Sub-Commission.

Separate reports, as indicated below, are being submitted to the Third Symposium by two U.S. members of the Sub-Commission.

1) "Crustal Strain Studies Being Carried out by the Earthquake Research Center of the U.S. Geological Survey", by Robert O. Burford.
2) "Program for Determining Vertical Crustal Movement in the United States", by Norman F. Braaten.

The following pages give a summary of the results obtained from surveys accomplished for the study of horizontal crustal movements during the 3-year period 1965—67. Results of surveys accomplished through 1964 were reported to the Commission on Recent Crustal Movements in two previous reports (1, 2).

Resurveys of four large networks were accomplished during the 3-year period 1965—67 and an arc of triangulation consisting of 10 quadrilaterals was established for the study of crustal changes in northern California. These surveys and those of other smaller nets are discussed below under the locality pertaining to each survey.

Alaska

In 1965 the Coast and Geodetic Survey completed resurveys in the following areas, (1) Thompson Pass to Glennallen, (2) Valdez to Whittier, (3) Prince William Sound, (4) Seward to Resurrection Bay to Homer, and (5) Vicinity of Anchorage Monitoring System.

The surveys listed under (1) through (4) are extensions of the surveys which were started after the severe earthquake in March 1964. Results of the work accomplished in 1964 were reported in reference (2). Complete reports of the 1964—65 resurveys will be published in a report by the Environmental Science Services Administration, "The Prince William Sound, Alaska, Earthquake of 1964 and Aftershocks", Volume III.

In 1967 additional horizontal control was established on the west side of Shelikof Strait in Alaska. Along with this survey, several distances were measured with the Tellurometer across the strait connecting previously established stations on Kodiak and Afognak Islands. These results indicate the distances across the strait increased by about one meter during the interval between the surveys, 1908—1967. Most of this change probably occurred at the time of the Prince William Sound earthquake of 1964.

For future studies of crustal movements, scientists connected with the Lamont Geological Observatory of Columbia University, Palisades, New York, established two small nets in Alsaka during the summers of 1966 and 1967. One of these nets consisting of 12 stations was established in the Denali fault zone near Cantwell, 63°27′ latitude and 148°57′ longitude. Distances between stations in the net range from 37 to 274 meters.

The second net straddles the Castle mountain fault, located about 7 km north of Sutton at 61°46′ latitude and 148°56′ longitude. This net consists of 5 stations and distances between the stations range from 299 to 825 meters.

Tentative plans have been made by the Lamont scientists to reobserve the Denali fault net during the 1968 season and to establish another small net in the Fairweather fault zone in southeast Alaska.

California

Eel River Area — This network in northern California extends in an east-west direction from longitude 122°20′ to 123°20′ at 39°40′ latitude. The arc consists of 10 quadrilaterals with sides ranging in length from 7 to 15 km. This project was accomplished in 1966 on a cooperative basis with the California Department of Water Resources and definite plans for reobserving the net have not been made.

San Francisco to Vicinity of Los Angeles — A cooperative project with the California Department of Water Resources for

establishing and reobserving small fault crossing nets was continued during the past 3-year period. The 22 sites established in 1964 and 1965 are indicated by numbers 1 through 22 on figures 1 and 2. At each site established, and in each resurvey, a precise base line is measured with tapes, one or two lines are measured with a Model 6 Geodimeter, and a first-order astronomic azimuth is observed. Complete angle and azimuth observations in each net are carried out on at least two nights. Resurveys were accomplished at 12 of these sites in 1966 and at 11 sites in 1967. Results of these surveys, where movements were detected, are discussed under other localities mentioned in this report.

Six or eight stations, depending on the terrain in the particular area, have been established at each of the 22 fault crossing nets. Precise levels have been run at most of the sites and a separate report has been prepared on vertical movement, Braaten (4).

San Francisco Bay Area — Three small nets along the Hayward fault, (A), (B) and (D), figure 1, were established in 1966. Site (B), at the University of California stadium, Berkeley, was reobserved in the latter part of 1967. Results of the surveys show right-lateral displacement of 4 mm between points on opposite sides of the fault. Sites (A) and (D) will be reobserved during the summer or fall of 1968.

Site 18, figure 1, approximately 10 km northwest of site (D), was established in 1965 and reobserved in 1966 and again in 1967. The results show right-lateral displacement of 6 mm per year for the 2-year interval between the surveys. These results are in close agreement with previous measurements made by engineers of the City of Hayward.

Along the Calaveras fault in this area are 3 small nets at site (C) and another net, site 19. Each of the 3 nets at (C) was established in 1964 and reobserved in 1965. Site 19 was established in 1965 and reobserved in 1966. Results of these surveys do not show any evidence of movement along the Calaveras fault.

Hollister Winery Survey — This fault crossing site, indicated as (F) in figure 1, was discussed in references (1 and 2). The quadrilateral was reobserved in 1965, 1966, and 1967 and a summary of the results of all surveys of the net is as follows.

Date of Surveys	Annual Rate of Displacement centimeters
8/57— 4/59	+1.5
4/59— 5/60	+1.7
5/60— 4/61	+1.9
4/61— 2/62	0.0
2/62— 9/63	+1.3
9/63— 6/65	+1.0
6/65—10/66	+1.4
10/66—10/67	+1.2

In the Hollister area, approximately 8 km northwest of the Winery site, figure 3, stations near and on opposite sides of the fault show an average

annual rate of displacement of 1.5 cm for the 21-year interval, 1930—51. Results from a resurvey of the net in 1962 show the same rate of annual displacement during the 11-year interval, 1951—62.

At the time of the 1967 resurvey of the Winery site, two additional nets, (E) and (G), figure 1, were established across the fault. Site (E) is approximately 4 km northwest of the Winery site and (G) is about 19 km to the southeast. Plans have been made to reobserve each of the 3 sites at approximate intervals of one year.

Vicinity of Cholame — After the earthquake in this area, which occurred on June 27, 1966, a portion of the triangulation net crossing the fault was reobserved. The net was established in 1932 and was reobserved in 1951 and again in 1962. Results obtained from the 1966 survey, when compared with the 1962 results, showed right-lateral displacement of about 15 cm. From 1932 to 1951 the relative displacement between stations near and on opposite sides of the fault was 15 cm. There were no significant changes between the surveys of 1951 and 1962.

Site number 17, figure 1, was established in 1964 and was reobserved in 1965 and again after the earthquake in 1966. No significant changes were indicated between the surveys of 1964 and 1965. Results from the 1966 survey, when compared with the previous surveys, show right-lateral displacement of 2.5 cm. This small net, with sides about 400 meters in length, straddles the fault in an area about 7 km southeast of the Cholame net described above.

Taft-Mojave Area — This network covers a large area where the San Andreas, Garlock, and White Wolf faults converge. The original survey was accomplished by the Coast and Geodetic survey in 1959—60 at the request of the California Department of Water Resources. Seventeen lines were measured with a Model 2 Geodimeter in 1960 by engineers from the Department of Water Resources. At the present time, May 1968, the lines measured previously with the Geodimeter are being remeasured. Reobservations of the angles were completed by the Coast and Geodetic Survey in December 1967. The CDWR engineers report that 14 distances measured are in close agreement with the previous measurements of 1960. A least squares adjustment of the two sets of observations will be made after all data are made available.

Vicinity of Gorman — This net was established in 1938 and resurveys were made in 1949 and again in 1966. Results of the surveys do not indicate conclusive evidence of systematic movement, however, changes between the surveys do show some small displacements. Stations in the network are inside the large Taft-Mojave area network described above.

Sites number 13 and 14, figure 2, straddle the Garlock fault in the Gorman area. These sites were established in 1964 and repeat surveys were made in 1965 and 1966. Site 13 was reobserved again in 1967. Results show small left-lateral slippage along the Garlock fault.

Imperial Valley, Vicinity of El Centro — This network is in southern California adjacent to the Mexican border and previous surveys were described under reference (1). A resurvey of most of the area net (reference 1, figure 9) was accomplished in the latter part of 1967. Stations to the north of latitude 33° and west of longitude 116° were not included in the resurvey. A final analysis of the results has not been completed; however, preliminary studies indicate the 1967 observations are in close agreement with the previous survey of 1955.

The large earthquake which occurred on April 9, 1968, was on the western edge of the Imperial Valley. The epicenter of this earthquake was approximately halfway between BLUFF and OCOTILLO, stations which were not included in the 1967 survey (reference 1, figure 9). The 1939 and 1955 surveys in this area, crossing the San Jacinto fault, show right-lateral displacement of one cm per year during the 16-year interval between the surveys. Plans have been made to reobserve about 4 quadrilaterals along the San Jacinto fault in the fall of 1968.

After the April 9 earthquake, Allen (3) reported, "The maximum displacement observed was 5 km northwest of Ocotillo Wells, where 38 cm of right-lateral slip was indicated by offset channels and vehicle tracks and by displaced slabs of dried mud crust. Vertical displacements were nil in most areas where the fault cut level ground, but wherever the break lay along a pre-existing fault scarp or bordered hills, vertical displacements of up to 20 cm occurred".

Nevada

Dixie Valley Area, Vicinity of Fallon — A 1966 resurvey in this area included stations in the basic net which were established in 1954 and a few additional stations to the north established in 1958. The previous resurvey of the net was made in 1955 after a severe earthquake in December 1954. Results obtained from the 1966 survey were in good agreement with the previous survey of 1955. In the northern part of the area, stations on opposite sides of a fault showed relative displacements of about 20 cm during the interval, 1958—66.

Utah

Salt Lake Country — Repeated measurements for crustal movements studies were made in 1964 and 1965 by University students from the Department of Civil Engineering, University of Utah. These measurements were in an area on the East Bench Branch of the Wasatch fault south of Salt Lake City. The results indicated a change in the vertical direction of points on opposite sides of a vertically displaced scarp, approximately 10 meters high, of one centimeter, Bryner (5).

Summary

The results of surveys along the major faults of California show conclusive evidence of slippage in many areas. In the areas where slippage has been detected, the direction of movement is right-lateral along the San Andreas and Hayward faults and left-lateral along the Garlock fault. From the San Francisco Bay area southeasterly to the San Andreas and Garlock faults, surveys indicate the following annual rate of slippage.

0.3 to 1.5 cm — Berkeley to Hollister
1.5 to 3.0* cm — Hollister to Salinas River Valley
3.0* to 2.5 cm — Salinas River Valley to Cholame
2.5 to 0 cm — Cholame to Junction of Garlock fault

Recent surveys southeast of the Garlock fault, sites numbered 1 through 12 and site 22, figure 2, have not shown any significant slippage. These results are in agreement with previous surveys throughout this area.

In the Imperial Valley area, small rates of slippage along the various faults have been detected by Allen and his colleagues at the California Institute of Technology.

Proposals have been made to establish fault crossing networks at intervals of about 30 km along the major California faults. If this proposal is carried out, and resurveys are accomplished at periodic intervals of one or two years, valuable information relating to earthquake prediction could be obtained.

During the past two years, the Earthquake Mechanism Laboratory of the Environmental Science Services Administration has been carrying out studies of fault slippage in California. A recent report from the Director of the Laboratory follows: "ESSA's Earthquake Mechanism Laboratory is engaged in the study of gradual fault movement known as fault creep or slippage. Such gradual fault slippage has been noted on the San Andreas, Hayward, and Calaveras faults of central California and probably the Imperial fault in southern California.

Many independent short straight survey lines have been established with many closely-spaced survey marks on each line. The close spacing of the survey marks is important for the precise location of the narrow zone of movement for future instrumentation. The survey line also measures the amount of movement in the particular slippage zone. Slippage rates of 6 mm (year to 25 mm) year have been found along the San Andreas, Hayward, and Calaveras faults. The width of the slippage zone is generally less than 5 meters.

Instruments have been designed to measure the movement in the narrow slippage zone continuously, and several instruments have been installed. The installation of a complete network of fault slippage instruments

* Average value for several lines crossing the fault in a network extending approximately 100 km along the fault (2).

is planned for the next several years. The instrumental measurement of fault slippage and its relation to earthquakes will increase our understanding of earthquake mechanism.

The instrument can also be quickly installed at the site of a large earthquake to monitor any continuing fault movement after the earthquake. Such an instrument was installed across the line of faulting formed in a magnitude 6.6 earthquake in southern California. The instrument showed that no fault movement occurred in the days after the earthquake, in sharp contrast to the 1966 Parkfield earthquake where continuing movement did occur. The presence or absense of continuing movement after an earthquake also tells us something about earthquake mechanism".

The report submitted to this Symposium by Dr. Burford discusses the crustal strain studies being carried out by the Earthquake Research Center of the U.S. Geological Survey.

For many years the Coast and Geodetic Survey has conducted a program for the study of crustal movements. This program will be continued and possibly accelerated if additional funds are made available.

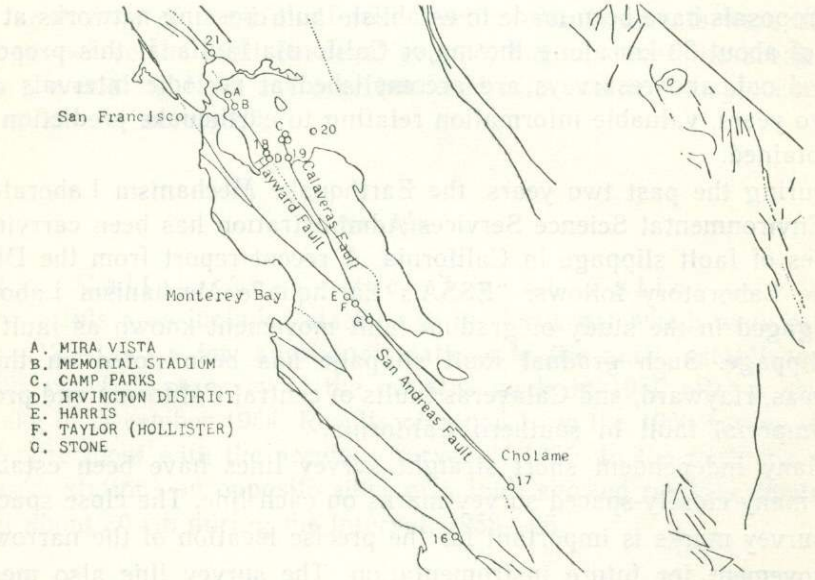


Fig. 1. Fault Crossing Sites, San Francisco Bay Area to Cholame.

References

1. Meade, Buford K., Horizontal Crustal Movements in the United States. Report to the Commission on Recent Crustal Movements, IUGG General Assembly, Berkeley, California, August, 1963.

2. Meade, Buford K., Report of the Sub-Commission on Recent Crustal Movements in North America, Second Symposium on Recent Crustal Movements, Aulanko, Finland, August, 1965.

3. Allen, C. R. & Others, The Borrego Mountain, California, Earthquake of 9 April 1968. Bull. Seism. Soc. Am. (To be published in June issue). 1968.

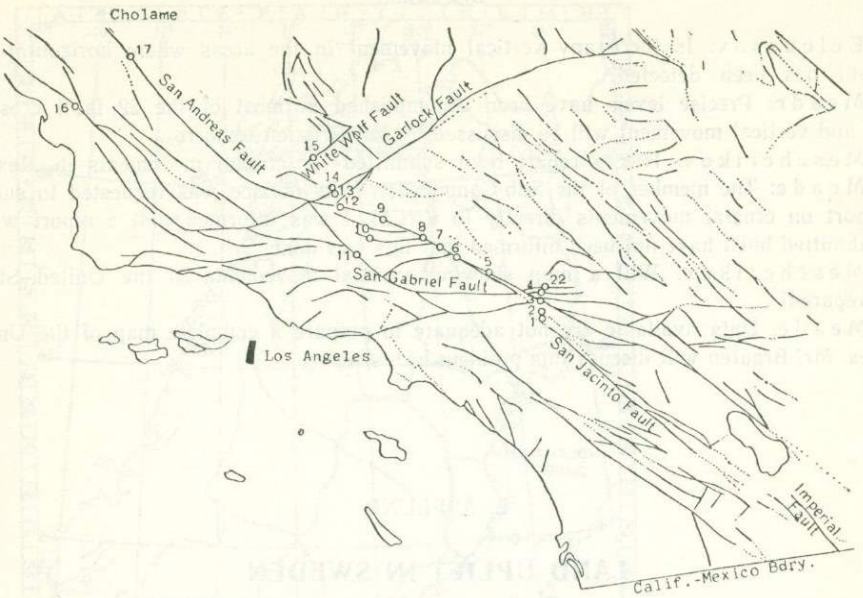


Fig. 2. Fault Crossing Sites, Cholame to Mexican Boundary

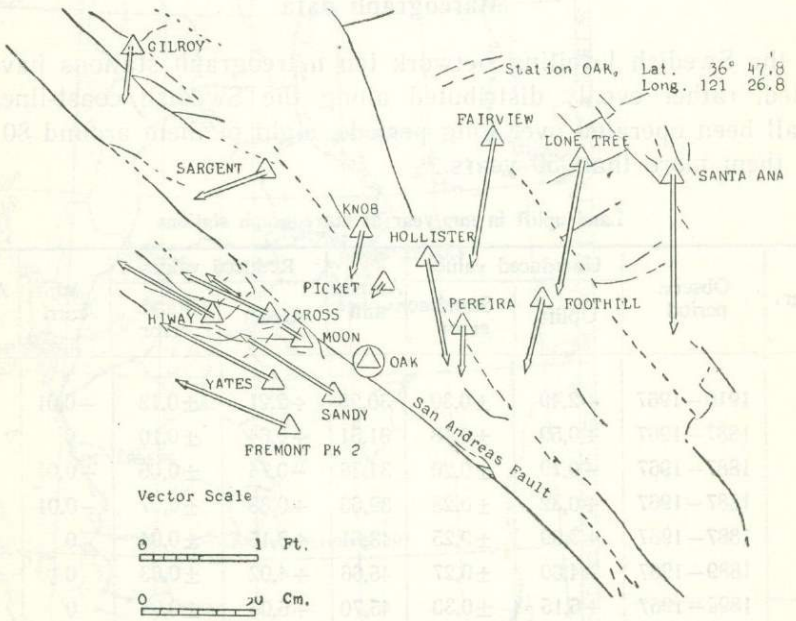


Fig. 3. Hollister Area. Vector Movem ent 1930—1951

4. Braaten, Norman F., Report on Program for Determining Vertical Crustal Movement in the United States. Third International Symposium on Recent Crustal Movements, Leningrad, USSR, May, 1968.

5. Bryner, Clifford G., Personal Communication, Department of Civil Engineering, University of Utah. 1968.

Discussion

Beloussov: Is there any vertical movement in the areas where horizontal movement has been detected?

Meade: Precise levels have been accomplished at most of the 22 fault crossing sites and vertical movement will be discussed by Mr. Braaten tomorrow.

Mescherikov: Has a report been submitted for crustal movements in Mexico?

Meade: The member of the Sub-Commission from Mexico was requested to submit a report on crustal movements directly to CRCM. I was informed that a report would be submitted but I have not been informed that this was done.

Mescherikov: Will a map showing vertical movements in the United States be prepared?

Meade: Data available are not adequate to prepare a complete map of the United States. Mr. Braaten will discuss this problem in his report.

L. ASPLUND

LAND UPLIFT IN SWEDEN

A preliminary study based on repeated levellings and mareograph data

Mareograph data

In the Swedish levelling network ten mareograph stations have been included, rather evenly distributed along the Swedish coast-line. They have all been operated over long periods, eight of them around 80 years, all of them more than 50 years.

Land uplift in mm/year at mareograph stations

Mareogr.	Observ. period	Unreduced values		Amplit. mm	Reduced values		Adj. corr.	Adjusted values
		Uplift	Stand. error		Uplift	Stand. error		
M1	1910–1967	+2,40	±0,30	30,25	+2,21	±0,13	−0,01	+2,20
M2	1887–1967	+0,59	±0,18	31,51	+0,64	±0,10	0	+0,64
M3	1887–1967	−0,79	±0,20	34,36	−0,74	±0,06	+0,01	−0,73
M4	1887–1967	+0,32	±0,23	39,63	+0,38	±0,07	−0,01	+0,37
M5	1887–1967	+3,09	±0,25	43,81	+3,15	±0,04	0	+3,15
M6	1889–1967	+4,00	±0,27	45,66	+4,02	±0,03	0	+4,02
M7	1892–1967	+6,15	±0,30	45,70	+6,06	±0,04	0	+6,06
M8	1898–1966	+8,20	±0,36	47,91	+7,80	±0,07	−0,01	+7,79
M9	1892–1967	+8,41	±0,33	51,05	+8,30	±0,12	+0,05	+8,35
M10	1916–1967	+9,30	±0,64	53,75	+9,19	±021	−0,10	+9,09

The Swedish Meteorological and Hidrological Institute has presented annual means of the mareograph registrations, and these data have been

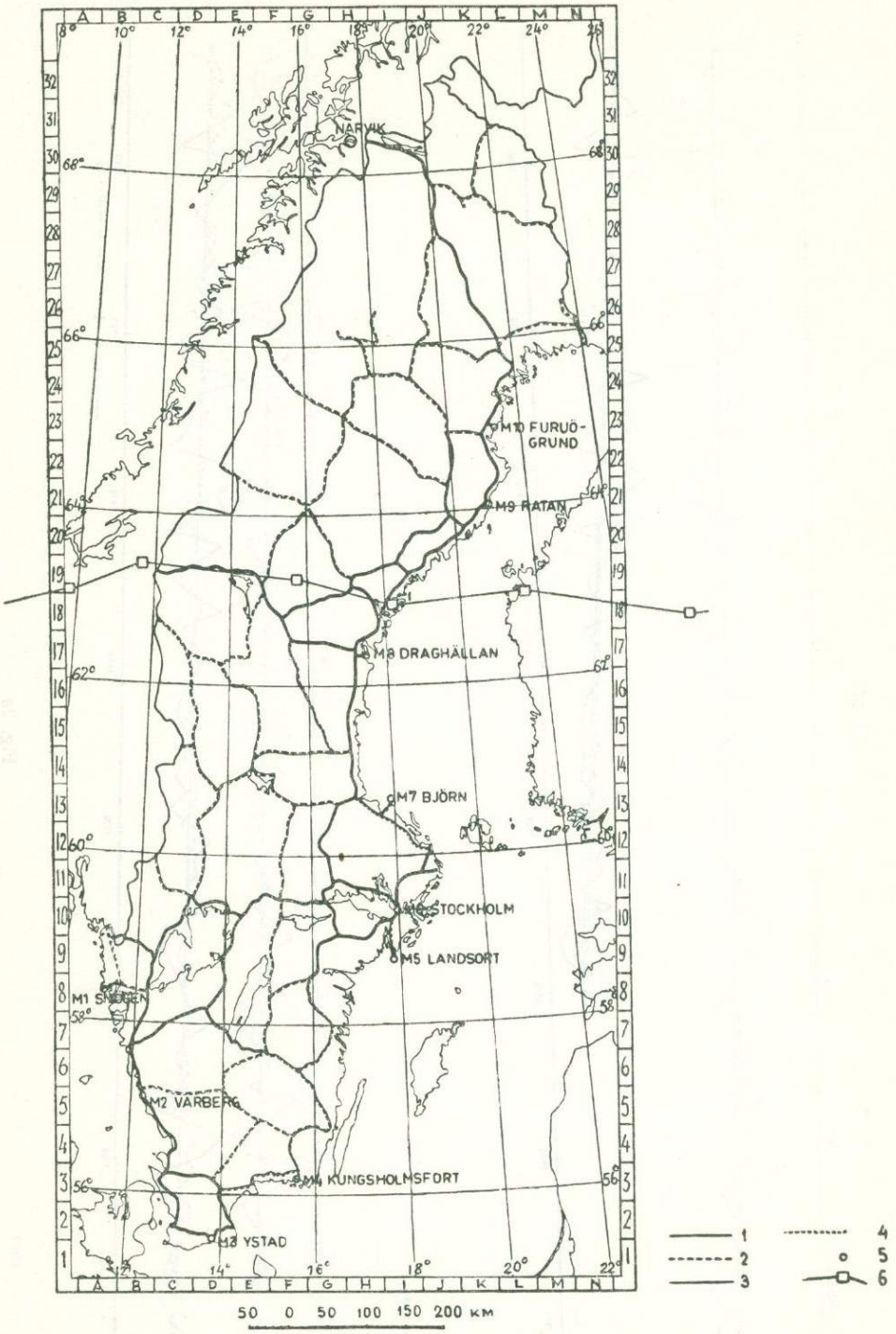


Fig. 1. High precision levelling network; Mareograph stations. 1 — Lines included in the levelling carried out in 1886—1905; 2 — additional lines in the new levelling; 3 — levelling carred out in 1951—1962; 4 — levelling carried out in 1963—1966; 5 — self-registering tide gauge; 6 — gravimetric land-uplift baseline.

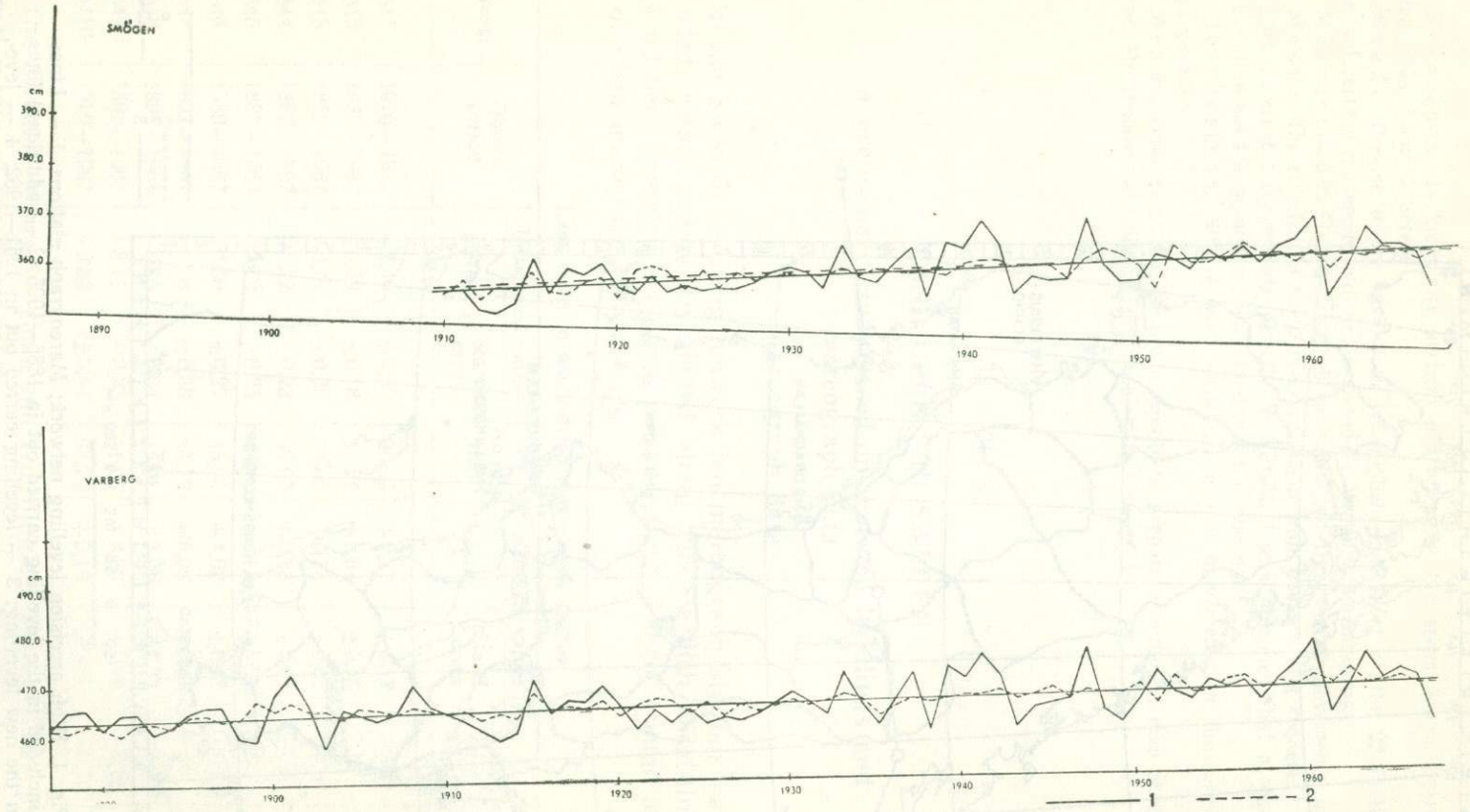

SMÖGEN
cm
390.0
380.0
370.0
360.0
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
VARBERG
cm
490.0
480.0
470.0
460.0
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1
2

Fig. 2a

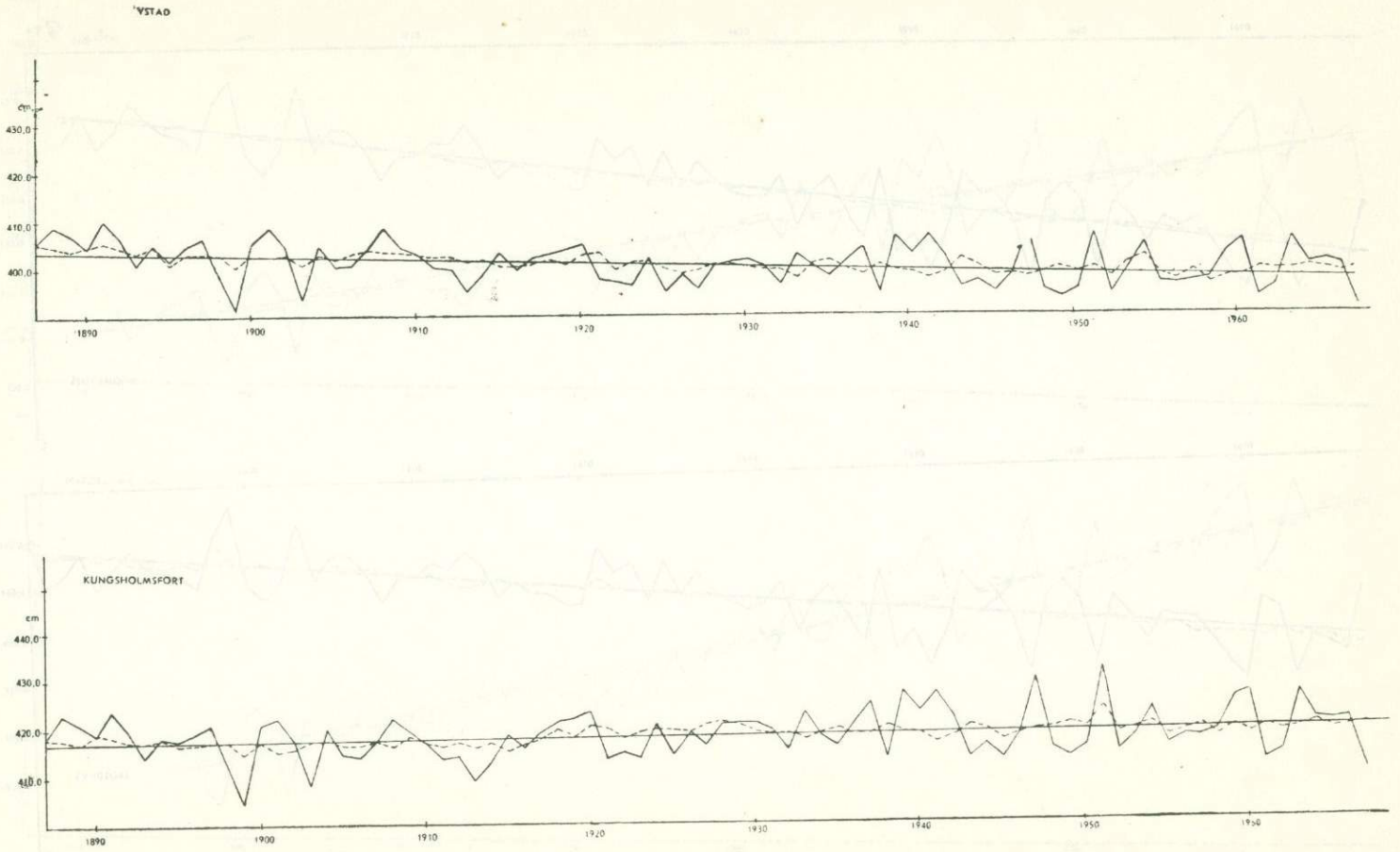

YSTAD
cm
430.0
420.0
410.0
400.0
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
KUNGSHOLMSFORT
cm
440.0
430.0
420.0
410.0
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig. 2b

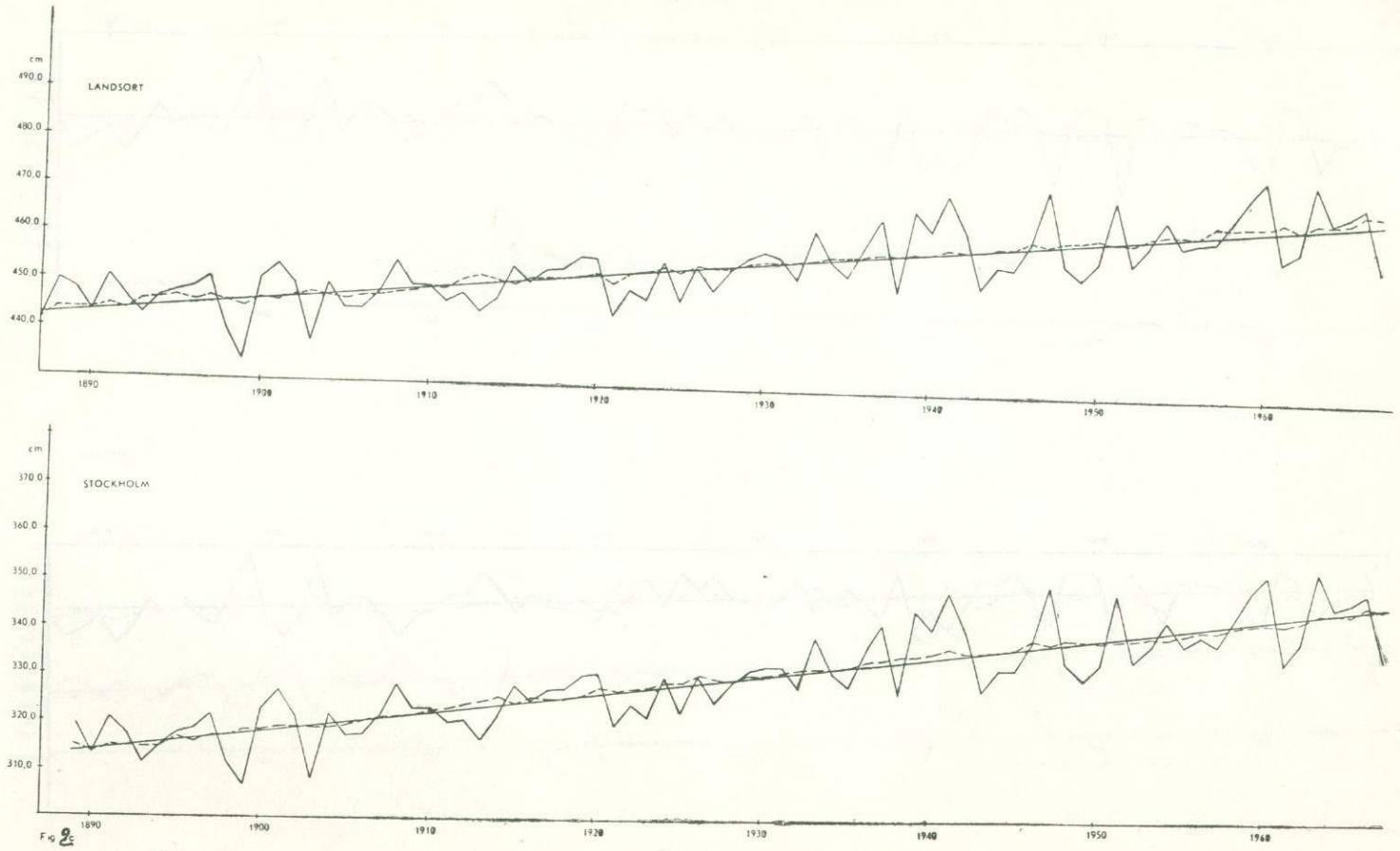

cm
490.0
480.0
470.0
460.0
450.0
440.0
LANDSORT
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
370.0
360.0
350.0
340.0
330.0
320.0
310.0
STOCKHOLM
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig. 2c

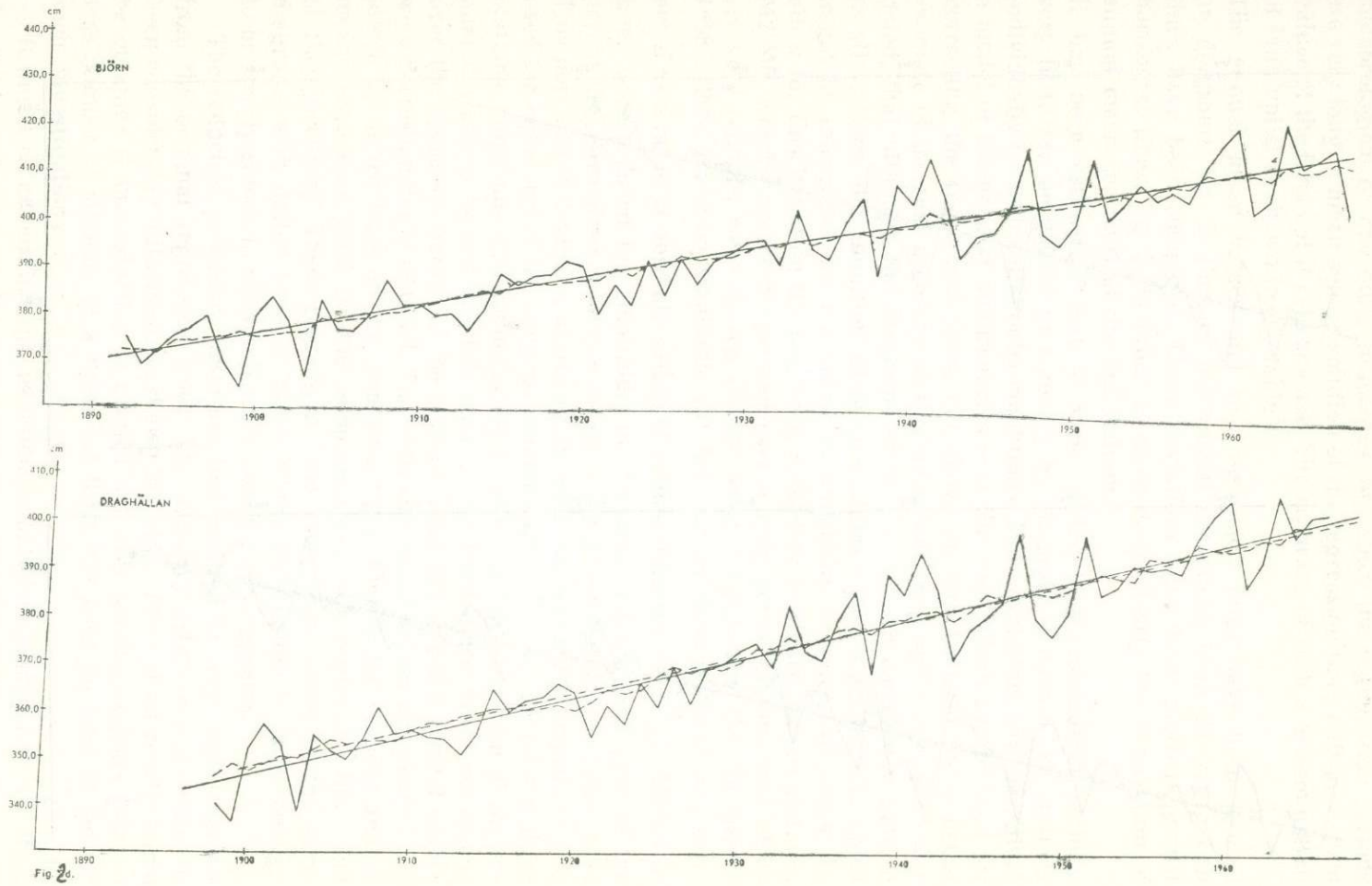

cm
440,0
430,0
420,0
410,0
400,0
390,0
380,0
370,0
BJÖRN
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
410,0
400,0
390,0
380,0
370,0
360,0
350,0
340,0
DRAGHÄLLAN
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig 2d.

Fig. 2d

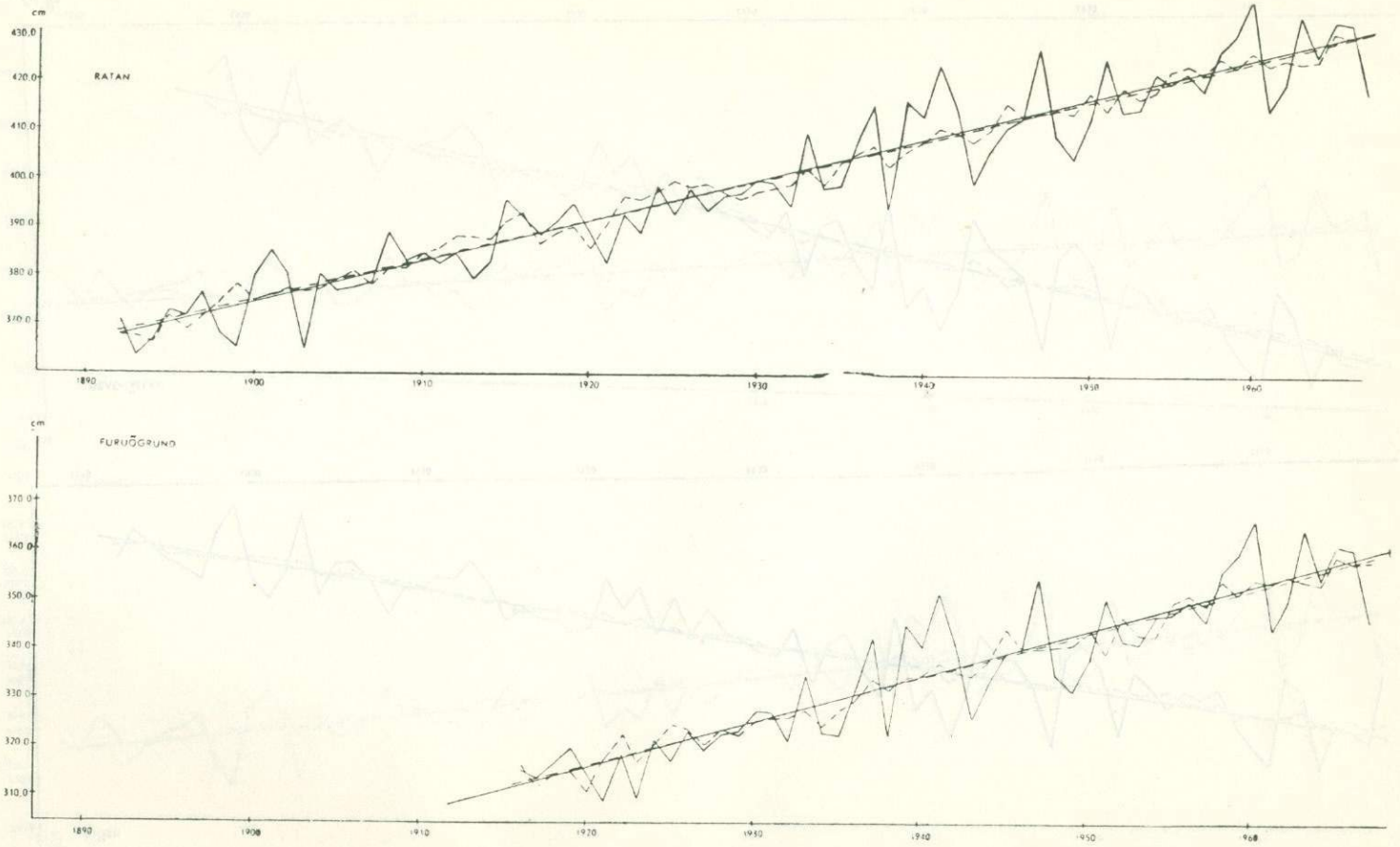

cm
RATAN
430.0
420.0
410.0
400.0
390.0
380.0
370.0
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
FURUÖGRUND
370.0
160.0
350.0
340.0
330.0
320.0
310.0
1890
1900
1910
1970
1950
1960
1950
960

Fig. 2e

used as a basis for this study. The means have not been corrected for meteorological or any other influences, but since the registration periods are very long, a mean square solution of the regression lines will give good values of the land uplift rate anyhow. The accuracy of such a determination of land uplist is shown in the table 1.

The annual mean values and the regression lines have been plotted on diagrams, fig. 2. Further the annual deviations from the regression lines have been computed. These deviations have been plotted against horisontal lines, fig. 3, in order to show more clearly the correlation of annual mean sea level at the ten stations.

It has been estimated, that in view of the long registration periods, very little can be gained in accuracy by attempts to correct the stations individually for influential outer conditions. The correlation, however, gives a model of the general disturbancies over the area, which can be used for correcting the regression lines, but above all can be used for a better estimate of the real accuracy of the individual land uplift values. It was noted, that although the diagrams show a very high correlation pattern in all stations, the amplitude of the deviations varies significantly, which might be interpreted as a measure of sensitivity to outer influences. To allow for this variation the following procedure was used. Seven stations, M2-M8, which have been operated over a long period of time and which are very reliable, were chosen for the basic computation. For the period 1898—1966, deviation amplitude (a) for each of these stations, was computed as a mean of absolute values of annual deviations $a = \frac{\Sigma |d|}{n}$ All deviations were reduced for amplitude, normalized, and for each year of the period the normalized deviation mean of the seven stations was computed This normalized deviation mean, again with due respect to amplitude, was used for reduction of the original annual values. For the remaining three stations, amplitude was computed by dividing the absolute sum of the annual deviations by the absolute sum of the normalized deviation means over the operation period of the station. Then the original annual values were correspondingly reduced. The reduced annual values are plotted and joined by dotted lines on the diagrams, fig 2. Finally the reduced annual means have been used for the computation of new regression lines and of their accuracy. These regression lines have been drawn in the same diagrams with dotted lines in cases, where the change is large enough to be clearly shown in the small scale used for the diagrams.

The reduction procedure described has resulted in very small changes from the original regression lines. The accuracy estimate has, however, been considerably influenced, as shown in Tabl 1. More strict results might be obtained if the reduction is carried out over smaller regions using a less number of stations at a time, but there has been no time as yet for such investigations.

It might be noted, that the deviation amplitudes steadily increase from the West Coast station M1 along the coast-line the further we follow it

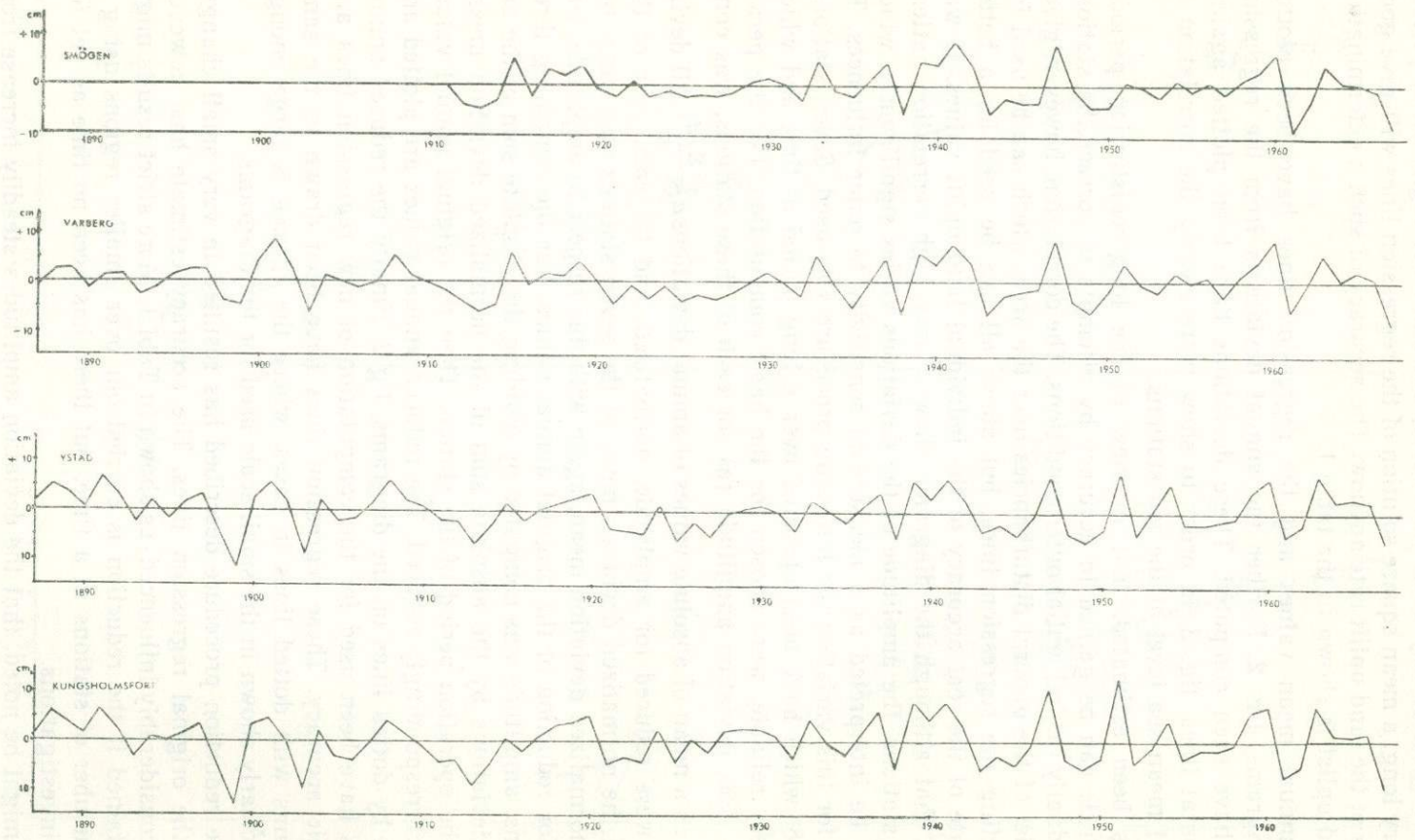

cm
+ 10
0
- 10
SMÖGEN
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
+ 10
0
- 10
VARBERG
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
+ 10
0
- 10
YSTAD
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
cm
10
0
10
KUNGSHOLMSFORT
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig. 3a

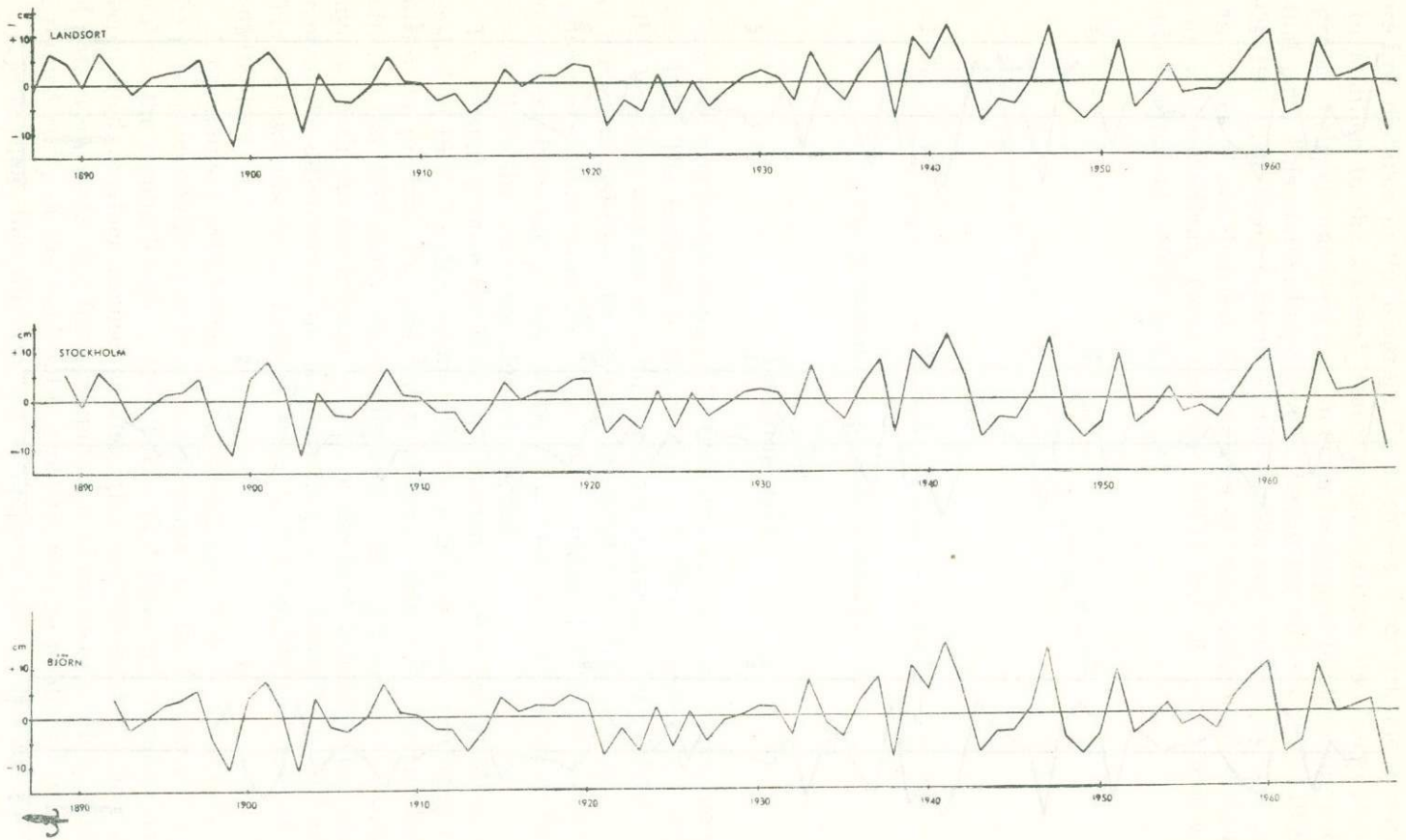

LANDSORT
STOCKHOLM
BJÖRN
cm
+ 10
0
- 10
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig. 3b

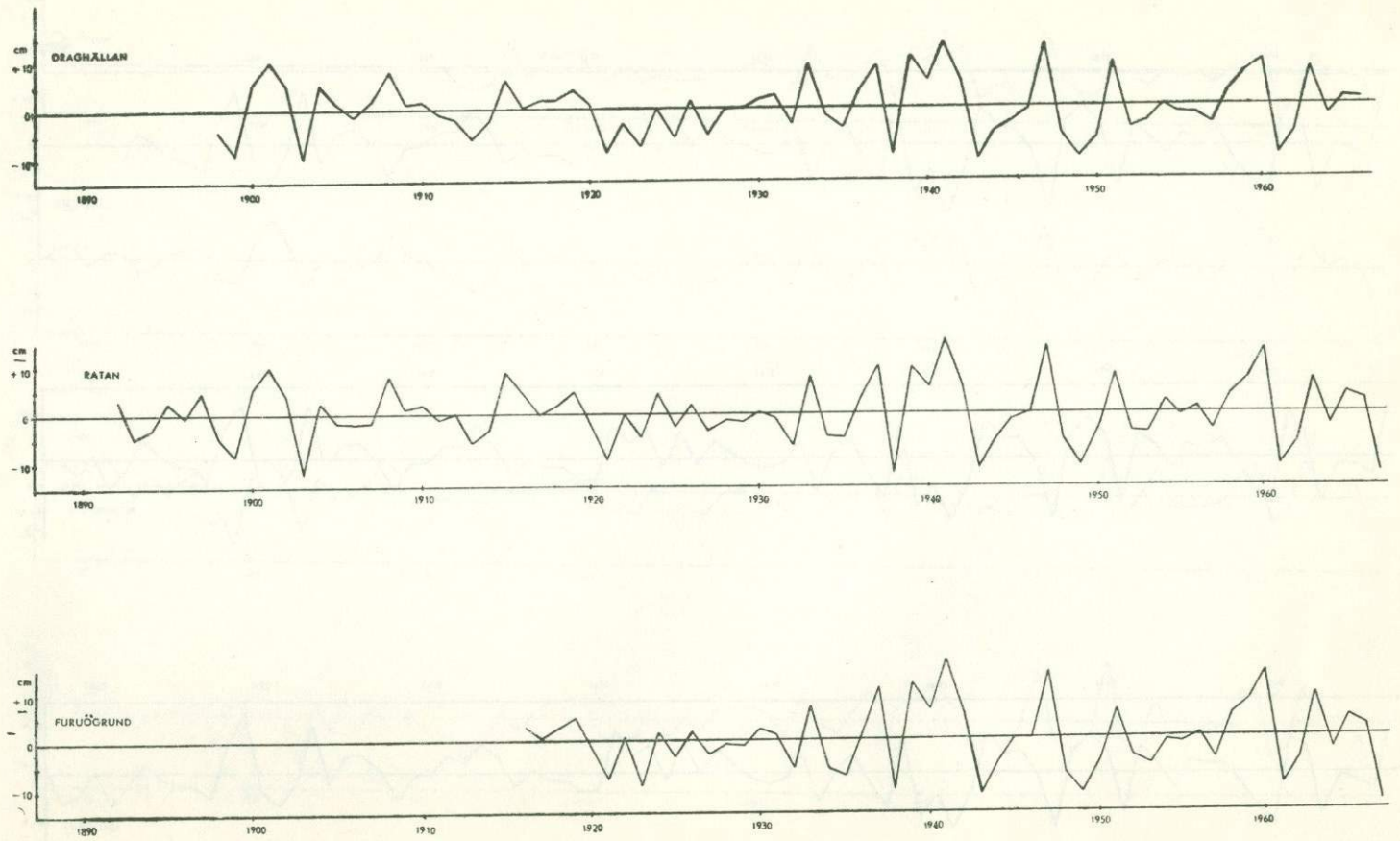

DRAGHÄLLAN
cm
+ 10
0
- 10
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
RATAN
cm
+ 10
0
- 10
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
FURUÖGRUND
cm
+ 10
0
- 10
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960

Fig. 3c

into the Baltic basin area. This amplitude increase, plotted against the shore-line distance in the diagram fig 4, shows a remarkable linearity.

In addition to the Swedish mareograph stations, the Norwegian mareograph at Narvik has been used in order to support the levelling network in that part. This station has operated during the periods 1906—1939 and 1948—1967. The Geographical Survey of Norway has kindly put annual mean values at our disposal. An analysis of these data, used without applying any reductions, gives the land uplift rate of +2,73 mm with a standard error of ±0,39 mm.

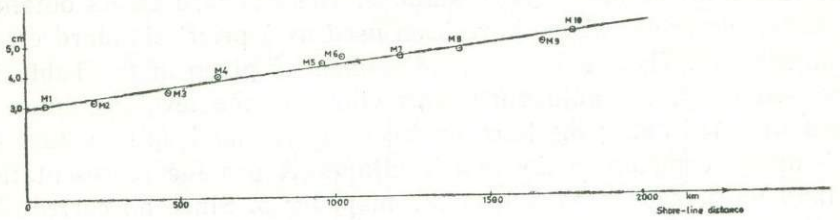


Fig. 4. Deviation amplitudes of annual means

Levelling data

The first precise levelling of Sweden was carried out during the period 1886—1905. The network is shown in fig 1. Unfortunately, the accuracy of this levelling was not very high, a total standard error of ±4,4 mm/km has been obtained from the adjustment calculation. This accuracy estimate is, however, rather weak because of the configuration of the network. The experiences from the present work show that the data seem to be more reliable than the accuracy figures indicate.

The second precise levelling was started in 1951 and field work was finished in 1967. The final computations of this network are being carried out for the present. The preliminary results available so far are, however, sufficient for this study, especially since the data has to be combined, anyhow, with the far inferior results of the first levelling. The standard error of the difference of the two levellings is estimated to ±4,7 mm/km. This corresponds to a standard error in land uplift per year of ±0,67 mm/100 kms.

A preliminary calculation of land uplift has made it possible to reduce the precise levellings each to a chosen epoque, for the first levelling 1892,0 and for the second levelling 1960,0. The first levelling therefore has been recomputed, in which connection also other improvements in the reduction of data were made. The final computation of the two levellings, including a refined study of the land uplift problem, will be published in due time.

It is obvious, that the accuracy of the land uplift study by comparison of the two levellings is not high enough to allow a reliable study over a large area, if it is not supported by mareograph stations. It gives, however,

good indications of the process between the mareograph stations and, which is of most interest, a first possibility of a survey of the phenomena inland.

Adjustment procedure and final results

The land uplift values from the mareograph observations and the differences in land uplift obtained along the levelling lines, have been used in a common adjustment procedure in order to determine the final land uplift values at the mareograph stations. The standard errors obtained in the studies described above have been used as à priori standard errors in the adjustment. The result of the adjustment is given in the Table 1.

Subsequently, the adjustment corrections to the levelling lines, have been distributed along the lines in order to give land uplift values of all bench marks common in the two levellings. A graphic representation of the land uplift rate is shown on the map, fig 5. Since no correction for eustatic change has been applied, this land uplift rate is relative to the mean sea level. There is no indication, that this relative rate is not linear during the period. It should be pointed out, that the system used for reduction of the annual deviations at the mareograph stations makes it possible that a systematic error, common to all stations, remains. This error is, however, likely to be of negligible size, and ahnyow very small as compared to the eustatic change.

It is noteworthy, that the general picture of the changes in land uplift rate, as obtained from mareograph data as well as from the levellings, is very regular, which indicates a unitary movement procedure, very little disturbed by local activities. An accurate study of details of the movement pattern calls, however, for a considerably higher accuracy in the differences of the two levellings. It is therefore important, that a third levelling is carried out, which in the first place can allow a good comparison with the second levelling. Since 17 years have now passed from the beginning of the second levelling, it will in a few years time be worthwhile to start remeasurements along certain lines. In addition to the increased accuracy, which will be obtained by a third levelling, the density of the second levelling network will allow a much more detailed study of the movements in the future.

Gravity changes caused by the land uplift

In order to study the changes in gravity due to land uplift, a special gravity base-line has been established. This base is arranged as a continuation of the corresponding Finnish line and is also connected to this line by measurements across the Bothnian Gulf between a Swedish and a Finnish station. The line continues through Sweden and Norway to the

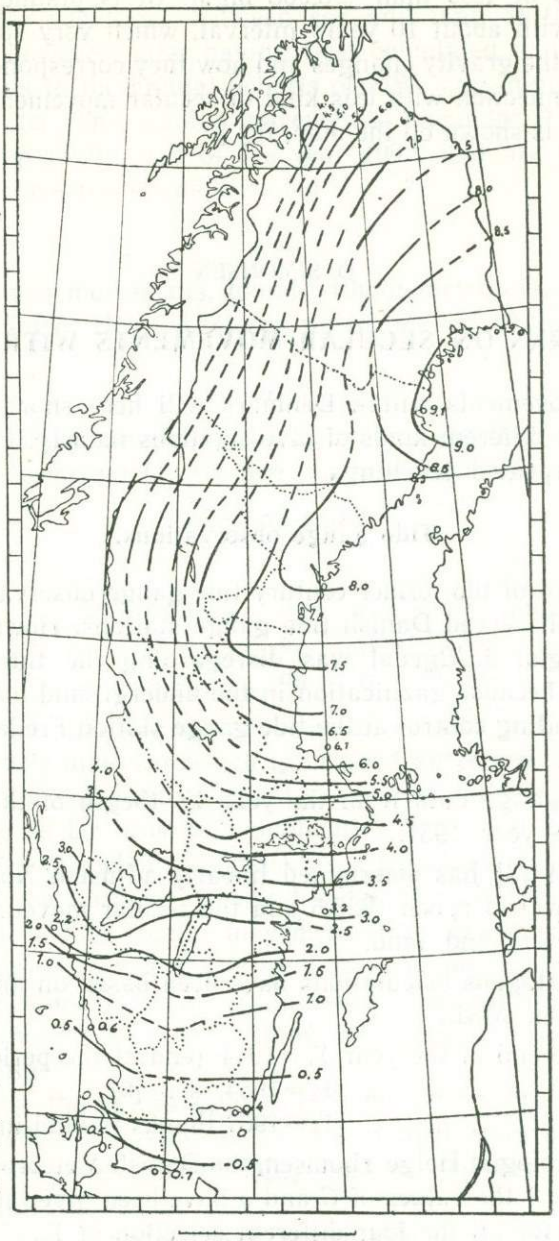


Fig. 5. Land uplift in Sweden (mm/year)

North Sea Coast and covers together with the Finnish part a very interesting part of the land uplift area. In order to avoid systematic errors in the gravity measurements, the stations have been chosen with very small gravity differences, in fact they are all within an 1 mgal interval. The first measurement of the Swedish-Norwegian part was carried out by Rikets allmänna kartverk in 1967 using a set of Lacoste & Romberg gravity meters. The standard error of a gravity difference between adjacent stations

is estimated to be less than ±0,005 mgal. Iit is planned to repeat the measurement with about 10 years interval, which very soon will allow a detail study of the gravity changes and how they correspond to the changes in height in connection with this kind of secular movements. The Swedish part of the line is shown on the map, fig 1.

O. SIMONSEN

SOME REMARKS ON SECULAR MOVEMENTS WITHIN DENMARK.

The secular movements within Denmark will here shortly be mentioned on basis of two different kinds of investigations namely: tide gauge observations and repeated levellings.

Tide gauge observations.

From the end of the former century tide gauge observations have been made by 10 well served Danish tide gauge stations. However, since 1954 Statemeteorologist J. Egedal was disregarding the tide gauge station Frederikshavn, because gazification in the underground has made an analysis of the levelling control at the tide gauge station Frederikshavn awfully complicated.

Using tide gauge data from the year Y_b (begin of the period) up to the end of the year 1931.

1) I. Egedal [3] has determined linearly adjusted Normal Heights C of sea level to epoch 1920.5 and the secular movements α (or α_{sea}) between sea and land.

Later on analogous calculations have been based on annual heights of Mean Sea Level, MSL,

2) up to the end of the year $Y_e = 1944$ (end of the period), see [4],
3) „ „ „ „ „ „ „ $Y_e = 1954$, see [6],
4) „ „ „ „ „ „ „ $Y_e = 1967$ thanks to kind information given by State meteorologist Helge Thomsen, the Danish Meteorological Institute.

In Enclosure 1 the values of C and α have been given for 9 Danish tide gauge stations for all the four different selection of Y_e.

The greater the considered numbers of years $Y_e - Y_b$ are, the smaller a standard deviation σ_α is found for the secular variation

namely varying from about 0.4 — 0.6 mm/year
to „ 0.1 — 0,2 mm/year

See Enclosure 2.

All these calculations have been made without meteorological corrections even though most of them have been made by the Danish Meteorological Institute.

Dr. Rossiter, Director of the Permanent Service for MSL, has also calculated secular variations between sea and land at the Danish tide gauge stations, however, after having first calculated and used meteorological corrections to the annual heights of MSL according to the method Doodson — Rossiter. The secular movements, found by Dr. Rossiter, are based on data up to the end of the year 1962, and are provided whith meteorological corrections and denoted

$$\alpha_R,$$

whereas the secular movements, found without meteorological corrections by Statemeteorologist Helge Thomsen up to the end of the year 1967 are denoted

$$\alpha_T.$$

In Enclosure 3 are given values of α_R and α_T and their standard deviations. It will be seen that for six tide gauge stations are

$$\alpha_R - \alpha_T \text{ small}$$

and else we have:

in Hornbaek	$\alpha_R - \alpha_T = +0.09$	mm/year
„ Hirtshals	$\alpha_R - \alpha_T = -0.32$	„
„ Esbjerg	$\alpha_R - \alpha_T = -0.26$	„

In Esbjerg the standard deviation of α_R is only ± 0.15 mm/year but that of α_T is ± 0.22 mm/year which is in good agreement with the clearly demonstrated effect of meteorological corrections to tide gauge observations in Esbjerg in Dr. Rossiters publication 1967 [10] p. 280 fig. 3.

If we consider the whole Denmark as a rigid unit, which is tilting in relation to the sea surface already Egedal has determined isobases of landuplift by the aid of secular movements α_{sea} between sea and land at 10 or 9 tide gauge stations; α_{sea} is used as a common notation for α_T and α_R in order to emphasize that α_{sea} is determined from local tide gauge observations, whereas α_{niv} is a value for secular movement found by repeated levellings.

If we now use the values α_T we find nearly the same direction of the isobases as Egedal has found by the aid of MSL data up to the end of 1944 [4], only the zero-isobase $I^{\alpha T-}_{19679}$ had in 1967 been moved roughly about 20 km towards NE.

If, however, we use ^{R} at the 9 Danish tide gauges the corresponding system of isobases will turn clockwise 9.8 in relation to the isobases $I^{\alpha T-9}_{1967}$.

If we suppose it would be allowable to continue the isobases $I^{\alpha R-9}_{1926}$ and $I^{\alpha T-}_{1967}$ towards Norway, and read the position of the Norwegian tide gauge Tregde ($\varphi = 58°00'$ $\lambda = 7°34'$) we find for Tregde in the system $I^{\alpha T-9}_{1967}$ the secular movement $+0.06$ mm/year for Tregde in the System $I^{\alpha R-9}_{1962}$ the secular movement -0.33 mm/year which may be compared to secular movements found by tide gauge observations made in Tregde: -0.59 mm/year published by Trovaag and Jelstrup [18] pp. 89, 163—164

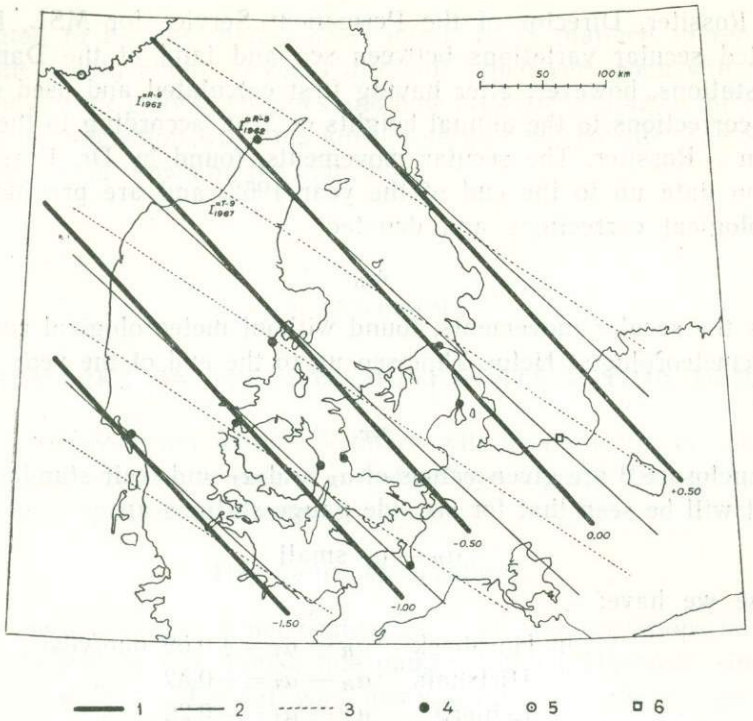


Fig. 1. Isobases for land uplift in relation to the sea determined by considering an area A of the earth's surface as a rigid unit tilting (about 0.″0013 per year) round a straight hinge line. As areas A have been considered as wel A_{JF} comprising only Jutland and Funen with 5 Danish tide gauge stations as A_{DK} comprising the whole Denmark with 9 Danish tide gauge stations. At each considered Danish tide gauge station values of secular land uplift x_T and x_R (see below) have been determined by linear adjustment of annual heights of MSL from about 1890 up to either (1): the end of the year 1967 by state-meteorologist Helge Thomsen, The Danish Meteorological Institute, without application of meteorological corrections to the annual heights of MSL. The resulting values of secular land uplift are here denoted α_T: or (2): the end of the year 1962 by Director J. R. Rossiter, Permanent Service for MSL, with application of meteorogical corrections to the annual heights of MSL. The resulting values of secular land uplift are here denoted α_R.
1. Isobase determined by tilting the area A_{JF} (Jutland Funen considered as plane) when considering the 5 values of α_R as observations which may be adjusted simultaneously for determination of the angle of tilt and of the hinge line, which is denominated the Zero Isobase $I^{\alpha R-5}_{1962}$ 2. Isobase determined as mentioned above, however, now valid for the area A_{DK} (the whole Denmark) and 9 values α_R. The hinge line is the Zero Isobase $I^{\alpha R-9}_{1962}$. 3. Isobase determined as mentioned above, however, now valid for the area A_{DK} and 9 values α_T. The hinge line is the Zero Isobase $I^{\alpha T-9}_{1967}$ 4. Danish tide gauge station. 5. Norwegian tide gauge station. 6. Swedish tide gauge station.

without meteorological corrections (-0.45 ± 0.33) mm/year published by Dr. Rossiter [10] p. 282 with meteorological corrections.

The secular movements found by the tide gauges Copenhagen and Gedser do not agree well with the secular movements found by levelling. Furthermore repeated levellings have shown by the aid of 225 bench marks

on Zealand that the axis of tilt solely for Zealand intersects the isobases found by Egedal by the aid of tide gauge observations at 10 tide gauges up to the end of 1944 under an angle of 39°, [11] p. 115; [12]. Therefore also an adjustment for determination of a hinge line has been performed solely by using the secular movements α_R between sea and land at the 5 tide gauge stations on Funen and in Jutland namely.

Slipshavn, Fredericia, Aarhus, Hirtshals, Esbjerg, this adjustment giving the isobases $I^{\alpha R}_{1962}{}^{5}$ which are turned an angle of

$$4°8 \text{ in relation to } I^{\alpha R-9}_{1962}$$

or

$$14°6 \text{ ,, ,, ,, } I^{\alpha T-9}_{1967},$$

The angle of tilt for $I^{\alpha R-5}_{1962}$ is $0''.00137$ in good agrement with the

$$\text{angle of tilt } 0''.00132 \text{ found for } I^{\alpha T-9}_{1967}$$

$$\text{,, ,, ,, } 0''.00134 \text{ ,, ,, } I^{\alpha R-9}_{1962}$$

The position of Tregde will give within the system of isobases $I^{\alpha R-5}_{1962}$ an indication of secular movement

$$\alpha^{\text{System}-\alpha R-5}_{\text{Tregde}} = -0.40 \text{ mm/year}$$

if it will be allowable to use the Danish system of isobases $I^{\alpha R-5}_{1962}$ even so far as to Tregde. The value thus found for Tregde is in good agreement with the value -0.45 mm/year found by Dr. Rossiter as already mentioned.

Some reasons can be given for using the system of isobases $I^{\alpha R}_{1962}$ so far towards south-east as Hornbaek in Zealand and even Ystad in Southern Sweden intending to establish the following estimations of secular movements

$$\alpha^{\text{System}-aR-5}_{\text{Hornbaek}}$$

and

$$\alpha^{\text{System}-\alpha R-5}_{\text{Ystad}}$$

by the aid of the isobases $I^{\alpha R-5}_{1962}$ determined solely by 5 tide gauge stations in Jutland-Funen.

The reasons for this are the following:

(a) The Fennoscandian Border Zone goes from the Northernmost part of Jutland towards South-East to Ystad and further on to Bornholm, [17] Plate 16.

(b) As to Hornbaek Professor Sorgenfrei has in 1962 kindly informed the author so that it has been possible for him, [12] p. 131 Fig. 3, to indicate faults in the bed rock (the so-called Alnarp valley) in the North Eastern part of Zealand. This fault separates a small area Hornbaek — Elsinore from the main part of Zealand.

We find according to the positions of Hornbaek and Ystad within the system of isobases $I_{1962}^{\alpha R-5}$

$$\alpha_{\text{Hornbaek}}^{\text{System}-\alpha R-5} = +0.06 \text{ mm/year}$$

$$\alpha_{\text{Ystad}}^{\text{System}-\alpha R-5} = +0.17 \text{ mm/year}$$

which agree well with

$\alpha_R = +0.03$ mm/year in Hornbaek
(see Enclosure No. 3)

and tolerably well with a preliminary value of
secular land uplift in Ystad +0.4 mm/year
found by repeated levellings and
mentioned by Professor Asplund in 1966 [1], p. 113

However, tide gauge observations in Ystad give a secular land uplift
−0.9 mm/year according to L. Asplund [1], p. 113
−0.86 mm/year ±0.17 mm/year according to J. R. Rossiter [10] p. 282.

A further development of the calculation of the Swedish levelling network has according to Professor L. Asplunds report [1a] Fig. 2 to the Symposium in Leningrad 1968 given the value of the secular land-uplift in Ystad −0.73 mm/year, which value is obtained by giving great weights to the values of secular movements found at the Swedish tide gauge stations.

The Danish geodesist Kai Borre has tried to pursue the problem of disagreement between secular movements found by tide gauge observations and by repeated levellings in Copenhagen and Gedser by elaborating meteorological corrections to annual heights of M.S.L. by utilization of very detailed meteorological data. Mr. Borre has not yet reached a final result. He has worked according to a principle indicated originally in 1918 by Rolf Witting, [19], and later used by O. Jakubovsky [7]. Mr. Borre has for the Danish isles and for near-by areas within Sweden and Germany made a great work for determination of air pressure gradients and their correlations with monthly heigts of MSL, but the result obtained until now show that still a parameter must be observed or determined in some way for each month namely the amount of water-outflow from (or inflow to) the Baltic through the straits round the Danish islands. If somebody should be able to refer to (published or unpublished) relevant data observed for each month such as

(a) Measurements of currents,
(b) Measurements of precipitation within the areas supplying the rivers to the Baltic with water,
(c) Measurements of outflow of the rivers to the Baltic,
(d) Exchange of water between the Baltic and the open ocean, it will be greatly appreciated.

Secular movements found by repeated levellings.

The first precise levelling of Denmark was mede 1885—1905 and the second levelling was made 1938—1953.

The calculations of secular movements have for the present moment been made in two different vays for Jutland and for the Danish islands.

J u t l a n d. Within Jutland M.Sc. S. Waage Lauritzen has made a simultaneous adjustment in the electronic computer GIER comprising as

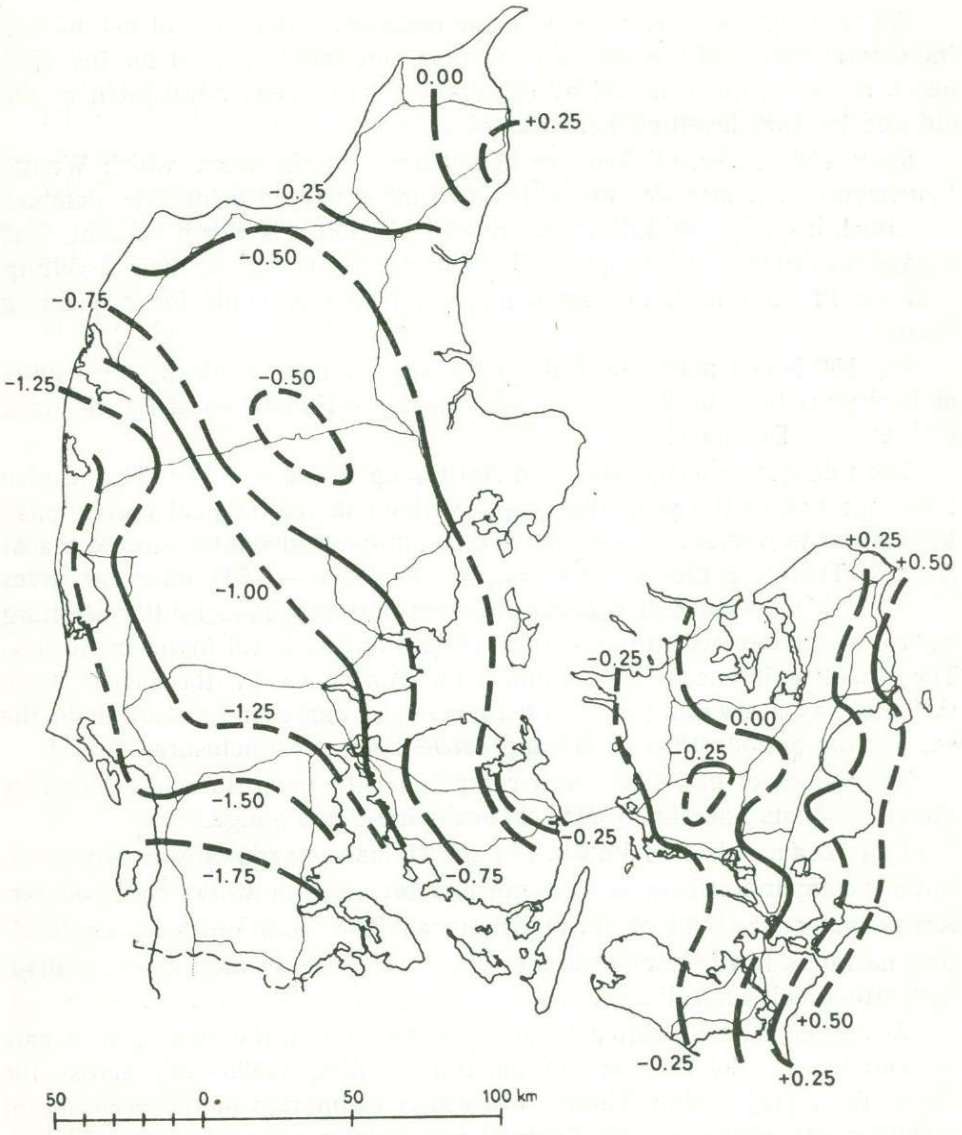


Fig. 2. Provisional and approximate values in mm/year for secular movements in Denmark found by repeated levellings (1885—1905 and 1938—1953). The secular variation of the land in Aarhus is referred to Mean Sea Level in Aarhus considered as stable during the years 1889—1954. Lines of the levelling network 1938—53 are indicated by thin lines.

well the Old Precise Levelling Network as the New Lewelling Network of High Precision. Mr. Waage Lauritzen has made a great and carefully performed work but in the summer 1964 his important activities were suddenly interrupted by his too early death. The great simultaneous adjustment comprises 40 condition equations. The differences of height have been computed in geopotential numbers for both the old and the new levelling network. All differences of height have been referred to a certain epoch

namely epoch $E_1 = 1890.5$ for the old levelling network

and „ $E_2 = 1950.5$ „ „ new „ „

The adjustment corrections v to the observed differences of height and the determination of the values of secular movements β_{niv} of the involved bench marks are determined by the great simultaneous adjustment of the old and the new levelling networks of Jutland.

Since 1966 M.Sc. O. Remmer has taken over the work, which Waage Lauritzen earlier attended to. Still some time is needed before Mr. Remmer can finish his work for Jutland. In this connection it is worth noticing that Waage Lauritzen has supplied the measurements of the new levelling network in Jutland with astronomical corrections valid for a yielding earth.

For 500 bench marks in Jutland the secular movements β_{niv} (in units of 10^{-3} gpu) have been found in relation to the Fundamental Bench Mark GM 902 of Denmark.

The tide gauge observations in Aarhus up to the end of 1954 and also up to the end of the year 1967 give (without meteorological corrections) the secular movement of GM 902: -0.56 mm/year in relation to the sea at Aarhus. Therefore the equation $\alpha_{niv} = (1.02 \times \beta_{niv} - 0.56)$ mm/year gives the secular movement of a bench mark in Jutland found by the levelling networks but referred to the Normal Height of Sea Level found in Aarhus. The Local Reference Plane defined in Aarhus by the bench mark GM 898 has a secular movement $\alpha_{se}{}^{a} = -0.54$ mm/year in relation to the sea for the periods 1889—1954 and 1889—1967, see Enclosures 1, 3, 4.

The values of α_{niv} have been compared with the values α_{sea} found by the aid of annual heights of MSL at each single tide gauge.

The Danish Islands. For the Danish islands only a very preliminary comparison between old and new levelling networks could be performed before the symposium in Leningrad 1968 (both old and new levelling networks have for this purpose been calculated in metres and without meteorological corrections).

Attention must be called to the fact that it is difficult to give a safe information on the accuracy of the old levelling (1896—97) across the Great Belt, [12] p. 143. Therefore a rough estimation of the accuracy of levelling has been made for Zealand and Falster with reference to Hornbaek (in the Northern part of Zealand), see Enclosure 4, where also the value of α_{sea} either found as α_T or α_R has been given as well as $\alpha_{niv} - \alpha_T$ and $\alpha_{niv} - \alpha_R$.

For Jutland the uncertainty of the relative secular movement $\beta_{niv} = \beta$ has been found, first as preliminary estimations and then later also as standard deviations calculated from the simultaneous adjustment of the old and the new network. These standard deviations have been determined by M.Sc. O. Remmer. It will be noted that in general are the values $\alpha_{niv} - \alpha_R$ a little smaller than $\alpha_{niv} - \alpha_T$, most pronounced for Hirtshals and Esbjerg; $\alpha_{niv} - \alpha_R$ is small for Aarhus, Fredericia, Esbjerg. For Hirtshals $\alpha_{niv} - \alpha_R = -0.29$ mm/year and for Slipshavn, Korsor, Hornbaek

$$\alpha_{niv} - \alpha_R$$

vary from +0.28 mm/year to +0.48 mm/year, whereas in Gedser and Copenhagen $\alpha_{niv} - \alpha_R$ are about 1 mm/year.

When considering only Zealand and Falster with reference to Hornbaek the differences $\alpha_{niv} - \alpha_T$ are a little smaller than $\alpha_{niv} - \alpha_R$.

When estimating the levelling error of β from Hornbaek to Copenhagen with two decimals we get an error ± 0.26 mm/year which indicates a certain possibility for systematical influences either in the levellings or in the tide gauge observations.

The comparison of repeated levellings comprises

for Funen	49	bench marks
„ Zealand	225	„ „
„ Lolland and Falster	28	„ „

and therefore the comparison of repeated levellings gives a more detailed information on secular movements within Denmark than the information found by 9 tide gauge stations within the whole Denmark.

Acknowledgement.

The author takes pleasure in acknowledging Professor, Dr. Sc. Einar Andersen, Director of the Danish Geodetic Institute for having given me the opportunity to elaborate this paper, Statemeteorologist Helge Thomsen, the Danish Meteorological Institute for having contributed with valuable data for the investigations, my collaborators in the Geodetic Institute for valuable assistance.

Discussion:

Kukkamäki: I congratulate you on the fine results derived from the Danish sea-level recordings. Wouldn't it be better, however, to present the results with detailed isobases instead of the tilting angle and tilting axis only.

References

1. Asplund L. Preliminära data on landhöjningen i Sverige från precisionsavvägning. Det Femte Nordiska Geodetmötet i Stockholm 25—29 April 1966. Nordiska Kommissionen for Geodesi. Printed in Stockholm 1967.

1a. Asplund L. Land uplift in Sweden. A preliminary study based on repeated levellings and mareograph data. Rikets Allmänna Kartverk. Stockholm May, 1968.

2. Buch, Arne. See No. 17.

3. Egedal J. On the Determination of the Normal Height of the Sea-level round the Danish Coasts. Appendix to the Nautical-Meteorological Annual, 1933. Printed 1933.

4. Egedal J. On the Variations of the Normal Height of the Sea-level round the Danish Coasts. Appendix to the Nautical-Meteorogical Annual, 1945. Printed 1946.

5. Egedal J. Report on the investigation of the secular variation of the sea-level on the coasts of Europe (exept the British Isles) and of North Africa. Association d'oceanographic Physique. Publication Scientifique No. 13. Secular Variation of Sea Level. Geofysik Institutt Bergen Norvege, 1954.

6. Egedal J. On the Variations of the Normal Height of the Sea-level round the Danish Coasts 1889—1954 Appendix to Nautical-Meteorological Annual 1955. Printed in Horsholm 1955. Distributed by the Danish Meteorological Institute, Copenhagen.

7. Jakubovsky O. Vertical movements of the Earth's crust on the coasts of the Baltic Sea. Proceedings of the Second International Symposium on Recent Crustal Movement. Aulanko Finland August 1965. Printed in Ann. Acad. Scien. Fennicae A III 90. Helsinki 1966.

8. Jelstrup G. See No. 18.

9. Jessen A. Lokale Hojdevariationer i Denmark. Memoires de l'Institut Géodésique de Danemark. Troisième Serie, Vol. 35, København 1964.

10. Rossiter J. R. An analysis of Annual Sea Level Variations in European Waters. Geophysical Journal R. astr. Soc. London 1967. Vol. 12.

11. Simonsen O. Nivellements-Nulpaa Sjaelland, Møn og Lolland-Falster med saerligt Henblik paa København og Frederiksberg 1845—1945. Thesis. Copenhagen 1949.

12. Simonsen O. Remarks on secular movements within Denmark. Ist International Symposium on Recent Crustal Movements. Leipzig. GDR, May 21st to 26 th, 1962. Commission on Recent Crustal Movements, International Union of Geodesy and Geophysics. International Association of Geodesy. Herausgegeben von Otto Meisser, Freiberg/Sa. Gedruckt: Akademie Verlag Berlin 1962.

13. Simonsen O. Global Aspect of the astronomical correction for levelling of high precision when considering the definition of levelling datum. The Danish Geodetic Institute. Copenhagen 1965.

14. Simonsen O. Is the levelling datum for a continental levelling network so stable that it would permit the determination of secular movements as accurate as modern precise levellings may be observed? Bull. Geod. No. 79, 1966. A concentrated text of the same paper is also printed in: Proc. 2nd Int. Symp. Rec. Cru. Mov., Aulanko 1965. Printed in Ann. Acad. Sci. Fennicae A III 90, Helsinki 1966.

15. Simonsen O. Landsrapport for Denmark om Precisionsavvägning. Femte Nordiska Geodet-Mötet i Stockholm 25—29 April 1966. Nordiska Kommissionen för Geodesi. Printed in Stockholm 1967.

16. Simonsen O. Report for the Period Sept. 1963-July 1967 on R.E.U.N. (Reseau Europeen Unifie de Nivellement) Submitted to the XIV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics held in Switzerland 1967. Reproduced by the Danish Geodetic Institute, Copenhagen 1967.

17. Sorgenfrei, Th. and A. Buch. Deep Tests in Denmark 1935—1959. Geological Survey of Denmark. III Series No. 36. Copenhagen 1964.

18. Trovaag, O. and G. Jelstrup. Precise levelling in South Norway 1916—1953. Geographical Survey of Norway. Geodetic Publications No. 5, Oslo 1956.

19. Witting, Rolf: Hafsytan, geoidytan och landhöjningen utmed baltiska hafvet och vid nordsjön. Fennia 39. No. 5. Helsingfors 1918.

20. Wyrtki, K. Die Dynamik der Wasserbevegungen im Fehmarnbelt I und II. I in Kieler Meeresforschungen, Band IX, Heft 2, Kiel 1953, II in Kieler Meeresforschungen, Band X, Heft 2, Kiel 1954.

21. Wyrtki, K. Der grosse Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforschungen, Band X, Heft 1, Kiel 1954.

22. Wyrtki, K. Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. Deutsche Hydrographiske Zeitschrift, Band 7, Heft 3/4. Hamburg 1954.

P. VYSKOCHIL

A COMPARISON OF PRELIMINARY MAPS OF ANNUAL VELOCITIES OF VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS ON THE TERRITORY OF THE GERMAN DEMOCRATIC REPUBLIC, OF THE POLISH PEOPLE'S REPUBLIC AND OF THE CZECHO-SLOVAK SOCIALIST REPUBLIC

In connection with compiling a map of annual velocities of vertical crustal movements on the territory of Czechoslovakia, which was published in [1.] (Fig. 1), a problem has occured of determining the movement of the fundamental point "Lisov", which served as a datum for reducing movements on the territory of Czechoslovakia. This problem is quite specific for continental countries and it is connected with the determination of the absolute value of vertical movements on the territory studied. Its solution is especially challenging on the territory like that of Czechoslovakia, which is the place of touch of geological units different as to their structure and age, like the Bohemian Massif and the Carpathians.

For determining the movement of the fundamental point "Lisov" and absolute values of vertical movements of the territory of Czechoslovakia, we used preliminary maps of annual movement velocities. These maps were published in [2, 3, 4].

Annual velocities of movements were reduced to the mareograph "Warnemünde" and transferred over Poland to Czechoslovakia by means of approximate comparison of movements along boundaries (Fig. 2). After this comparison, the final movement of the fundamental point "Lisov" proves to be zero, which does not agree with geological deductions, according to which "Lisov" has an annual lift velocity of from 0.5 to 1.0 mm/year. In spite of the fact that the view of geologistis cannot be taken for decisive in this case, nevertheless this result seems to be little faithful. Besides the inaccuracy of transferring movement velocities across the frontier, it is especially the difference of time intervals, for which the individual maps used are in force, and, last but not least, the accumulation of inaccuracies in older levellings at greater distances, that are the cause of this unfaithfulness. For this reason, a direct transfer of annual movement velocities across the frontier between the German Democratic Republic and Czechoslovakia would be more suitable, but it cannot be realized

Tide gauge station		Values of C (1920.5) and of α determined without meteorological corrections according to tide gauge recordings during a period of years namely from the start of the year Y_b (begining of the period) up to the end of the year Y_e (end of the period) as indicated below.											
Name	Tide gauge observations started in the year (See Simonsen[11] p. 69)	$Y_e = 1931$			$Y_e = 1944$			$Y_e = 1954$			$Y_e = 1967$		
		J. Egedal [3]			J. Egedal [4] O. Simonsen [11] p. 106			J. Egedal [6]			Helge Thomsen Nautical Section Danish Meteorological Institute		
		Y_b	C	α	Y_b	C	α	Y_b	C	α	Y_b	C	α
			mm	mm/year		mm	mm/year		mm	mm/year		mm	mm/year
Gedser	1892	1898	+36	−0.51	1892	+34	−0.73	1892	+36	(−0.91)	1892	+36.63	−1.04
Copenhagen	1888	1889	+33	−0.65	1889	+27	−0.23	1889	+27	−0.24	1889	+26.96	−0.25
Hornbaek	1890	1898	+21	−0.24	1891	+11	+0.11	1891	+12	+0.02	1891	+12.56	−0.06
Korsoer	1890	1897	+39	−0.31	1890	+38	−0.45	1890	+41	−0.72	1890	+41.65	−0.81
Slipshavn	1889	1896	+21	−1.36	1890	+13	−0.68	1890	+14	−0.82	1889	+14.65	−0.86
Fredericia	1889	1889	+18	−1.24	1890	+12	−0.92*)	1890	+13	−1.01	1890	+14.01	−1.08
Aarhus	1888	1888	0	−0.85	1889	−8	−0.44	1889	−7	−0.54	1889	− 7.17	−0.54
Hirtshals	1891	1892	−46	+0.21	1891	−47	+0.53	1891	−44	+0.21	1891	−45.09	+0.36
Esbjerg	1889	1889	+86	−1.67	1889	+76	−0.98	1889	+80	−1.29	1889	+79.02	−1 22

*) Here an error in the publication [4] p. 5 has been corrected

Enclosure 2.

Tide gauge station

Name

Standard deviations determined from observations without meteorological corrections, namely:
1) σ_1 for the unit of weight = a single annual height of the Mean Sea Level
2) σ_C for C valid for 1920.5
3) σ_α for α

The calculations have been performed by utilization of all annual heights of MSL during a period of years, namely from Y_b to Y_e as indicated below.

	σ_1				σ_C				σ_α							
	Geodetic Institute. Calculation pages 8516–8526		Thomsen Nautical Section Met. Inst.		Egedal [3]		Simonsen [11] p. 106		Egedal [3]		Simonsen [11] p. 106		Egedal [5] p. 8 *)		Thomsen Nautical Section Met. Inst.	
	$Y_e = 1944$		$Y_e = 1967$		$Y_e = 1931$		$Y_e = 1944$		$Y_e = 1931$		$Y_e = 1944$		$Y_e = 1951$		$Y_e = 1967$	
	Y_b	σ_1	Y_b	σ_1	Y_b	σ_C	Y_b	σ_C	Y_b	σ_α	Y_b	σ_α	Y_b	σ_α	Y_b	σ_α
		mm		mm		mm		mm		mm/year		mm/year		mm/year		mm/year
Gedser	1892	±30.4	1892	±31.7	1898	±6.3	1892	±4.2	1898	±0.56	1892	±0.27	1892	±0.24	1892	±0.15
Copenhagen	1889	±33.1	1889	±35.8	1889	±6.0	1889	±4.5	1889	±0.38	1889	±0.27	1889	±0.24	1889	±0.18
Hornbaek	1891	±36.8	1891	±37.2	1898	±6.7	1891	±5,1	1898	±0.59	1891	±0.32	1891	±0.27	1891	±0.19
Korsoer	1890	±26.0	1890	±28.0	1897	±5.3	1890	±3.6	1897	±0.45	1890	±0.22	1890	±0.20	1890	±0.14
Slipshavn	1890	±27.1	1889	±27.9	1896	±5,6	1890	±3,7	1896	±0.46	1890	±0,23	1890	±0,20	1889	±0.14
Fredericia	1890	±24.4	1890	±24.4	1889	±5,0	1890	±3,3	1889	±0.31	1890	±0,21	1890	±0,18	1890	±0.12
Aarhus	1889	±23,6	1889	±23.8	1888	±4,4	1889	±3.2	1888	±0.27	1889	±0.19	1889	±0.17	1889	±0.12
Hirtshals	1891	±36.2	1891	±37.0	1892	±6.5	1891	±5.0	1892	±0.48	1891	±0.32	1891	±0.27	1891	±0.19
Esbjerg	1889	±39.7	1889	±43.6	1889	±6.4	1889	±5.4	1889	±0.40	1889	±0.33	1889	±0.30	1889	±0.22

*) However, only rounded-off values of σ_α are given in publication [5].

Enclosure 3.

Tide gauge station Named	No. used by Dr. Rossiter [10] p. 283	Values of secular landuplift α_R and their standard deviations $\sigma_{\alpha R}$ found by Dr. J. R. Rossiter [10] p. 283 when annual heights of MSL have been supplied with meteorological corrections			Values of secular land uplift α_T ant their standard deviations $\sigma_{\alpha T}$ tound by H. Thomsen, Nautical Section, Danish Met. Inst., however, without application of meteorological corrections			Difference $\alpha_R - \alpha_T$
		Data span	α_R	$\sigma_{\alpha R}$	Datå span	α_T	$\sigma_{\alpha T}$	
			mm/year	mm/year		mm/year	mm/year	mm/year
Gedser	130–001	1898–1962	−1.04	±0.21	1892–1967	−1.04	±0.17	0.00
Copenhagen	−021	1889–1962	−0.23	±0.16	1889–1967	−0.25	±0.18	+0.02
Hornbaek	−031	1898–1962	+0.03	±0.17	1891–1967	−0.06	±0.19	+0.09
Korsoer	−041	1897–1962	−0.78	±0.16	1890–1967	−0.81	±0.14	+0.03
Slipshavn	−051	1896–1962	−0.88	±0.14	1889–1967	−0,86	±0.14	−0.02
Fredericia	−071	1889–1962	−1.03	±0.14	1890–1967	−1,08	±0.12	+0.05
Aarhus	−081	1888–1962	−0.51	±0.11	1889–1967	−0.54	±0.12	+0.03
Hirtshals	−101	1892–1962	+0.04	±0,19	1891–1967	+0.36	±0.19	−0.32
Esbjerg	−121	1889–1962	−1.48	±0,15	1889–1967	−1.22	±0.22	−0.26

Enclosure 4.

Comparison between α_{sea} found by local tide gauge observations at the considered tide gauge stations and α_{niv} found by the levelling networks in Denmark when considering the Normal Height of MSL in Aarhus 1889–1967 as stable. Concerning $\alpha_{sea} = -0.54$ mm/year in Aarhus without met. corr., see the Section: „Jutland"

Tide gauge Name	α_{sea} found as α_T without application of meteorological correction	α_{sea} found as α_R with application of meteorological corrections	α_{niv} See the Section „Jutland"	$\alpha_{niv} - \alpha_T$	$\alpha_{niv} - \alpha_R$	Rough estimation of uncertainty of relative movement β_{niv} found by levelling from GM 402 Aarhus	Standard deviation of β_{niv} calculated (from GM 902) by O. Remmer from the simultaneous adjustment of the old ant the new levellings of Jutland	Referred to Hornbaek. $\alpha_{niv} - \alpha_T$	Referred to Hornbaek. $\alpha_{niv} - \alpha_R$	Referred to Hornbaek. Rough estimation of uncertainty of relative movement β_{niv} found by levelling.
	mm/year	mm/year	mm/year	mm/year	mm/year	mm/year	10^{-3}gpu/y	mm/year	mm/year	mm/year
Gedser	−1.04	−1.04	+0.11	+1.15	+1.15			+0.78	+0.87	±0.5
Copenhagen	−0.25	−0.23	+0.78*)	+1.03	+1.01			+0.66	+0.73	±0.3
Hornbaek	−0.06	+0.03	+0.31	+0.37	+0.28			0	0	0
Korsoer	−0.81	−0.78	−0.34	+0.47	+0,44			+0.10	+0.16	±0.4
Slipshavn	−0.86	−0.88	−0.40	+0,46	+0.48	±0.5				
Fredericia	−1.08	−1.03	−1.06	+0.02	−0.03	±0.3	±0.27			
Aarhus	−0.54	−0.51	−0.54Δ)	0.00	−0.03	0	±0.02Δ)			
Hirtshals	+0.36	+0.04	−0.25	−0.61	−0.29	±0.4	±0.33			
Esbjerg	−1.22	−1.48	−1.38	−0.16	+0,10	±0.4	±0.30			

*) α_{niv} is in Copenhagen determined at K-K-271 = GM 1478 as the modern levelling passed this point in 1942, but after 1944 another bench mark must be used in Copenhagen e. g KK-285.

Δ) Local Reference Plane defined in Aarhus by giving GM 898 a constant height.

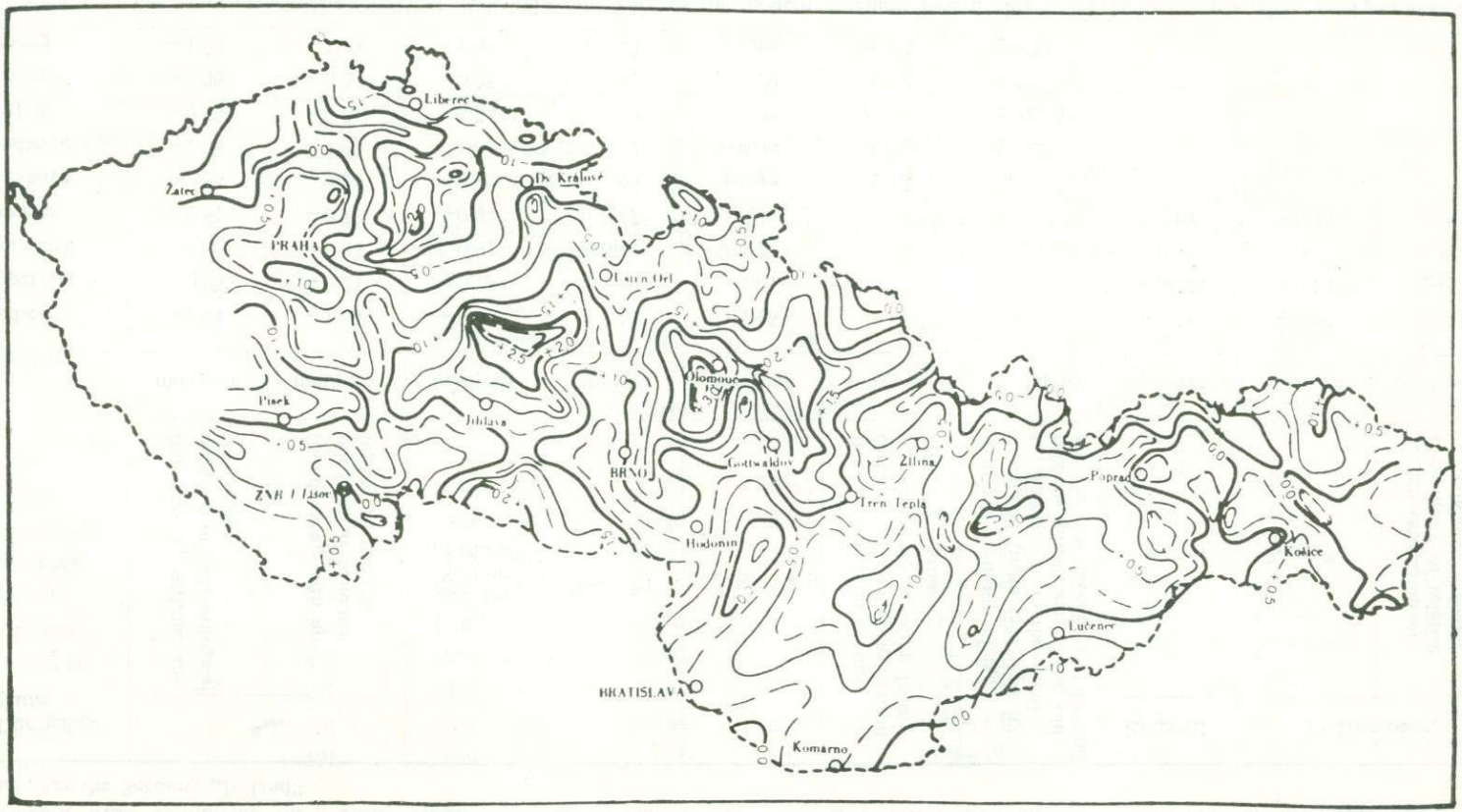


Fig. 1. Preliminary map of annual velocities of vertical crustal movements on the territory of Czechoslovakia. Epoch 1920—1949. Isolines of velocities mm/year.

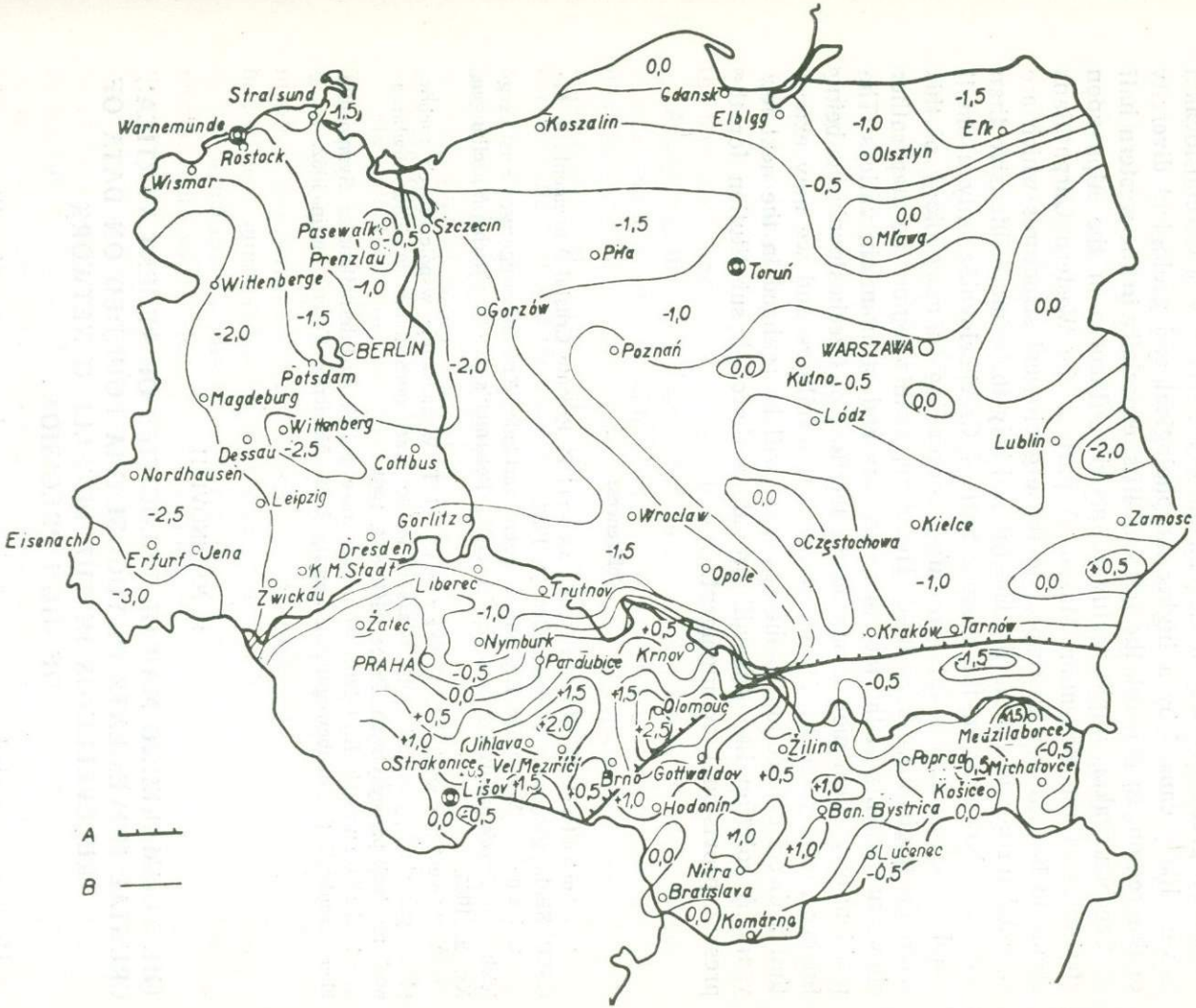


Fig. 2. Preliminary map of annual velocities of vertical crustal movements on the territory of German Democratic Republic, Poland and Czechoslovakia. (A) the boundary of dislocation with a break in continuity in the Carpathians; (B) the boundary of the territory of similar annual movements).

due to a small number of identical points on the Czechoslovak side of the frontier.

Generally, we can say that the compiled map gives a preliminary and a very approximate idea of vertical crustal movements in a part of Eastern Europe. A greater variety of movements on the territory of Czechoslovakia is very likely caused by a higher morphological and geological diversity of this region. In general, the trend of lifts, especially in the western half of Czechoslovakia, might testify to active influences of the Alps upon structures of the Bohemian Massif. A part of the Western Carpathians seems to be lifting with respect to those geological structures which are situated further to the north. The lift is likely to be more intensive than the map shows, as in the eastern half of Czechoslovakia only a small number of identical points on ridges, prevalling in morphology of this territory, might have been used. Therefore, in this region the map rather shows movements at the foot of mountains and in mountain valleys. The problem of vertical movements on the territory of Czechoslovakia is being further investigated by means of the last levellings and we may expect that a direct connection to the sea level will be realized in the next few years. A solution like this will provide a thorough substitution for the present provisional arrangement.

References:

1. Cimbalnik M., Kruis B., Vyskocil P. Recente Crustal Movements in the CSSR. Studia geophisica et geodaetica 11, 1967.

2. Lang A. Vorläufige Ergebnisse rezent vertikaler Krustenbewegungen aus Vergleich von Präzisionsnivellements in der DDR. Peterman's Geographische Mitteilungen, Nr. 2. 1965.

3. Niewlarowski J., Ụyrzykowski T. Wyznaczanie współczesnych ruchów plonowych skorupy ziemskiej na obszarze Polski przez porownanie wyników powtarzanych nivelacji przecyzyjnych. Prace IGIK c. 1. 1961.

4. Schoeneich K. Očerk po neotektonike pol'Si. I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen, Leipzig 1962. Akademie Verlag Berlin 1962.

P. JOVANOVICH

THE SUMMARIZING MAP OF VELOCITIES OF RECENT VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS IN YUGOSLAVIA FOUNDED ON DATA OF RELEVELLINGS IN THE LEVELLING NETWORK OF HIGH PRECISION

During the period 1961—1963 there were done some relevellings with the aim to eliminate some discordances noticed in the network of high precision. By the comparison of the results of the relevellings it was remarked a certain systematic changes of elevations and found the changes which reached till 42 mm on 100 kms for a period of 10 years (1953—1963).

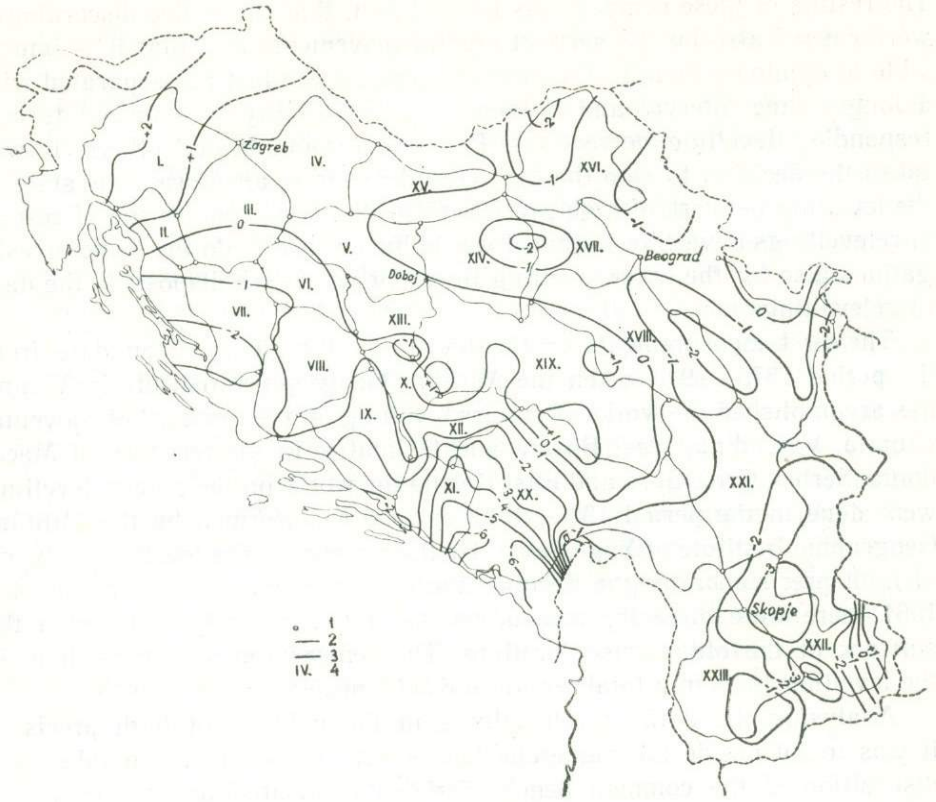
The results of these comparisons have shown, that the notice discordances were caused also by the vertical crustal movements and that it is impossible to eliminate them in the measurements, if the last are separated with a longer time interval and if there is no possibility to determinate corresponding levelling corrections. For this reason, beside others, it was taken the decision to stop the further endeavour to ameliorate the state in the levelling network of high precision. But the done comparison of results of relevellings have shown, that it would have sense to do the same investigations also for the other levelling lines, for which are disposable the data of relevellings.

The first measurements in the levelling of high precision date from the period 1873—1909, when the Military Geographic Institute in Vienna has accomplished the works of precise levelling on the territory of Slovenia, Croatia, Vojvodina, West Bosnia and Dalmatia. In the territory of Macedonia, Serbia, Crna Gora and East Bosnia the works on the precise levelling were done in the period 1905—1931 and were performed by the Military Geographic Institute of Yugoslavia. By the renewal of the levelling network of high precision after the Second World War in the time from 1946 till 1961 there were done the measurements in the majority of lines in the network of the old precise levelling. The remeasurements were done in the levelling lines in a total length of 8.200 kms.

Analysing the data of relevellings in the network of high precision it was found beside the numerous lackes with regard to the number and disposition of the common bench marks, the unsatisfying accuracy and homogeneity, the temporal unbinding and ununiformity of the period between the first and the second measurements, that the total of the length and the disposition of the levelling lines, on which were done the twofold and manyfold relevellings, permint to use these data for the determination the velocities of recent vertical crustal movements and for the compilation of a corresponding map in the first approximation.

The calculation of velocities was done for all disposable levelling lines. They were calculated by the comparison of the measured elevations and were expressed in mm/year. From the calculated velocities of vertical movements it was formed a net of closed polygones, which adjusted by the method of lest squares. By quantitave treatment of data and the elimination of the bench marks, which do not represent the regional character of movements, there were calculated the cumulative relative velocities of vertical movements refering to the reference zero, for which it was adopted the knot bench mark in Doboj, as the nearest one to the foundamental bench mark in Maglaj, built only in 1960. Relatively short durable registrations of the tide gauges in Yugoslavia, temporal longer or shorter interruptions in their operation and the uncontinuity of the periods before and after the Second World War, do not permit to determinate also the absolute values of the velocities.

The relative velocities, referring to the knot bench mark in Doboj are about 1 mm/year in the central part of Yugoslavia, and it can be seen a



Map of contemporary vertical crustal movements, according to levelling of high precision 1873/1931—1946/1961, 1 — the datum point; 2 — isolines of vertical movements, velocities, mm per year; 3 — levelling lines; 4 — number of circuit;

remarkable subsiding of Macedonia, Crna Gora and the adriatic coast of 3—6 mm/year, and an arising in the west part of the territory till 3 mm/year. Bearing in mind the unsatisfying accuracy and homogeneity of the used data, and especialy with regard to the quality of the ancient levellings, a very little number of common bench marks and their unequable distribution, a very long interval between the first and the second levellings for some levelling lines and the well known seismity of the territory, the gotten values have to be taken with a reserve.

As the map was compiled exclusivly on the base of data of the levelling remeasurements, it will be opportunely to prove the received results by a interpretation of data of geological, geomorphological, geophisical and other investigations, by which it would be estimated the true validity of the gotten results and so achieve a greater security in the estimation of the reality in the found recent vertical crustal movements.

It must be underlined, that all happened deferences of relevellings, perhaps uncorrectly, in this work are called and attributed exclusively to the crustal movements and that it would be nesessary to search and find out also the other causes by which in the remeasurements of precise

levellings at the same lines, there appear the considerable systematic deferences in relatively short intervals of time.

In the next period it is foreseen in Yugoslavia to undertake the works on the regular renewal of measurements in the levelling network of high precision, by which before the accomplishment of the measurements it would be done a geological and geodetic estimation of all existing and projected levelling lines and composed the geological profiles for each of levelling lines, and also constructed a greater number of well based fundamental bench mark, in the places chosen by a carefuly geological investigation. The foreseen works in the levelling network of high precision have to assure a sure and modern basis for all levelling works and also for the permanent following of vertical movements. By the coming measurements, data of relevellings, geological data for bench marks and levelling lines and also by data of the geological, geophysical, geomorphological and other investigations it would be created the possibility to arrive to some sure knowledges of the recent vertical crustal movements.

Beside all lackes, we find that the contributed summarizing map of velocities of vertical crustal movements shall serve usefuly: for a general view of vertical crustal movements in Yugoslavia; for an attempt to calculate from the determinated velocities the corrections for the reduction of the results of levelling measurements on a fixed epoch of time; as the indicator for a quantitave analysis in the study of physical appearances and processes taking place in the crust and in the subcrustal layer, and it will give the encouragment for the further study of the recent crustal movements in Yugoslavia.

Дискуссия

Мещеряков Ю. А. (СССР) — Югославских коллег можно поздравить с большим научным результатом. Впервые составлена сводная карта современных движении всей Югославии. До этого имелась лишь карта д-ра Д. А. Лилиенберга на территорию Македонии. Доложенная сводная карта хорошо передает дифференциацию современных вертикальных движений в плане, показывает сложный характер их проявлений. Работа представляет значительный вклад в создание коллективной карты современных движений Восточной Европы.

Известным недостатком является относительный характер полученных величин скоростей. Они вычислены по отношению к пункту, занимающему центральное положение в стране. Не могли бы Вы пояснить — почему не использовались океанографические данные?

Иованович П. — Карта построена только по геодезическим данным. Использование уровнемерных наблюдений затрудняется их перерывами и короткой периодичностью. В Югославии работает 5 мареографов. Довоенными материалами мы не владеем. Результаты наблюдений после войны публикуются Океанографическим институтом в г. Сплите. Наибольший ряд непрерывных наблюдений накопился у мареографа в Сплите: 16—17 лет. Мы рассчитываем их использовать к 1971—1972 гг. А пока к данным уровнемерных постов приходится относиться с большой осторожностью. Трудно оценить — какой из них следует выбрать за абсолютный нуль.

Бендефи Л. (Венгрия) — Почему в качестве центра изобран Добой? Имеется ли там вековой фундаментальный репер?

Иованович П. — Да, есть. Он избран в качестве относительного нуля, т. к. находится почти в центре Югославии.

Мармо В. (Финляндия) — Намечается ли связь между зонами интенсивных поднятий и зонами сейсмической активности?

Иованович П. — Такая связь намечается. Предполагается, что будет сделана специальная геологическая интерпретация карты в Институте геологии и геофизики (Белград). Для Македонии подобный анализ проводился д-ром Д. А. Лилиенбергом.

Юркевич О. И. (СССР) — Учтены ли на карте нивелировки, проводившиеся после Скопьенского землетрясения?

Иованович П. — На данной карте они, естественно, не учитывались. Вопросу о районе Скопьенского землетрясения будет посвящен специальный доклад.

Лилиенберг Д. А. (СССР) — Прослушанный доклад и демонстрируемая карта вызывают большой интерес. Несмотря на относительный характер скоростей, напрашивается целый ряд важных выводов. Прежде всего, современные движения согласуются с основными морфоструктурами. Однако наблюдаются и случаи крупных инверсий. Так Средне-Дунайская равнина поднимается по отношению к Динаридам и Пелагонидам. В Динаридах отмечается общий перекос морфоструктуры: западная часть поднимается, а восточная — опускается. Очень характерна поперечная дифференциация Динарид, связанная с современной перестройкой движений. При этом крупным зонам поперечных опусканий соответствуют наиболее глубокие впадины на дне Адриатического моря. Можно предполагать, что оживление сейсмической активности вызвано поперечной перестройкой плана современной тектоники. Очень активны также молодые впадины и прогибы.

Югославским коллегам следует пожелать произвести перерасчет скоростей к уровню моря. Очень важно увязать нивелирные сети с Болгарией, что позволило бы сопоставить уровни Черного и Адриатического морей.

Г. ТРЭИСТАРУ, Н. ДИНУ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ПОМОЩИ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕСПУБЛИКИ РУМЫНИИ

Введение

Определение вертикальных движений земной коры путем повторного геометрического нивелирования является сложным вопросом, достаточно трудно осуществляемым на уровне современных требований. Самая большая трудность состоит в том, что необходимо сравнивать (независимо от применяемого метода) результаты высокоточных измерений, выполняемых в разные эпохи на основе различных принципов, точности и используемых приборов.

Подобный вопрос будет возникать и в будущем, так как развитие науки требует применения новых методов и более точной аппаратуры.

Несмотря на это, применение геодезических методов изучения вертикальных движений земной коры диктуется как развитием науки, так и практикой. Поставленный вопрос является относительно новым (по сравнению с объемом проведенных работ и периодами переопределения геометрического нивелирования), и пока еще трудно делать окон-

чательные выводы. Однако, существующие материалы позволяют оценить порядок величин движений и наметить зоны, на которые необходимо в будущем направить внимание при более широких исследованиях.

Сеть точного нивелирования на территории Румынии.

С 1960 года на территории Социалистической Республики Румынии осуществлен переход к реорганизации полигонов точного нивелирования 1-го класса и их переизмерению. Была образована сеть, состоящая из 14 полигонов со средними периметрами порядка 350—400 км.

Разности высот в этих полигонах определялись со случайной средней квадратической ошибкой $= \pm 0{,}5$ мм, а допуск между определениями, выполняемыми в обоих направлениях $= \pm 3$ мм, при расстоянии в 1 км. Все нивелировки приведены к уровню Балтийского моря в системе нормальных высот. В новые измерения всегда включались реперы старой нивелирной сети.

Закрепление пунктов осуществлялось фундаментальными реперами I типа (рис. 1), устанавливаемыми через 100—150 км, а также в точ-

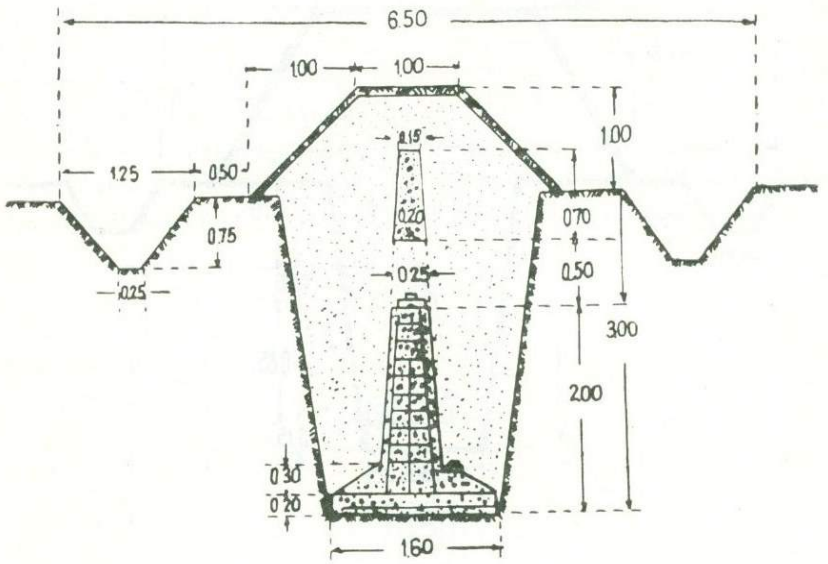


Рис. 1. Схема фундаментального репера I типа

ках пересечения линий. Дальнейшее сгущение сети производилось фундаментальными реперами II типа (рис. 2), устанавливаемыми через 30—50 км, и III типа (рис. 3), закладываемыми на расстоянии в 5—7 км один от другого.

Таким образом, существовавшее и выполняющееся в Румынии геометрическое нивелирование осуществляется, главным образом, для геодезических целей и не преследовало цели исследований вертикальных движений земной коры. Несмотря на это, существующая сеть геометрического нивелирования, с некоторыми улучшениями в отношении за-

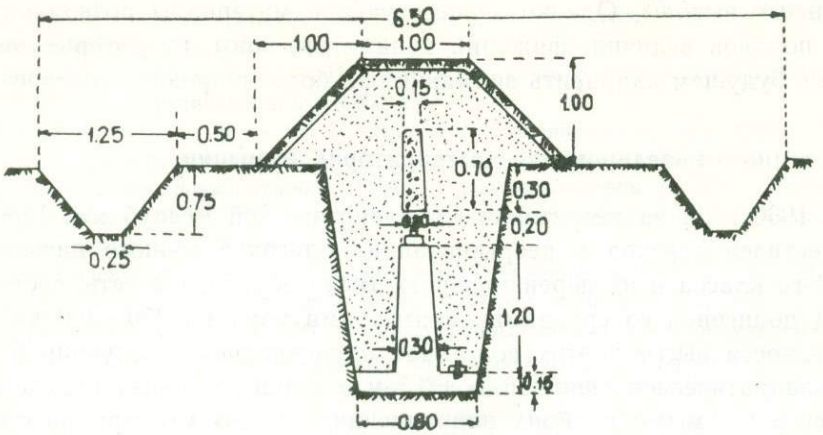


Рис. 2. Схема фундаментального репера II типа.

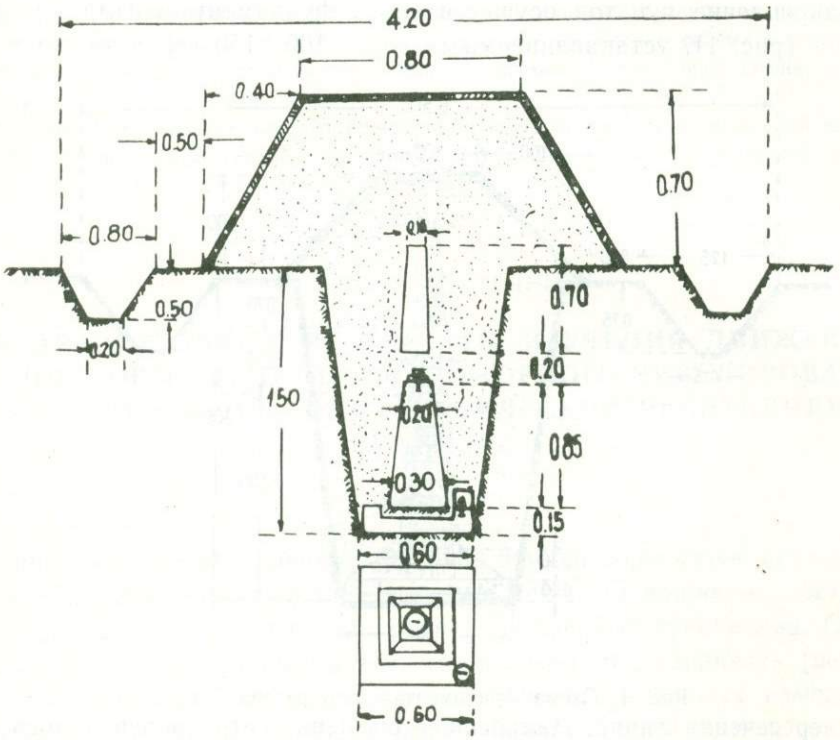


Рис. 3. Схема фундаментального репера III типа.

кладки некоторых специальных главных реперов, может дать ценный материал для изучения вертикальных движений.

На территории Румынии существуют старые точные нивелирные линии, выполненные, начиная с 1890 года, также с чисто геодезическими целями. Эти нивелировки приведены к уровню Черного моря и вычислялись в ортометрической системе отсчета высот. Но точность их изме-

рений ниже современных требований: средняя квадратическая ошибка определения разности высот — порядка ±0,8—1,0 мм.

Старые нивелирные линии были включены в новую систему при проектировании новой точной нивелирной сети.

Проведенные исследования обнаружили, что как в старых, так и в современных измерениях преобладает влияние случайных ошибок.

Разная точность измерений, выполненных в разные эпохи, различия систем отнесения к абсолютному уровню и обработки вычислений не позволяют применять эти измерения для определения вертикальных движений земной коры. Однако некоторые сравнения результатов измерений приводят нас к предварительным выводам, на основании которых следует провести специальные детальные исследования.

Предварительные результаты оценки вертикальных движений земной коры по данным повторного нивелирования

Имея в виду изложенное выше, для получения некоторых приближенных значений вертикальных движений земной коры нам пришлось прибегать к сравнению материала, полученного из разных измерений без введения других коррекций. Производилось сравнение относительных высот, отнесенных к одной точке, для которой, на основании детального анализа материала, устанавливалась стабильность положения. В качестве примера можно привести вариации высот реперов для трех нивелирных линий, расположенных в южной части Румынии (рис. 4,

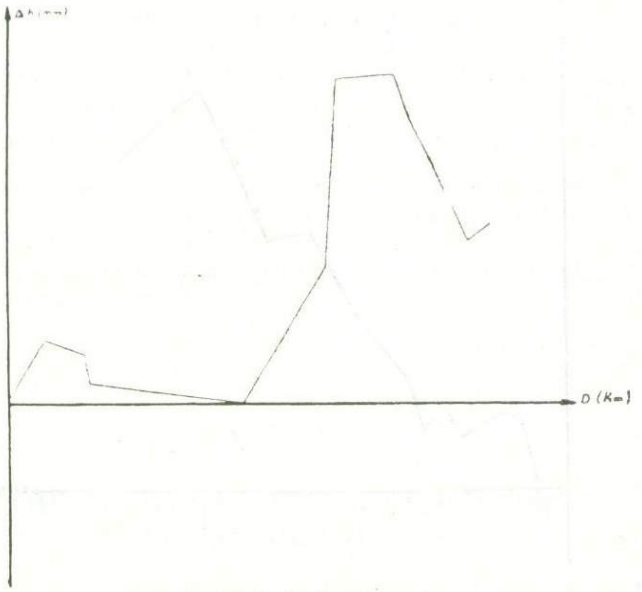
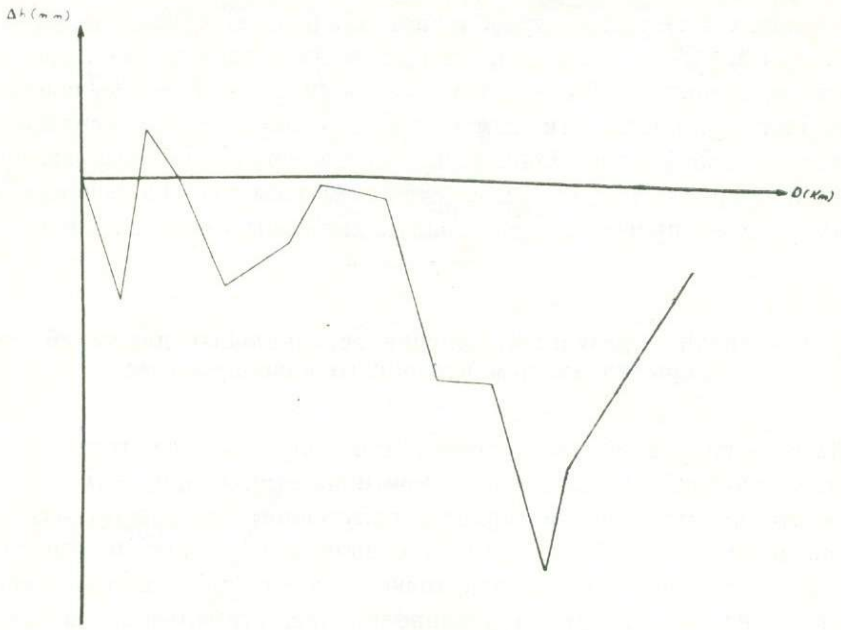


Рис. 4, 5, 6 — Графики современных движений земной коры в Южной Румынии:

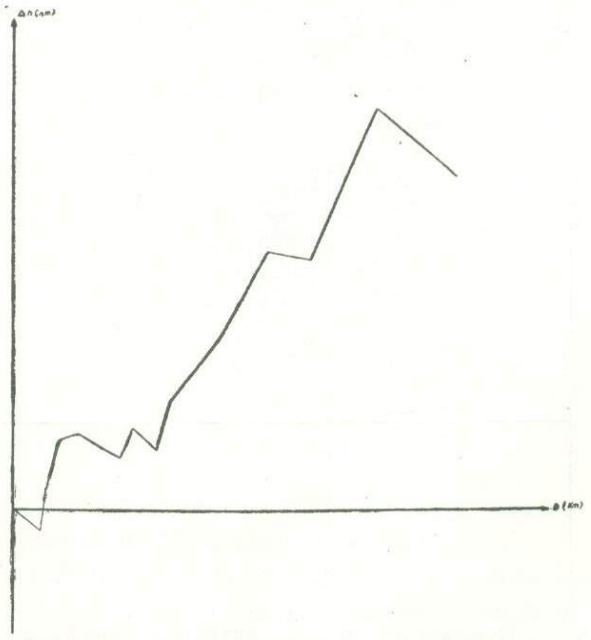
4 — Китила—Брашов 1896—1961 $V_{max}=1.5$ мм/год.

5, 6), где нивелирование повторялось через 60—65 лет. На графиках для изображения разностей высот использован масштаб 1:1, а для расстояний — 1:1 000 000.

Анализ полученного материала приводит к следующим выводам:



5 — Фетешь—Китила 1895—1962 V_{max}=1.6 мм/год.



6 — Пьятра—Олт—Вьер—Чиорова 1899—1962 V_{max} = =+2.7 мм/год.

1. Разности высот одной и той же точки, полученные повторным нивелированием, имеют систематический характер и выявляют заметные вертикальные движения земной коры. Эти разности (до 0,2 м) невозможно относить за счет ошибок измерений, так как величины разностей намного превышают допускаемые значения ошибок.

2. Имеющийся в нашем распоряжении материал подтверждает современные погружения Румынской равнины. Скорости опусканий довольно различны: на приводимых графиках они не превышают минус 1,6 мм/год, но в некоторых местах имеют и значительно большие величины — до минус 4,5 мм/год.

3. Наряду с опусканиями Румынской равнины, выявляются тенденции современных поднятий Карпатской горной системы.

4. Полученные данные имеют, однако, относительный и предварительный характер. Их значение состоит, главным образом, в том, чтобы в будущем исследовать эту зону более подробно, предусмотреть мероприятия, соответствующие цели изучения современных движений.

C. TRAISTARU, N. DINU

PRELIMINARY RESULTS OF STUDYING THE PROBLEMS OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS DEFINED BY REPEATED LEVELLING ON THE TERRITORY OF THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROUMANIA.

Summary

The paper presents some data on a high-precision levelling network of the Socialist Republic of Roumania and on possibilities of its utilisation for studying vertical crustal movements. The results are given of comparing the data obtained in repeated geometric levelling along certain directions for the period up to 65 years. It follows from these data that the Danube plain is the region of general subsidence with velocities up to 0.1—4.5 mm/year.

The materials presented have only an approximate meaning since the system of fixation of geodetic points was created only for altitudinal levelling network and was not aimed at studying vertical crustal movements.

The obtained results however make it possible to distinguish the zones which draw our attention for future researches.

L. A. KASHIN

ON THE PROGRAM FOR A HIGH-PRECISION LEVELLING IN THE USSR

The question of the program for a high-precision levelling in the USSR is not a matter of novel, but has its own history.

The points of principle of existing program were developed by F. N. Krasovsky, the famous Soviet geodesist

As far back as 1938 F. N. Krasovsky (1) had pointed out that high-precision levelling must serve the scientific purposes as follow:

1) to determine the differences in the levels of seas and oceans;

2) to reveal the secular land movements;

3) to study vertical crustal displacements in some areas which are not connected with the secular land movements. These are also the displacements caused by the earthquakes;

4) to study deformations of datum level caused by the movements of underground masses.

At present, the Soviet geodesists pay also serious consideration to the scientific problems of high-precision levelling.

High-precision levelling is carried out not only in relation to the specified perimetre and convenience in line running, but also according to the geological and geophysical requirements. It is absolutely clear that the scientific purposes can properly be satisfied by the levelling carried out with a precision as high as possible.

After examining critically the problem of the levelling precision it was found out that the first and second order levelling performed in the twenties and thirties very little differs in precision from one another and later the whole work was reffered to the second order.

In 1945, the establishment of high-precision levelling network (the first-order levelling) was initiated in the USSR. The work was planned out with the geologic and geomorphologic conditions of the area concerened taken into account. According to the 1945 program the first-order levelling network consisting of 20 polygons with the 300—3800 km perimetre and of several spurs are now almost completed.

The polygons of the first-order levelling cover the European part of the USSR, as well as Kazakhstan and Central Asia.

The first-order levelling lines of great extension connect the Baltic Sea with a number of points on the Pacific coastline and with the Kara Sea.

In the USSR the first-order levelling is carried out according to a special program. Its precision is characterized by the mean square error of ± 0.24—0.27 mm per 1 km of a line.

This levelling is expected to provide a valuable scientific material not only after its iteration, but also in the nearest future when we obtain fresh information on the levels of the Baltic, Black, Caspian, White, Barents, Kara Seas and the Seas of Japan and Okhotsk.

In connection with near completion of the first turn of the first-order levelling a long-term scheme for the second turn of the first-order levelling has been developed in the Central Scientific Research Institute of Geodesy, Aerial Photography and Cartography. Realization of the new project is scheduled for 15—20 years. We have to run the new first-order levelling lines of about 50 000 kilometres and the relevelling ones of 25 000 kilometres.

The geology-morphological and other features territory of the USSR are also taken into account in projecting new lines. The Institutes of Geography, of Physics of Earth, the Council for Seismology of the USSR Academy of Science and a number of geological and other related institutes took part in drawing and discussing the project.

The levelling lines will extend through the regions of oil, gas, coal, and ore deposits, over large artificial reservoirs, and zones of active tectonics and seismicity in the Caucasus, Central Asia, Kazakhstan and Baikal region.

The relevelling is planned to be established along the first-order levelling lines runned during 1945—1965 and along many other second-order levelling lines, runned previously.

The new levelling network is to be established according to the strict sequence which provides that the levelling would be iterated in 15—25 years.

Inasmach as the USSR territory is vast and the establishment of the levelling network will inevitably require much time; distinct regions are choosen where both the new levelling and the relevelling should be carried out in the shortest terms in order to refer it more exactly to a certain epoch.

In the USSR, the second-order levelling is also of great scientifical-technical importance. As a whole it is characterized by mean square error of ± 1.2 mm per 1 km of line. It is the second-order levelling that made it possible to reveal the recent crustal movements that in many areas of our country amounts to several millimetres, even to 10—15 mm per year. The areas with intensive crustal movements were revealed in the European part of the USSR, in Central Asia and Kazakhstan.

In future, in addition to the first-order relevelling a part of the second-order levelling is also planned to be iterated. A good deal of the second-order relevelling will be performed in the seismic regions in Central Asia, the Carpathians, Caucasus, Lake Baikal as well as along the Volga, Angara, Aldan and other rivers where great hydrotechnical objects are being constructed.

The levelling network in the USSR is now or will in the nearest future be tied to the stations for observations of the secular sea level changes.

In addition to the stations for observations of the secular sea level changes most of the sea tide gauge stations and points are or will be tied to the levelling network of the USSR. This is expected to make it possible to determine the differences in the levels of all the seas of the USSR. To improve the accuracy of connection between the levelling network and datum level it is planned to perform in the nearest years a hydrostatic levelling between Kronstadt and Lomonosov on the Baltic coastline and connect the Crimean and Caucasian levellings across the Kerch Strait.

An apparature developed in the Institute of Physics and Astronomy of the Estonian Academy of Sciences makes it possible to transfer elevations over such water obtacles with an error of ± 0.5 mm.

It seems to us that a scientifically grounded system of the high-precision levelling is developed and will be further advanced in the USSR.

The progress achieved in specifying the quantitative characteristics of recent crustal movements absolutely changes the problem of the mathematical treatment of the levelling results.

In many regions of our country the magnitudes of recent crustal movements are significant, and can seriously effect on the polygon misclosures because the levelling process is extended in time. Such an effect will increase with extension of the area covered by the levelling.

It would be wrong in processing the levelling data not to consider the local areas where there appear anomalous changes in the bench-mark heights due to the exogenous and technogenous processes. The latters, being a result of human activity, especially in mining regions require a periodic iteration of levelling and au establishment in some cases of isolated levelling systems.

All this suggests that an exact geodetic treatment of the levelling results would require the heights be referred to a certain epoch by taking into account the effect of recent crustal movements, and exogenous and technogenous factors as well.

Quantitative characteristics of these recent crustal movements can be yielded only from the relevelling data, and consequently with the method of successive approximations.

The purpose of levelling adjustment should not be restricted to the determination of heights in a uniform reckoning system with due regard for gravity anomalies only. It should also include the following: 1) the analysis of differences in elevation; 2) the analysis of differences in old and new levelling altitudes; 3) the analysis of differences in sea and ocean levels; and 4) the estimation of reliability of obtained information on the recent crustal movements.

The estimation of accuracy should be particula given.

Л. А. КАШИН

ПРОГРАММА ВЫСОКОТОЧНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ В СССР

Резюме

В СССР, в связи с завершением первой программы высокоточного нивелирования, намеченной еще в 1945 году разработана новая — вторая программа нивелирования I и II классов, которая предусматривает провести в течение ближайших 15—20 лет дальнейшее развитие нивелирной сети и повторение многих ранее исполненных нивелировок в целях изучения современных движений земной коры.

Повторное нивелирование, в первую очередь будет выполняться в Европейской части СССР, на Кавказе, Карпатах, Средней Азии, Казахстане и в Прибайкалье. Но-

вый проект предусматривает выполнение в ближайшие годы, математической обработки высокоточного нивелирования, связанного сейчас с большим числом морских уровнемерных станций.

Программа работ по высокоточному нивелированию одобрена многими учеными, занимающимися вопросами современных движений земной коры.

Литература

1. Красовский Ф. Н. — «О современной постановке высокоточного нивелирования». Избранные сочинения, т. 2, Москва. Геодезиздат.

I. I. ENTIN

ABOUT COMPILATION OF A SUMMARY MAP OF VELOCITIES OF MOVEMENTS OF THE EARTH?S SURFACE IN THE EUROPEAN PART OF THE USSR AND IN THE CAUCASUS

The summary map of recent vertical movements of the Earth's surface in the European part of the USSR and in the Caucasus is being compiled by a complex method based on joint utilization of repeated levellings, tide-gauge observations extending over many years, as also of geological-geomorphological inspections of lines and bench-marks of relevellings. A detailed description of this method was presented to the Aulanko Symposium (1).

Up to the present time, a network of repeated levelling has been established on the territories of the European part of the USSR and the Caucasus, which network includes 50 closed polygons and several single lines. The total extension of this network is about 70 thousand km. The average perimeter of polygons situated to the west of the line Leningrad—Moscow—Astrakhan and in the Caucasus, is 1000 km. The polygons that are located to the east of the said line are larger perimeters.

The first levelling of this network was executed mainly during 1920—1950, with mean square accidental and systematic errors ± 1.0—1.3 mm/km and ± 0.10—0.20 mm/km, respectively. According to the classification now in vigour in the USSR, such lines are included in 2. order levellings.

Relevelling of several lines, with about the same accuracy as shown above, has been undertaken with the view of modernization. Some 20 thousand km of lines were relevelled for restitution because many bench-marks had been lost on these lines during the war, with the result that intervals between neighbouring bench-marks on such lines became as large as 20—30 km, and in several cases even more.

In 1945, a new first — order levelling network began to be created in the USSR; the new network was intended for use in investigations of recent vertical movements of the Earth's surface, for establishing interconnections between main tidegauge stations, and for other scientific work. The lines of this new network cover, as a rule, the existing second — order le-

velling lines, i.e. they all have been included into the network of revelling. The total extension of first — order lines of the territories of the European part of the USSR and the Caucasus is at present equal to about 25 thousand km.

The first order levelling was executed with mean square accidental and systematical errors ± 0.2—0.3 mm/km, and ± 0.02—0.04 mm/km, respectively. The interval (distance) between neighbouring marks along the I. order levelling lines and on the new and modernized second order lines is 2—5 km.

The average lapse of time between consecutive repeated levellings is approximately 20 years; however, there are a number of lines for which the corresponding interval is 40 or even 50 years as also a small number of lines relevelled after 10—15 years. The network of repeated levelling includes several lines that have been relevelled twice. At the present time a second relevelling is being run on lines that interconnect the tide-gauge stations of the west coast of the Black sea, and those of the Barents, White and Baltic sea-coasts.

During some past years intensive processing of observational data pertaining to tide-gauge stations tied up to the network of relevelling was taken place. There are some dozens of such stations on the coasts of the Cara, White, Barents, Baltic, Black, Azov and Caspian seas. However, only those stations which are being observed during not less than 25—30 years will be utilized in the compilation of the summary map of velocities. There are about 30 stations of this kind available on the coasts of the above mentioned seas. In the deduction of velocities of vertical movements of the Earth's surface on sea-coasts the method described in (2) is mainly utilized. The values of velocities should be determined with an average error not exceeding ± 0.3 mm/year.

It is now intended to carry out an experimental processing of observational data for a number of stations the observational period for which is smaller than 20 years. Here an attempt will be made to eliminate the influence of meteorological factors. If the results prove satisfactory, as it can be expected according to (2), then the number of stations fit for utilization in the compilation of the summary map will rise considerably.

During several years, geological and geomorphological inspection of lines and bench-marks of relevelling, as also of those sections of sea-coast where the tide-gauge stations rea located, has been carried out. This inspectional work was particularly intensive during some past years. In 1966—1967 all stations on the coasts of the Black and Baltic seas, and on the west coasts of the White and Caspian seas were inspected. Similar work on coasts of other seas is now going on.

Geological-geomorphological inspection of all lines of relevelling in the Caucasus, as also of many first- order levelling lines in the European part of the USSR has already been completed.

The total extension of lines inspected in the two last years, reaches up to 20 thousand km. In the nearest future, inspection of all first- order levelling lines will be concluded for the European part of the USSR.

All data of the repeated levelling have been collected, systematized and undergone a detailed analysis. Discrepancies of relative velocities of movements in closed polygons were calculated. For 31 polygons these discrepancies proved to be smaller than 3 mm/year; for 11 polygons the corresponding values vary from 3 to 7 mm/year, while two polygons with perimeters 1.3 thousand km and 1.4 thousand km showed discrepancies as large as 10 and 12 mm/year respectively. Checking of the obtained values of relative movements on the base of tide-gauge data is envisaged. A full check of relative velocities of movements in the whole network of relevelling should be completed within two next years. After that a joint adjustment of movements velocities will be done for the whole relevelled network of the European part of the USSR and of the Caucasus, parallel with an evaluation of the accuracy of determinations of velocities for 15—20 points located in different parts of the mentioned territories.

Simultaneously with the compilation of the summary map on the whole territory in question, experimental mapping of velocities of movements in individual regions is being done. A detailed map has already been compiled that covers the Baltic regions where many lines of relevelling have been run during the last 10 years. A map of movements was also compiled for a zone of strong tectonic activity in the Great Caucasus and in adjacent regions. In the process of geological-geomorphological inspection, a method has been elaborated and tested of evaluating the stability of relevelled bench-marks. The corresponding papers concerning this work are presented to this Symposium separately.

Experience already gained in compiling summary maps, the results obtained in mapping single regions and in investigating the data of the corresponding analysis, make us hope that the velocities of movements will be determined on the summary map of the European part of the USSR and the Caucasus with errors of the order of ± 0.5 to 1.0 mm/year. It should be noted that, according to preliminary data, there are on the territories of the European part of the USSR, and particularly of the Caucasus, quite a number of sections on which the velocities of movements of the Earth's surface reach up to 3—5, and even 10—12 mm a year.

И. И. ЭНТИН

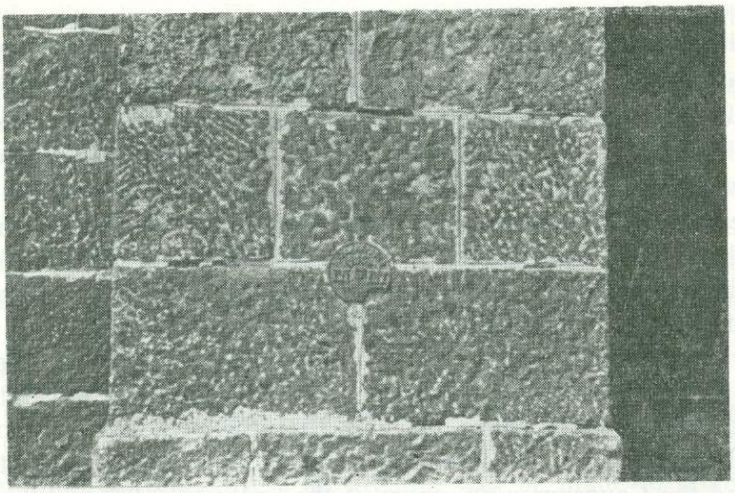
О СОСТАВЛЕНИИ СВОДНОЙ КАРТЫ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР И КАВКАЗА

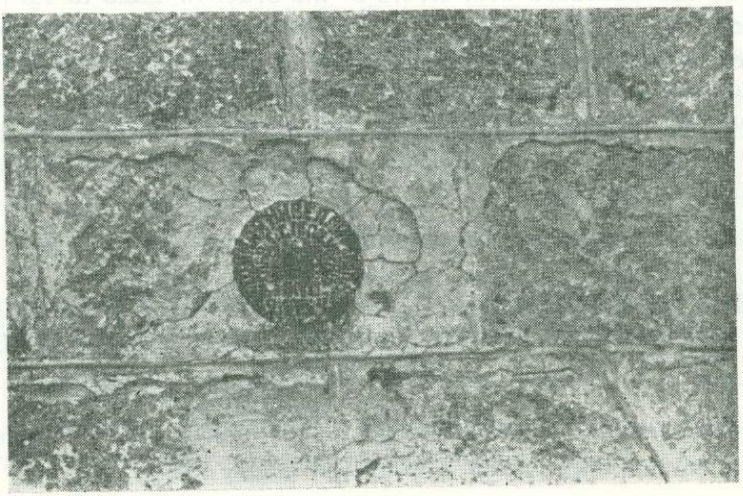
Полный текст на русском языке опубликован в сб. «Современные движения земной коры», вып. 3, изд. АН СССР, 1968.

D. A. LILIENBERG, L. E. SETUNSKAYA

METHODS AND SOME RESULTS OF GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL INSPECTIONS OF SIGNS OF REPEATED LEVELLING

Recent displacements of the Earth's surface are the function of many factors — endogenous, exogenous, technogenous and the like. Recent tectonic movements are only one of the components in this complex. In addition to that it must be born in mind that geodetic signs were initially laid out only to satisfy purely geodetic requirements, with no account of specific demands in the field of studying modern tectonics. At present the maps of slow vertical movements are based on the data of high-precision repeated levelling. Therefore in the process of compilation of summary maps of recent crustal movements on vast territories a specific attention is to be paid to a preliminary analysis of stability of geodetic signs the indications of which will be included in the following-levelling. If the effect of numerous non-tectonic fastors is not exclu-





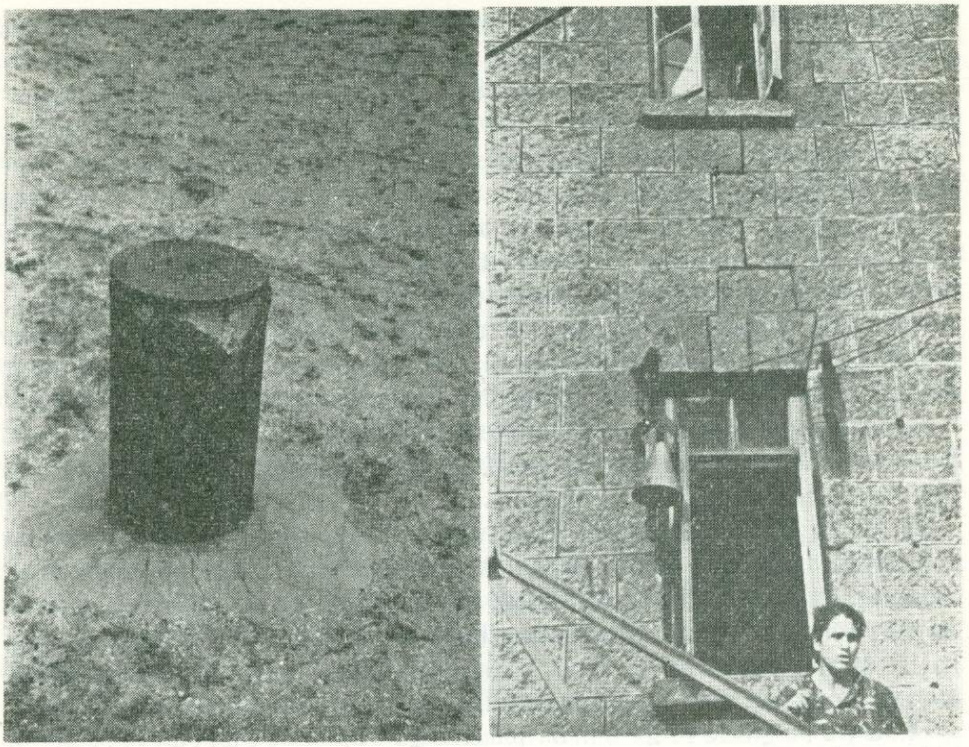


Fig. 1. Examples of deformations of geodetic signs and constructions where they are laid out. A. Mechanical damage of the wall mark. B. Deformations of cement in the bench of the wall mark. C. Damage in the upper part of the ground bench-mark on the account of metal corrosion and jointing of concreted foundation owing to ground deformations. D. Deformations at the wall of the station building as a result of ground subsidences.

ded of these indications, it will lead to rough distortions of the picture of recent crustal movements display.

To select and define the reliability of utilized geodetic materials a special complex of studies was elaborated, while compiling a summary map of recent tectonic movements of the European part of the USSR and the Caucasus on the 1:2 500 000 scale. An evaluation of the quality of levelling methods and their accuracy along certain lines and polygons was carried out in a laboratory way. Geological-geomorphological inspection of each line of repeated levelling was performed to determine the representativity of each sign in field conditions. In the process of inspection the geodetic signs were revealed, height displacements of which could be caused not only by tectonic factors but are also connected with either exogenous processes or purely mechanical reasons (deformation of the construction where the sign was laid out, the damage of the sign itself etc.). Such signs were omitted while reducing further the materials in compilation of the map.

Methods of inspection of geodetic signs.

Institute of geography, Acad of Sci., USSR, developed a special methods and program of field geological-geomorphological inspection of the

lines of repeated levelling and level-measuring posts (1, 2, 3, 4). It includes a real estimation of various natural and technical factors.

1) The state of the sign: technical quality, character of fastening, presence of external damage, strength of cementation (Fig. 1). For level-measuring rods and tide-gauges — the position in aquatorium, presence of mooring fastenings etc.

2) The state of construction where the sign is laid out: the type of the building (railway station, cabins pump-house, dwelling house, church, bridges and the like), the quality of the construction (stone, brick, panel, wooden), character of fundament, presence of external deformations (cracks in walls, floors, fundament, reconstruction of the building, distortion of drains) and their reasons. For ground bench-marks the safety of external decoration is estimated, its character, quality and so on. For tide-gauges — the conditions of vessel mooring, stability of pile and tube foundations, transport motions along the piers.

3) Engineering-geological characteristic of ground conditions: the type and mechanical composition of the ground (rock monolithic rocks, original dislocated rocks, clays, sands, shingles and so on), how it is subjected to deformations (landslides, subsidences, bulges, karts, swamping, salinity, frost variations and so on), depth of ground waters and variation of their level.

4. Geological-geomorphological peculiarities of the place of the sign: in the relief (watershed, slope, terrace, valley bottom, river bed, sea shore or lake bord, genetic peculiarities of meso- and macroforms, relative to geological structure (folds and faults, separate blocks, volcanic formations)[1].

5) The effect of specific regional factors: dynamic payloads of transport, town massifs, big reservoirs, intensive pumping out of underground waters, oil, gas, coal, mountain exploring production, seismicity etc.

All the above-said data are presented as a summary cadastre of inspection of geodetic signs which serves as the main real base for geological-geomorphological analysis of lines of repeated levelling on the whole. The proposed methods allows to exclude almost completely the effect of subjective factors in the evaluation of sign stability and is based on sufficiently objective criteria.

Estimation of stability of geodetic signs

As a result of the inspection all the signs are subdivided into three categories: I — stable, II — relatively stable, III — unstable. In addition to that, in each of these groups two subgroups were formed making more

[1] In field studies a specific attention is paid to the signs with extremal values giving sharp peaks on the curve of velocities of recent movements. Mostly they are connected either with contrast shocks along the faults or are the result of serious technical damages or significant ground deformations.

precise the reason why the sign is referred to this or that category: a) depending on the technical state of the sign or construction, b) depending on geological-geomorphological conditions.

Geodetic signs of good preservation, laid out in strong constructions (with no damage) and in favourable natural conditions refer to the category of s t a b l e signs. We may believe that vertical displacements of these signs are caused mainly by tectonic factors: general uplift or subsidence of separate parts of the Earth's crust.

Geodetic signs with insignificant damage or laid out in constructions with small deformations and in insufficiently favourable natural conditions refer to the category of r e l a t i v e l y s t a b l e signs. In many cases tectonic movements were of determining effect to the amplitude of their vertical displacements. The essential effect of non-tectonic factors which could considerably destroy the value of the tectonic component must be born in mind.

And finally geodetic signs: a) strongly damaged or laid out in constructions with considerable deformations, b) which are in unfavourable natural conditions refer to the category of u n s t a b l e signs. Non-tectonic factors influence most essentially variations of the height position of the signs of this category.

In utilization of the materials of repeated levelling to reveal recent crustal movements one must base himself on the data of stable signs. Unstable signs are completely excluded from the further analysis. The data of relatively stable signs are to be used very carefully, a thorough analysis is to be made of the way of the curve on the plot of difference of excesses on the adjacent parts (where there occur stable signs) and in each case the question on the representativity of their indications is to be solved separately. If separate signs of this category give sharp "peaks" on this curve of movements, which are not caused by the presence of fault deformations, their data must be omitted from further calculations. Indications of relatively stable signs may be used only to judge on the general trend of recent movements. They are hardly useful to obtain quantitative characteristics of movements of separate points and local structures. The curve of velocities of recent tectonic movements is corrected (smoothed out) by the data of representative signs. This smoothed curve is one of the elements of a complex profile, which is being constructed along the route of repeated levelling.

Complex profiles of recent tectonic movements

T h e c o m p l e x p r o f i l e s are built to analyze in an objective way the character of recent crustal movements and their connection with more ancient movements, geological structure of different age and the relief along each line of repeated levelling used for the summary map.

The complex profile (Fig. 2) involves in its composition: a) the plot of velocities of recent tectonic movements where geodetic signs are shown

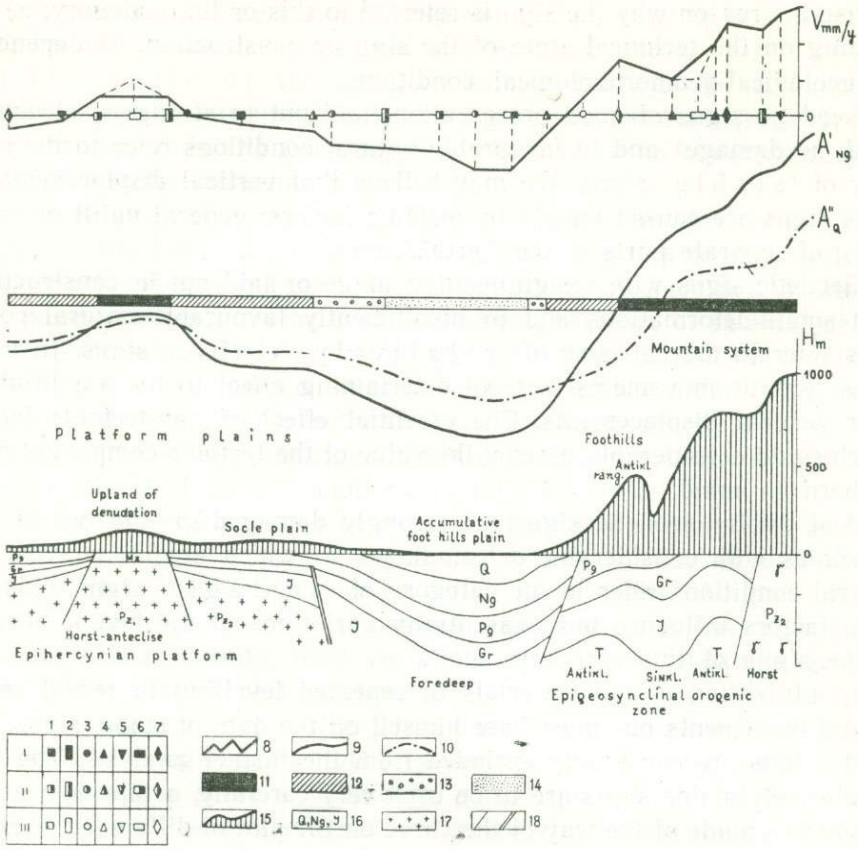


Fig. 2. An example of a complex profile of recent tectonic movements. Types of signs and constructions: I — stations, 2 — railway and highway barracks, 3 — water pumps, 4 — dwelling houses, 5 — churches, 6 — railway and highway bridges, 7 — ground benchmarks. Categories of stability of signs: I — stable, II — relatively stable, III — unstable. The curves of tectonic movements: 8 — recent slow vertical (in mm/year), 9 — neotectonic (Neogene — Quaternary), 10 — Quaternary. The structure of river plains: 11 — erosive (those of foundation), 12 — erosive — accumulative, 13 — accumulative (with weak coarse alluvium), 14 — accumulative (with powerful fine alluvium). Geological — geomorphological cross-section; 15 — profile of the relief along the levelling line, 16 — lithological — stratigraphic complexes of different age, 17 — crystallic rocks, 18 — faults of different order.

by special conventional symbols with indication of all the categories of their stability. The lost and not inspected signs are marked as well, b) Hypsometric profile characterizing the relief along the line of levelling with indications of boundaries and names of all main orographic elements of different order, c) Geological profile at which main lithological — stratigraphic complexes are shown as well as fault distortions, the boundaries of tectoric elements and their names, d) The data of field geomorphological observations, in particular the results of observations for erosive — accumulative activity of rivers (the thickness and structure of the plains, deformations of terraces and so on), e) the curves of summary

amplitudes (or velocities) of the Neotectonic, Quaternary and Holocene movements (under the condition of sufficiently accurate data).

To obtain the materials comparable by different lines of repeated levelling all the profiles for the map of the European part of the USSR and the Caucasus are built in a uniform horizontal scale: 1:1 000 000. The vertical scale of the plot of velocities of recent movements is assumed to be 1 cm=1 mm/year. For a hypsometric profile vertical scales vary depending on the character of the area (for it is irrational to assume a uniform scale, for instance, for the profiles, crossing the mountain systems of the Caucasus and the Precaspian lowland), but the scales are used divisible by 25. The scales of geological cross-sections, profiles of neotectonic and quaternary movements may somewhat as well.

Results of inspection of geodetic signs.

On the territory of the European part of the USSR and the Caucasus in 1966—1967 the Institute of Geography, Acad. of Sci. USSR, inspected about 15 000 km of the lines of repeated levelling and more than 1000 geodetic signs. The majority of signs is presented with wall marks. The results of inspection showed that the overwhelming majority of geodetic signs belongs to the categories of stable and relatively stable. On the whole a following correlation of signs of different categories of stability was obtained: I — stable — 44%, II — relatively stable — 40%, III — unstable —16%. It indicates that the use of the method of repeated levelling to reveal recent crustal movements is quite reasonable.[2]

Stability of signs is closely connected with their type and character of constructions (Fig. 3) where the signs are laid out. On the whole the stability of ground bench-marks (I—66%, II—27%, III — 7%) is somewhat higher than that of wall signs (I — 40%, II — 42%, III — 18%). This is explained by two reasons: First, the diagnostics of destructions of ground bench-marks is elaborated much worse than that of wall bench-marks (in the latter case we deal with such an important object for the analysis as the construction where the sign is laid out.). Second, stability of ground bench-marks depends mainly on natural factors and only in some cases their deformations are the result of mechanical damage. Ground bench-marks of new constructions (with the concealed head) exclude almost completely the possibility of their external damage. The correct choice of the place for laying out the ground bench-marks and the type of the bench-marks itself as well as of the depth of its laying out guarantees the stability of signs.

In addition to natural conditions the character and the degree of strength of constructions where they are laid out greatly affect the de-

[2] In developing the network of state levelling with the account of purposes of studying recent tectonic movements it is to be born in mind that with the interval between the measurements of 30—50 years the number of lost signs reaches 15—25% while in the regions of former military activities it is much higher.

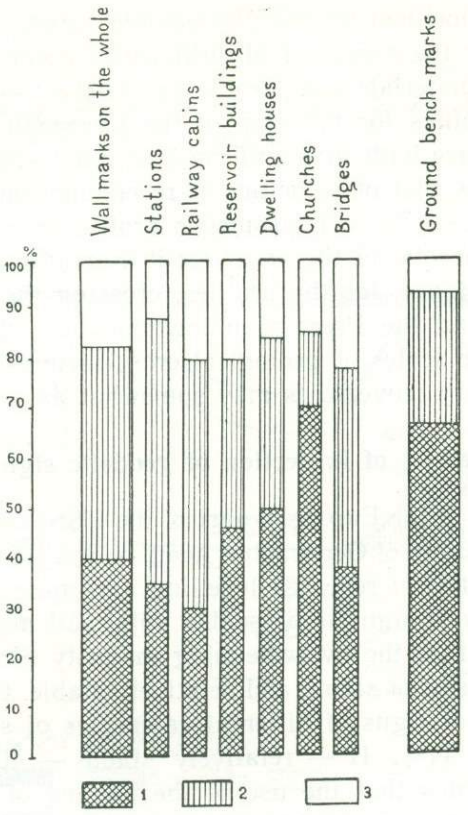


Fig. 3. The degree of stability of geodetic signs depending on their type and the character of construction. Geodetic signs: 1 — stable, 2 — relatively stable, 3 — unstable.

gree of stability of wall signs. The highest stability (with other equal conditions) is shown by signs laid out in the churches, chapels or mosques, in massive dwelling and administrative buildings, railway stations and also in some reservoir buildings. The least stability characterizes the signs laid out in abutments of bridges, in railway or highway cabins, in small station buildings and water pumps.

A comparatively small number of stable signs among those laid out in the abutments of railway and highway bridges is connected with the fact that hydrogeological conditions of plains where the bridges are leant upon, are unfavourable for engineering constructions (friability and overmoistening of grounds, activity of riverbed processes). As for railway cabins and small station buildings they as a rule are not strong and not capital constructions.

Inspected lines of repeated levelling pass in different natural zones. Uniformity of methods of field inspection and a great material made it possible to carry out an analysis of the connection of sign stability with different natural conditions and to establish the effect of zonal-landscape factors.

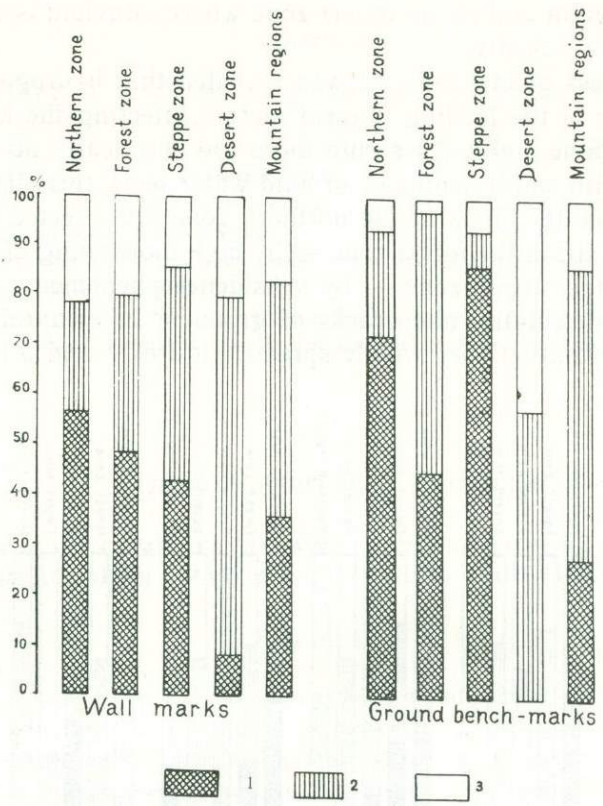


Fig. 4. Dependence of stability of geodetic signs of different types on natural — zonal conditions. See conventional signs on Fig. 3.

As the researches showed (Fig. 4) the greatest number of stable wall signs (in various types of constructions) is adjusted to the northern zone (tundra, partially the northhern forest one) from 20 to 90%. In the forest zone (from 25 to 73%) and especially in the steppe (from 20 to 60%) zone their number decreases, reaching the minimum in the zone (tundra, partially the northern forest one) from 20 to 90%. In the (Caucasus, Transcaucasus) are in intermediate position. Thus, quite a clear regularity is observed: the degree of stability of geodetic signs gradually decreases in the North-South direction. At the same time the number of unstable marks also increases reasonably from North to South. As for ground bench-marks the greatest number of stable signs among them falls on the steppe zone, the least (as it was with the wall ones) — to the desert zone.

Deviations from the mentioned regularity in correlation of stable and unstable signs by different natural zones are mainly connected with extermal ground conditions. Thus the least number of stable signs in the bridges are timed to the northern zone (in contrast to general regularity for wall signs) that is connected with frost deformations of over-

moistered alluvium and to the desert zone where alluvium is characterized by considerable salinity.

In the process of inspection it was revealed that hydrogeological conditions are one of the leading natural factors affecting the height displacement of geodetic signs. As a rule there are practically no stable signs, on the parts with small depths of ground water level (less than 1 m).

On the whole the signs in the northern zone are affected by frost processes most of all, in the forest zone — by high moistening of grounds and swamping, in the steppe zone — by subsidence phenomena, in the desert zone — by high salinity and cracks of grounds. In mountain areas seismogenous deformations are widely spread. Figures 4 and 5 illustrate cor-

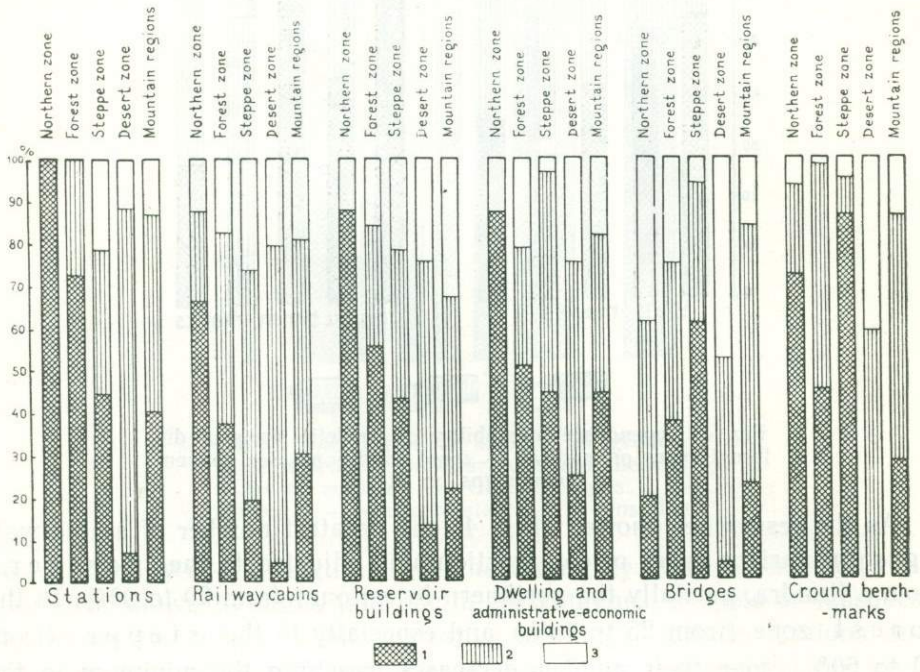


Fig. 5. Connection of stability of geodetic signs with their types and character of constructions in different natural zones. See conventional signs on Fig. 3.

relations of signs of three categories of stability in different natural zones depending on the type of signs and constructions, where they are laid out.

While dealing with plastic grounds during the periods of high moistening the stability of signs located along the railand high-ways is greatly influenced by dynamical overloads of transport (1).

The studies performed show that in laying out of new geodetic signs for the following levellings zonal-natural and ground conditions as well as the type of construction must be necessarily taken into account. Alternation of ground and wall signs is advisable. For ground bench-marks an elaboration of constructions and external decoration is required suitable in the conditions of definite natural zones and making possible a rapid finding of signs.

References

1. Lilienberg D. A. „Sovremennyje dvizheniya zemnoj kory", vyp. 1, Izd. AN SSSR, 1963.

2. Setunskaya L. E., Finko E. A., Martynova Z. A. „Sovremennyje dvizheniya zemnoj kory", vyp. 1, Izd. AN SSSR, 1963.

3. Recent vertical crustal movements on the territory of the Western half of the European part of the USSR.

Trudy Centralnogo nauchno-issledovatelskogo instituta geodesii, aerophotosjemki i kartographii, vyp. 123, M., 1958.

4. Lilienberg D. A., Setunskaya L. E. Abstracts of reports presented to the III Symposium of the Commission on Recent Crustal Movements, Leningrad, 1968.

Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Л. Е. СЕТУНСКАЯ

МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ЗНАКОВ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ

Резюме

Современные перемещения земной поверхности представляют функцию многих факторов, лишь одним из которых являются современные тектонические процессы. Из экзогенных факторов наибольшее влияние на вертикальные смещения геодезических знаков оказывают географическое положение и грунтовые условия. Значительную роль играют техногенные причины. Поэтому в процессе составления сводной карты современных тектонических движений Европейской части СССР и Кавказа особое внимание было уделено анализу устойчивости геодезических знаков и их репрезентативности.

Методика обследования геодезических знаков. Институтом географии АН СССР разработана специальная методика и программа полевого геолого-геоморфологического обследования линий повторного нивелирования и уровномерных постов. Она включает оценку различных факторов: 1) Техническое состояние самого знака. 2) Состояние сооружения, в котором заложен знак: тип здания, качество постройки, характер фундамента, наличие внешних деформаций и их причин. 3) Инженерно-геологическая характеристика грунтовых условий: тип и механический состав грунта, подверженность его различным видам деформаций, глубина грунтовых вод и изменение их уровня. 4) Геолого-геоморфологические особенности места расположения знака: в рельефе, относительно тектонической структуры, современные физико-географические процессы. 5) Влияние специфических региональных факторов: динамических нагрузок транспорта, городских массивов, крупных водоемов, интенсивной откачки подземных вод, добычи нефти, газа, угля, наличие горных выработок, сейсмичности и т. д.

Все перечисленные данные оформляются в виде сводного кадастра обследования геодезических знаков, который служит основной фактической базой для геолого-геоморфологического анализа линий повторного нивелирования в целом.

Оценка устойчивости знаков. Производится по трехбальной шкале: I — устойчивые, II — относительно устойчивые, III — неустойчивые. Среди относительно устойчивых и неустойчивых знаков выделяются две категории: а) в зависимости от состояния знака и сооружения, б) в зависимости от природных условий. К устойчивым (I) относятся знаки, не имеющие существенных повреждений и расположенные в бла-

гоприятных условиях. К относительно устойчивым (II) — знаки с небольшими деформациями сооружений и находящиеся в не совсем благоприятных условиях. К неустойчивым (III) — знаки с существенными повреждениями, значительными деформациями сооружений и находящиеся в неблагоприятных природных условиях.

Применение этой классификации значительно снижает влияние субъективного фактора в оценке знаков. Неустойчивые знаки из анализа движений целиком исключаются. Относительно устойчивые следует использовать с осторожностью: по ним можно судить об общей тенденции современных движений; для количественной же характеристики движений в отдельных пунктах они мало пригодны. По репрезентативным знакам строится сглаженная кривая современных движений земной коры.

Комплексные профили составляются на каждую линию повторного нивелирования с целью выявления объективных связей между современными и более древними движениями, геологической структурой и рельефом. Обычно они включают: а) кривую современных движений с нанесенными на неё знаками разного типа и различной устойчивости, б) гипсометрический профиль с выделением орографических и динамических элементов, в) геологический разрез с детальным выделением тектонических элементов. В качестве дополнительной нагрузки могут наноситься кривые скоростей и амплитуд новейших, четвертичных и голоценовых движений, профили деформаций речных и морских террас, разрезы строения пойм, уровень грунтовых вод и т. д.

Результаты обследования. На территории Европейской части СССР и Кавказа в 1966—1967 гг. было обследовано около 15 000 км линий повторного нивелирования и более 1 000 знаков. Большинство знаков представлено стенными марками. Их устойчивость обнаруживает прямую связь с природными зонами и грунтовыми условиями. Наибольшее количество устойчивых стенных знаков приурочено к северной зоне (тундра, частично северная лесная) — от 20 до 90%. В лесной (от 28 до 73%) и особенно степной (от 20 до 60%) зонах их число уменьшается, достигая минимума в зоне пустынь (от 5 до 25%). Промежуточное положение занимают знаки горных областей (Кавказ, Закавказье). Число неуйстойчивых знаков, наоборот, возрастает с севера на юг. Отклонения от этого правила связаны с сооружениями, расположенными в экстремальных грунтовых условиях. Наименьшее количество устойчивых мостов приурочено к северной (мерзлотные деформации переувлажненного аллювия) и пустынной (засоленный аллювий) зонам, а наибольшее — к степной. Близкую картину дают грунтовые реперы.

В зависимости от типа сооружений наибольшей устойчивостью отличаются культовые здания, вокзалы, жилые дома, наименьшей-мосты, водоемные здания, ж. д. будки. В целом устойчивость грунтовых реперов (I—66%, II—27%, III—7%) несколько выше, чем стенных знаков (I—40%, II—42%, III—18%). Следует иметь также в виду, что при интервале между нивелировками в 30—50 лет количество утраченных знаков достигает 15—25%, а в районах бывших военных действий — значительно больше.

Наибольшее воздействие на знаки в северной зоне оказывают мерзлотные процессы, в лесной — сильная увлажненность грунтов и заболоченность, в степной — просадочные явления, в пустынной — высокая засоленность и трещиноватость грунтов. В горных областях распространены сейсмогенные деформации. Неблагоприятно сказывается высокий уровень грунтовых вод.

При закладке новых знаков для последующих нивелирований необходимо учитывать природно-зональные и грунтовые условия, а также типы сооружений. Целесообразно чередование грунтовых и стенных знаков. Для грунтовых реперов требуется разработка конструкций и характера наружного оформления, пригодных для условий конкретных природных зон.

Г. А. ЖЕЛНИН, М. И. КОВАЛЕВСКИЙ, И. П. ЛЕСИС

РАЗВИТИЕ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

Для многих стран общая картина современных движений земной поверхности в основном выявлена. Однако детальный характер и структура движений, а также изменяемость их во времени остаются открытыми. Изучать эти вопросы целесообразно на специальных полигонах. Учитывая, что основным для изучения современных движений остается метод повторных измерений — к выбору полигонов предъявляют следующие требования: 1) смещения должны быть настолько интенсивными, чтобы их можно было выявить повторными измерениями через возможно короткие сроки, 2) территория полигона должна быть разнообразна по геологическому строению, 3) территория полигона должна быть подготовлена для повторных измерений, т. е. изучена в геодезическом, геофизическом и геологическом отношениях.

Этим требованиям удовлетворяет территория Прибалтики. В данном случае имеется еще одно преимущество: Прибалтика омывается морем, а потому для изучения современных движений можно использовать и океанографический метод.

Из океанографических исследований известно, что скорость современных движений в прибрежной полосе Прибалтики колеблется от —2,0 до +2,0 мм/год, а градиент скорости достигает 1—1,5 мм/год на 100 км.

В отношении геологического строения и тектонических проявлений территория Прибалтики представляет несомненный интерес: северо-западная ее часть охватывает южные склоны тектонически активного Балтийского щита, центральная часть приурочена к Латвийской седловине, переходящей на юге в Мазурско-Белорусскую антеклизу, почти вся западная и юго-западная Прибалтика расположена в пределах Балтийской синеклизы. Геологические и геоморфологические исследования подтверждают, что новейшие движения на данной территории достаточно разнообразны и изменчивы во времени.

Изученность и обеспеченность территории Прибалтики геодезическими измерениями вполне достаточны, если иметь в виду в первую очередь изучение вертикальных движений. Для этой цели важнейшее значение имеют сохранность знаков нивелирований и возможность их использования. Сразу же следует отметить, что старые нивелировки, выполненные до 1912 г., во внимание не принимаются, поскольку они малоточны, а главное — закреплены ненадежно.

Богатейший и достаточно однородный материал представляют нивелировки 1930—1940 гг., выполненные на территориях всех трех республик в рамках Балтийской Геодезической Комиссии. Нивелирование выполнялось по программе, принятой Международным Геодезическим и Геофизическим союзом в 1930 г. ($\eta = \pm 1{,}5$ мм, $\sigma = \pm 0{,}3$ мм, $d = 50$ м).

Некоторые отклонения в отношении густоты и типов знаков и т. п. не нарушили целостности проведенной работы для всей Прибалтики. Республиканские сети были надежно связаны между собою. Всего на территории Прибалтики было проложено 9311 км. ходов нивелирования высокой точности, образовавших 52 полигона. Периметры полигонов колебались от 200 до 1000 км, густота закладки знаков — от 1,5 до 4 км. Недостатком этой нивелировки следует считать ненадежность закрепления узловых пунктов и большое различие периметров полигонов. Высокая точность измерений, густота закладки знаков и сохранность 70% знаков, вполне обеспечивают проведение работ по изучению современных движений.

Кроме геодезических данных, для территории Прибалтики имеются материалы долговременных уровнемерных наблюдений на 34 футштоках и мареографах, расположенных на побережье и близлежащих островах. Продолжительность наблюдений на некоторых пунктах достигает 100 лет.

Толчком к постановке работ по изучению современных движений явились нивелировки Главного управления геодезии и картографии, проведенные в 1947—1948 гг. на территории Прибалтики в целях восстановления пострадавшей во время военных действий высотной сети и ее привязки к государственной сети СССР. Нивелирование I класса ГУГК по трассе Ломоносов—Нарва—Таллин—Рига—Вильнюс—Барановичи явилось в пределах Прибалтики почти на всем протяжении повторным. В центральной части Прибалтики был повторен ряд ходов, но уже с точностью II класса. Всего за этот период было повторено: с точностью I класса 1142 км, с точностью II класса — 1608 км.

Подготовка к развертыванию работ по изучению современных движений была начата в 1950 г. в Эстонии. В 1960 г. с созданием координирующего центра (Прибалтийской неотектонической комиссии), в данную работу включились и ученые остальных Прибалтийских республик.

Основными исполнителями работ по сгущению сети повторного нивелирования были: Институт физики и астрономии АН Эстонской ССР, Рижский Институт геологии и Латвийская Сельхозакадемия, Каунасский Политехнический Институт. Поскольку повторные нивелировки ставились специально для исследования вертикальных движений, они прокладывались строго по старым трассам с включением всех сохранившихся реперов. Метод работы был такой же, как и при первой нивелировке. На некоторых трассах, в частности, испытательных, использовался метод нивелирования I класса.

К сожалению, процент повторения старых нивелировок по республикам был далеко не одинаков. (см. таблицу).

Точность работ 1930—1940 гг. и 1956—1966 гг., а также первоклассных работ ГУГК характеризуется средними значениями $\eta = \pm 0{,}4$ мм и $\sigma = \pm 0{,}05$ мм. Для нивелировок II класса ГУГК $\eta = \pm 1{,}2$ мм и $\sigma = \pm 0{,}2$ мм. Интервалы между повторениями ходов — от 10 до 30 лет.

	Первое нивелирование 1930–1940 г.	Повторное нивелирование	
		однократное	двухкратное
Эстония	1974 км	1885 км (95 %)	446 км (22 %)
Латвия	4422 км	1660 км (38 %)	380 км (9 %)
Литва	2915 км	1100 км (38 %)	212 км (7 %)

По мере поступления материалов повторного нивелирования проводилась их обработка, сопоставление с данными первой нивелировки и составление схемы изобаз. Сравнивались измеренные превышения, исправленные за длину среднего метра комплекта реек. Для точек ходов вычислялись относительные годовые скорости движений. Сети повторного нивелирования уравнивались как свободные, по весам. В вычислении весов однообразия между республиками не было. Для Эстонии за исходную принималась абсолютная скорость смещения г. Таллина, взятая по Бикису и отнесенная с учетом данных городской повторной нивелировки к исходному пункту республиканской сети Ласнамяэ. Для Литвы исходной служила абсолютная скорость г. Лиепая по Бикису. С поступлением дополнительного материала схемы неоднократно уточнялись. На схемах, составленных для территории Эстонии, ясно выражен блоковый характер происходящих движений.

Такую же работу, но основанную на использовании лишь уровнемерных данных, выполнил в 1966 г. О. Якубовский. Его исследование охватывает все побережье Балтийского моря. Для территории Прибалтики им получены абсолютные годовые смещения 18 пунктов.

Следует отметить также исследование Ю. Рандярва (1968), охватывающее территорию всей Прибалтики и прилагающих районов Ленинградской и Псковской областей, а также Белоруссии. При составлении схемы (см. рис. 1) были использованы данные повторных нивелировок до 1965 г., в том числе и нивелировки прошлого столетия. За твердые были приняты значения абсолютных скоростей пунктов Кронштадт, Таллин, Айнажи и Лиепая, полученные О. Якубовским.

Работа Ю. Рандярва, как и все ранее выполненные исследования, базировалась на предпосылке, что движения происходят равномерно во времени. Но если это не так, то использование скоростей, полученных за различные периоды времени (от 10 до почти 100 лет) исказит картину происходящих движений.

Между тем, сомнения в равномерности движений подтверждаются. Третье нивелирование некоторых трасс указывает на колебательный характер происходящих смещений. Для проверки и уточнения этого вывода на территории всех трех Прибалтийских республик были организованы специальные испытательные трассы (полигоны), на которых, параллельно с геологическими и геофизическими исследованиями, предполагалось систематически проводить высокоточные повторные нивелировки. Испытательная трасса в Эстонии была выбрана в централь-

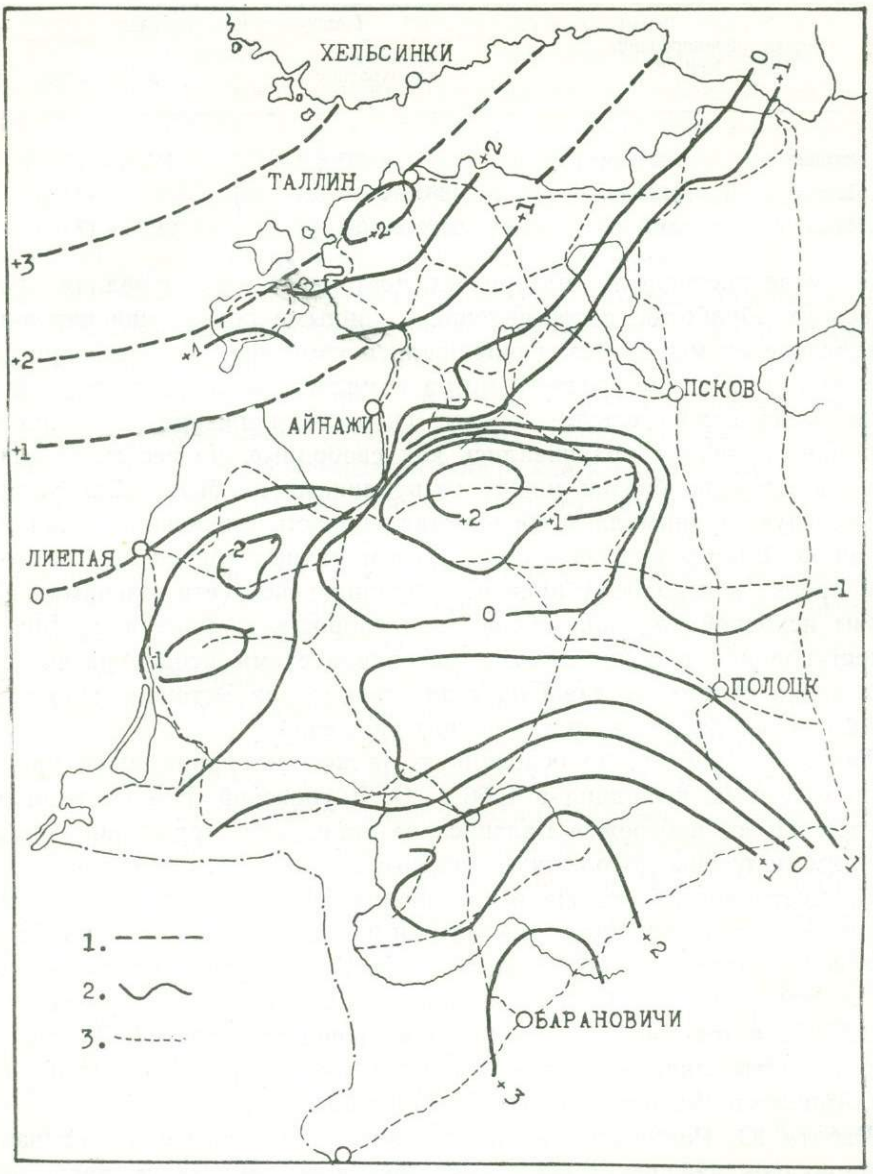


Рис. 1. *Схема изобаз территории Прибалтики*
1) Изобазы по О. Якубовскому, 2) Изобазы по Ю. Рандярву, 3) Нивелирные трассы.

ной части республики по линии Пылтсамаа—Лелле. Протяженность трассы 70 км, направление — перпендикулярно размещению изобаз; трасса пересекает полосу геологических нарушений, т. наз. шарнирную линию. Нивелирование трассы (полностью или частично) выполнялось в 1938, 1961, 1964, 1965 и 1966 г. В Латвии испытательный полигон создан в районе строительства Плявинской ГЭС с задачей исследовать влияние дополнительной нагрузки (водохранилища) на смещение земной поверхности. В Литве испытательная трасса идет вдоль Балтий-

ского побережья от г. Пагегяй до Лиепая. Длина трассы 212 км. Повторное нивелирование выполнялось в 1963 и 1964 гг.

Тройное нивелирование испытательных и других трасс убедительно подтверждает (см. рис. 2), что смещение земной поверхности происходит далеко не равномерно во времени. Создается впечатление ступенчатости движений, причем «ступеньки» приурочены к возможным границам блоков. Это заключение требует подтверждения, так как оно

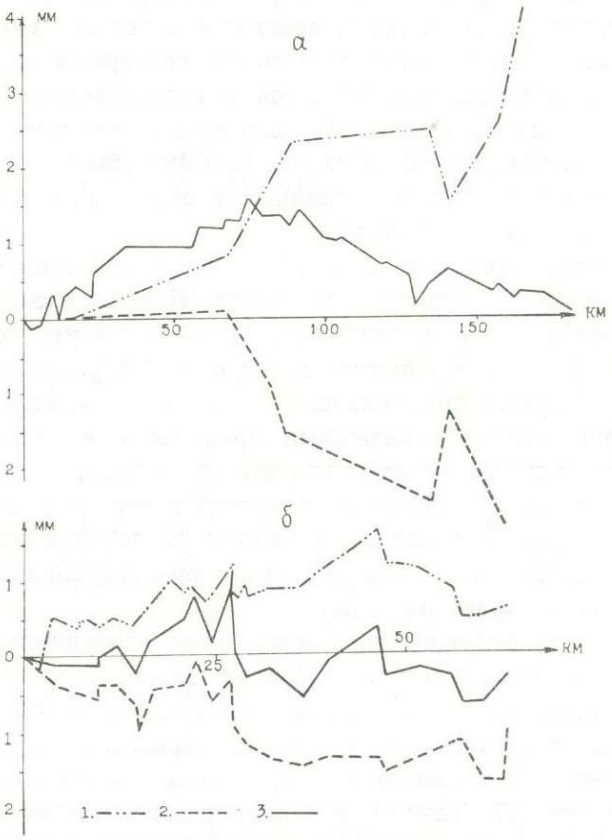


Рис. 2. *Графики годовых скоростей по трассам:* а) Иерики-Гулбене (Латвия), б) Раквере-Ыхви (Эстония), 1) по данным I и II нивел.; 2) по данным II и III нивел. 3) по даным I и III нивелировок.

основывается лишь на половинном цикле, охватывающем период порядка 30 лет. Ввиду того, что по данным нивелирования испытательных трасс отмечалось изменение знака движения через более короткий период (три года), то возникает вопрос — не вызваны ли выявленные смещения преимущественно экзогенными и техногенными факторами.

Детальному исследованию подверглись районы значительных локальных смещений территорий крупных городов. Причины, вызывающие эти смещения (оседания), чисто техногенного характера. Так, повторным нивелированием в Таллине выявлено интенсивное оседание района торгового порта. Это оседание из года в год увеличивается и

по данным Р. Лутсара в настоящее время достигает 35 мм/год. По последним данным оседание замечается и в западной части города, достигая 5,6 мм/год. Аналогичные работы ведутся в Вильнюсе. В Риге подобные исследования уже закончены (Г. Аберберг — 1960).

Нельзя не отметить еще одного цикла работ, непосредственно связанного с выполнением повторных нивелировок. Во всех трех Прибалтийских республиках ведутся исследования по изучению систематических ошибок нивелирования (А. Торим, Р. Крупен, Я. Барбушка).

Как явствует из сказанного, основным методом изучения современных движений в Прибалтике был метод повторных геодезических измерений. Большим вкладом является и исследование О. Якубовского, основанное на использовании уровномерных данных. Геофизические данные использовались (В. Маазик, А. Ражинскас) для исследования процессов, происходящих в глубинных слоях Земли и отображающихся в гравитационных аномалиях.

Итак, первый этап исследований по изучению современных движений в Прибалтике в основном завершен. Прибалтийский полигон оказался для этого вполне подходящим. Получены и уточнены схемы размещения изобаз для отдельных частей и всей территории Прибалтики; выявлена, в первом приближении, зависимость между структурными формами фундамента и внешними проявлениями тектонических процессов; подтверждена преемственность современных движений, исследованы локальные смещения поверхности в городах; создана сеть испытательных трасс и развернуты работы по детальному изучению характера происходящих движений; получены первоначальные выводы о колебательном характере движений.

Как задел на будущее, сеть нивелирных полигонов распространена на острова Моонзундского архипелага, создана сеть из II фундаментальных гравиметрических пунктов, повторение которых может дать независимые от метода повторных нивелировок выводы о происходящих движениях. В подготовке к детальным исследованиям отработан и испытывается (Л. Тамме) метод гидростатического нивелирования, который будет использован для выявления относительного смещения блоков.

Программа дальнейших работ на Прибалтийском полигоне сводится к следующему:

1) Для получения надежных выводов о характере движений на территории Прибалтики приступить, начиная с 1970 г. к второму повторению нивелирной сети. Этому безусловно будет содействовать намечаемое ГУГК повторение нивелирной трассы I класса Ленинград—Нарва—Таллин—Рига—Вильнюс—Барановичи.

2) В целях изучения характера движений и влияния роли экзогенных факторов расширить и углубить исследования на специальных трассах путем применения более точных методов измерений (гидростатическое нивелирование) и привлечения геолого-геофизических и гидрогеологических методов исследования.

3) Приступить к изучению горизонтальных смещений, в первую очередь, на стыке блоков.

4) Выполнить повторные гравиметрические измерения сети специальных пунктов.

5) Продолжить работы по изучению оседаний поверхности в городах и в райснах влияния техногенных факторов (подземных выработок, затоплений и пр.).

G. A. ZHELNIN, M. I. KOVALEVSKY, I. P. LIESIS

DEVELOPMENT OF INVESTIGATIONS OF THE RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN THE BALTIC REGION

Summary

The Baltic territory as a whole may serve as a peculiar polygon for a detailed investigation of recent movements of the Earth's crust, primarily of vertical ones.

It was known about this territory that it undergoes displacements, at least in the coastal region, of the order of magnitude +2.0 to —2.0 mm/year and that the gradient of velocities amounts to 1—1.5 mm/year in a stretch of 100 km. Similar velocities may be established by the method of precise repeated levellings.

With regard to the geological structure and tectonic manifestations, the Baltic territory is undoubtedly of great interest: its north-western part occupies the southern slopes of the tectonically active Baltic Shield, its central part is confined to the Latvian saddle, passing in the south over to the Mazursk-Byelorussian anteclise, but nearly all of the western and southwestern Baltic region is located within the limits of the Baltic sineclise. Geological and geological-geomorphological investigations have confirmed that recent movements on the Baltic territory show a great variety as well as variability in time.

With respect to geodetic preparedness for the carrying out of repeated levellings, the Baltic region satisfied all requirements. We may mention in passing earlier levelling (accomplished in 1870—1912) the materials of which were rarely made use However, in the years 1930—40 a network of nodal points for precision levelling was established on the Baltic territory. In spite of the fact that certain differences existed in the constuction of the individual networks of the different Baltic Republics, the network of 1930—40 may be regarded as an integral whole. The total length of the levelling network was 9311 km and it had 52 polygons. Insufficient reliability of the fixation of the nodal points and a great great diversity in the size of the perimeters of the polygons, ranging from 200 to 1000 km, must be regarded as drawbacks of this network. As merits of the network must be considered: high precision of measurements ($\eta = 0.4$ mm; $\sigma = \pm 0.05$ mm) and density of the laying of bench-marks (from 1.5 up to 4 km), which even in case of the destruction of a considerable number (about 30%) of signs entirely ensured the carrying out of work on the study of recent crustal movements.

Apart from the preserved levelling network and levelling data, there exist materials of long-term observations on levelling based on a network of water scales and mareographs located on the coast and the near islands.

Work on the study of recent vertical movements of the Earth's crust in the Baltic region started in 1950 first in Estonia. Since 1960, however, after the setting up of a coordinating centre — the Baltic Commission on Recent Tectonic Movements — work has also spread to the other Baltic Republics. The principal method of study was the method of precise repeated levellings. The chief organisations which have been carrying

out repeated levellings are: the Institute of Physics and Astronomy of the Academy of Sciences of the Estonian S.S.R., the Riga Institute of Geodesy, the Latvian Academy of Agriculture and the Kaunas Polytechnic Institute. As an impetus to the organisation of pertinent investigations served the levelling carried out by the Board of Geodesy and Cartography of the U.S.S.R. conducted in 1947—48 on the Baltic territory which along its entire stretch was a repeated one. The volume of repeated levellings carried out in the Republic varies considerably:

1930–1940 levelling		Repeated levellings	
		The first repetition	The second repetition
Estonia	1974 km	1885 km or 95 %	446 km or 22 %
Latvia	4422 km	1660 km or 38 %	380 km or 9 %
Lithuania	2915 km	1100 km or 38 %	212 km or 7 %

According to repeated materials coming, work was carried on processing, comparison of fresh data, with those of the first levelling, and compilation of schemes of isobases. According to Bikis (1940) the velocity of Tallinn was taken as the initial absolute velocity of the network of Estonia, the Liepaja (according to Bikis) was adopted for the territory of Lithuania.

Of the generalizing studies for the entire Baltic territory, one must note an investigation by J. Randjärv (1968). He has used the data on repeated levellings up to 1965. For the compensation of the network of annual velocities the values of the absolute velocities at the Kronstadt, Tallinn, Ainazis and Liepaja procured by O. Jakubovsky on oceanographic data (1967) were taken as initial data.

All the investigations carried out so far for the Baltic territory have been based on the assumption that movements proceed uniformly in time. Third repetitions of some of the lines, however, do not confirm it. For more detailed studies of this phenomenon test-lines were organized in 1963—65 on the territory of each Republic; on these test-lines repeated levelling is conducted systematically. The fluctuating character of recent movements has been confirmed. Work on the polygons is being continued and in the near future the method of hydrostatic levelling will be introduced. Parallel to the former, the study of the local subsidence of the Earth's crust is carried out at the large cities (Tallin, Riga, Vilnius). A series of studies on the investigation of systematic errors of levelling have been completed. For the future a network of reliable gravimetric points has been established on the territory of Estonia. Repeated surveys will provide independent conclusions on the movements proceeding in the Earth's crust.

It is planned to carry out another series of repeated geodetic measurements on the basis of the existing network and develop further the studies of horizontal movements of the Earth's crust.

А. П. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ, Ю. Е. ЖУРЕНКО

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА И ИХ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На восточной окраине Русской платформы и в прилегающей части складчатой области Среднего и Южного Урала имеются три линии повторного нивелирования, пригодные для изучения современных тек-

тонических движений. Все они расположены вдоль железных дорог. Первая линия (северная) пересекает окраину платформы и Средний Урал в почти широтном направлении на участке Пермь—Кунгур—Свердловск; вторая (средняя) имеет субширотную ориентировку и захватывает краевую часть платформы и северную часть складчатой области Южного Урала на участке Абдуллино—Уфа—Челябинск; третья линия (южная) вытянута в направлении с северо-запада на юго-восток, она захватывает окраину платформы, южную оконечность уральской складчатой области (Мугоджары) и Туранскую плиту на участке Оренбург—Актюбинск—Челкар (рис. 1). Первые две линии пересекают крупные тектонические структуры, выступающие на уровне современного денудационного среза, почти вкрест их простирания, а третья линия занимает по отношению к ним кососекущее положение.

Геоморфологическое строение районов проложения трасс повторного нивелирования существенно отличается друг от друга. Северная линия проходит по территории, характеризующейся равнинным рельефом. При этом важно отметить, что равнинность свойственна не только платформенной, но и смежной складчатой области: здесь отсутствуют четкие геоморфологические границы между пониженной увалистой осевой частью Среднего Урала и соседними с ним равнинами Приуралья и Зауралья. На данном участке среднеуральского пересечения наблюдается общий дугообразный изгиб Урала к востоку (в плане) и наибольшее сужение его орографически выраженных герцинских складчатых структур. Средняя линия пересекает сначала (в платформенной части) полого-увалистую равнину, а затем (в складчатой области) — низкогорный рельеф Башкирского поднятия и равнину Зауралья. Третья линия вначале проходит по исключительно выровненной местности, соответствующей Русской платформе и Предуральскому прогибу, а далее пересекает возвышенность Мугоджар и выходит на равнину Туранской плиты.

Повторное нивелирование, выполненное по каждой из трех охарактеризованных выше линий, выявило повсеместное изменение высотного положения марок и реперов. Масштабы их вертикального смещения таковы, что все они выходят за пределы возможных и допустимых ошибок измерения. Это обстоятельство позволяет связывать смещения геодезических знаков с проявлением вертикальных тектонических движений земной коры. Получающиеся при этом графики скоростей современных движений и их градиентов изображены на рис. 2.

Современные движения в районе первой (северной) линии имеют отчетливо дифференцированный характер. Кривые графиков на участке пересечения окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба неровные, волнистые, что указывает на колебательный характер современных движений и на частую смену относительных поднятий и опусканий. В то же время эти графики на участке пересечения складчатой области Среднего Урала очень спокойные, выровненные, форма

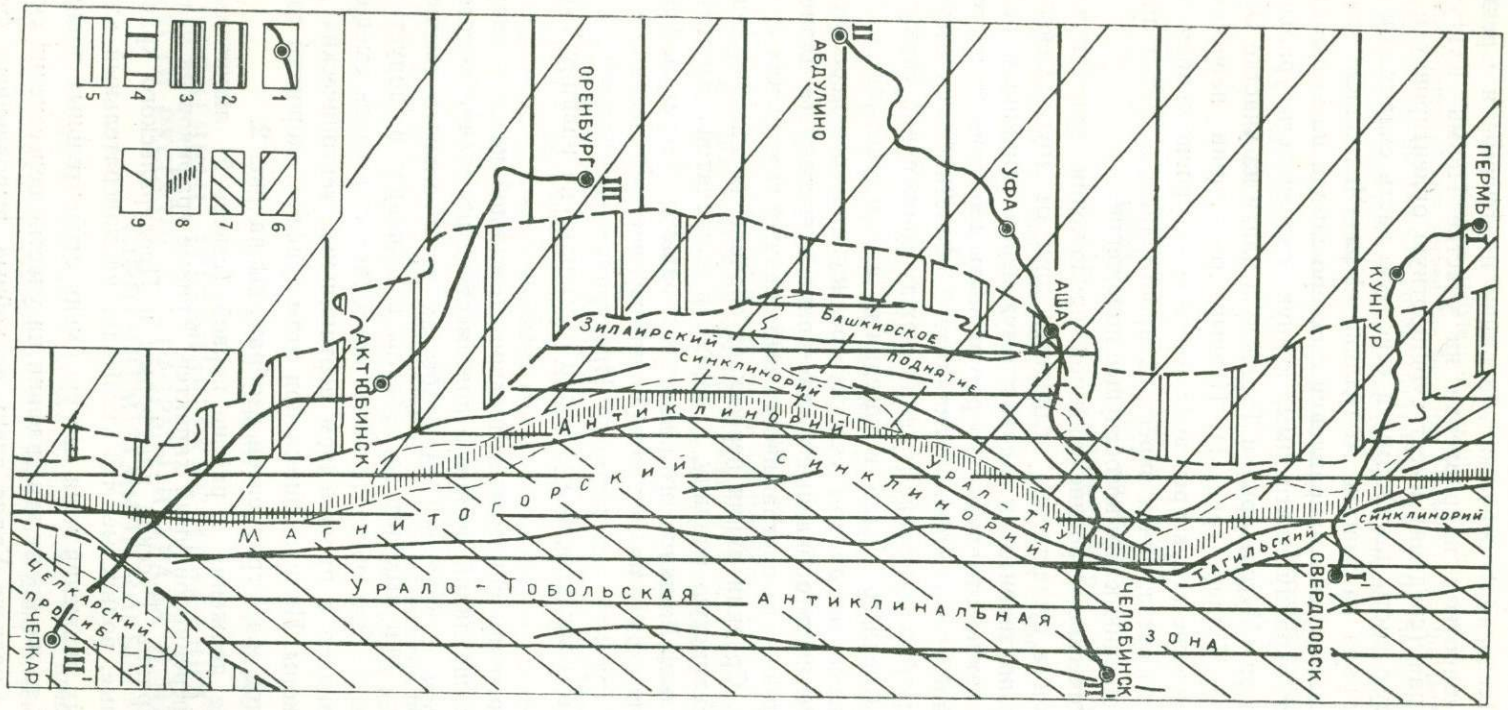


Рис. 1. Схема расположения линий повторного нивелирования.

1 — линии повторного нивелирования: I—I¹ — северная (Среднеуральская), II—II¹ — средняя (Южноуральская), III—III¹ — южная (Мугоджарская). Основные тектонические элементы (современный план): 2 — восточная окраины Русской платформы; 3 — Предуральский краевой прогиб, 4 — складчатая область Урала; 5 — Туранская плита; 6 — область развития архей-древнепротерозойского складчатого фундамента Русской платформы; 7 — область развития позднепротерозойского — палеозойского складчатого фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской платформы; 8 — зона глубинного разлома (по И. С. Огаринову и Ф. И. Хатьянову, 1962); 9 — крупные дизъюнктивные нарушения

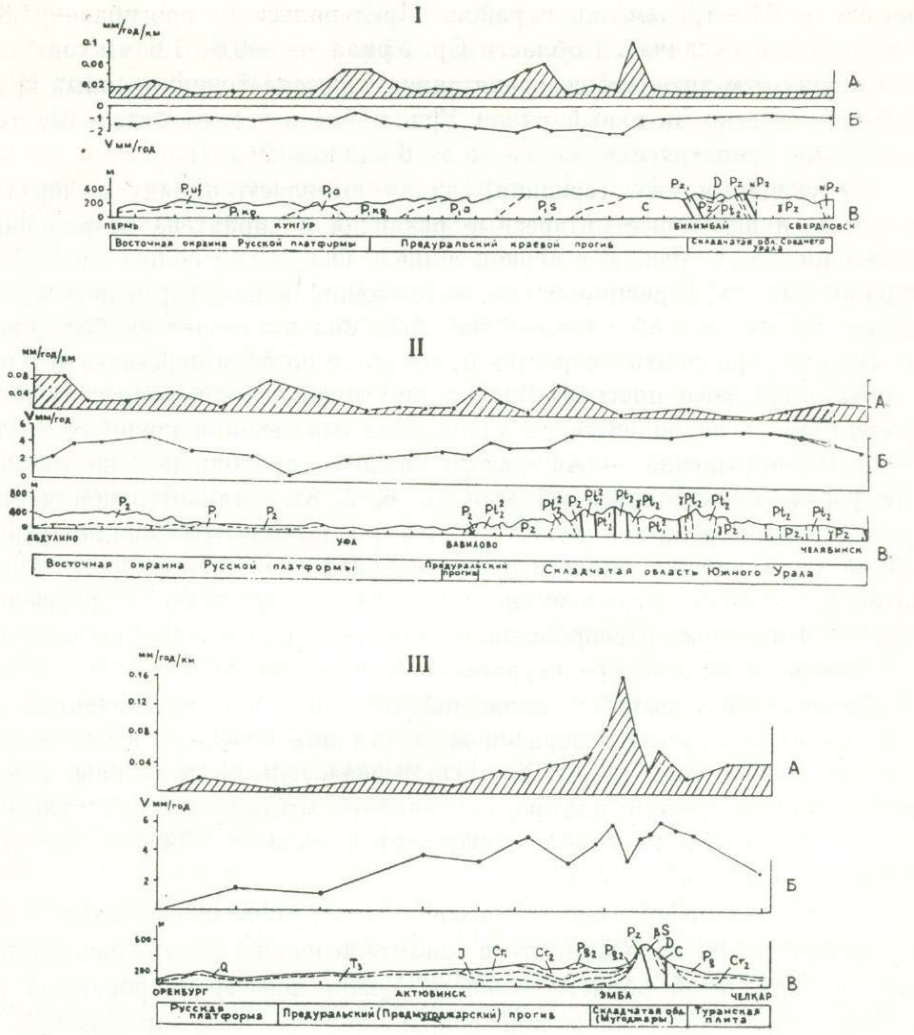


Рис. 2. Графики градиентов (А) и скоростей (Б) современных тектонических движений и схематические геологические разрезы (В) по линиям повторного нивелирования

I — Среднеуральское пересечение; II Южноуральское пересечение; III — Мугоджарское пересечение.

их приближается к прямой линии. Данный факт свидетельствует о том, что здесь в характере современных вертикальных движений не находят отражения ни отдельные складчатые структуры, ни крупные разрывные нарушения, выявленные геологами на Среднем Урале. Вся складчатая область здесь выступает в современную эпоху как единый монолитный блок, участвующий в общем процессе относительного поднятия земной коры.

Среднегодовые скорости современных опусканий вдоль этой линии, по Л. Е. Сетунской (I), составляют: в восточной части Русской плат-

формы — 0,5—1,0 мм/год, в районе Предуральского прогиба — 1,8—2 мм/год и в складчатой области Ср. Урала — —0,6—1,0 мм/год.*

Следует отметить, что северная линия пересекает единственный крупный сейсмически активный район Урала, где известны отдельные тектонические землетрясения силой до 5—6 баллов (2, 3, 4).

Следующая к югу (средняя) линия выявляет, наряду с чертами сходства, и некоторые интересные различия в характере современных движений, по сравнению с первой линией. Обе линии сближает хорошо выраженная дифференцированность движений в платформенной части, причем на участке Абдулино—Уфа—Аша она выступает наиболее резко. Высокие градиенты скоростей отмечаются на всем пересечении платформы и краевого прогиба. Весьма ощутимый скачок скоростей и их градиентов устанавливается в узкой зоне пересечения крупного тектонического нарушения — Ашинского разлома, проходящего по границе платформы и складчатой области (5, 6, 7, 8). Отличительной чертой рассматриваемой линии служит то, что она выявляет в западной краевой части складчатой области Южного Урала (район Башкирского поднятия и частично антиклинория Урал—Тау) заметно более дифференцированный характер современных движений, чем это установлено для складчатой области по среднеуральскому пересечению.

Среднегодовые скорости движений по этой линии, рассчитанные относительно «нулевого» репера на ж. д. станции Безенчук, всюду имеют положительный знак (+) и достигают значительной величины: в восточной части Русской платформы +0,8—5 мм/год, в Предуральском прогибе +3,5—4,0 мм/год и в складчатой области Южного Урала и Зауралья +6,0—6,5 мм/год.

Геолого-геоморфологические исследования, проведенные нами к югу от средней линии показали, что в зоне сочленения Предуральского прогиба и складчатой области Южного Урала дифференцированный характер современных движений сохраняется на всем протяжении от Ашинского разлома — на севере до р. Сакмары — на юге (8).

Третья (южная) линия, данные по которой приводятся в работах М. В. Проничевой (9) и Ю. А. Мещерякова (10), характеризуется своеобразным проявлением современных движений, заметно отличающих ее от двух предыдущих линий. Прежде всего, вдоль этой трассы четко выявляется общее возрастание среднегодовых скоростей движений и их градиентов в направлении от окраины Русской платформы к осевой зоне Уральской складчатой области, к Мугоджарам, и последующее уменьшение их при переходе в область Туранской плиты. Далее, по этой линии выявляется закономерное усиление дифференцированности современных движений по мере приближения от Русской платформы и Туранской плиты к Уральской складчатой области.

---

* Расчеты скоростей и знака движений по этой линии даны относительно «нулевого» репера в г. Лиепая (1).

Приведенные данные выявляют общую последовательность изменения характера современных движений с севера на юг.

В платформенной части региона степень дифференцированности движений ослабевает в указанном направлении. В складчатой области характер проявления движений более сложный. На Среднем Урале констатируется отсутствие заметной дифференцированности движений для всей складчатой области. В северной части Южного Урала, в его западной половине (миогеосинклинальная область), отмечается проявление значительной дифференцированности движений, что сильно сближает этот район с прилегающей территорией Русской платформы. В восточных районах Южного Урала (эвгеосинклинальная область) дифференцированность движений отсутствует. На юге Урала (Мугоджары) для всей территории складчатой области свойственна достаточно резкая дифференцированность современных движений, что отличает здесь складчатую область от смежных с ней участков Русской платформы и Туранской плиты.

Отмеченные черты в проявлении современных движений в границах описываемой территории связываются нами с различной глубиной залегания складчатого фундамента от поверхности и неоднородностью глубинного строения земной коры.

Это заключение находит подкрепление в некоторых материалах геологических и геофизических исследований.

Согласно имеющимся данным (11, 12), в восточной части Русской платформы происходит общее закономерное погружение складчатого архей-древнепротерозойского фундамента на юг — в сторону Прикаспийской впадины и на восток — в сторону Предуральского прогиба. Размеры этого погружения в южных районах не менее чем в 2—3 раза больше, чем в северной половине. Одновременно происходит и погружение в том же направлении границы раздела между «гранитным» и «базальтовым» слоями коры. Вследствие этого в указанных направлениях ослабляется влияние блоковой структуры фундамента на тектоническое строение осадочного чехла, что и находит отражение в поведении кривых графиков современных движений.

По данным некоторых исследователей (13, 14), архей-древнепротерозойский фундамент платформы простирается в пределы складчатой области на восток до глубинного разлома, проходящего по восточной границе антиклинория Урал—Тау. Возможно, что в связи с этим явлением находится повышенная дифференцированность современных движений западного склона Южного Урала и Мугоджар, отражающая раздробленность древнего платформенного фундамента, на котором здесь впоследствии проявилась палеозойская складчатость.

Что касается Среднего Урала, то там, как это можно предполагать из характера кривой графика движений, архей-древнепротерозойский платформенный фундамент значительно более консолидирован и поэтому его внутренняя блоковая структура в современную эпоху не вызывает заметной дифференцированности тектонических движений.

В восточной (эвгеосинклинальной) части складчатой области Среднего и Южного Урала возраст древнего платформенного фундамента является более молодым (позднепротерозойским — палеозойским). Однако изучение современных движений земной коры этого региона показывает, что его структура к современной эпохе оказалась настолько консолидированной, что по характеру проявления современных движений весь этот регион выступает как единый монолитный структурный элемент. Но по мере приближения к югу, в сторону мобильной альпийской зоны юга СССР, где особенно значительной интенсивности и контрастности достигают неотектонические (неоген-четвертичные) движения земной коры, возрастает также дифференцированность и контрастность самых молодых — современных движений фундамента Уральской складчатой области, на что указывают данные повторного нивелирования по линии, пересекающей Мугоджары.

Литература

1. Сетунская Л. Е. Сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд. АН СССР, М., 1961.

2. Вейс-Ксенофонтова З. Г. и Попов В. В. Труды Сейсмологич. Ин-та АН СССР, М., № 104, 1940.

3. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, М., 1955.

4. Левицкая А. Я. Сб. «Землетрясения в СССР», Изд. АН СССР, М., 1961.

5. Рождественский А. П. и Журенко Ю. Е. Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, сб. I, Изд. БФАН СССР, Уфа, 1962.

6. Рождественский А. П. и Журенко Ю. Е. Сб. «Современные движения земной коры», № 2, изд. АН ЭССР, Тарту, 1965.

7. Рождественский А. П. и Журенко Ю. Е., Зиняхина И. К. Докл. АН СССР, т. 169, № 4, 1966.

8. Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Сб. «Современные движения земной коры», № 3. Изд. АН СССР, М., 1968.

9. Проничева М. В. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». Изд. АН СССР, М., 1964.

10. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд. АН СССР, М., 1965.

11. Огаринов И. С. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», изд. Горно-геологического ин-та Госгеолкома СССР, Уфа, 1964.

12. Розанов Л. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Левин Л. Э., Сальман Г. Б. Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы. Изд. «Недра», М., 1965.

13. Огаринов И. С., Хатьянов Ф. И. Докл. АН СССР, т. 143, № 3, 1962.

14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд. «Недра». М., 1967.

A. P. ROZHDESTVENSKY, YU. E. ZHURENKO

RECENT TECTONIC MOVEMENTS OF THE EASTERN PART OF THE RUSSIAN PLATFORM AND THE URALS AND THEIR CONNECTION WITH THE STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST

Summary

On the eastern margin of the Russian platform and in the folded area of the Middle and Southern Urals there are three lines of repeated levelling, which may be used for studying recent tectonic movements (Perm—Sverdlovsk, Abdulino—Ufa—Chelyabinsk, Orenburg—Chelkar).

Repeated levellings carried out along these lines have revealed general variation of height position of marks and bench-marks the scales of which are beyond the limits of possible errors of measurements. This makes it possible to connect displacements of geodetic marks with a display of vertical crustal movements.

The plot of velocities of recent movements drawn by the data of repeated levellings reveal a clear differentiation of crustal movements and a certain succession of variation of their character on the described territory from North to South. In the platform part of the region the degree of differentiation of movements releases in the mentioned direction. In the folded area the character of the display is more complicated. In the Middle Urals an absence of noticeable differentiation of movements is observed of the whole territory of the folded area. In the northern part of the Southern Urals in its western half (miogeosynclinal area), a display of considerable differentiation of movements is observed, by which this region becomes closer to the adjacent territory of the Russian platform. In eastern regions of the Southern Urals (eugeosynclinal area) differentiation of movements is absent. In the South of the Urals (Mugodzhary) for all the territory of the folded area a rather sharp differentiation of recent tectonic movements is typical which makes it different from the adjacent parts of the Russian platform and of the Turanskaya platform.

The marked features in the display of recent movements on the described territory are connected by as with different depth of the folded fundament under the surface and with heterogeneity of deep structure of the Earth's crust in different parts of this region.

In the eastern part of the Russian platform a general regular submersion of folded Archey-Older-Proterozoy fundament southwards occurs towards the Precaspian depression. Owing to this the effect of the block structure of the fundament on the tectonic structure of sedimentary cover is released in the mentioned direction, which is rather clearly reflected in the behaviour of the curves of plots of recent movements.

By the data of certain researchers Archey-Lower-Proterozoy fundament of the platform stretches into the limits of the folded area eastwards till the deep fault, passing along the eastern boundary of the Urals-Tau anticlinorium. It is possible that an increased differentiation of recent movements of the western slope of the Southern Urals and Mugodzhary, is connected with this phenomenon reflecting the scattered nature of the older platform fundament where later Paleozoy folding appeared.

In the Middle Urals as we may suggest proceeding from the nature of the curve of the movements plot Archey-Older-Proterozoy platform fundament is more consolidated and this is why its inner block structure in the modern epoch does not cause noticeable differentiation of tectonic movements.

In the eastern (eugeosynclinal) part of the folded area of the Middle and Southern Urals the age of ancient platform fundament is younger (Iate-Proterozoy-Paleozoy). However the study of recent crustal movements of this region shows that its structure appeared to be consolidated so much by the present epoch that by the character of display of recent movements this whole region is as a unique monolithic structural element.

Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, В. А. МАТЦКОВА,
С. К. ГОРЕЛОВ, Н. В. ДУМИТРАШКО, В. М. МУРАТОВ

КАРТА СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И МОРФОСТРУКТУРЫ КАВКАЗА

Кавказ представляет молодое альпийское горное сооружение, где интенсивно проявляются основные типы современных движений земной коры: быстрые (сейсмичность) и медленные («вековые»), вертикальные и горизонтальные (6, 10, 16). Их изучение проводилось совместно Институтом географии АН СССР и ЦНИИГАиК ГУГК СССР (2, 3, 6, 7, 11, 12, 15, 17).

Геодезические и океанографические данные

Горные сооружения Кавказа омываются Черным, Азовским и Каспийским морями, что позволило использовать для составления карты современных вертикальных движений не только данные повторных нивелировок, но и материалы уровномерных наблюдений. Всего было обработано около 10000 км линий повторного нивелирования I и II классов, проложенных в разные годы за период с 1897 по 1961 г. и включающих 783 знака (13, 14).[1] Все материалы вычислений сведились в единые каталоги. На каждую линию составлены характеристики с описанием методики нивелирования, применяемых инструментов, величин случайной и систематической ошибок (r, σ), накопления разности превышений из прямого и обратного ходов (Σd) и др. Для каждого знака получены значения скоростей движений (V нив.).

Вычисленные значения нив. проконтролированы тремя способами (13). Результаты первого контроля — по невязкам при замыкании полигонов показаны в табл. 1. Наибольшая невязка (—1,8 мм/год) получена в полигоне № 1 с периметром 2233 км.

Второй контроль выполнялся путем вычисления невязок $F_v = V$ ур. — V нив. Для получения V ур. обработаны материалы уровенных наблюдений на побережьях Черного, Азовского и Каспийского морей за период с 1882 по 1965 гг. Вычисление значений V ур. выполнено по среднегодовым данным. Для повышения точности определения (V)[2], они вычислялись сначала в пунктах Таганрог, Поти и Батуми, имеющих 83-летние ряды наблюдений. Затем получали три значения v ур. остальных пунктов (имеющих 40—50-летние ряды наблюдений) относительно постов с 83-летними рядами и брали среднее из трех. Такая методика позволила определить V ур. с точностью от ±0,1 до ±0,4 мм/год. Они

[1] Обработка геодезических материалов и составление каталогов на линии, протяженностью 7 500 км, были выполнены В. А. Матцковой совместно с М. И. Синягиной в 1957 г., а на остальных линиях — совместно с И. Н. Мещерским. Обработка уровнемерных материалов, вычисление «абсолютных» скоростей и градиентов проводились В. А. Матцковой.

[2] V-значение скорости движений различных пунктов, приведенное в единую систему В дальнейшем условно будем называть их „абсолютными".

Таблица 1

Значение невязок относительных скоростей при замыкании полигонов

№№ полигонов	Невязка полигонов (мм/год)	Периметр полигона (км)	Процент разрыва линий повторного нивелирования в полигоне
1	+1,8	2233	0,1
2	+1,2	1144	4,0
3	−1,1	948	2,8
4	+0,4	513	0,0

приняты при уравнивании за исходные. За исходные приняты также значения (V) в пунктах Батайск и Сальск, полученные из уравнивания сети повторного нивелирования на территории западной половины Европейской части СССР. Невязки V ур.—V нив. показаны в табл. 2.

Таблица 2

Контроль значений относительных скоростей (V нив.) по уровенным наблюдениям

№№ п.п.	Пункты, между которыми определялись значения относительных скоростей	Расстояния между уровенмерными п. п. (км)	Значения отн. скоростей		Невязки V ур-V нив. (мм/год)
			По данным повторного инвелиров. V нив. (мм/г)	По данным уровенных наблюдений V ур. (мм/г)	
1	Таганрог-Ейск	254,4	0,0	−0,2	−0,2
2	Ейск-Ахтари	92,5	−0,3	−0,3	0,0
3	Ахтари-Новороссийск	375,3	−0,4	−0,1	+0,3
4	Новороссийск-Туапсе	336,3	−3,6	−0,3	−3,3
5	Туапсе-Сухуми	236,3	+1,3	+0,3	−1,0
6	Сухуми-Поти	168,8	−8,2	−5,4	+2,8
7	Поти-Батуми	166,3	+5,9	+5,8	−0,1
8	Махачкала-Баку	392,1	−4,4	−6,2	−1,8

Третий контроль выполнен путем многократной передачи значений абсолютных скоростей (V) в одних и тех же пунктах (Краснодар, Тихорецк, Гудермес, Астрахань) по 32 трассам повторного нивелирования. Всего получено от 6 до 10 значений скорости для каждого из этих пунктов. Происхождение их невязок рассмотрено в работе (12).

В результате проведенного контроля все малоточные измерения из дальнейших расчетов были исключены. Исключены также пункты, которые при специальном геолого-геоморфологическом обследовании были отнесены к категории неустойчивых (6, 7, 10).

В процессе уравнивания сети повторного нивелирования составлено 17 условных уравнений (9 уравнений между

исходными пунктами, 4 полигонных условия и 4 уравнения весовых функций). За исходные приняты значения абсолютных скоростей (V) в пунктах Таганрог, Батайск, Сальск, Ейск, Ахтари, Новороссийск, Туапсе, Сухуми, Поти и Батуми (рис. 1). В результате уравнивания получены

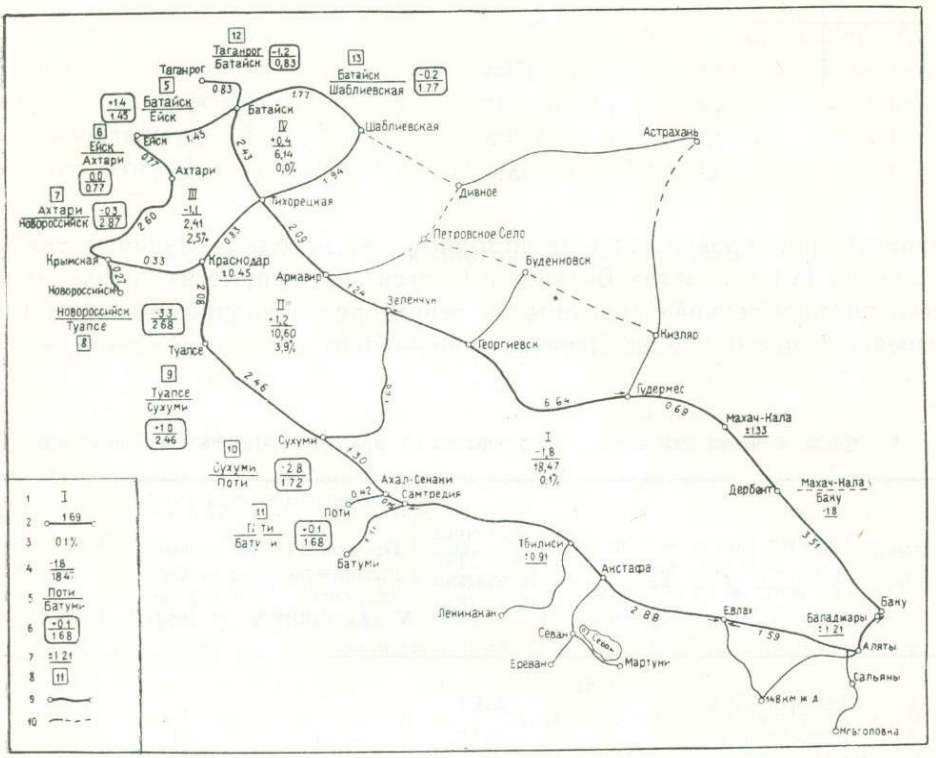


Рис. 1. Схема линий и полигонов повторного нивелирования, включенных в уравнивание величин скоростей движений на Кавказе по (12): 1 — номера полигонов; 2 — условная длина линий (П); 3 — процент разрыва линий в полигоне; 4 — невязки полигонов (мм/год) — в числителе и условный периметр полигонов — в знаменателе; 5 — исходные пункты; 6 — невязки V нив. (в числителе) и V ур. (в знаменателе), 7 — средняя квадратическая ошибка определения уравненного значения скорости в исходном пункте; 8 — номера уравнений между исходными пунктами; 9 — линии повторного нивелирования, включенные в уравнение; 10 — то же, не включенные.

абсолютные значения для 646 пунктов. Ошибки определены из уравнивания в Махачкале (±1,3 мм/год), Баладжарах (±1,21 мм/год), Тбилиси (±0,91 мм/год) и в Краснодаре (±0,45 мм/год).

По величинам V составлена сводная карта современных вертикальных движений Кавказа (в масштабе 1:2 500 000) в изолиниях с сечением через 2 мм/год (рис. 2). Карта показывает, что Кавказ на современном этапе испытывает дифференцированные движения разного знака, скорости которых меняются от —6,2 до +13 мм/год и более. Количественные данные отсутствуют лишь для осевых частей Б. Кавказа, Закавказского нагорья и Талыша.

На карту нанесены также значения градиентов скоростей (Grad.V) для 646 пунктов. При вычислении за единицу измерения был

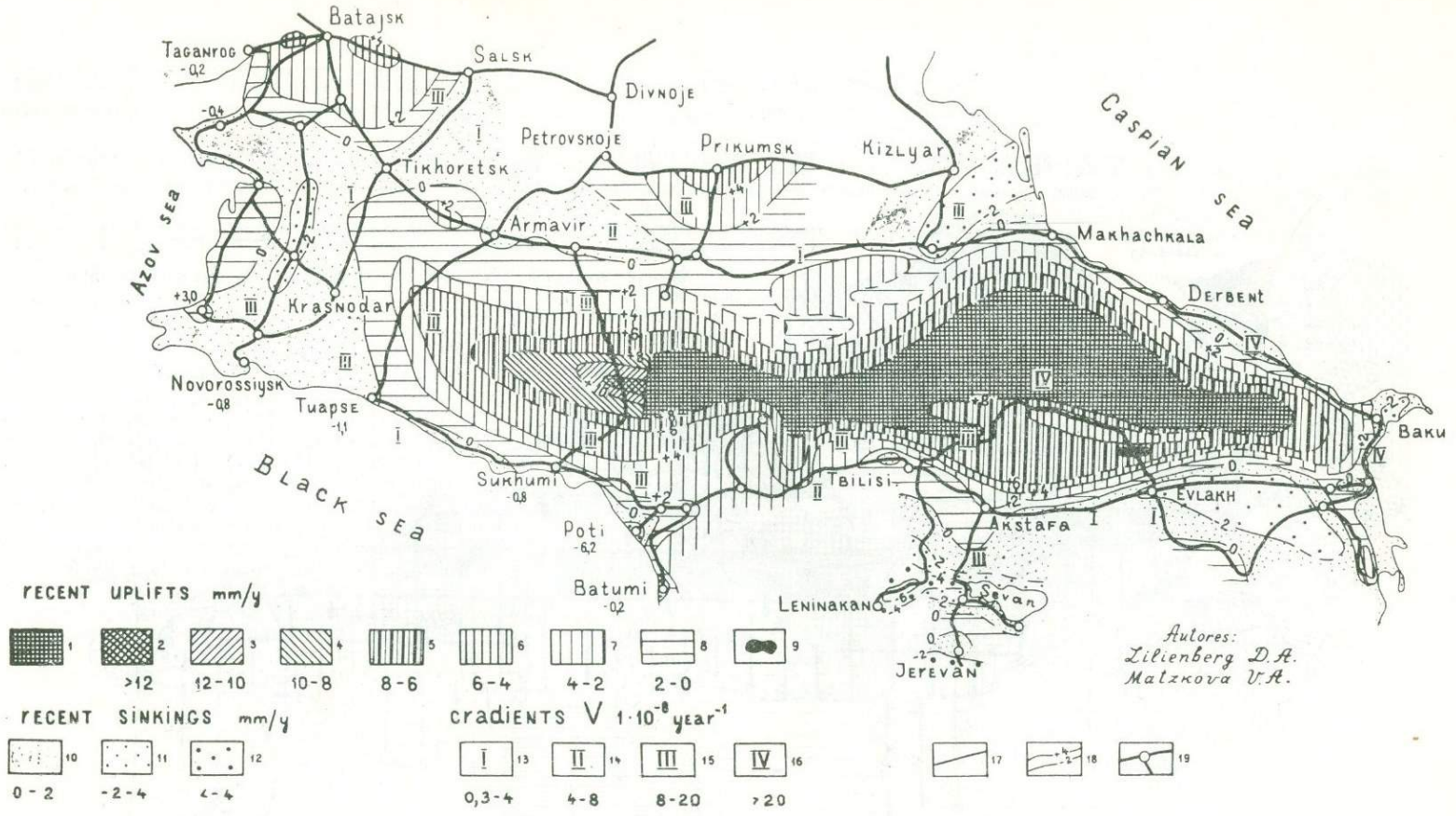


Рис. 2. Карта современных вертикальных движений земной коры Кавказа (уточненный вариант по Д. А. Лилиенбергу и В. А. Матцковой). I. Районы современных поднятий (в мм/год): 1 — наиболее интенсивных; 2 — более+ 12,3; 3 — от +12 до +10; 4 — от +10 до +8; 5 — от +8 до +6; 6 — от +6 до +4; 7 — от +4 до +2; 8 — от +2 до 0; 9 — экстремальных локальных поднятий. II. Районы современных опусканий: 10 — от 0 до —2; II — от —2 до —4; 12 — от —4 до —6. III. Градиенты скоростей движений (в 1. 10^{-8} год $^{-1}$): 13 — от 0,3 до 4; 14 — от 4 до 8; 15 — от 8 до 20; 16 — более 20. IV. Прочие обозначения: 17 — разломы, активность которых зафиксирована повторными нивелировками; 18 — изолинии равных скоростей в мм/год (пунктиром — предполагаемые); 19 — линии повторного нивелирования.

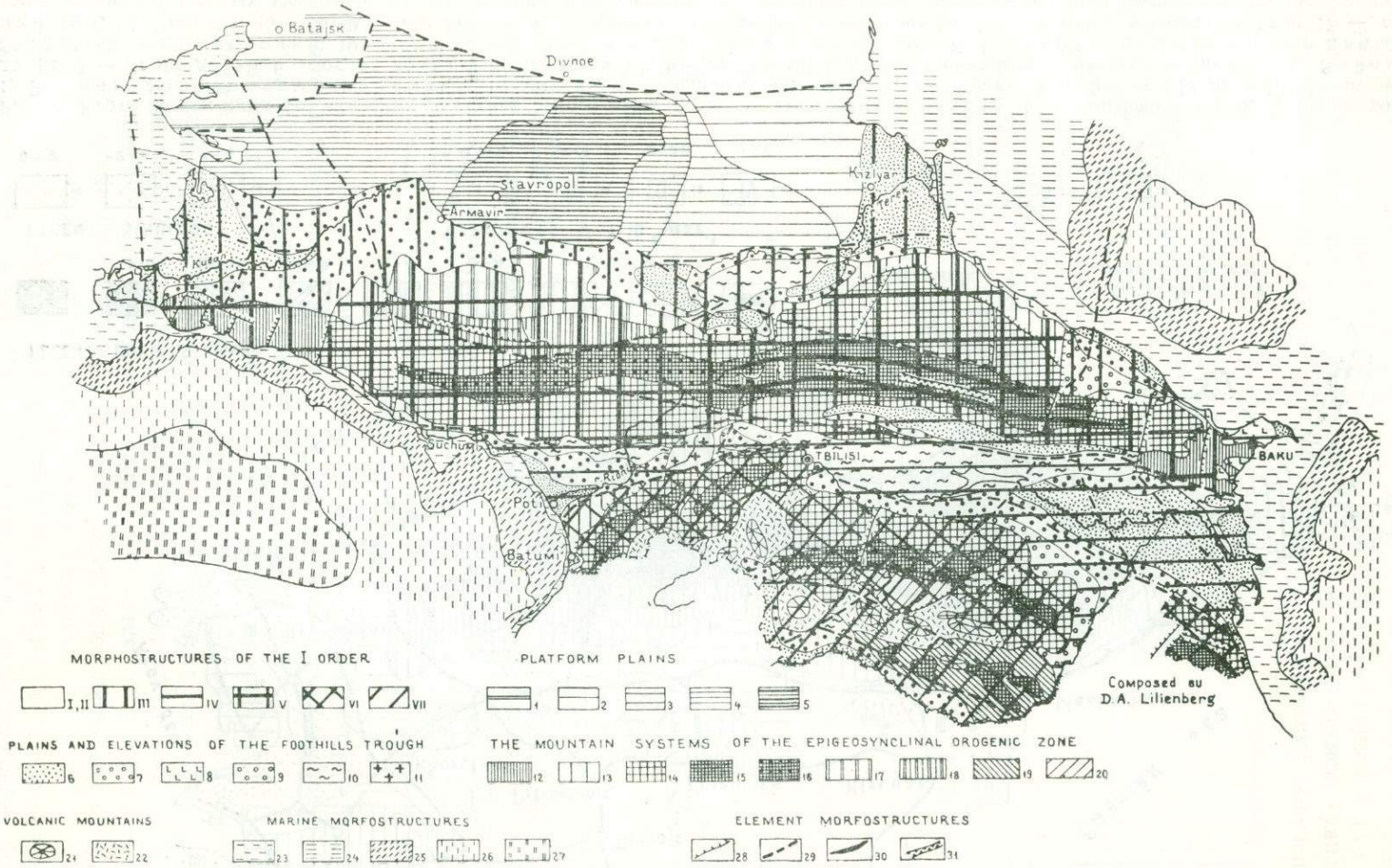

o Batajsk
Divnoe
Stavropol
Armavir
Kizlyar
Kuba
Sochum
TBILISI
BAKU
Batumi
Composed by
D.A. Lilienberg
MORPHOSTRUCTURES OF THE I ORDER
I,II
III
IV
V
VI
VII
PLATFORM PLAINS
1
2
3
4
5
PLAINS AND ELEVATIONS OF THE FOOTHILLS TROUGH
6
7
8
9
10
11
THE MOUNTAIN SYSTEMS OF THE EPIGEOSYNCLINAL OROGENIC ZONE
12
13
14
15
16
17
18
19
20
VOLCANIC MOUNTAINS
21
22
MARINE MORFOSTRUCTURES
23
24
25
26
27
ELEMENT MORFOSTRUCTURES
28
29
30
31

Рис. 3 — Морфоструктурная схема Кавказа (составлена Д. А. Лилиенбергом).
I, II, III ... — морфоструктуры I порядка (части геотектур).

Платформенные морфоструктуры. I. Равнины эпибайкальской платформы: 1 — эрозионно-акумулятивные равнины кристаллического массива. II. Равнины и возвышенности подвижной эпигерцинской платформы (Северное Предкавказье): 2 — аккумулятивные равнины новейших опусканий, продолжавшихся в позднеплейстоценовое и голоценовое время; 3 — то же, втянутые в позднеплейстоценовые поднятия; 4 — эрозионно — аккумулятивные равнины новейших опусканий, втянутые в четвертичные поднятия; 5 — структурно-денудационные возвышенности плиоцен-четвертичных поднятий.

Эпигеосинклинальные орогенные морфоструктуры (Кавказский сектор Альпийско—Гималайского горного пояса). III. Равнины и возвышенности предгорных прогибов (Южное Предкавказье), IV — равнины и горы межгорных прогибов (Закавказская депрессия): 6 — аккумулятивные равнины новейших опусканий, продолжавшихся в позднеплейстоценовое и голоценовое время; 7 — то же, втянутые в четвертичные поднятия; 8 — абразионные террасированные равнины, втянутые в четвертичные поднятия; 9 — аккумулятивно — денудационные плато, втянутые в плиоцен — четвертичные поднятия; 10-низкие горы районов плиоцен — четвертичной инверсии прогибов; II — горы срединых кристаллических массивов.

Позднеальпийские сводово-глыбовые горные сооружения (V — Б. Кавказ, VI — М. Кавказ и Аджаро-Понтийская система, VII — Армянское нагорье): 12 — периклинальные низкие горы позднеплиоценово-четвертичных поднятий; 13 — краевые низкие горы позднеплиоценово-четвертичных поднятий; 14 — средние горы плиоцен-четвертичных поднятий; 15 — высокие горы осевых частей неоген—четвертичных сводовых поднятий; 16 — то же, с выходом кристаллического палеозойского ядра; 17 — моноклинальные горы плиоцен—четвертичных поднятий субплатформенных участков; 18 — высокогорные массивы неоген — четвертичных поднятий субплатформенных участков; 19 — среднегорные глыбово—горстовые массивы неоген—четвертичных поднятий; 20 — внутригорные грабен—синклинальные котловины плиоцен — четвертичных опусканий. Вулканогенные морфоструктуры: 21 — щитовидные вулканические массивы; 22 — вулканические горы и лавовые плато.

Морские морфотруктуры. Материковая отмель (шельф): 23 — подводные абразионно-аккумулятивные равнины и возвышенности эпигеосинклинальной зоны; 24 — то же, эпиплатформенной зоны. Материковый склон: 25 — абразионно—тектоническая ступень. Днища морских впадин: 26 — глубоководные равнины; 27 — то же, с субокеанической корой.

Элементарные морфоструктуры: 28 — ступени рельефа, приуроченные к флексурам; 29 — глубинные и региональные разломы, проявившие активность в новейшее время; 30 — горст—антиклинальные хребты осевых частей поднятий; 31 — впадины—грабены.

принят порядок $1 \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$ (1 мм на 100 км), что составляет наклон поверхности $0^{II},002$ в год. Выделены участки с градиентами от 0,3 до $4 \cdot 10^{-8}$, от 4 до $8 \cdot 10^{-8}$, от 8 до $20 \cdot 10^{-8}$ и более $20 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$.

Морфоструктурный анализ

Составленная карта медленных вертикальных движений в общих чертах согласуется с аналогичной картой морфоструктур Кавказа (рис. 3). На ней нашли отражение все основные морфоструктуры нескольких порядков.

Главные продольные морфоструктуры: равнины и возвышенности Предкавказья (Скифская эпигерцинская платформа с наложенными позднеальпийскими краевыми прогибами), горы Б. Кавказа (позднеальпийское сводово-глыбовое поднятие), равнины и горы Закавказской депрессии (позднеальпийский межгорный прогиб) имеют прямое отражение в современной тектонике (6, 7, 10, 15, 17).[3]

Так, в пределах Предкавказья скорости современных движений изменяются от —3,7 до +4,9 мм/год. Эта территория выступает в качестве относительно пониженной области. Ограничивающие ее с юга горные сооружения Б. Кавказа выделяются в качестве области интенсивных современных поднятий со скоростями более +12,7 мм/год. Поскольку для осевой части гор данные повторного нивелирования отсутствуют, то можно предполагать, что величины поднятий там значительно больше и, возможно, измеряются несколькими десятками мм/год. В пределах Закавказской депрессии скорости движений в общем плане изменяются от —6,2 мм/год до +8,4 мм/год. Таким образом, эта область выступает в качестве относительно опущенной территории (по сравнению с Б. Кавказом). Однако, в отличие от Предкавказья она характеризуется значительно бóльшей активностью и дифференцированностью современных движений.

Обращает внимание специфика движений центральных частей горных сооружений М. Кавказа и Армянского вулканического нагорья. Для них характерна общая инверсия современной тектоники (8, 10): это область абсолютных и относительных опусканий со скоростями до — 3—6 мм/год (рис. 4), что резко контрастирует с неотектониче-

---

[3] Геолого-геоморфологическое обследование линий повторного нивелирования проводилось: С. К. Гореловым и С. Л. Кушевым (Центральное Предкавказье), Н. В. Думитрашко (Западное и Центральное Закавказье), Д. А. Лилиенбергом (Восточное Предкавказье, Прикаспий, Восточное Закавказе, Малый Кавказ и Армянское нагорье), В. М. Муратовым (Северо-Западный Кавказ и Западное Предкавказье).

Общее руководство работами осуществлялось Д. А. Лилиенбергом.

ским и морфоструктурным планом.[4] По мнению Д. А. Лилиенберга, инверсия обусловлена спецификой формирования их морфоструктур и поствулканическими тенденциями. Следует отметить, что явления инверсии современных движений наблюдаются и в некоторых других горных районах (например, Карпатах, Балканах, Динаридах, Северном Тянь-Шане, Джунгарии и др.), а также в Заволжье и Приаралье.

Границы сочленения продольных морфоструктур отличаются контрастностью: для них характерно сгущение изолиний и высокие градиенты скоростей движений. По-видимому, и на современном этапе эти границы приурочены к крупным разломам и флексурам.

На карте отчетливо выражены также главные поперечные морфоструктуры Кавказа. Так, в пределах Предкавказья выделяются относительно опущенные западная и восточная части, соответствующие Азово—Кубанскому и Терско—Сулакскому прогибам. В первом из них скорости нарастают с востока на запад от +1,5 до —3,7 мм/год, а во втором — с запада на восток от +1,5 до —3,2 мм/год. Прогибы разделяются Центральным Предкавказьем (Ставропольская возвышенность). В качестве области поднятий выступает также восточная часть Приазовского кристаллического массива (до +4,5 мм/год).

В пределах Б. Кавказа конкретные данные для его осевой части отсутствуют. Однако, четко намечается резкое различие в активности северо-западной и юго-восточной периклиналей. На Северо-Западном Кавказе скорости изменяются от +2 до —1,7 мм/год, а на Юго-Восточном — превышают +4 мм/год. Как и в Предкавказье, наблюдается, таким образом, общий перекос морфоструктуры с востока на запад. В центральной части Б. Кавказа (12, 13) скорости поднятий превышают +13 мм/год (рис. 4). Особенно сложной современной тектоникой отличается Закавказская депрессия (рис. 5). В ее пределах (как и в Предкавказье) выделяются относительно опущенные западная и восточная части, соответствующие Рионской и Куринской межгорным впадинам. В первой из них скорости нарастают с востока на запад от +2,6 до —6,2 мм/год, а во второй — с запада на восток — от +7,5 до —3,5 мм/год. Разделяющее их Центральное Закавказье (Сурамский кристаллический массив) характеризуется интенсивными поднятиями со скоростями более +5,1 мм/год.

---

[4] Н. В. Думитрашко считает вопрос об инверсии неясным, а преобладание общих опусканий объясняет унаследованными от неотектонического этапа движениями во внутренних впадинах Армении, распространившимися на горные сооружения Малого Кавказа.

Прим. ред.: В последних опубликованных работах того же автора (5) М. Кавказ и Армянское нагорье отнесены к районам с преобладающими интенсивными и умеренными современными поднятиями, что противоречит имеющимся данным повторного нивелирования.

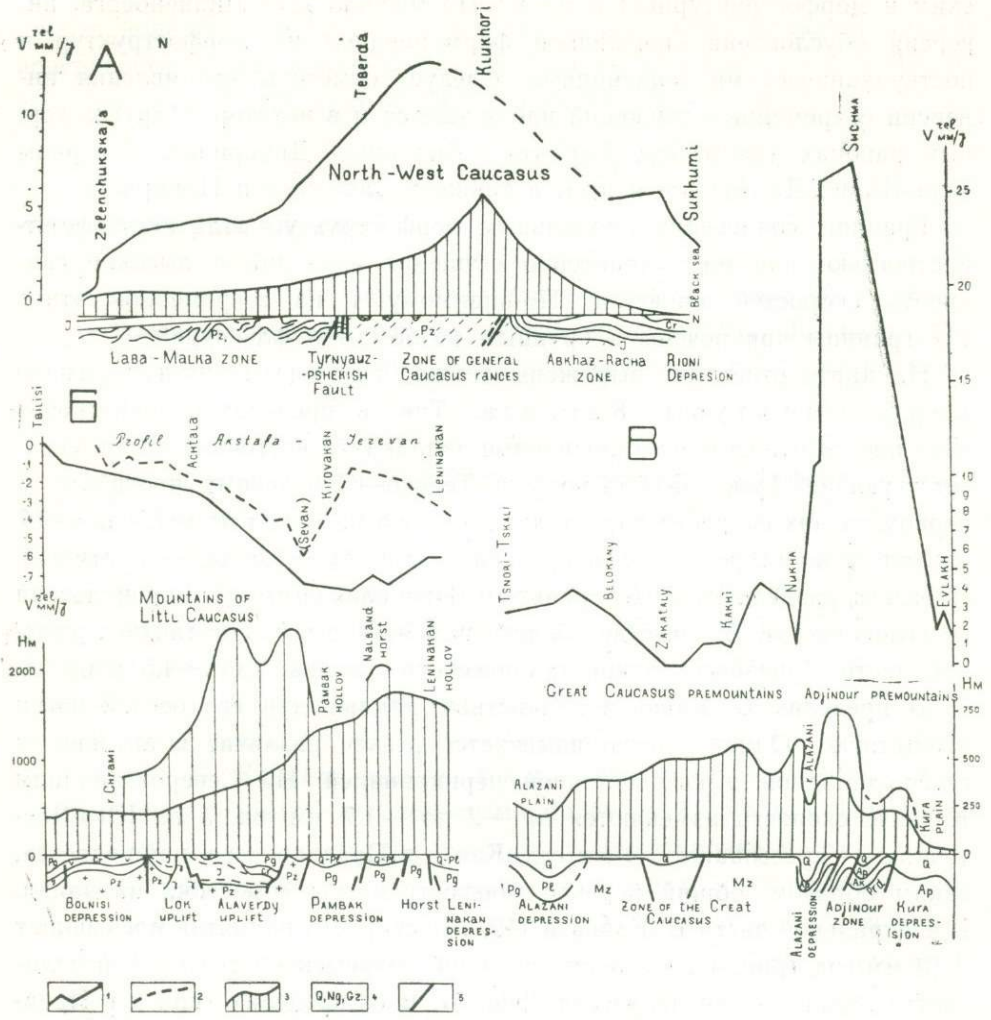


Рис. 4. Комплексные профили современных вертикальных движений отдельных районов Кавказа: а) Северо Западный Кавказ (по В. М. Муратову); б) Малый Кавказ и Армянское нагорье (по Д. А. Лилиенбергу), в) Алазанская равнина и Аджиноурские предгорья (по Д. А. Лилиенбергу).

1 — Кривая относительных скоростей современных движений (в мм/год по измеренным величинам); 2 — спроектированная кривая скоростей смежного участка; 3 — профиль рельефа вдоль линии нивелирования; 4 — возраст геологических формаций; 5 — разломы.

Для Закавказского нагорья (М. Кавказ и Армянское вулканическое нагорье) сплошные площадные данные отсутствуют.[5]

Таким образом, продольные морфоструктуры Кавказа пересекаются Транскавказским современным поперечным поднятием, к западу и востоку от которого располагаются области абсолютных или относитель-

[5] Д. А. Лилиенберг отмечает здесь различия между Аджаро-Понтийской горной системой и собственно М. Кавказом (в узком понимании). Первая из них по-видимому испытывает тенденции к общим поднятиям (в Гурийских предгорьях — до +2—3 мм/год), а последний характеризуется тенденциями к общим опусканиям.

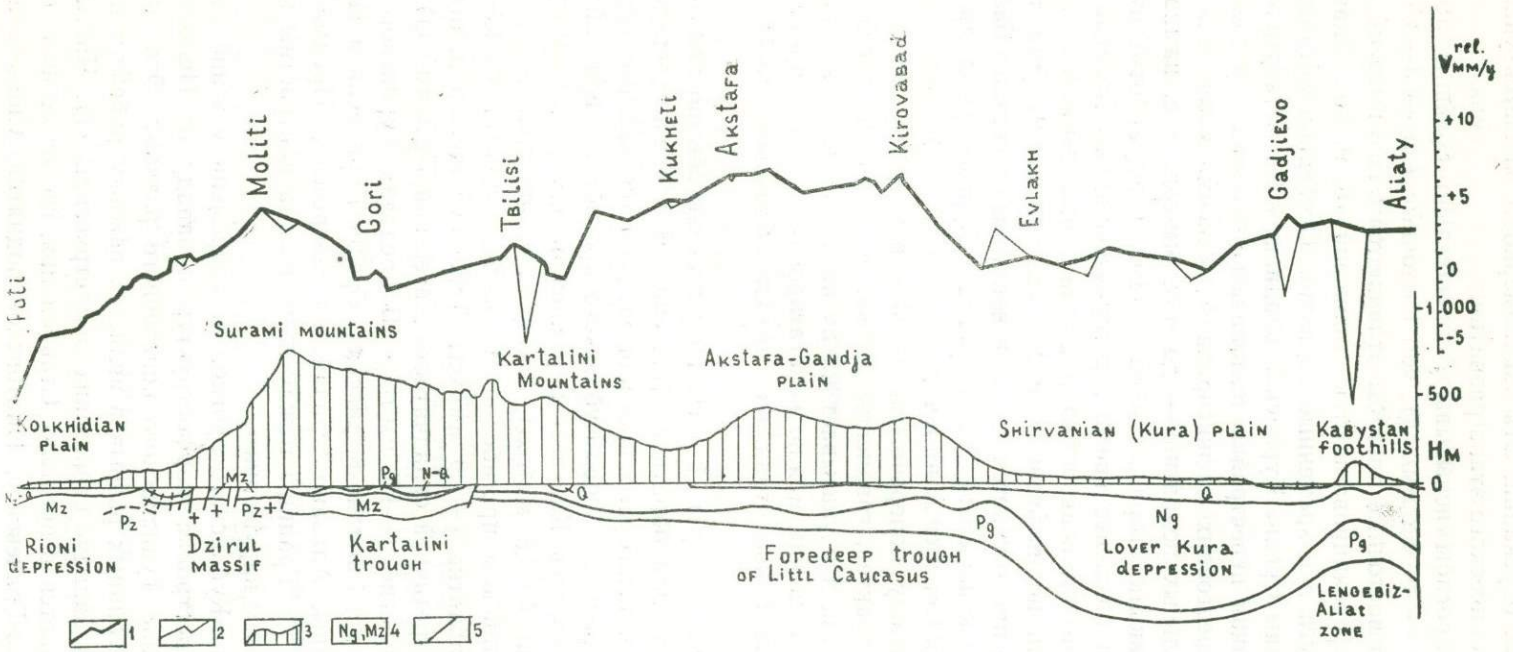


Рис. 5. Комплексный профиль современных вертикальных движений вдоль Закавказской депрессии (по Н. В. Думитрашко и Д. А. Лилиенбергу).
Условные обозначения см. на рис. 3.

ных поперечных опусканий. Эта закономерность является унаследованной от неотектонического этапа развития.

Западные прогибы испытывают значительно бóльшие абсолютные опускания (до — 4—6,2 мм/год), чем восточные (до — 3—3,5 мм/год). В то же время восточные прогибы отличаются более высокой контрастностью и дифференцированностью движений (6, 9, 10). Значительная их часть втянута в современные поднятия. Особенной активностью отличаются районы Средне-Куринской впадины, где в четвертичное время произошла резкая перестройка тектонического плана и рельефа: в Аджиноурских предгорьях зафиксированы максимальные для Кавказа скорости локальных поднятий — до +30 мм/год, т. е. намного выше, чем в прилегающих горных районах (10). Следует отметить, что в четвертичное и новейшее время межгорные впадины Закавказья отличались бóльшей интенсивностью и амплитудами движений по сравнению с горными поднятиями Б. и М. Кавказа (6, 9). Эта тенденция унаследованно продолжается также в некоторых впадинах Балканского полуострова (Скопленская, Валандовская, Бургасская и др [18]), в горных районах Средней Азии и т. д.

Границы между поперечными морфоструктурами носят особенно контрастный характер, градиенты движений вдоль них достигают 0,2—0,7 мм/год на км, что указывает на их приуроченность к зонам разломов. В этом отношении можно констатировать, что в современной тектонике Кавказа яркое отражение находит блоковое строение земной коры.

Морфоструктуры II и III порядков обычно имеют прямое, реже смещенное или обратное отражение. В пределах передовых, периклинальных и межгорных прогибов выделяются частные морфоструктуры. Так, в пределах Азово-Кубанского прогиба на фоне абсолютных опусканий намечается Каневско-Березанский вал (+1,0 мм/год), Адыгейский выступ (+3,6 мм/год), Тихорецкая впадина (—1,5 мм/год). В Терско-Каспийском прогибе — Моздокская ступень (+1,5 мм/год), Прикумское поднятие (+4,9 мм/год), Терско-Сулакский прогиб (—3,2 мм/год), зона третичной складчатости Дагестана (+2 мм/год), Кусаро-Дивичинский прогиб (—1,7 мм/год). В пределах Куринского прогиба четко выделяются Западно-Куринская, Средне-Куринская и Нижне-Куринская впадины, Алазано-Агричайская депрессия, Предмалокавказский прогиб и др. Границы между ними весьма контрастны и приурочены к разломным нарушениям.

Для Западно-Кубанского прогиба на современном этапе характерна поперечная перестройка морфоструктур к западу от Пшехско-Адлерского и особенно Туапсинского поперечного разлома. Эта зона меридиональных глубинных разрывов является важным рубежом и в поглощении энергии западно-кавказских землетрясений (1). Частичная инверсия наблюдается в пределах Ставрополья, где на ее фоне обособляются Петровско-Грачевское, Ипатовское поднятия, Спицевская впадина и др. (2).

В пределах Армении особенно ярко проявляются локальные опускания отдельных впадин: Севанской (—4,1 мм/год), Нижне-Памбакской (—6,1 мм/год), Верхне-Памбакской (—5,8 мм/год), Ленинаканской (—4,3 мм/год), Ереванской (—0,9 мм/год), Араратской (—2,6 мм/год). На общем фоне опусканий горной области частные морфоструктуры обычно имеют прямое выражение.

На многих участках повторные нивелировки зафиксировали движения вдоль разломов разного порядка. Обычно градиенты смещений зависят от степени активности отдельных областей (7, 10). Так, в пределах слабо активной области М. Кавказа и Армянского нагорья, по Д. А. Лилиенбергу, они составляют 0,1—0,2 мм/год на км; в более подвижном Терско-Сулакском прогибе — 0,3—0,5 мм/год на км, а в наиболее активной Куринской впадине достигают рекордных величин порядка 1,0—3,0 мм/год на км. При этом градиенты и контрастность смещений нарастают в сторону активизированных зон прогибов.

В целом характер и интенсивность современных движений морфоструктур разного порядка во многом являются унаследованными от неотектонического и особенно четвертичного этапа развития Кавказа.

Литература

1. Ананьин И. В. — Сб. «Строение Черноморской впадины», изд. «Наука», 1966.

2. Горелов С. К. — Сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения», изд. АН СССР, 1961.

3. Горелов С. К., Матцкова В. А. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. 2, Тарту, 1965.

4. Джикия В. М. — Сб. «Глубинное строение Кавказа», изд. «Наука», 1966.

5. Думитрашко Н. В. — Сб. «Строение Черноморской впадины», изд. «Наука», 1966.

6. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. I, изд. АН СССР, 1963.

7. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Муратов В. М. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. 3, изд. АН СССР, 1968.

8. Казанчян П. П. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. 2, Тарту, 1965.

9. Лилиенберг Д. А. — Сб. «Географические сообщения», изд. АН СССР, М., 1959.

10. Лилиенберг Д.А. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. 1, изд. АН СССР, 1963.

11. Лилиенберг Д. А., Мещерский И. Н. — Доклады АН СССР, т. 179, № 5, 1968.

12. Лилиенберг Д. А., Муратов В. М. — Известия на Българското географ. друж., кн. VII (XVII), София 1967.

13. Матцкова В. А. — Сб. «Современные движения земной коры», вып. 3, изд. АН СССР, 1968.

14. Синягина М. И., Орленко Л. П. — ж. «Геодезия и картография», № 8, 1959.

15. Doumitrashko N. V., Lilienberg D. A. — I Intern. Symposium üb. recente Erdkrustenbeweg. vom 21—26. Mai in Leipzig, Berlin, 1963.

16. Lilienberg D. A., Meshcerskiy I. N. Abstracts of rep. pres. to the III Symposium of the Comis. on Rec. Crust. Movem., Leningrad, 1968.
17. Lilienberg D. A., Matzkova V. A., Gorelov S. K., Doumitrashko N.V., Mouratov V. M. Abstracts of rep. pres to the III Symposium of the Comis. on Rec. Crust. Movem, Leningrad, 1968.
18. Lilienberg D. A. Studia geophys. et geodez., N 12, Praha, 1968.

Дискуссия

Бендефи Л. — Мы прослушали интересный и очень содержательный доклад, подводящий итоги крупному этапу исследований. Кавказ отличается сложным строением и занимает особое место в системе Альпийско-Гималайского орогенного пояса. Поэтому большую ценность представляет сделанный д-ром Д. А. Лилиенбергом анализ и сопоставление современных тектонических движений с древними и молодыми геологическими структурами, а также с особенностями геофизического строения. Во всяком случае я получил большое удовлетворение от доклада.

В целях уточнения я просил бы остановиться на районах с минимальными и максимальными скоростями движений.

Лилиенберг Д. А. — В соответствии с морфоструктурным планом современные движения Кавказа сильно дифференцированы. Осевая зона Б. Кавказа испытывает устойчивые поднятия со скоростями более +13 мм/год. т. к. нивелировки пересекают ее только в западной части, то можно предполагать, что в центральной и восточной частях (более активных в четвертичное время) величины поднятий достигают нескольких десятков мм/год. Максимальные скорости локальных поднятий (до +25—30 мм/год зафиксированы в северной зоне шовных возвышенностей Аджиноурских предгорий.

Максимальные скорости опусканий (до —6,2 мм/год) отмечены в г. Поти, где они наследуют интенсивные четвертичные общие и локальные погружения. Второй участок (до —6,1 мм/год) приурочен к наложенному на сводовую часть М. Кавказа Памбакскому грабену. Локальные опускания здесь проявляются на фоне общей инверсии современных движений.

Рождественский А. П. В докладе затронута проблема отражения в современных движениях поперечных морфоструктур. Прослеживаются ли четко поперечные морфоструктуры, охватывающие и эпигеосинлинальную и эпиплатформенную области?

Лилиенберг Д. А. — Да, в характере современных движений они хорошо прослеживаются. На карте отчётливо выражено основное Транскавказское поперечное поднятие, включающее часть Ставропольской возвышенности (Скифская платформа), Ц. Кавказ (кристаллическое ядро позднеальпийского горст — мегантиклинория) и Сурамский массив (срединный массив Закавказского межгорного прогиба). В пределах Армянского нагорья данных повторных нивелировок в зоне продолжения этого поднятия нет. К западу и востоку от Транскавказской поперечной оси прослеживаются субмеридиональные зоны абсолютных или относительных опусканий, также охватывающие как геосинклинальную, так и платформенную области.

Рождественский А. П. — Доклад о современных вертикальных движениях Кавказа привлекает особое внимание. До сих пор мы имели карты в основном на равнинно- платформенные территории. Впервые в Советском Союзе подобная карта составлена на столь обширную горную страну. Кавказ принадлежит к молодой альпийской зоне, но включает также древние структурные элементы. Это область интенсивных неотектонических движений и активной сейсмичности. Демонстрируемая карта современной тектоники составлена на базе обширного фактического материала. Она показывает всю сложность современных геологических процессов. Прежде всего выявляется унаследованность современных движений от новейших, их прямая связь с

морфоструктурами. Очень важно, что установлено проявление как продольных, так и поперечных движений. Аналогичные тенденции мы имеем и в некоторых других горных областях, например, на Урале. Новым и несколько неожиданным для альпийской зоны является блоковый характер движений крупных морфоструктур. Особое внимание привлекают факты перестройки современных движений в Западном Предкавказье и особенно их общей инверсии на М. Кавказе. Причины этого требуют по-видимому специальных теоретических разработок.

D. A. LILIENBERG, V. A. MATZKOVA,
S. K. GORELOV, N. V. DOUMETRASHKO, V. M. MOURATOV

MAP OF RECENT VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS AND MORPHOSTRUCTURES OF CAUCASUS

Summary

The studies of recent crustal movements in the Ciscaucasian, Caucasian and Transcaucasian areas were carried out jointly by the Institute of Geography, (Academy of Sciences of the USSR) and the Central Institute of Geodesy, Aerphotography and Cartography.

Geodetic and oceanographic data. To prepare a map of recent vertical crustal movements the data of relevelling lines extended over 10 000 kilometres and including 783 bench-marks has been processed for the period from 1897 to 1961. The rates of vertical movements for each bench-mark were calculated with respect to the initial point of the line. Their values were then checked using the three following procedures: by determining the misclosures in closing the polygons; by the comparison of the rate values obtained from the levelling and tide level observational data and by repeated determining the absolute value of the movement rate at the same station using the data of different levelling lines. For the purposes of checking the relative and absolute values of the movement rates for the tide gauge stations located along the Caucasian shoreline of Black, Azov and Caspian seas were computed (with an accuracy of ± 0.4 mm/year) for the period of 40 to 83 years. Geologic-geomorphologic investigation was applied to all the bench-marks and tide gauge stations using special methods, which made it possible to analyze their representativity. Ultimately, simultaneous adjustment inclued 646 bench-marks with the absolute values of the vertical movement rates determined with the accuracy from ± 0.45 to ± 1.33 mm/year.

The 1:2 500 000 map of slow vertical movements in Caucasus is prepared with the isoline intervals of 2 mm/year. It shows that Caucasus at the present stage is subjected to the sharply differentiated movements with the rates varying from —6.2 to 13.0 mm/year and more. Quantitative information is absent only for the axial parts of Great Caucasus, Transcaucasian upland and Talysh.

The rate gradient values are plotted on the map with an order of 10^{-8} per year $^{-1}$ (1 mm per 100 km) accepted as a unit, which represents a slope of 0″.002 per year.

Areas having the gradients from 0.3 to $4 \cdot 10^{-8}$, from 4 to $8 \cdot 10^{-8}$, from 8 to $20 \cdot 10^{-8}$ and more $20 \cdot 10^{-8}$ per year $^{-1}$ are marked by special sign.

Morphostructural analysis shows that all the main Caucasian morphostructures of several orders are represented on the map. The principal longitudinal morphostructures, i.e. Ciscaucasus, Great Caucasus, Transcaucasian depression have a direct reflection in the present tectonics. The activity of the movements in the Transcaucasian depression is considerably higher than in Ciscaucasus. The crystal massive northward of Azov is raising up to 4 mm per year. The mountain systems of Great Caucasus stand out as areas of recent uplifs with the rates up to +13 mm/year and more. There is no information for the axial zone.

Lateral morphostructures are sharply expressed. These are West Ciscaucasus (—3.7 to +2.6 mm/year), Central Ciscaucasus (0 to +5 mm/year) and East Ciscaucasus (3.2 to 1.7 mm/year); North-West (up to —2 mm per year) and South-East (more than +4 mm/year) periclinals of Great Caucasus; West Transcaucasus (—6.2 to +2.6 mm/year), Central Transcaucasus (+3 to +5 mm/year) and East Transcaucasus (—3.5 to +7.5 mm/year). Thus, if the central segment (axial lateral uplift) is completely within the area of significant uplifts the west segments are subjected to the greatest subsidences, while the east segments to the least ones. Such an east-west warp of the longitudinal morphostructures inherits the similar trends of the Quaternary and Neotectonic movements.

At the same time, contrast and differentiation of the movements in the eastern depressions is higher than in the western ones. Particularly active are the regions of the Quaternary change of the tectonic plan and relief in Middle Kourin depression where there were fixed the uplifts up to +30 mm/year which are maximum for Caucasus and considerably higher than in the adjacent mountain systems. In Quaternary and Neotectonic epoch the intermountainous depressions of Caucasus have also more intensive movements. Activization of recent movements also becomes apparent in some depressions of the mountain systems in Central Asia and Balkan peninsula.

Clearly represented is the block character of the present tectonics of Caucasus. The morphostructures of the I and II order are separated by the narrow zones of higher rate gradients corresponding to the large fractures or flexures. The gradients and contrasts of displacements along the fractures are increasing towards the zones of higher activity. The morphostructures of the II and III order have usually direct and displaced (rarely) or indirect reflection in the present tectonics.

Notable is a general inversion in recent movements of the mountains in Little Caucasus and Armenian volcanic upland (up to —6.1 mm/year). This is apparently connected with the specificity of formation of their morphostructures and with postvolcanic trends. Similar inversions take place in some mountainous areas in the Carpathian, the Balkan, Dinariden, North Tien-Shan, Jungaria as well as in Transvolgian regions and Aral area.

On the whole, the nature and intensity of the morphostructural movements in Caucasus are largely inherited from neotectonic stage and particularly from the movements of the Quaternary epoch.

C. HAMILTON

SUMMARY REPORT ON STUDIES OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN CANADA

The study of recent crustal movements in Canada is, primarily, the study of crustal rebound following deglaciation of the Laurentide ice sheet which covered most of northern North America some 15 to 25,000 years ago. Extensive field work has been and is being done on regional variation in elevation and radiocarbon age of marine features in the Arctic Archipelago, mainland Arctic coast, the Hudson Strait and Hudson Bay areas as well as in southwestern British Columbia, the St. Lawrence Lowland and the Atlantic Provinces. This work, as it progresses, is providing the information to fill in the gaps and to improve the accuracy of the preliminary isobase map compiled by Farrand and Gajda [5] and reproduced by Innes and Argun-Weston [8]. For a list of the many papers on this subject the reader is referred to the references cited by authors such as Craig and Fyles [3], and Andrews [1].

Northern mainland and adjacent islands. Throughout the Arctic Islands and the adjacent mainland of norther Canada geomorphological data is the only source of information on recent crustal movements. Tide gauges recently have been established at a few points in the Arctic (see Fig 1) but several operation will be required before sufficient data will be available to make even preliminary estimates of vertical movements from the tide gauge data.

Andrews [1], in his paper on uplift curves, has compiled a list of 21 marine limits for which radiocarbon dates and elevations, eustatically corrected, are available. From the data on these features Anrews has derived a parametric expression for uplift in terms of time:

$$U = A(1-i^t) / (1-i)$$

in which

U is uplift

t is time (t=o is time of site deglaciation)

i is a constant for Arctic Canada equal to 0.677

A is a parameter that varies with time and amount of recorded uplift.

Thus, when U, t, and i are known, A can be found. When A has been found the uplift curve from time of deglaciation to time of complete stabilization can be potted. From this curve the amount of uplift still to be realized as well as the present rate of uplift can readily be obtained. The rate of uplift for each of the 21 points listed by Andrews has been found and the uplift pattern based on 19 of these points has been contoured in Fig. 1 to give a preliminary map of the current rate of uplift of the northern mainland and adjacent islands of Canada. The uplift rates for the two points (2.4 and 3.7 mm/year) which are inconsistent with the general pattern have been plotted but their values have been ignored in drawing the contours. Only when more information becomes available will it be possible to decide whether these values are erroneous or whether the uplift pattern is much more complex than the generalized pattern presented here.

Churchill. Also shown on Fig. 1 is the rate of uplift at Churchill derived by Barnett [2] from analysis of tide gauge information for the period from 1940 to 1964. The rate of 7.3 mm/year includes an eustatic term of 1.2 mm/year added to the observed rate of 6.3 mm/year. At a point some 150 kms south-west of Churchill a rate of uplift of 3.8 mm/year is shown on Fig. 1; this value was computed using Andrews' equation on a marine feature with uplift of 158 metres dated, at 7300 B. P. [4].

Whether this represents an unusually high rate of tilting or whether it results erroneous data at one or both of the sites cannot be determined at his time.

South-eastern Canada. In this region there is extensive evidence of glaciation but raised marine beaches which can be related to sea level are rare and limited to the outer zone of glaciation in the eastern part of the region. There is evidence of relative movement, such as the tilting

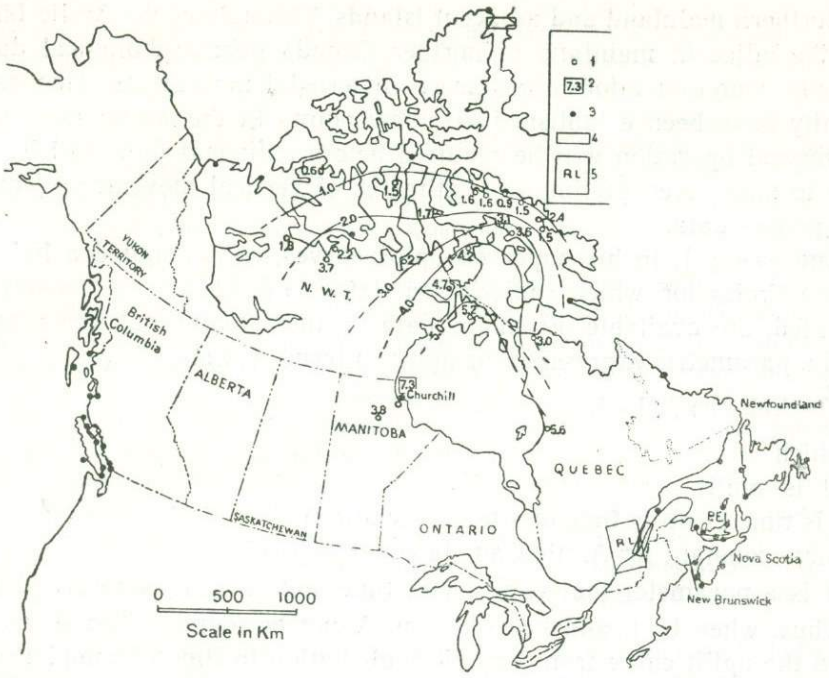


Fig. 1. Location of tide gauging stations, horizontal movement studies and dated marine beaches with rate of uplift pattern superimposed. Area of re-levelling shown in Fig. 2 is denoted by RL. 1. — Rate of uplift in mm/year from dated marine limits, 2. — Uplift of 7,3 mm/year from analysis of tide gauge data 1940—1964, 3. — Tidal gauging stations, 4. — Horisontal movement studies, 5. — Crustal movements in Lac Saint-Jean — Parc des Laurentides area indicated by re-levelling.

reported by Lilly [9] but definitive rates of vertical movement are generally unavailable because of the limited marine transgression. There is qualitative evidence of subsidence all along the south-eastern shore of Nova Scotia and the tidal records at Halifax, Nova Scotia, St. John, New Brunswick and Charlottetown, Prince Edward Island, but a definitive, quantitative assessment has not yet been made.

Within this region relevelling results reported by Frost and Lilly [10] have shown that in the Parc des Laurentides some 60 kms north of Quebec City there has been subsidence of 15 cms over a 40 year period whereas further to the northwest, in the Lac St. Jean area there has been uplift of 24 cms in the same period. The pattern of the rate of vertical movement within this region is shown in Fig. 2.

As shown by Hamilton [7] the uplift is reasonably consistent with the overall pattern of movements indicated by tide gauging stations and inferred from geomorphological evidence, but the subsidence is anomalous. There is a moderately active seismic zone along the southern limit of the uplift area but no evidence of recent surface faulting has been found. The subsidence zone does correlate with a topographic feature some 300 metres higher than the regional elevation and it also correlates reasonably well with a relatively positive Bouguer anomaly field; thus the subsidence

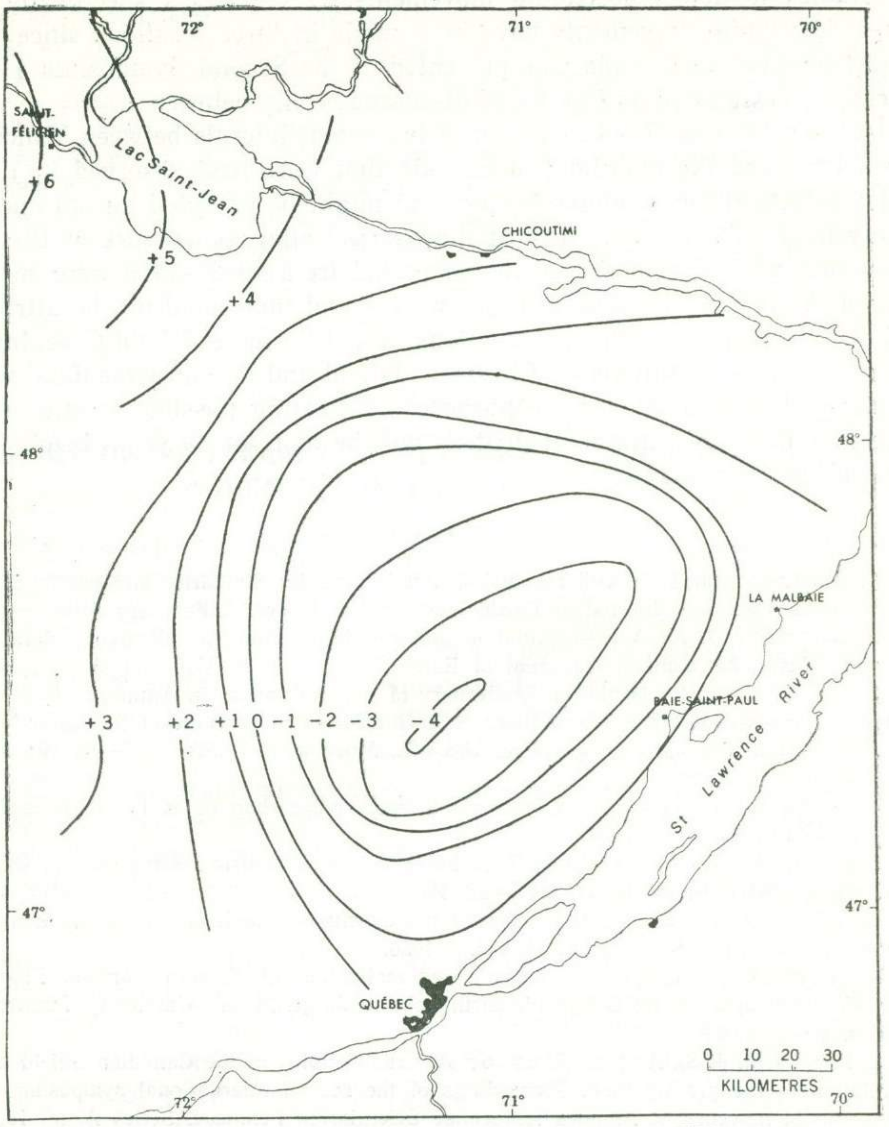


Fig. 2. Rate of vertical crustal movement in mm/year from relevelling; location of area designated on Fig. 1 by RL.

could be attributed to isostatic adjustment. If this explanation is accepted it raises the question of why subsidence should be occuring now of a relatively rapid rate in a region of the Precambrian Shield which is presumed to have been stable for some two billion years. One must conclude that either the levelling data is faulty or that there is very unusual subcrustal activity in this region. If the levelling data is correct this example supports the hypothesis that crustal movements in shield areas occur in blocks and that a change in the direction of vertical movement may occur within a relatively short distance.

Studies to detect horizontal movements. Observations specifically to detect horizontal movements have been made in three locations since the report on work in Canada was presented at the Second Symposium [10]. These are designated on Fig. 1 and discussed briefly below:

(a) West Coast. Re-observation of two quadrilaterals between Vancouver Island and the mainland of Canada that were first observed in 1914 failed to reveal any changes larger than might be expected due to uncertainty in the observations. (b) St. Lawrence Valley. A network of 12 stations that were first observed in the period from 1912—1919 were re-observed. As in (a) above no changes were found that could not be attributed to uncertainty in the observations. (c) Ellesmere Island-Greenland. A network of five stations on Ellesmere Island and five on Greenland was established specifically for the purpose of detecting possible relative movement related to continental drift. It will be at least 10 years before remeasurement is justified.

References

1. Andrews J. T. Glacial rebound in Arctic Canada: Similarity and prediction of uplift curves. Canadian Journal of Earth Sciences. No. 1, Vol. 5, February, 1968.

2. Barnett D. M. A re-examination and re-interpretation of tide gauge data for Churchill, Manitoba. Canadian Journal of Earth Science. No. 1, Vol. 3, February, 1966.

3. Craig B. G., Fyles J. G. Quaternary of Arctic Canada. In Anthropagen period in the Arctic and Subarctic; Transactions Scientific Research Institute of the Geology of the Arctic, State Geological Committee, U.S.S.R., Moscow, Vol. 143, pp 5—33 (Russian with English summary).

4. Dyck W., Fyles J. G. Geological Survey radiocarbon dates IV. Radiocarbon, 7, pp 24—46, 1964.

5. Farrand W. R., Gajda R. T. Isobases on the Wisconsin marine limit of Canada. Geographical Bulletin No. 17, pp 5—22, 1962.

6. Frost N. H., Lilly J. E. Crustal movements in the Lake St. John area of Quebec. The Canadian Surveyor No. 4, Vol. 4, 1966.

7. Hamilton, Angus C. Seismic regionalization of Eastern Canada. Proceedings of the symposium on design for earthquake loadings. McGill University, Montreal, Canada, 1966.

8. Innes M. J. S., Argun-Weston A. Crustal uplift of the Canadian Shield and its relation to the gravity field. Proceedings of the second international symposium on recent crustal movements. Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Series A, pp 169—176, 1966.

9. Lilly J. E. Crustal tilting in the Great Lakes ares. Bulletin Géodésique, No. 27, March, 1953.

10. Lilly J. E. Crustal movements in Canada. Report of the subcommission on recent crustal movements in North America (B. K. Meade). Proceedings of the second international symposium on recent crustal movements. Annales Academiae Scientarium Fennicae, Series A, pp 248—250, 1966.

Discussion

Mescherikov — When can we expect a map showing the rate of recent crustal movements for all parts of Canada?

Hamilton — There are extensive trackless hinterland regions in which precise levelling can not be done for many years and in which geomorphological evidence of

recent crustal movements does not exist. Until there is some technological breakthrough such as the development of highly sensitive, portable tiltmeters, the stability of these regions will remain unknown. Under the stimulus of this Commission we can expect that where data can be obtained it will be assessed as soon as possible, and we should be able to present a much more complete map at the Fourth International Symposium which we hope will be in Canada.

Kukkamäki: It used be generally understood that land uplift around the Hudson Bay, is exceptionally fast, 2—3 m per century, especially in neighbourhood of Churchill. What is the present opinion on the question?

Hamilton: According to some sea — level recordings the land uplift in 1942—65 was no more than 5 mm per year.

N. F. BRAATEN

REPORT ON PROGRAM FOR DETERMINING VERTICAL CRUSTAL MOVEMENT IN THE UNITED STATES

The last report to this Commission on the U.S. program for determining vertical crustal movements was made at the Aulanko, Finland, meeting on August 3—7, 1965, by the late Mr. James B. Small, who unfortunately died on October 24, 1967. This report will discuss the results of additional levelings undertaken since the last report.

In Alaska, the results of the 1965 leveling from 16 miles east of Matanuska to Fairbanks were not available in time to be included in the last report. The bar graph shown on the next page shows the full set of movements indicated by the 1964—65 releveling program. An interesting, although disturbing, indication of subsequent movement is given by partial relevelings from Portage to 22 Mi. NW. of Portage in late 1964 and from Anchorage to Portage in 1965 and in the winter of 1967—68. Under the assumption of stability of a group of marks half-way between these towns, there are indications of one decimeter settlements at both Anchorage and Portage, both between 1964 and 1965 and between 1965 and 1967—68. It is unknown whether the indicated displacements represent compaction of surface sediments subsequent to the earthslides generated by the 1964 earthquake or whether they represent a combination of this effect with possible tectonic action in underlying rock that was generated by earthquake after-shocks.

In California, most of the releveling projects were done to determine amounts of continuing subsidence believed to be due mainly to withdrawals of underground water, oil, or gas.

In the Delta or Sacramento-Stockton Area, a maximum settlement from 1963—64 to 1966—67 of 10 to 14 centimeters was indicated for marks in Stockton and about 2 miles west of Thornton. The point of previous maximum settlement (T 585 located 1.9 miles south of Isleton which settled 0.805 meter from 1939 to 1964) settled an additional 3 centimeters from 1964 to 1966—67.

In the San Jose Area, the mark that showed the greatest subsidence (3.414 meters from 1912 to 1963) was not recoverable in 1967, but a maximum setlement of 0.6 meter was determined for other marks in San Jose between 1963 and 1967.

Several relevelings were done along the route of the proposed new canal from central California to the Los Angeles area. These relevelings in general showed that the various patterns of subsidence established by previous relevelings were continuing at almost uniform rates. The maximum previous settlement between Los Banos and Kettleman City (a subsidence at S 661 located 2.8 miles northeast of Panoche Substation of 6.977 meters from 1943 to 1964) increased to 7.281 meters by 1966. A 1967—68 releveling did not have a spur line to this location, but showed a decimeter settlement between 1966 and 1967—68 at a mark 1.1 miles southwest of S 661.

Even though only an interim progress report is now available, the relevelings done at the Hollister-type figures may be of special interest to members of this symposium. Mr. Buford K. Meade Chief, Triangulation Branch, is reporting on the horizontal movements indicated by resurveys at these sites. It is possible to elucidate and discuss the results of relevelling of each side in details in this short report.

Somewhat as an experiment, the simplest possible adaptation of Mr. Charles A. Whitten's adjustment methods described in Bulletin Geodesique No. 84, 1967, pp. 109—116, was used at some sides levelled three times. In addition to assuming that one of the marks was stable (as was done in the independent adjustment treatment), the assumption was made that the relative movement at each other mark was linear with time, and the lack of simple linearity in independent adjustment results was caused by accumulations of small errors in the observations.

In the case of Rialto Site, the independent adjustments indicate lesser rates of movement between the first and second levelings than those indicated between the second and third. The composite adjustment treatment imposed an assumption of linear movement with time. This imposed a little larger corrections to observed differences in a few cases than those expected in leveling of this precision, but not to a degree that would disprove the possibility of linear displacement with time. Additional relevelings in the future may provide clearer indications, but I believe the preliminary evidence of relative displacement is quite definite. Uniformities and accuracies of rates indicated are open to question, until further field work is done.

In Arizona, a 520-kilometer loop of first-order levels was rerun in 1967 from Gila Bend through Maricopa, Picacho, Marana, and Tucson back to Gila Bend. Variable subsidences were noted along this loop, the maximum from 1948 to 1967 being about 2.2 meters at C 279 located 1.3 miles north of Eloy. A great deal of additional leveling is needed to give a clear picture of movement problems in this area.

In eastern and southeastern Louisiana, a network of over 3500 kilometers of first-order leveling was accomplished from 1964 to 1966, most of which involved releveling over old lines.

Previous small-scale network relevelings had indicated settlements of over 3 decimeters from 1918 to 1955 in the city of New Orleans and additional settlements of over 2 decimeters were disclosed since 1955. The major surprise of the network releveling was the disclosure that subsidences were a great deal more widespread than previously suspected. Subsidences of from 1 to 4 decimeters were quite common throughout southeastern Louisiana with smalles subsidences in northeastern Louisiana.

In the state of Washington, releveling was done in the Seattle-Tacoma area in late 1965 to determine relative displacements caused by the Puget Sound Earthquake of April 29, 1965. The vertical displacements indicated were relatively small. Uplifts from 2 to 5 centimeters and settlements of from 1 to 12 centimeters were indicated. The pattern of displacements in relation to the earthquake epicenter indicate that some of the settlements may have been due to subsidence of non-tectonic origin.

Five years ago I would have expected to be able at this time to report on the completion of Basic Net A of the U.S. Coast and Geodetic Survey's long-range program for releveling the firstorder leveling network at 25-year intervals. However, as shown in the next illustration, progress in completing the releveling in Basic Net A has been much slower than planned, due to priorities given to other national projects, due to the need for special subsidence studies, and due to limitations on funds appropriated for precise leveling. I am still hopeful that our rate of progress on this program can be materially increased in the next few years. I believe it

Fig. 1. Status of vertical Control net, April 1, 1968. 1 — completed April 1, 1968; 2 — proposed basic net.

would be premature to attempt an analysis of the releveling done so far, other than to comment that considerable small-scale displacements of bench marks in Eastern United States are indicated.

In closing, I would like to mention that the U.S. Coast and Geodetic Survey is increasing the accuracy of its firstorder leveling. The leveling done on the Basic Level Net A and on the Hollister-type figures involved the use of Zeiss Jena Ni 004 or Breithaupt levels, equipped with plane-parallel plate micrometers and optical coincidence devices for centering the level bubbles. Balanced sights limited to 50 meters were used, and checks between forward and backward runnings were required to be within 3.0 m $\sqrt{K}$, where K is the section length in kilometers. Future studies based on leveling of higher accuracy should be more conclusive in the studies of crustal movements.

S. MIYAMURA

REPORT ON SUMMARY MAPS OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN JAPAN

Summary

The report gives an outline of the three recent investigations which provided us summary maps of the vertical as well as horizontal movements of the earth's crust in Japan.

Hayashi [7] adjusted the levelling results for the epochs 1898, 1930 and 1950 and calculated the vertical movements of bench marks throughout Japan except Hokkaido for the two interim periods. Dambara [1] also made similar calculations basing more sophisticated considerations in the adjustments and provided maps of vertical movements of the earth's crust for the central part of Honshu.

Harada [6] adjusted the results of triangulations which covered the whole country except Hokkaido twice in the last half century and calculated the horizontal movements during the period. Systematic rotational errors are introduced by an observational error in the original astronomical azimuth, because in the first survey no astronomical control was made at even a few Laplace points. However remarkable movements presumably related to big earthquakes are observed by large differences of observed angles between the two surveys.

Introduction

Geodetic surveys in Japan have been reported to the international community by series of National Reports to IAG. (National Committee for Geodesy and Geophysics of Japan, 1954, 1957, 1960, 1963, 1967). A summary map of the vertical movements covering whole Japan except Hokkaido was first reported by Miyabe, Miyamura and Mizoue [9] to the 2nd CRCM Symposium in Aulanko, Finland. A map of horizontal movements of south-western half of Japan was published by Geographical Survey Institute (1960). Both are by no means faultless in their assumptions of adjustments and in other details. Anyhow, such summary maps was necessary. Recent results seem to give a progress as given below.

Summary maps of vertical movements of the earth's crust

Hayashi [7] calculated the adjusted heights of bench marks throughout Japan except Hokkaido for the three epochs, i.e. 1898, 1930 and 1950, which involve the levelling survey during the periods of 1884—1916, 1923—1944 and 1964—1962 respectively.

Epoch reduction is applied to the relative height between two consecutive junction

bench marks basing on the assumption of constant velocity of relative height change obtained by two successive surveys.

Then the reduced relative heights between the junction points of the levelling routes are adjusted simultaneously by a computer program for whole Japan except Hokkaido. Thus the elevations of all the junction bench marks reduced for each epoch above the datum bench mark in Tokyo, are calculated.

Elevations of bench marks between the junction points are obtained from the adjusted elevations of the junction points, basing on the assumption that the time changes of elevations or earth's vertical movements are linear along the levelling routes.

The difference of the elevation of each bench mark between two successive epochs is calculated as the vertical movement of the bench mark for the interim period. Hayashi [7] gave contour maps of the movements for the two periods, 1898—1930 and 1930—1950. He noted that at some fixed bench marks of certain mareographic stations indicate different movements from that obtained by the levelling net adjustment.

Introducing the MSL changes at different stations into the levelling net adjustments final summary maps of the vertical movements including crustal and eustatic movements are obtained as shown in Fig. 1 and 2.

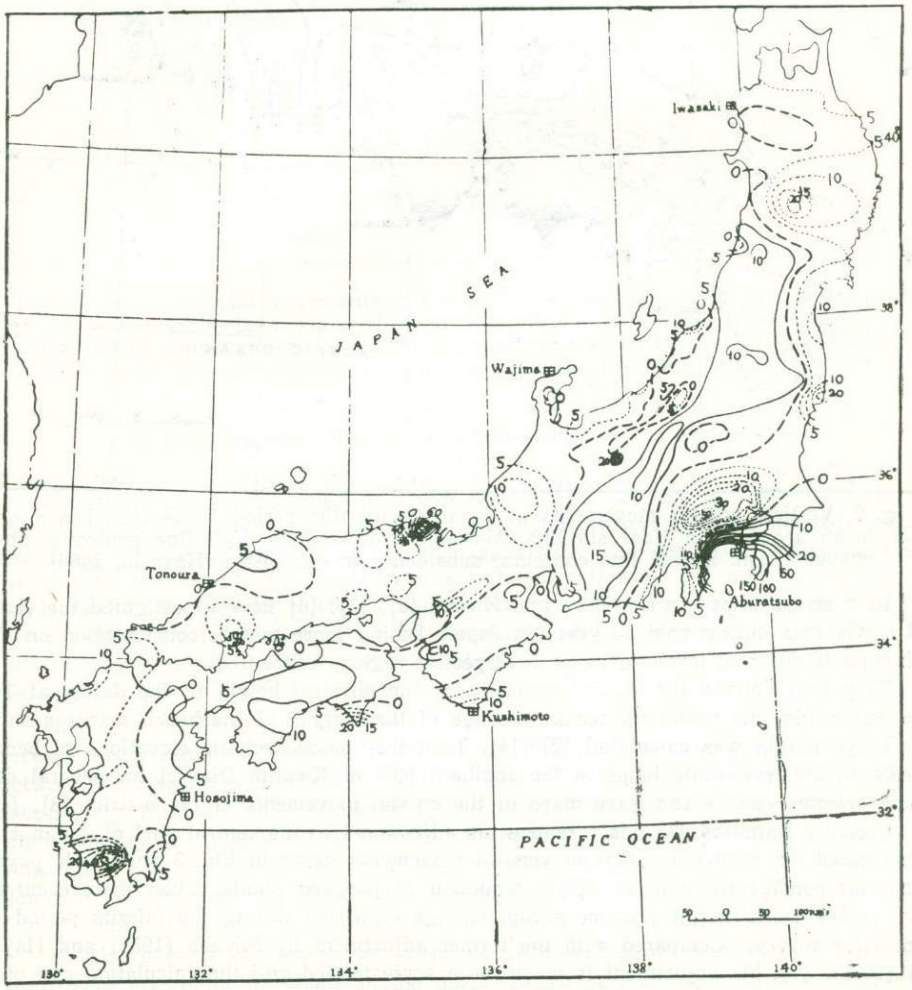


Fig. 1. Vertical crustal movements in Japan during the period 1898—1930 based on the mean sea level at tidal stations. Mareographic stations, Full line contours: upheaval in cm, Dotted line contours: subsidence in cm. (After Hayashi, 1968).

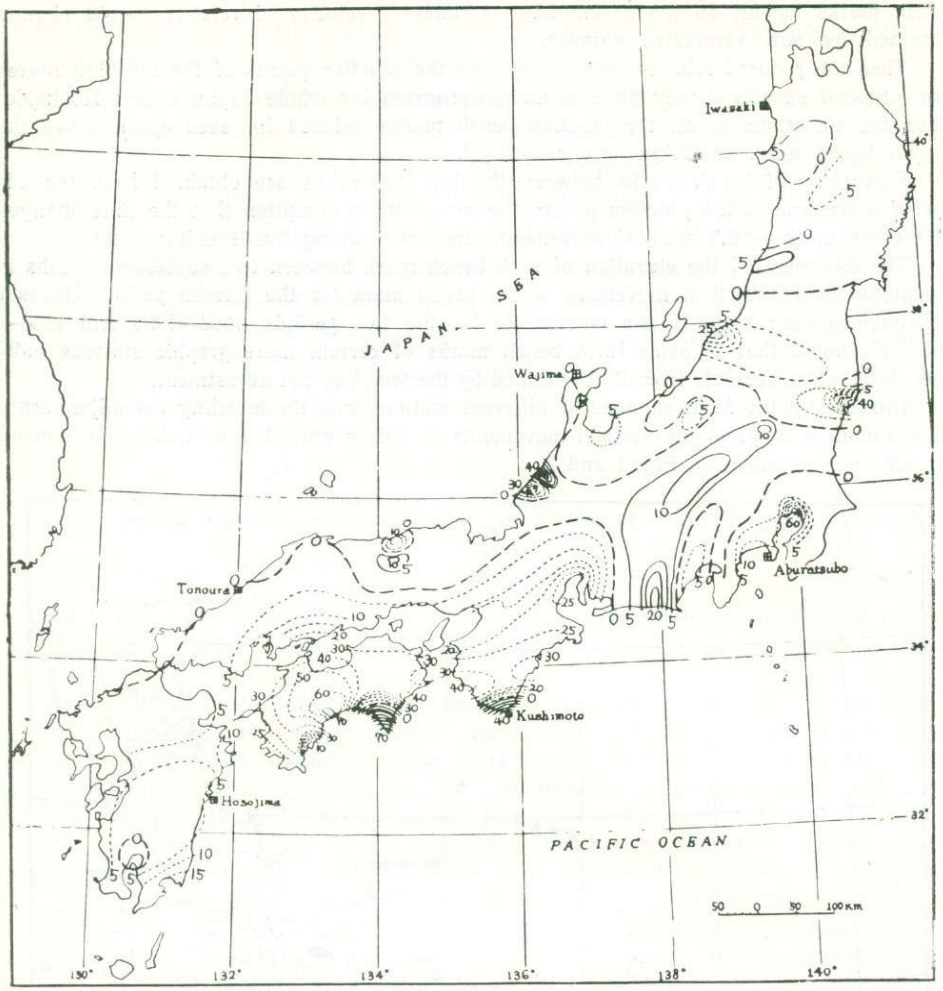


Fig. 2. Vertical crustal movements in Japan during the period 1930—1950 based on the mean sea level a tidal stations. Mareographic stations, Full line contours: upheavel in cm, Dotted line contours: subsidence in cm. (After Hayashi, 1968)

In a series of papers Dambara and Hirobe [2], [3], [4] have investigated the vertical movements during past 60 years in Japan, basing more minute consideration on the reduction of different levelling loops in respective regions concerned.

They first derived the secular variation of the physical height of the datum at Tokyo and using this variation, secular change of the heights of the bench marks around the Tokyo datum was calculated [2], [4]. Then they calculated the elevations of bench marks on the level-route loops in the southern part of Kwanto District for several different selected epochs and gave maps of the crustal movements of the district [3], [4].

Recently Dambara [1] has extended his adjustment to the central part of Japan and summarised his results as maps of vertical movements given in Fig. 3 and 4. He payed particular consideration in the epoch reduction of junction points, when there occurred earthquakes which might produce abrupt change of height during the interim period of successive surveys. Compared with the former adjustment by Miyabe (1952) and Hayashi (1968), [1], his adjustment is much more sophisticated and the calculation can only be done successively from one district to another. Of course, country wide adjustment of heights for the three main epochs will be done finally and the crustal movements summary maps will be provided.

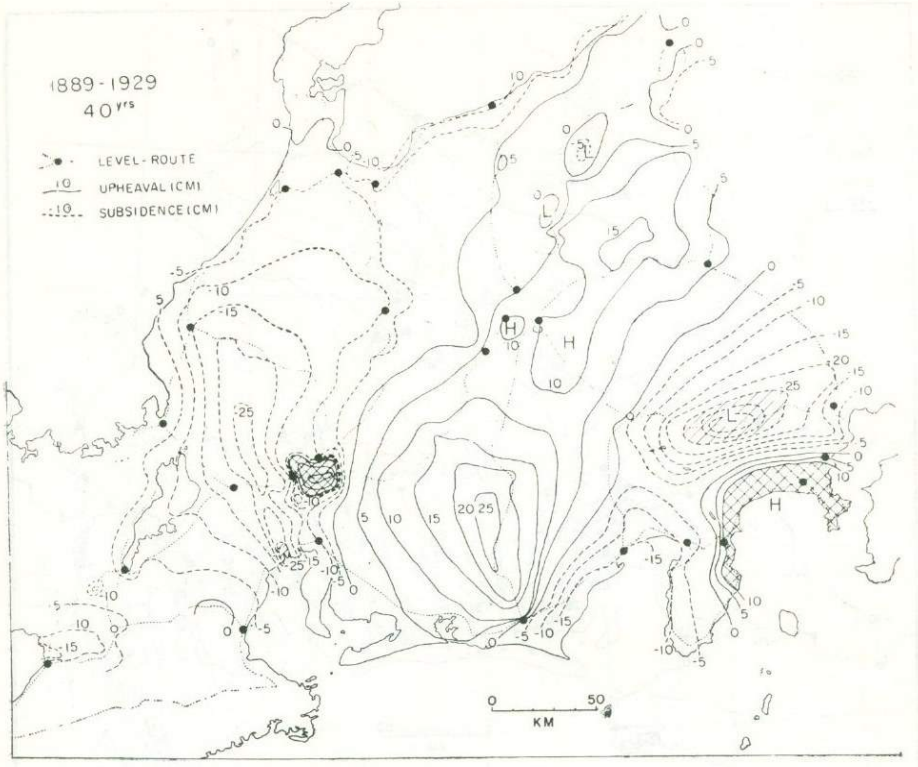


Fig. 3. Vertical crustal movements in Chubu District or the central part of Japan during the period 1889—1929. Hatched parts indicate large movements due to big earthquakes which cannot be shown correctly in the same scale. Re-drafted after Dambara, 1968. 1 — levee route, 2 — uppeavae (cm), 3 — subsidence (cm).

A summary map of horizontal movements of the earth's crust

The first order triangulation in Japan was carried out during 1882—1911 over the whole country. The revisions were made only locally after large earthquakes such as Kwanto Earthquake (1923), Tango Earthquake (1927), and Kita-Izu Earthquake (1930). The second nation-wide triangulation was initiated following the revision survey after the Nankai-do Earthquake (1946), Fukui Earthquake (1948) and the Tokachi-oki Earthquake (1952), (National Committee for Geodesy and Geophysics of Japan 1954, 1957, 1960, 1963 and 1967). In 1967 almost whole land except a part of Hokkaido had been covered.

Harada [6] carried out a unified net-adjustment of the old and new triangulation surveys by a common universal program for a rigorous solution of general geodetic network. Comparing with the old solution obtained by manual computations adjusting successively 13 divisions of network blocks, instead of adjusting simultaneously the whole country as a single network in the new method, the new solution of the old survey indicates a conspicuous counter-clock wise rotation in the south-western Japan proportional to the distance from the central part of Japan, where the Mino-Owari Earthquake (1891) occurred during the period of the old survey (Fig. 5).

He also noticed that the angles subjected to the reduction larger than 2" in the new adjustment are found no where in the north-eastern part of Japan and 9 of 12 such angles are found in the meizoseismal region of the Mino-Owari Earthquake in the central part of Japan (Fig. 5).

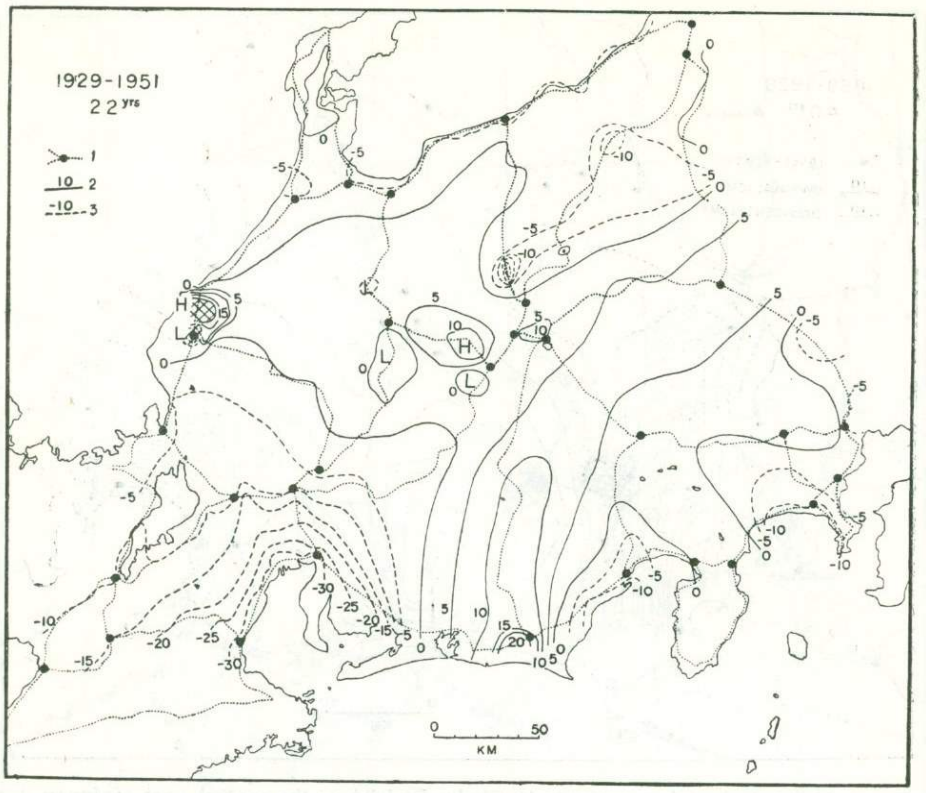


Fig. 4. Vertical crustal movements in Chubu District or the central part of Japan during the period 1929—1951. Re-drafted after Dambara, 1968). 1 — level route; 2 — upheaval (cm); 3 — subsidence (cm).

Horizontal movements of the 1st class triangulation points indicated as vector displacements from old to new surveys adjusted by a common method indicate a rotation of the whole country and it seems to be due to systematic errors of the old or new observations. In the new survey astronomical azimuths were observed at more than 60 so-called Laplace points while the old survey included only one astronomical azimuth from the Tokyo datum to Mt. Tsukuba. It clearly suggests that the rotation is due to the error of datum azimuth. It is corrected using a second datum azimuth observation independently made 10 years after the first determination. Fig. 6 shows the horizontal movements between the old and new survey, the former of which is subjected to a correction of datum azimuth described above. It is an only reliable map of horizontal movements of Japan now available. However, comparing it with a similar map (Fig. 7) obtained by manual computations for the south-western part of Japan (Geographical Survey Institute, 1960), it seems to exist still some systematic errors. It could be possibly said that several common features seen in Fig. 6 and 7, e.g. southward movements of Kii Peninsula etc., might be true but neither the large rotational movements in the northern and south-western extremities in Fig. 6 nor the centrifugal movements of Kyushu in Fig. 7 are very likely to be due to systematic errors.

Harada [6] emphasized that, if the variations of angles between the old and new surveys are taken, there could be no possibility to enter such accumulated systematic errors described above. Fig. 8 illustrates the angles varied more than 3" from old to new surveys and it is quite tempting to see the correlation of the epicentral areas of large earthquakes occurred in the interim period of the old and new surveys.

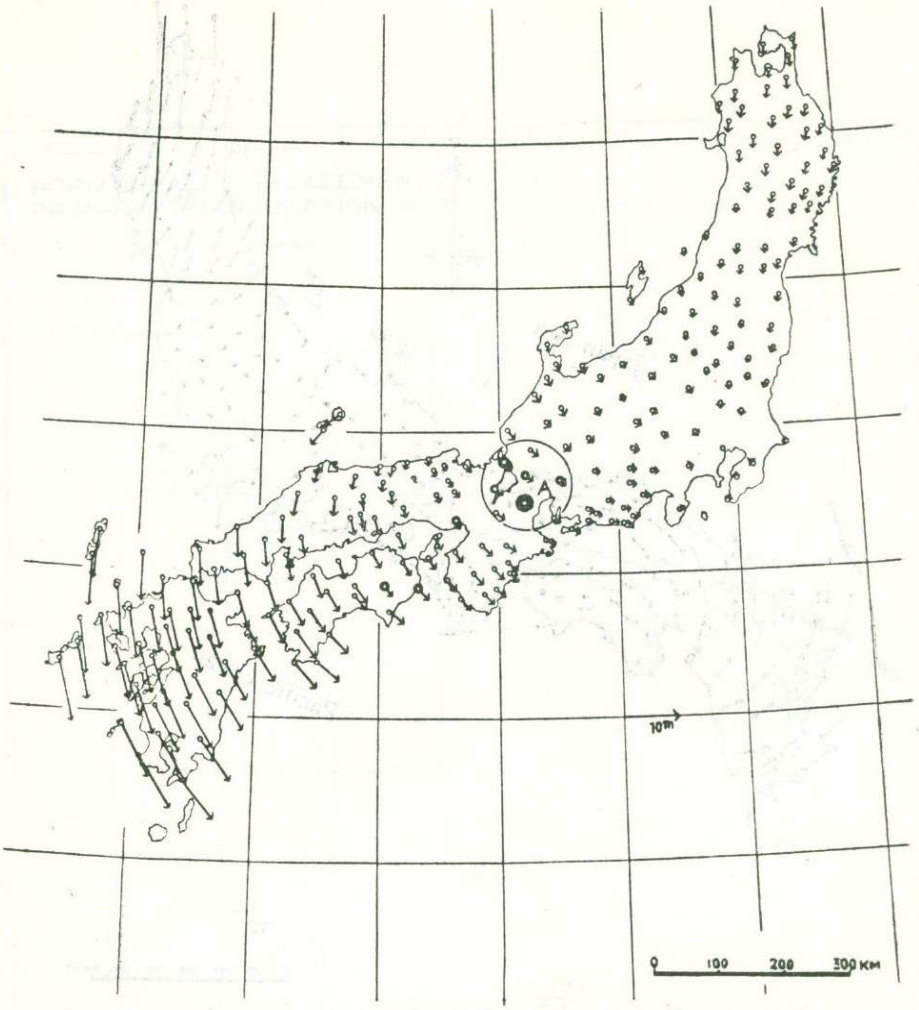


Fig. 5. Difference between positions found by old manual computation and by new universal computer program for the same old survey. Double circles and larger ones indicate the triangulation points where the angles obtained by the two methods differ more than 2″. Large circle A indicates meizoseismal area of Mino-Owari Earthquake (1891). (After T. Harada, 1967).

Remarkable features of the crustal movements shown in the summary maps.

Vertical movements accompanied with big earthquakes are as shown in Fig. 1 for Kwanto Earthquake (1923) and Tango Earthquake (1927) and in Fig. 2 for Tottori Earthquake (1943), Nankai-do Earthquake (1946) and Fukui Earthquake (1948) characterized by the justaposition of areas of subsidence and upheaval approximately proportional to the magnitudes of the earthquakes. Similar pattern of the movements is also found in the southern Kyusku related with the volcanic eruption of Mt. Sakura-jima (1914) as shown in Fig. 1.

Besides the above movements, which are also depicted in the maps of Miyabe et al. [9] and of Dambara [1] given in Fig. 3 and 4, different types of vertical movements can be seen in Fig. 1 and 2. Some of them are also seem in the maps of Miyabe et al. [9] and Dambara [1] but some are not. It may probably due to the discretion of drawing the contour lines by the different authors.

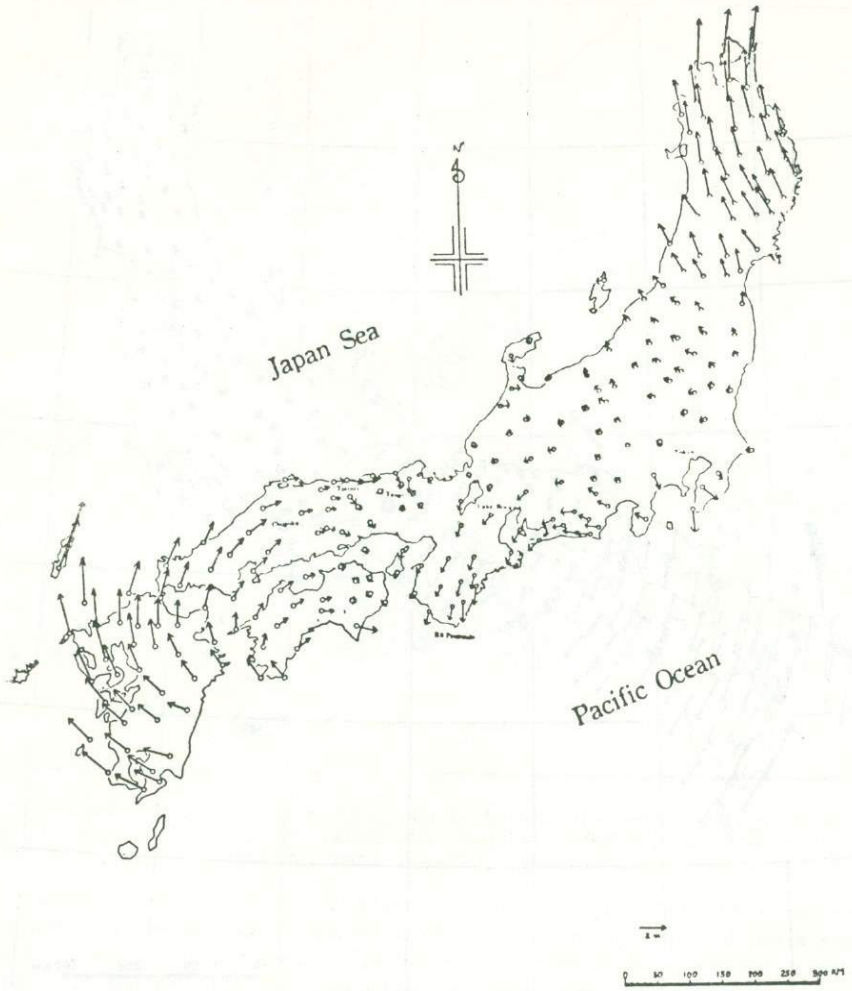


Fig. 6. Vectors of displacements of the first order triangulation points in Japan except Hokkaido from the old and new surveys adjusted by a same universal computer program. Correction of the original azimuth of the old survey is introduced. (After T. Harada, 1967).

Large subsidence of certain alluvial plains such as around Sakata, Niigata and Fukui along Japan Sea coast and near Taira, Tokyo, Nagoya, and Osoka along the Pacific coast is a remarkable example found commonly in all the maps. General upheaval of the back-born of the island noticed along several levelling routes across the islands [11], becomes rather unclear in these summary maps. Although Dambara [1] deals with the neotectonic explanation of the obtained maps of vertical movements (Fig. 3 and 4), minute examination and evaluation of these summary maps are left for the future.

The summary map of the horizontal movements includes still problematic methodical questions and it seems now premature to enter into detailed discussion of its neotectonic implications. Only we say safely with T. Harada [6] that the change of angles larger than 2".5—3".0 is related with big earthquakes. Instead of taking horizontal displacements of the triangulation points themselves, Kasahara and Sugimura [8] calculated the horizontal strain from the triangulation revisions and it can quite cleverly get rid of the accumulation of errors in the net-adjustment. It is hoped that their task will cover the whole country in near future.

Fig. 2

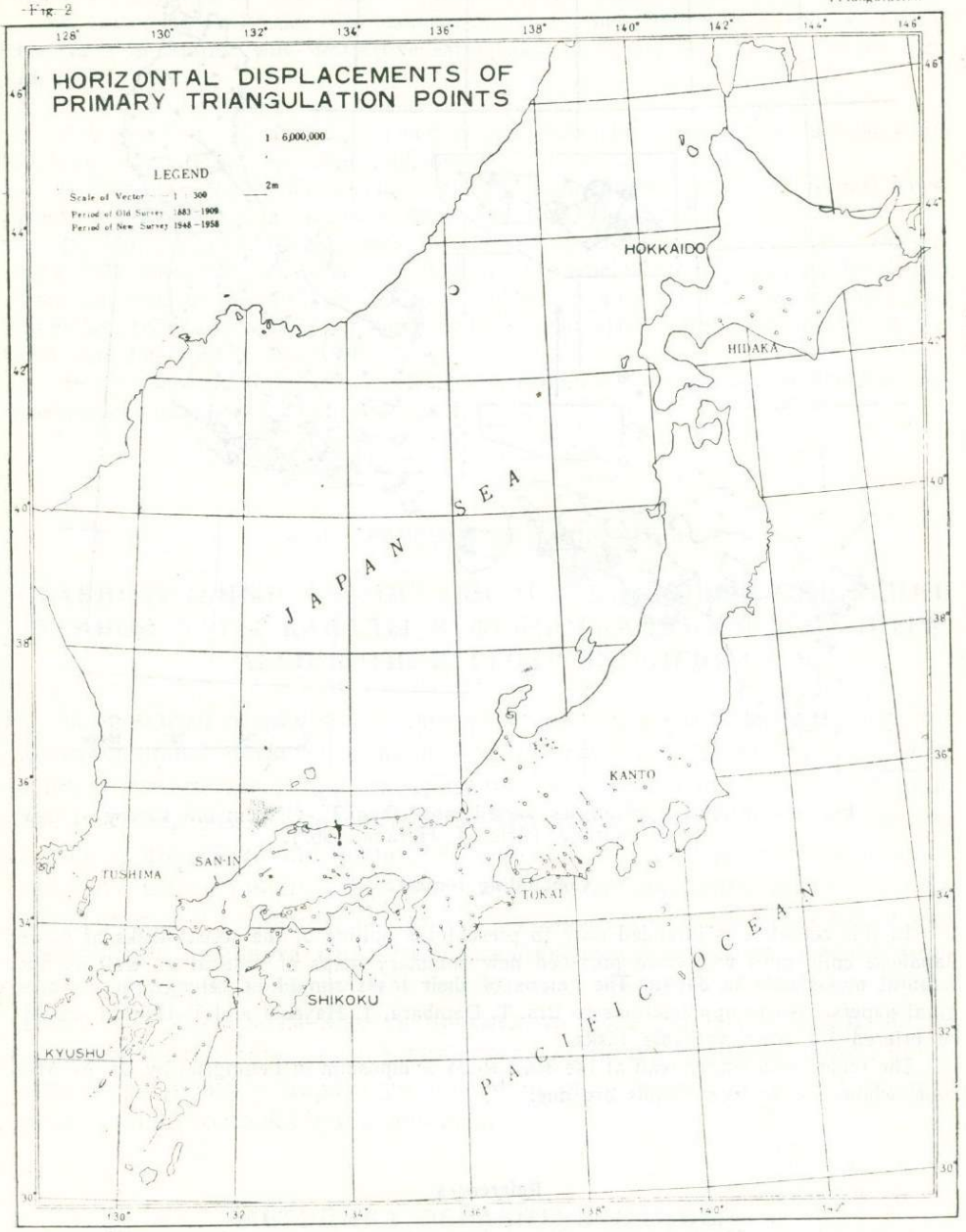


Fig. 7 Vectors of displacements of the first order triangulation points in the south-western half of Japan by manual computations (Geogr. Survey Inst., 1960).

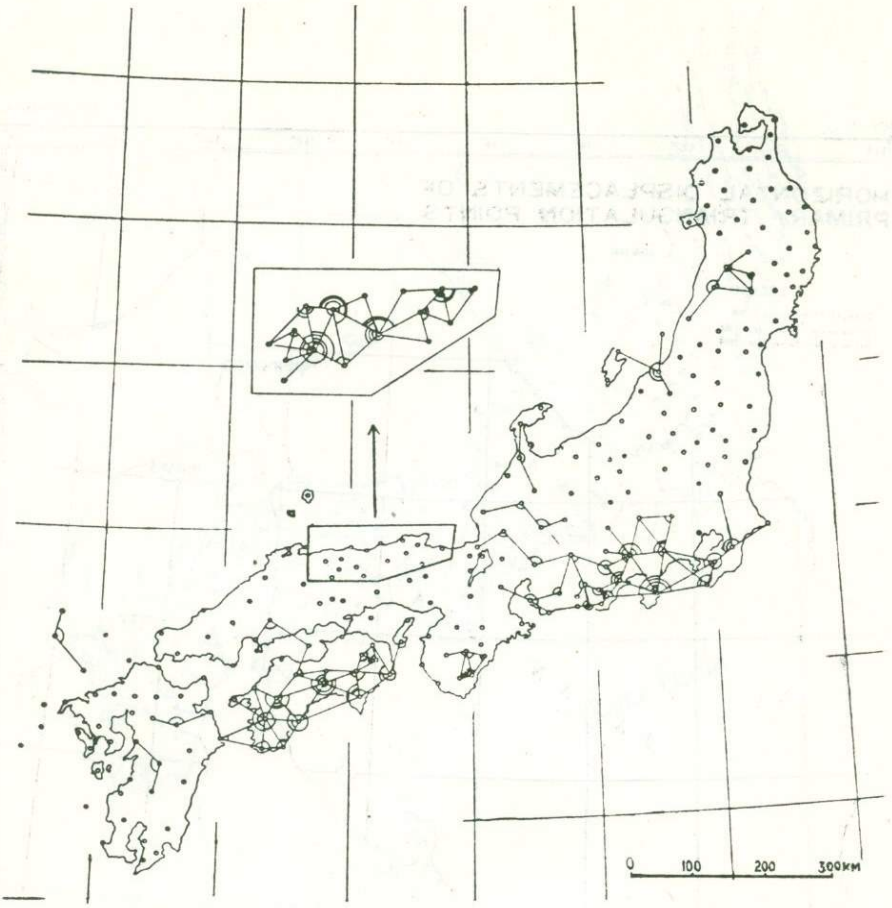


Fig. 8 Distribution of angles varied more than 3″. O from old survey to new survey. (After T. Harada, 1967).

Concluding remark.

In this report it is intended only to present the outline of the recent tasks of three Japanese colleagues who have provided new summary maps of vertical as well as horizontal movements in Japan. The details of their tasks should be referred to the original papers. Hearty appreciations to Drs. T. Dambara, T. Hayashi and T. Harada should be offered for their valuable tasks.

The report was kindly read at the 3rd CRCM Symposium in Leningrad by Dr. M. Mizone, whom the writer's thanks are due.

References

1. D a m b a r a, Vertical movements of Japan during the past 60 years: IV. Chubu District. Journ. Geod. Soc. Japan, 13, 1968.

2. D a m b a r a T., M. H i r o b e, Vertical movements of Japan during the past 60 years; I. General discussion and the secular variation of the datum. Journ. Geod. Soc. Japan, 10, 1964a.

3. D a m b a r a T., M. H i r o b e, ibid; II. Southern part of the Kanto District. Journ. Geod. Soc. Japan, 10, 1964b.

4. Dambara T., M. Hirobe, Vertical movements of the earth's crust in the southern part of the Kanto District. Journ. Geod. Soc. Japan, 10, 1964c.

5. Geographical Survey Institute, Report on the triangulation and the base line measurement in Japan for the period from Jan. 1957 to Dec. 1959. Journ. Geod. Soc. Japan, 6, cf. Nat. Comm. for Geodesy and Geophysics, 1960.

6. Harada T., Precise re-adjustment of old and new first order triangulations and the result in relation with destructive earthquakes in Japan. Bull. Geogr. Survey Inst., 12, 1967.

7. Hayashi T., private communication, 1968.

8. Kasahara K., A. Sugimura, Spatial distribution of horizontal secular strain in Japan. Journ. Geod. Soc. Japan, 10, 1964.

9. Miyabe N., S. Miyamura, M. Mizoue, A map of secular vertical movements of the earth's crust in Japan, Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, 90, 1966.

10. National Committee for Geodesy and Geophysics of Japan, 1954, 1957, 1960, 1963 and 1967. Report of the Geodetic Works in Japan for the Period from Jan. 1939 to Dec. 1953, for the Period from Jan. 1954 to Dec. 1956, for the Period from Jan, 1957 to Dec. 1959, for the Period from Jan. 1960 to Dec. 1962 and for the Period from Jan. 1963 to Dec. 1966.

11. Tsuboi C., Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. Jap. Journ. Astr. Geophys., 10, 1933.

А. Ф. ГРАЧЕВ, П. М. ДОЛУХАНОВ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАНАДЫ И ФЕННОСКАНДИИ ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

В проблеме современных движений земной коры уже более 100 лет дискуссионным остается вопрос — является ли поднятие щитов следствием дегляциации или эпейрогенических движений. Как в старой, так и в современной литературе можно найти немало фактов в пользу и той, и другой точки зрения. В решении этого вопроса существенное значение имеет точная датировка событий послеледникового этапа развития щитов. С этой целью авторы использовали более 400 опредлений абсолютного возраста (по C^{14}) послеледниковых преимущественно морских отложений Канадского и Балтийского щитов (Radiocarbon, 1959—1967), что дало возможность проследить развитие во времени послеледниковое поднятие земной коры этих областей, выявить черты сходства и различия в характере поднятия, и, в конечном итоге, оценить роль гляциоизостазии и эпейрогенеза.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Поднятие щитов в послеледниковое время, как известно, происходило на фоне эвстатического повышения уровня Мирового океана. Поэтому задача состояла в том, чтобы учесть этот фактор и получить чисто структурную составляющую процесса поднятия. Для этого необхо-

димо было иметь кривую, отражающую ход изменения уровня океана, начиная с 11000 лет до н. в., с которой можно было бы снимать соответствующие поправки и вносить их в современное высотное положение морских образований.

Считается установленным, что уровень Мирового океана в период максимума последнего оледенения (25000—20000 лет тому назад) был на 120—125 м ниже современного, после чего начинается быстрый подъем уровня океана (голоценовая трансгрессия). Однако характер этого подъема оценивается по-разному.

Ряд исследователей полагают, что подъем уровня происходил плавно, другие склоняются к мысли о существовании трангрессивных и регрессивных фаз на фоне общего подъема уровня. Существенные разногласия вызывает также характер изменения уровня океана в течение гипситермала (7000—4000 лет тому назад). Выявляются следующие тенденции: 1. уровень моря постепенно повышался вплоть до настоящего времени и 2. уровень моря достиг своего современного положения около 6000 лет тому назад и с тех пор оставался постоянным.

Убедительный фактический материал, приведенный Колманом и Смитом (1), показывает, что нет оснований предполагать близкое к современному или даже более высокое положение уровня в это время. Что касается общего хода изменения уровня Мирового океана в голоцене, то нет сомнений в существовании колебаний, осложняющих общий подъем уровня; однако, их величину трудно оценить. Можно только предполагать, что эти колебания измерялись первыми единицами метров, за исключением пребореального времени.

В основу построения нашей кривой были положены данные, взятые из работ (2, 3, 4), которые представляются нам наиболее досто-

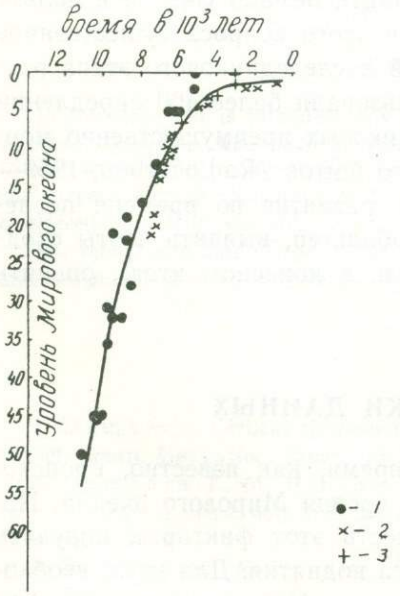


Рис. 1. Кривая эвстатического поднятия уровня Мирового океана. 1 — по Годвину (2), 2 — по Кёстеру (3), 3 — по Йелгерсма (4).

верными. Полученная кривая эвстатического изменения уровня Мирового океана (рис. 1) позволяет говорить о плавном подъеме уровня без существенных флуктуаций. Эта кривая и была использована для введения поправок на эвстатический фактор.

В дальнейшем все имеющиеся данные были распределены по отдельным районам как для Канады, так и для Фенноскандии (рис. 2 и рис. 3), и для каждого района построена кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия с учетом эвстатического фактора.

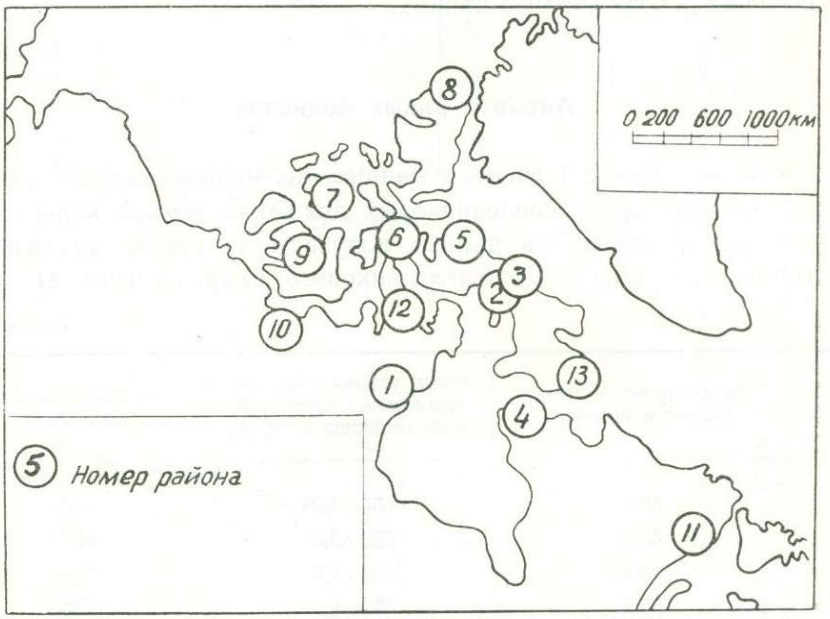


Рис. 2. Карта расположения исследованных районов Канады

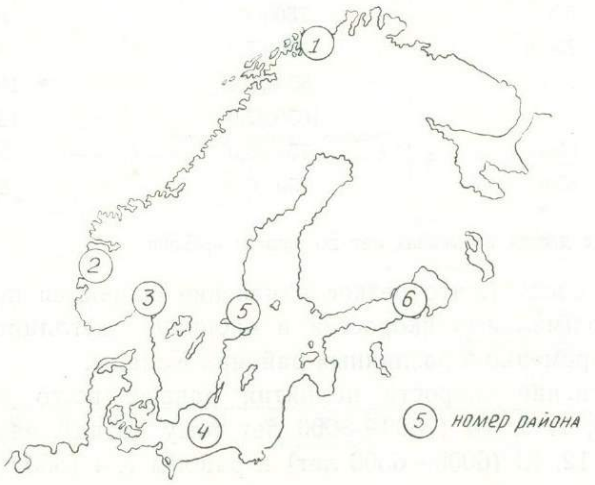


Рис. 3. Карта расположения исследованных районов Фенноскандии

Возможные ошибки, связанные с построением кривых, обусловлены, кроме качества исходных данных, двумя обстоятельствами. Первое — не учитывалась глубина обитания морских моллюсков, второе — в некоторых случаях возможно и несколько иное проведение кривых, чем на приведенных графиках. Ошибки первого рода должны привести к несколько большим величинам поднятий, однако в большинстве случаев этой ошибкой можно пренебречь ввиду того, что захоронение моллюсков происходило непосредственно в прибрежной зоне. Ошибки второго рода, как показала проверка, существенно не меняют выводы, сделанные на основе анализа кривых.

Анализ кривых поднятия

Канада. В таблице 1 сведены данные, позволяющие проследить изменения в характере послеледниковых движений земной коры отдельных районов Канады. Эти данные получены на основе анализа кривых амплитуд и скоростей послеледникового поднятия (рис. 4).

Таблица 1

№ района	время[1] резкого скачка скорости поднятия	время установления максимальных скоростей и их величина в см/год	время окончания дегляциации
1	5500	6500/6,0	8000
2	4000	5500/5,0	6500
3	7500	8500/6,5	9000
4	5500	6500/8,0	10500
5	7500	8500/4,5	9000
6	8000	8500/4,0	9000
7	8000	10500/4,0	11000
8	6000	7500/4,0	8000
9	7500	8500/7,0	10000
10	7500	8500/10,0	10000
11	—	10500/7,0	12000
12	6500	7500/6,0	9000
13	6500	7500/6,0	8500

[1]) Время везде дается в тысячах лет до нашего времени

Из таблицы следует, что резкое изменение скоростей поднятий, установление максимальных скоростей и окончание дегляциации происходило не одновременно в различных районах Канады.

Резкое изменение скорости поднятия раньше всего наступило в районах 3, 5, 6, 7, 9, 10 (7500—8000 лет тому назад), затем выделяются районы 8, 12, 13 (6000—6500 лет) и районы 1, 4 (5500 лет); позже всего скачок скоростей произошел в районе 2 в северной части бас-

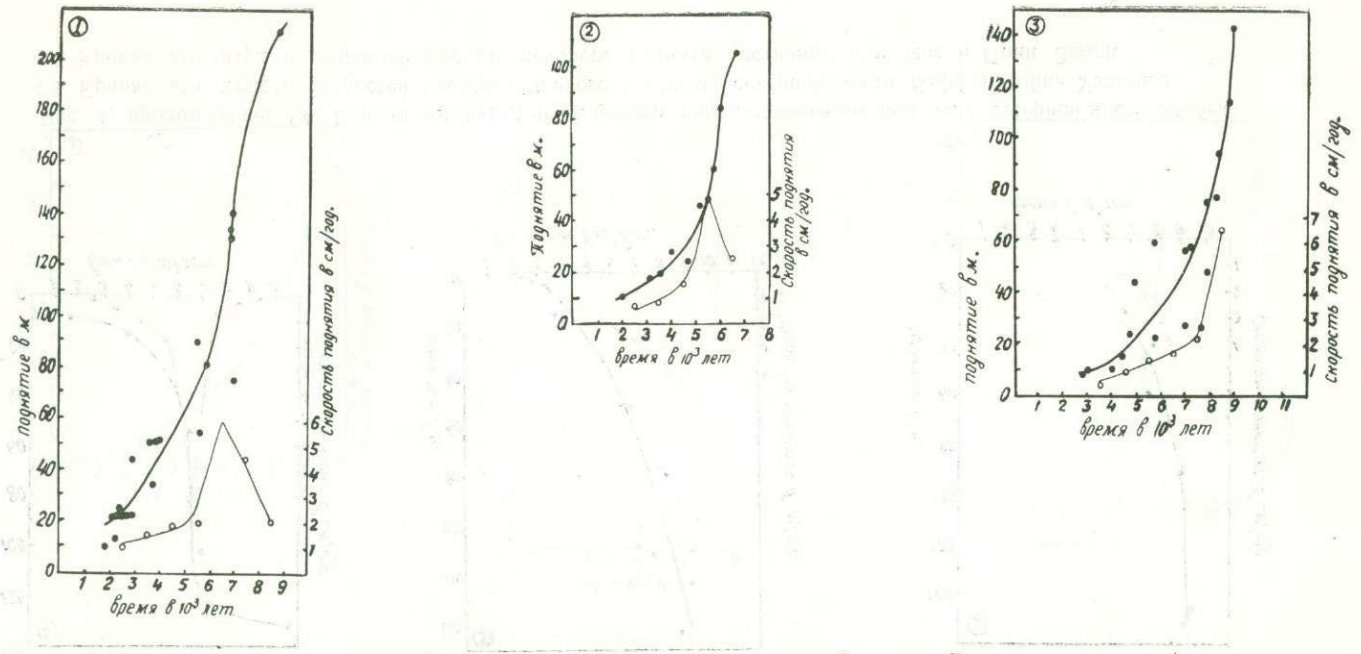


Рис. 4, 1. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия западной части Гудзонова залива (здесь и на всех других графиках жирная линия соответствует кривой амплитуд, а тонкая линия — кривой скоростей поднятия.
4.2. Кривая амплитуд и скоростей последникового поднятия северной части залива Фокс.
4.3. Кривая амплитуд и скоростей последникового поднятия северо-восточной части Баффиновой Земли

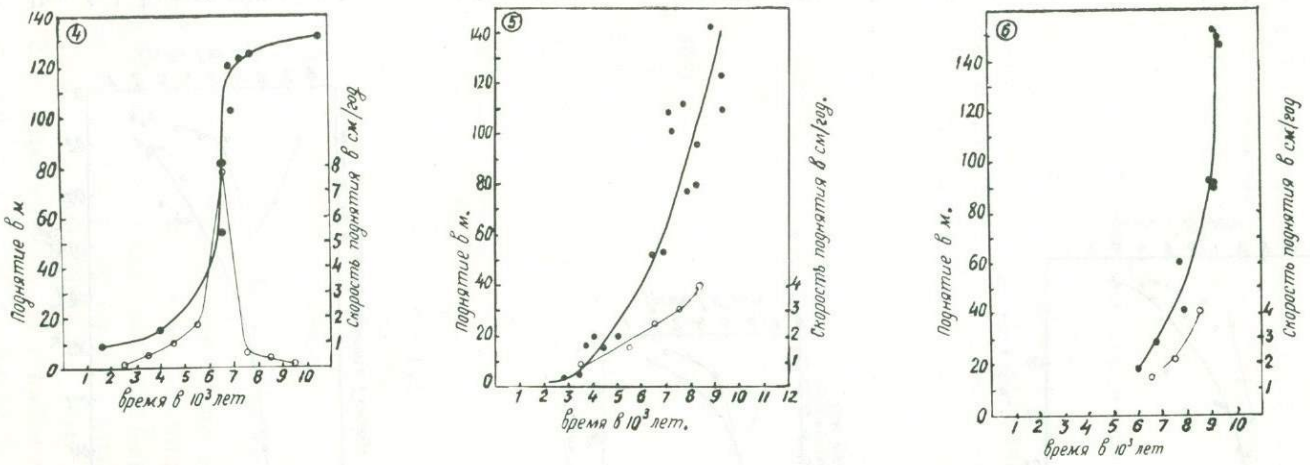


Рис. 4, продолжение. 4.4. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия северной части Квебека
4.5. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия северной части Баффиновойца Уэльсого
4.6. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия островов Сомерсет и Прин Земли

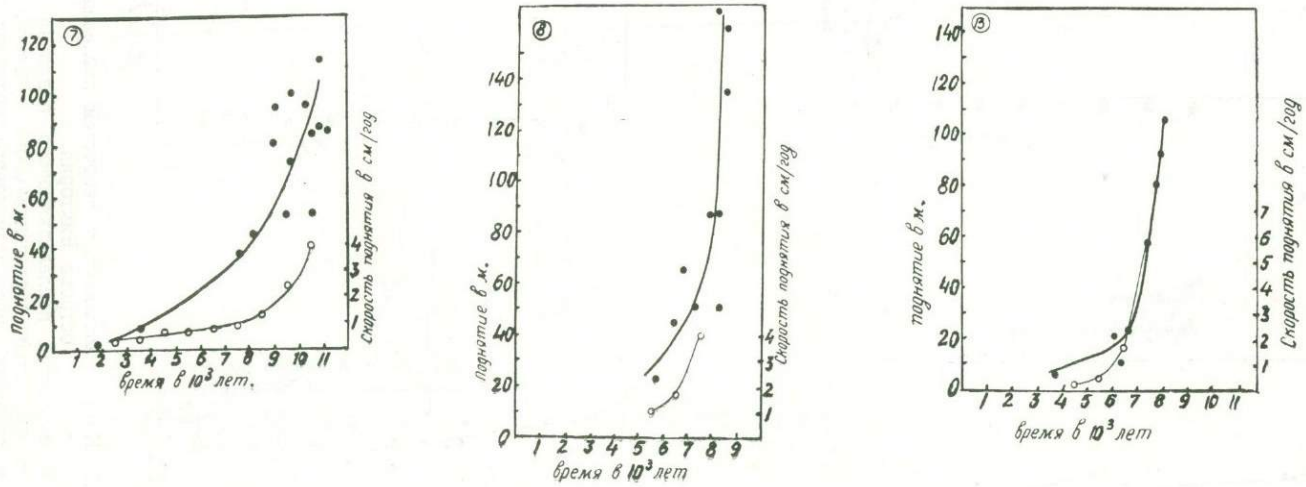


Рис. 4, продолжение. 4.7. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия острова Мелвил
4.8. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия северной части острова Элсмир
4.13. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия залива Фробишер

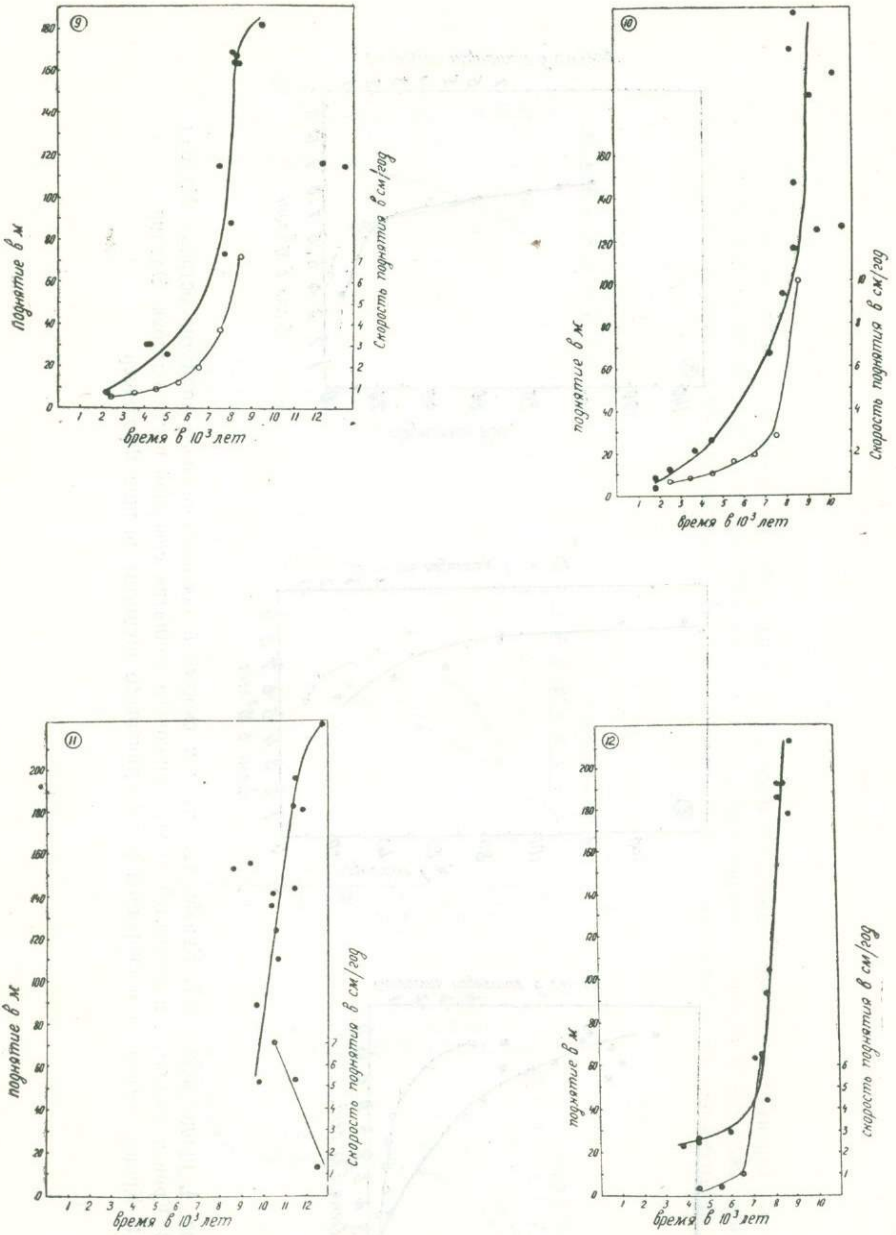


Рис. 4, продолжение. 4.9. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия острова Виктория

4.10. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия залива Корнейшен

4.11. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Южного Квебека

4.12. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия полуострова Бутия

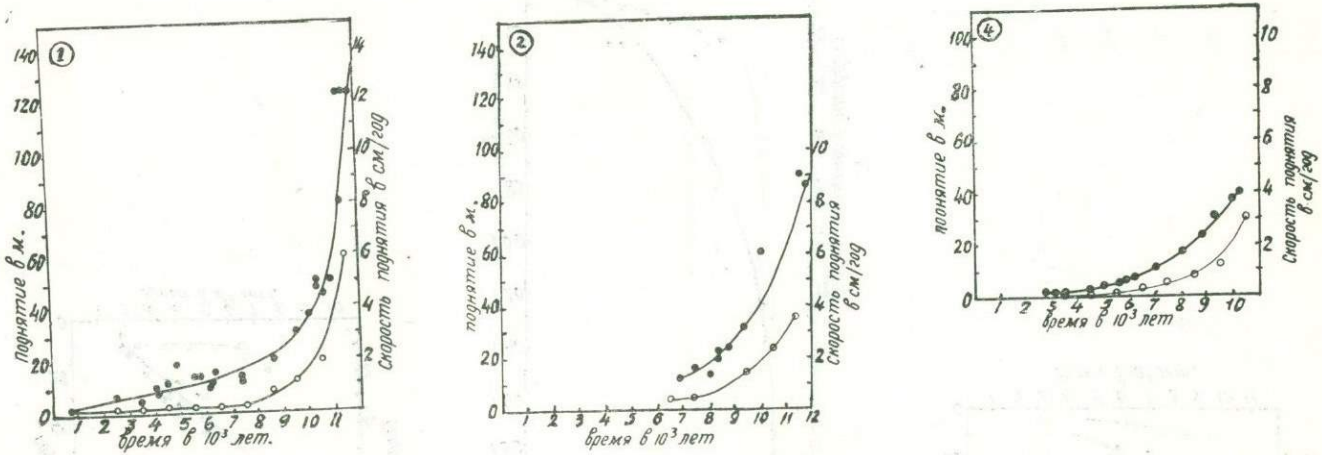


Рис. 5.1. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия северной Норвегии
Рис. 5.2. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Западной Норвегии
5.3. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия района Осло-Фьорда

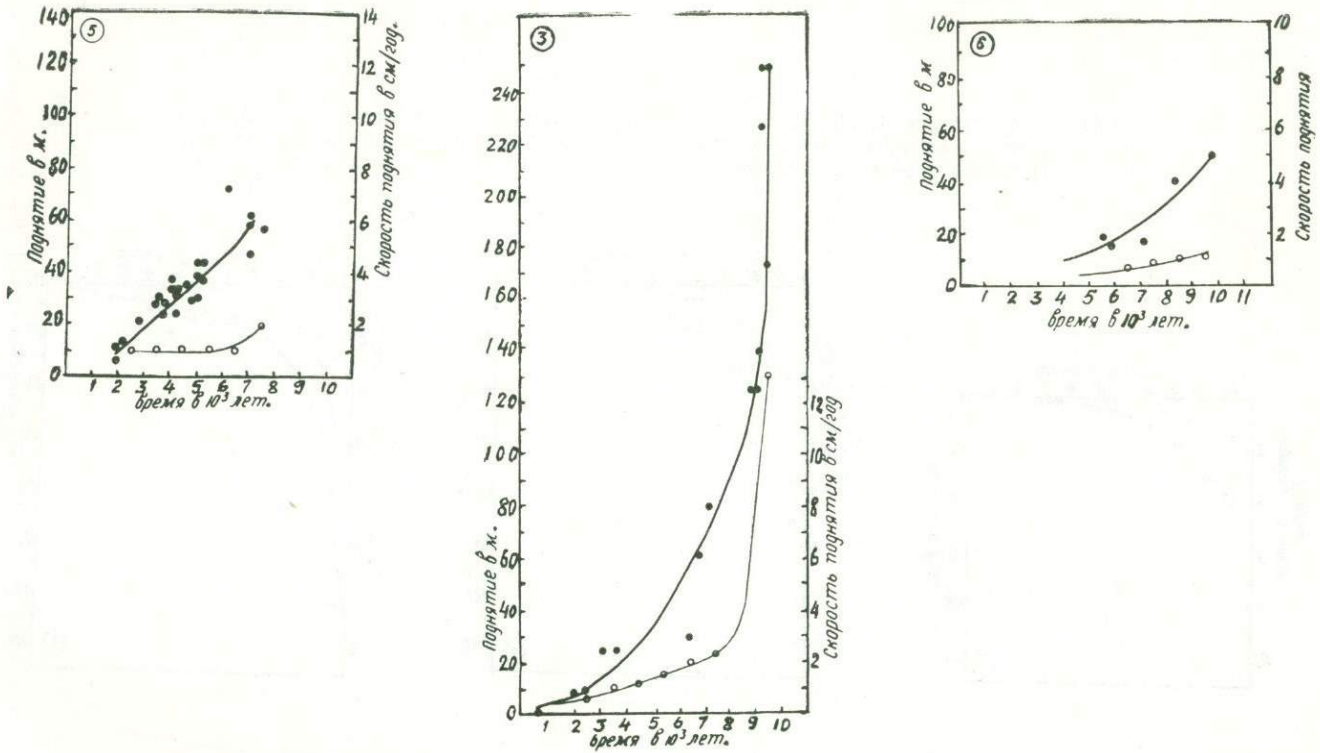


Рис. 5, продолжение. 5.4. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Южной Швеции
5.5. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Средней Швеции
5.6. Кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Карельского перешейка

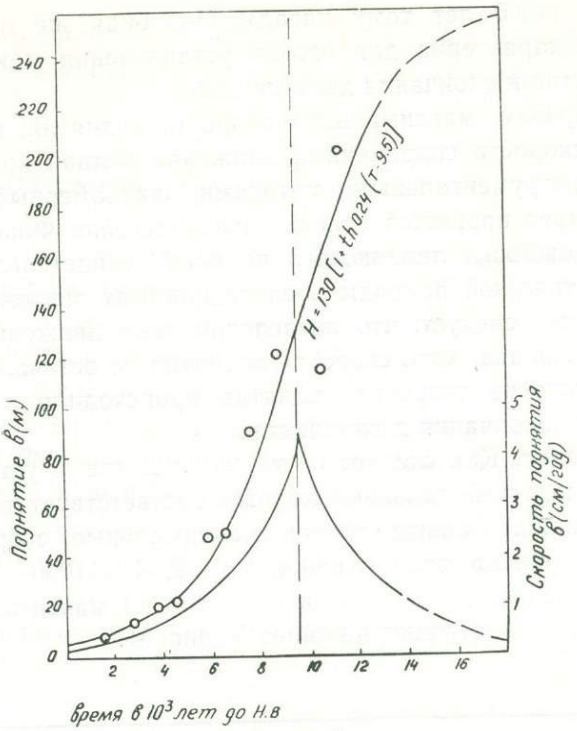


Рис. 6. Суммарная кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Канады

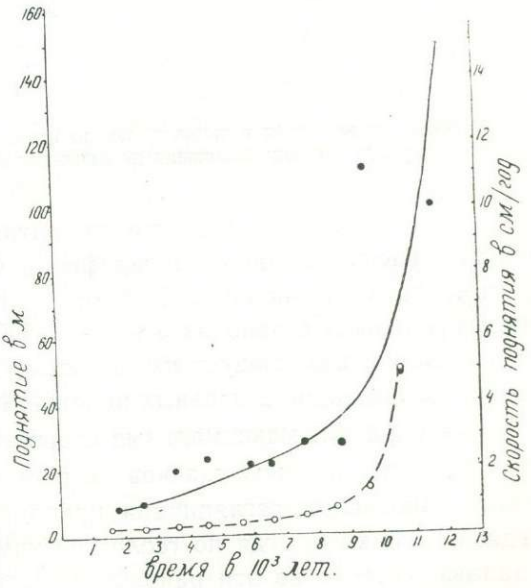


Рис. 7. Суммарная кривая амплитуд и скоростей послеледникового поднятия Фенноскандии

сейна Фокс (4000 лет тому назад). Подобная же пространственная группировка характерна для сроков установления максимальных скоростей поднятия и окончания дегляциации.

Таким образом, максимальные скорости поднятия, на порядок превышающие скорости современных движений земной коры щитов, установленные инструментальными методами, закономерный ход изменения отмеченных трех процессов относительно бассейна Фокс (области максимальной мощности ледникового покрова (свидетельствует в пользу гляциоизостатической природы послеледниковых движений Канады. Из анализа кривых следует, что послеледниковые движения в Канаде не меняли своего знака, хотя скорость поднятия не оставалась постоянной. Резкое уменьшение скорости поднятия происходило в среднем через 1500 лет после окончания дегляциации.

Фенноскандия. Как следует из таблицы 2, время установления максимальных скоростей довольно хорошо соответствует времени окончания дегляциации. Раньше других максимальные скорости (порядка 4—6 см/год) фиксируются в районах 1, 2, 4 (11000—11500 лет тому назад). Значительно позднее (9500 лет до н. в.) максимальные скорости (более 12 см/год) наступают в районе 3 (рис. 5).

Таблица 2

№ района	Время[2] резкого скачка скорости поднятия	Время установления максимальных скоростей поднятия и их величина в см/год	Время окончания дегляциации
1	10000	11500/6,0	12000
2	10000	11500/3,5	12000
3	8500	9500/12,0	10000
4	9500	9500/1,2	11000
5	8000	—	10000[3]
6	9500	—	12000[3]

[2]) Время везде дается в тысячах лет до нашего времени
[3]) Датировки времени окончания дегляциации приведены по геологическим данным

Резкое замедление скорости поднятия раньше всего наступило в областях, расположенных по периферии Фенноскандии, — 10000—9500 лет тому назад (районы 1, 2, 4, 6). Значительно позднее скачок скоростей произошел в районах 3 и 5 — 8500—8000 лет тому назад. Сходная тенденция, как следует из таблицы 2, наблюдается и в отношении времени дегляциации отдельных районов Фенноскандии.

Таким образом, максимальные скорости послеледникового поднятия, время наиболее поздних скачков скоростей поднятия и время наиболее позднего окончания дегляциации приходится на районы Осло-фьорда, Средней Швеции и, судя по геологическим данным, севера Ботнического залива. Именно на эти районы приходится и наибольшая мощность

льда в период последнего оледенения. Все это свидетельствует в пользу гляциоизостатической природы послеледниковых движений земной коры Фенноскандии.

Обсуждение результатов и выводы

Сравнение полученных данных по Канаде и Фенноскандии позволяет сделать следующие выводы:

1. Максимальная скорость послеледникового поднятия устанавливается для Канады 9500 лет тому назад (4,5 см/год), а для Фенноскандии — 11000 лет (более 6 см/год).

2. Резкое изменение скорости поднятия в Канаде произошло 7500 лет тому назад, в Фенноскандии — 9500 лет (рис. 6 и 7). В отдельных районах Канады и Фенноскандии резкое изменение скорости поднятий не было одновременным. Раньше всего оно отмечается в местах, наиболее удаленных от областей максимальной мощности ледникового покрова.

3. Скорость поднятия, близкая к современной, в Фенноскандии отчетливо устанавливается, начиная с 6000 лет до н. в., в Канаде — 2500 лет тому назад.

4. Из анализа кривых следует, что дегляциация в Фенноскандии началась 13000 лет и окончилась 9500 лет до н. в., а в Канаде 11000 и 6500 лет соответственно.

5. Послеледниковые движения в Канаде и в Фенноскандии не меняли своего знака, хотя скорость, естественно, не оставалась постоянной; время максимальных скоростей запаздывало примерно на 2000 лет относительно начала дегляциации.

6. Кривые послеледникового поднятия отдельных районов Канады и Фенноскандии приводят нас к выводу, что это поднятие по своей природе было гляциоизостатическим. Наиболее убедительно это видно в Канаде, где данные по послеледниковому поднятию находятся в хорошем соответствии с распределением аномалий Фая и Буге (5, 6, 7, 8) и результатами анализа деформаций геоида (9). Отмеченное совпадение трудно считать случайным.

7. Исходя из гляциоизостатической природы послеледниковых движений, логично предположить, что скорость поднятия во времени (от начала таяния ледникового покрова до его полного исчезновения) постепенно нарастала, достигая в какой-то момент максимума, а затем падала. Модель такого процесса должна описываться кривой логического типа, обладающей свойством симметрии и имеющей два предела насыщения.

Для проверки этого положения была построена суммарная кривая послеледникового поднятия для Канады в целом по 240 точкам, усредненным по интервалам (рис. 6). Жирная линия на графике представляет эмпирически подобранную функцию, удовлетворяющую уравнению:

$H = 130[1 + 0{,}24th(T - 9{,}5)]$, где H — амплитуда поднятия в метрах, а T — время в 10^3 лет до н. в. Как видно из рисунка, все точки хорошо ложатся относительно кривой.

В интервале времени свыше 12000 лет у нас значений нет; часть кривой, показанная пунктиром, проведена, исходя из предполагаемого свойства симметрии кривой послеледникового поднятия. Именно так должна идти кривая структурного выражения процесса поднятия, если наша гипотеза общего хода гляциоизостатических движений земной коры справедлива. Однако, ее справедливость можно проверить, так как правая часть кривой скоростей поднятия дает возможность оценить время самого начала дегляциации (когда поднятие только-что началось) примерно в 17500 лет тому назад. Это хорошо согласуется с датировками самой древней конечной морены шелбивилл (два образца) 19200 ± 700 лет до н. в. и 18460 ± 500 лет до н. в.) и перекрывающих ее лёссов ричланд, датируемых 17000 ± 300 лет до н. в. (10).

Сравнение суммарной кривой поднятия с кривыми для отдельных районов выявляет очевидные отличия. Кроме того, необходимо отметить, что рис. 6 иллюстрирует ход гляциоизостатического поднятия для модели упругой земной коры. Реальная кривая не должна быть симметричной относительно точки перегиба вследствие возникновения остаточных деформаций после разгрузки.

Построенная аналогичным образом суммарная кривая для Фенноскандии (рис. 7) не дает возможности точно установить точку перегиба, но можно предположить, что она приходится приблизительно на 12000 лет до н. в.; по аналогии с Канадой следует принять, что дегляциация началась, примерно, 24000 лет до н. в.

Литература

1. Coleman J. M., W. G. Smith. Late recent rise of sea level. Geol. Soc. Am., Bull., v. 75, p. 833—840, 1960.
2. Godwin H., Suggate R. P., Willis E. H. Radiocarbon dating of the eustatic rise in oceanic-level. Nature, v. 181, 1958, p. 1518—1519.
3. Köster R. Zur Frage der gegenwartigen Senkung der schleswig holsteinischen Ostseeküste. Die Küste, Jg. 8, 1960, S. 131—157.
4. Jelgersma S. Holocene sea level changes in the Netherlands. Medd. Geol. Sticht. Ser. C. Vol. 6, No 7, 1961, p. 42—44.
5. Tanner J. G. General characteristics of the gravity field in West Central Quebec with maps. Ottawa, 1961.
6. Sobczak L. W. Regional gravity survey of the Sverdrup island and vicinity with maps. Ottawa, 1963.
7. Sobczak L. W., Weber I. R., Goodacre A. K., Bisson J. L. Preliminary results of gravity surveys in the Queen Elisabeth islands with maps. Ottawa, 1963.
8. Innes M. J. S., Argun-Weston A. Crustal uplift of the Canadian shield and its relation to the gravity field. Annales Acad. Sci. Fenn. A III, vol. 90, 1966.
9. Fischer I. A. tentative world datum from geoidal heights based an the Hough ellipsoid and the Columbus geoid. Jour of Geophys. Res., vol. 64, 1959, p. 73—84.
10. Wright H. E., Frey D. G., editors. Quaternary of the United States, Princeton, 1965, p. 55.

Discussion

Artushkov. This report seems to be of a great interest. Now the investigations of the postglacial uplifts permit to determine many important rheological characteristics of the upper mantle. I would like to note some interesting features of these movements which can not usually be revealed by means of radiocarbon dating due to systematic errors of the order of a few hundreds of years. The investigations of varved sediments show for example that the rate of Fennoscandia upheaval in the initial stage was sufficiently greater, then above indicated. The velocity of movement was as great as 13 cm/year. Besides, the movement was very irregular in time and in space. The territory uplifted as a broken mozaic with rather independent movements of sufficiently close regions, these movements being intermittent in time. This is a good example of a block character of the crust movements. Taking into consideration such facts the existance of the asthenosphere under the crust has been established.

The nonexponential character of the postglacial movements may be explained very simply. As can be shown with help of equation of the isostatic movements, this low is appropriate only to the case of infinite harmonical disturbance of isostasy, that is a disturbance of the constant characteristic dimention. It the finite disturbance damps, its caracteristic dimention grows in time. In this case the low of damping will be more complicated. But the definition of exact lows, which correspond to the actual uplifts is very uncertain problem. It is because the present deflecton of the crust from the isostatically equilibrium level is known only very approximately. In conclusion I would like to say, that later, investigations in this direction are now very reliable.

A. F. GRACHEV, P. M. DOLUKHANOV

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE POSTGLACIAL CRUSTAL MOVEMENTS OF CANADA AND FENNOSCANDIA BASED ON RADIOCARBON DATA

Summary

More than 400 radiocarbon data mostly of the marine deposits (Radiocarbon, 1959—1967) have been used for plotting the postglacial land uplift curves for different localities of Canada and Fennoscandia. Two summarized curves for these areas have been also constructed. Eustatic changes in sea level have been taken into account. The following conclusions may be drawn out of the curve analysis:

1. The maximum rate of the postglacial uplift in Canada (4.5 cm per year) has been attained about 9,500 B.P., whereas in Fennoscandia the maximum rate (more than 6 cm per year) dates to about 11,000 yrs. B.P.

2. Judging from the summarized curves abrupt changes in the uplift rate have taken place in Canada about 7,500 yrs. and in Fennoscandia — about 9,500 yrs. B.P. The changes in the uplift rates have not been synchronous within the two major areas. The earliest dates of these changes are fixed for the localities the most distant from the areas of the maximum ice-sheet thickness.

3. The uplift rates close to the recent ones (about 0.4 cm per year have been reached in Canada about 2,500 yrs. and in Fennoscandia — about 6,000 yrs. B.P.

4. As follows from the curves the deglaciation of Fennoscandia has begun about 13,000 and finished about 9,500 yrs. B.P. whereas in Canada the time limits of the deglaciation are 11,000 and 6,500 yrs B.P. correspondingly.

5. There is no evidence of any reversals in the emergence trend, but the uplift rate, naturally, has not been constant throughout the postglacial epoch. The maximum rates have been attained with some 2,000 yrs. retardation with respect to the beginning of the deglaciation.

6. The postglacial uplift curve may be satisfactoryly approximated by the hyperbolic tangent functions and not by the exponential ones as has been previously held. This assumption permits to determine the very beginning of the deglaciation process in Canada and in Fennoscandia. The figures thus obtained: 17,500 and 22,000—23.000 yrs. B.P. — fit fairly well with known ages of the maximum stages of the „Classical" Wisconsin in North America and of the Weichselian Ice Age in Europe.

Н. И. НИКОЛАЕВ

О СОСТАВЛЕНИИ КАРТ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ ЕВРОПЫ И МИРА

На Международных симпозиумах по современным движениям земной коры (Финляндия, 1965) и Комиссии по неотектонике INQUA (Прага, 1962, Москва, 1966) была отмечена необходимость тесного сотрудничества этих двух международных организаций, имеющих одну задачу — изучение тектонических движений земной коры. Мы уже имели возможность наладить эти контакты путем переговоров с Президентом Комиссии по современным движениям проф. Ю. А. Мещеряковым и секретарем Комиссии проф. Миямура и обсудили содержание карты — врезки по современным движениям. Задача данного сообщения познакомить с работой Комисии по неотектонике INQUA.

После VII Международного Конгресса INQUA в США (Денвер, 1965), в Комиссию по неотектонике вошли ученые, представляющие почти все континенты мира. В настоящее время работают три группы: 1) по составлению первой Международной карты новейшей тектоники Европы, в масштабе 1:2.500.000; 2) по изучению новейшей тектоники Тихоокеанского подвижного пояса, организатором которой является д-р А. Сугимура (Япония); 3) по составлению карты новейшей тектоники Мира, в масштабе 1:15.000.000. На симпозиуме (Москва, 1966) была рекомендована четвертая группа по сейсмотектонике, организация которой была поручена проф. Г. П. Горшкову (МГУ, Москва).

Комиссия по неотектонике INQUA поставила перед собой задачу учета новейших деформаций земной коры путем: 1) составления обзорных международных карт новейшей тектоники; 2) проведения симпозиумов с обсуждением региональных, теоретических и методических вопросов и с публикацией трудов. В настоящее время изданы два сборника, по Тихоокеанскому (1) и Московскому (2) Международным симпозиумам и ряд публикаций о работе Комиссии (3, 4 и др.).

Картографическое обобщение данных по новейшей тектонике имеет исключительно большое научное и практическое значение. Оно важно для понимания закономерностей и механизма тектонических движений, познания строения земной коры и верхней мантии, а также для понимания генезиса рельефа, вопросов палеогеографии, новейших отложений, климатических изменений и проч. Карты новейшей тектоники сум-

мируют все сведения о неоген-четвертичных движениях, активно продолжающихся в настоящее время. Они помогают понять закономерности и механизм тектонических движений и выявить корреляционные связи между: геологическими, геофизическими и географическими элементами. На картах новейшей тектоники выявляется новейшая структура, созданная в результате проявлений тектонических движений последнего этапа развития Земли, проявившегося с конца олигоцена, в миоценовое и четвертичное время. Широко развитой особенностью этой структуры оказывается отражение ее, в той или иной форме, в современном рельефе Земли.

Карты неотектоники составляются в разных странах: Чехословакии, Польше, Югославии, Болгарии, Румынии, Венгрии, Китае, Франции, США, Японии, Новой Зеландии и других. Многие из этих карт опубликованы.

Большая работа была проведена советскими исследователями, составившими обзорную карту новейшей тектоники территории СССР в масштабе 1:5.000.000. Карта составлялась по легенде, разработанной проф. С. С. Шульцем и Н. И. Николаевым (5, 6). В основу легенды был положен принцип отображения интенсивности и направленности тектонических движений. На карте суммарные движения показываются изобазами со ступенчатой закраской. Направленность движения выражается цветом, разным для разных геоструктурных зон; интенсивность — оттенком цвета и изобазами. Данный генеральный принцип применим для составления обзорных карт разных масштабов. Другие исследователи, составлявшие неотектонические карты Алжира, Туниса, Италии, Греции и др., составляли карты неотектоники в разных, и с нашей точки зрения, менее выразительных легендах (J. Demangeot, J. Dufoure, R. Coque et A. Jouzein и др.).

В основу легенд международных карт новейшей тектоники Европы и Мира, принятых на международных симпозиумах комиссии по неотектонике INQUA положен принцип, предложенный советскими геологами, получивший развитие в результате работ лаборатории неотектоники МГУ с привлечением различных организаций и отдельных специалистов. Новым явилось более дробное выделение геоструктурных зон; более точный показ начала активизации неотектонических движений в их пределах, который в разных зонах оказывается разным; более подробное изображение структурных форм; показ элементов вулканизма, сейсмичности и современных движений. Все эти и другие данные сведены в таблицах легенд.

По предложенной легенде были составлены макеты карт в разных масштабах по восточной половине Европы (СССР, Польша, Румыния, Скандинавия, Чехословакия, Югославия, Болгария, Венгрия), и для других континентов (Африка, Гренландия, Индостанский п-в, Аляска и др.). Некоторые из перечисленных карт уже опубликованы. Для территории Европы дополнительно составляется атлас карт в масштабе

1:10.000.000 с отображением отдельных элементов неотектоники и их связи с другими явлениями. Такими картами являются: карта неотектонического районирования, карта неотектоники в изобазах, современных движений, карта повторяемости сильных землетрясений и их связи с неотектоникой, изосейсмологическая карта, карта эпицентров землетрясений, карта кинематики неотектоники и другие. Таких карт намечено составить около двадцати.

К составлению Европейского альбома карт желательно широкое привлечение различных международных организаций. Мы уже обсудили с Комиссией по современным движениям (Ю. А. Мещеряков) вопрос показа современных движений на обзорных картах неотектоники и пришли к выводу о необходимости изображения их на отдельной карте мелкого масштаба. На такой карте должны быть показаны как бы два слоя изображения: цветным фоном предположено отобразить голоценовые движения — поднятия, опускания земной коры разной интенсивности и разного характера, в зависимости от принадлежности к той или иной геоструктурной области. Изолиниями скоростей движений (в мм/год) отобразить современные вертикальные движения. Горизонтальные движения могут быть изображены или с помощью векторов, или методикой, предложенной новозеландскими исследователями (Дж. Ленсеком и Р. П. Саджейтом). Кроме этого должны быть показаны: разломы, активные в голоцене и в современную эпоху; смещения земной поверхности, вызванные деятельностью человека (районы интенсивных подземных выработок, откачки подземных вод, добычи нефти и газа и др.). Макет такой карты в настоящее время составляется.

Возникает вопрос показа изостатических (компенсационных) движений, в частности, гляциоизостатических. С геологических позиций, эта проблема анализировалась нами для Фенноскандии, где почти по общему признанию, эти движения проявляются особенно ярко (7). Ранее составлявшиеся сводные схемы поздне-послеледниковых движений исходили из предположения о проявлении только компенсационных движений (де-Геер, Хёрбом, Саурамо и др.).

Рассматривая их как проявление компенсационных гляцио-изостатических движений, Б. Гутенберг, Э. Нискакен и др. геофизики предприняли попытку расчетом оценить вязкость вещества верхней мантии. В последнее время этим вопросом занимаются советские геофизики (Е. Н. Люстих, Е. В. Артюшков, С. А. Ушаков и др.).

Для всей Фенноскандии нами было выявлено значение блоковой структуры в проявлении разной интенсивности суммарных новейших тектонических движений. В пределах отдельных крупных блоков устанавливается изменение мощности земной коры, разная напряженность гравитационного поля, закономерности в распределении очагов землетрясений.

Исходя из палеогеографии ледникового щита (Р. Флинт и др.) на территории Фенноскандии, ледниковый щит имел разную мощность и

по разному должен был воздействовать на гляциоизостатические движения. Новые геофизические и геологические материалы позволяют говорить о более сложном проявлении послеледниковых движений и об упрощенности ранее составленных схем Хёгбома и Саурамо.

Эти же данные позволяют сомневаться в правильности распространенного мнения о простом всплывании Фенноскандии, как это рисовали упомянутые выше авторы. Причина поднятий кроется не только в проявлении механизма гляциоизостазии, но и в своеобразном сочетании этих изостатических движений с собственно тектоническими движениями, отображающими своеобразие истории геологического развития региона. Наши исследования подтверждают уже высказанный взгляд, что изостатические силы, как правило, являются не причиной тектонических движений, а только их результатом: они лимитируют их амплитуду, или фиксируют уровень, на котором эти движения затухают (Е. Н. Люстих).

По-видимому, указанные обстоятельства (сложное наложение тектонических, гляциоизостатических и эвстатических колебаний) должны приниматься во внимание и геофизиками, решающими трудные вопросы определения физических параметров, характеризующих земную кору и верхнюю мантию и астеносферу, в частности. Данная сложная проблема требует дальнейшего всестороннего изучения.

Кратко остановлюсь на некоторых выводах, вытекающих из анализа неотектоники.

1. Можно считать установленным повсеместное проявление неотектонических движений. Они характеризуются разной интенсивностью. Для материковых платформ суммарная амплитуда движений оценивается в 1—1,5 км; для областей орогенеза эта амплитуда в 10—12 раз больше. Для Европы (альпийская зона) она оценивается в 10—13 км (5 км поднятия, 5—8 км прогибания); для Тянь-Шаня 12—15 км и т. д.

2. Карты новейшей тектоники выявляют различные структурные формы. Каждая из них характеризуется: разными очертаниями, разным режимом тектонических движений, разной мощностью земной коры, гравитационным полем и т.д . Все указывает, что новейшие структурные формы отражают направленность глубинных процессов, протекающих в верхней мантии, где по общему мнению зарождаются тектонические процессы. Таким образом познание неотектоники способствует выявлению механизма эндогенных процессов.

3. Устанавливается совпадение между современными движениями и геологической структурой, как древней, так и новейшей. Коэффициент корреляции между ними доходит до 0,8—0,9. Из этого следует вывод, что источником «вековых» движений, оказываются те же эндогенные процессы, которые изучаются и в неотектонике. Поэтому закономерности современных движений, в какой-то мере, повторяют закономерности неотектонических движений. Необходимо тесное содружество двух

комиссий (неотектонической и по современным движениям), изучающих эти движения.

4. Для территории Европы, Северной Атлантики и Северной Африки выделяются три новейших кинематических области, отражающие: сложное проявление вертикальных и горизонтальных движений разной интенсивности, разный механизм сильных и слабых землетрясений, разную преобладающую ориентацию главных направлений в очагах землетрясений.

Такими областями являются: 1) области преобладающих слабых вертикальных движений и горизонтальных растяжений — соответствующие материковым платформам и большинству областей эпиплатформенного орогенеза.

2) Области преобладающих растяжений и погружений, соответствующие переходным зонам от материков к океанам, с интенсивными поднятиями и растяжениями в пределах срединно-океанических хребтов.

3) Области интенсивных растяжений и сжатий, проявления дифференцированных движений большой амплитуды — соответствующие эпигеосинклинальным областям орогенеза и средиземноморским впадинам.

Из сказанного следует, что новейшие структурные формы, показанные на картах новейшей тектоники, как бы синтезируют древнюю геологическую предисторию с проявлением более молодых, неотектонических и современных движений.

Вот почему сопоставление сейсмостатических данных для прогноза характера сейсмичности и ее уровня целесообразно делать, увязывая их с данными по кинематике и неотектонике.

На предстоящем VIII международном конгрессе во Франции будут продемонстрированы первые сводные макеты карт неотектоники Мира и Европы.

Литература

1. Sea Level Changes and Crustal Movements of the Pacific during the Pliocene and Post-Pliocene Time. Symposium N 19, Eleventh Pacific Science Congress, Tokyo, 1966.

2. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. Изд-во «Наука», М., 1968.

3. Николаев Н. И. — Советская геология, № 12, 1967.

4. Николаев Н. И. — Изв. АН СССР, серия географич, № 5, 1967.

5. Николаев Н. И., Щульц С. С. — Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. Матер. 2-го геоморфол. совещания, изд. АН СССР, М., 1959.

6. Николаев Н. И. Шульц С. С .— Изв. АН СССР, серия географич, № 4, 1961.

7. Nikolaev N. I., Babak V. I., Medyantsev A. I. „Baltica", Vilnius, 1968.

H. W. WELLMAN

WORLD CATALOGUE OF HISTORICAL FAULTING FOR I.U.G.S.

During the last Pan Pacific Science Congress held in Tokyo in 1966 it was agreed by many geologists and seismologists that an attempt should be made to compile a world catalogue of the displacements that have taken place on faults during historical time.

Much discussion took place on the form the catalogue should take and on what should be included and what excluded. It was aggreed that the scheme should be as simple as possible and that it should have the same form in all countries.

Most faulting took place during earthquakes, but some has been gradual and this is equally important but generally less well known. The catalogue is limited to historical times and is not intended to include all movements of active faults. By "Historical time" is meant the time for which written records of faulting is available, and this is no more than a hundred or so years and may be far less. The catalogue is also limited to displacements at f a u l t s, and no account is to be taken of other movements such as large uplifts, although it is realized that these are equally important. They do not fit into the adopted system and if they are to be described it will have to be done separately. Landslides are also neglected, but if it uncertain if a movement is a landslide or not, then it should be listed and marked accordingly.

The intention is to record the faulting, not for a particular fault as a whole, but for all the localities along a fault where the amount of displacement has been measured. If the catalogue for a particular region is well done then it should be possible to construct a map from it showing all the details of the historical faulting. But the catalogue has the great advantage over a map in being more systematic. It is more easy to show what is known and what is n o t k n o w n on a catalogue than on a map.

In order to get information from all countries in the world the following method was adopted: The Secretary General of IUGS sent a questionnaire together with detailed instructions and the completed catalogue for New Zealand to all his national representatives. The completed questionnaire or a statement saying that no historical faulting had taken place was then to be returned to me at "Geology Department, Victoria University of Wellington, New Zealand". The complete catalogue for the world, or as complete a catalogue as possible will be published by I.U.G.S. when it is no longer worth while waiting for more information.

For many tectonically important countries I have not received any reply and I am very pleased to be able to discuss the catalogue with the scientists from those countries here in Leningrad.

The following is the main information needed for the catalogue:

1. Number of entry or line (serial enumeration for each country).
2. Name of fault, if fault has been named.

3. Year, month, and day when earthquake took place.
4. Abbreviated name of locality (list abbreviations used).
5. Latitude and Longitude (or other co-ordinates) of locality.
6. Strike of fault in degrees (000°=N, 090°=E, 180°=S, 270°=W).
7. Approximate dip and direction of dip of fault.
8. Amount of vertical displacement in cm and side upthrown.
9. Amount of strike-slip displacement in cm and whether dextral or sinistral.
10. Letter symbols to give information not easily shown by separate columns such as: 'O'=Old Fault, 'E'=en-echelon fault, 'X'=published information wrong, 'L'=landslide or possible landslide.
11. The number of the published reference. References are to be numbered and listed at the end of the catalogue for each country.

Раздел II

ВОПРОСЫ ОКЕАНОГРАФИИ

Part II

OCEANOGRAPHY

R. SIGL

ON THE ACTIVITY OF IAG SPECIAL STUDY GROUP No. 22

(Comparison in Space of Mean Sea Level Heights, Determination of Secular Movements between Land and Sea)

Mr. President, ladies and gentlemen, as you have seen from the program, a meeting of IAG-Special Study Group No. 22 was held here on 22nd of May.

Prof. Boulanger has asked me, to present a short report on this meeting. It is a great pleasure for me, to inform you now about the work and problems of our group.

SSG No. 22 was formed according to a resolution, brought in during the General Assembly of IUGG in 1960 in Helsinki. The task of our group can be characterized as follows:

1. Comparison in Space for Heights of Mean Sea Level,
2. Determination of Secular Movements between Land and Sea.

Corresponding to the task, the group is composed by geodesists and oceanographers.

The task of the group is so clear and restricted, I believe, that a confusion between the task of the IAG-Commission on Unified European Levelling Network (UELN) and the work of the Committee on Recent Crustal Movement (CRCM) ought to be impossible.

Of course, concerning our first task, a close connection to the UELN-Commission is necessary and moreover, secular movements between land and sea are of interest for the CRCM. But it must be stated, SSG No. 22 does not and cannot determine recent crustal movements but only secular variations of mean sea level heights, which contain beside of the crustal movements also the local sinking-effects at the tide gauges and possibly the influence of a eustatic rise.

At first I want to give you a short summary on the state of work and the results, than I will try to point out some problems and difficulties, and finally I shall inform you on the discussions and conclusions of our meeting here in Leningrad.

While the group during the first years of existence took pain to define clearly the task, the time between 1963 and 1965 was characterized by concrete proposals for the solution of the task and discussions on first results. Interim reports on this work were presented to the XIIIth General

Assembly of IUGG in 1963 and to the 2nd International Symposium on Recent Crustal Movements in 1965.

Meetings of SSG were held in Berkeley in 1963 and at Aulanko in 1965. All details on discussions and resolutions of the last mentioned meeting can be found in the proceedings of the 2nd International Symposium on Recent Crustal Movements, published by the Finnish Academy of Sciences. The 4 resolutions, brought in by SSG at Aulanko have found the consent by the IAG.

During the period of 1965—1967 there were published 11 papers concerned with the task of our group. Summaries of these papers and additional articles, which are of interest for the group, are given in my report, presented to the XIVth General Assembly of IUGG 1967. Let me try to summarize the most important results in a few words: Dr. Rossiter's Analyses of Annual Sea Level Variations in European Waters, presented in 1966 gave discussions of great value and brought a lot of problems to light. The discussions involved a more exact definition of our task, which had been put together by Dr. Simonsen. While the two mentioned papers are especially concerned with tide-gauges in European waters, there were still interesting studies on sea level variations in Japan and also investigations on tide gauge observations along the Coast of the United States.— It is possible, of course, that not all the necessary informations are given in my report, because the cooperation and information within the group is not always sufficient. But it seems to me, many study-groups suffer from the same difficulties, and therefore, all colleagues are kindly requested to offer us every information on these topics.

The above mentioned discussion has not only shown valuable experiences but also partly serious lacks in the sea level data. The difficulties can be shown best by the following example. The sea level data for Denmark and Germany seems to be absolutely of the same kind, whereas the definition of the reference datum is quite different: at each tide gauge at the Danish Coast there is a bench mark, the height of which is constant or kept unchanged respectively, whereas in Germany the heights of the tide-gauge bench marks have been corrected several times. For this reason, it may be impossible at present to determine real secular variations for the German tide-gauges. Furthermore, doubts have been expressed about the usefulness of some Dutch tide-gauges, whereas the gauges in Norway, Sweden and Finland for instance have been treated in the same way as in Denmark, that means, secular variations can be determined. It seems to be necessary, to clear up these questions not only for the Dutch and German tide-gauges, but also in other countries. Therefore I was very thankful for Dr. Rossiter's proposal, to do it for all tide-gauges, attached to the UELN.

In this connection the recommendations of the IAPO-Committee on Mean Sea Level, concerning the revision of all sea level data, given in April 1967, are of interest, because they summarize the above mentioned difficulties. It was recommended

1. that all mean sea level data submitted to the PSMSL should be related to a zero which is referred to a substantial, local, fixed mark,

2. that the local fixed mark should preferably be the tide gauge bench mark.

At first, I expressed my doubts about the practicability because this way is only then applicable, if the tide gauge is established solidly, for example on rock. Then, the secular variations of sea level will contain only the influence of recent crustal movements and of a possible eustatic rise. If however height changes occur at the tide gauges, the secular variations of mean sea level will still contain local sinking effects, that means, the secular variations can only be evaluated as a "local phenomena".

Meanwhile I have understood, why the PSMSL prefers the other way, which is much simpler: The PSMSL has to handle a very voluminous data material and cannot take care of the geodetic connections, too. — The contents and the aim of the above mentioned recommendations are clear, but the question is, how to carry out this work in the future. As a first step, an additional recommendation during the General Assembly in 1967 was prepared, asking the geodetic office kindly to offer all wanter informations for clearing up the definition of reference datum and the relation between Normal Amsterdam Pail (NAP) and the national reference plane at each tide gauge attached to the UELN. Moreover a circular, concerning the technical details of the revision of sea level data was sent to all contributors of MSL — data by the PSMSL. The question was also discussed during a small working session at the PSMSL, Bidston/U.K., on 4th and 5th of March 1968. The opportunity was taken, to find the definition of a suitable datum for the future presentation of mean sea level data by the PSMSL (comp. also resolution No. 1, appendix 2).

Furthermore it was agreed that the future MSL-data publications should contain a notice, "that the interpretation of datum is wholly dependant upon a knowledge of the geodetic situation both locally and nationally".

Following the discussion on the definition of a datum Dr. Simonsen described in a paper the problems of comparing the MSL-heights and the determination of secular variations for 5 alternatives, which consider the different circumstances in some countries. The paper was discussed during the meeting here.

Another important question we have discussed, is the connection of further tide gauges to the UELN. It is desirable to connect still more tide gauges to the UELN in order to have a regular distribution along the European Coast, but it seems to be necessary, to draw up criterions for the selection of suitable tide gauges, whereby the following points of view should be considered: Usability of the tide gauge from the oceanographical and geological point of view, instrumentation, evaluation of data, possibility of accurate height-control of tide-gauge bench marks and so on. The

PSMSL agreed "to examine the situation and to make recommendations where necessary".

Moreover it was considered desirable by the group "to invite oceanographers to comment upon the problem of defining the steric slope of the sea surface around the European coastline. It was suggested that perhaps this task might be undertaken by National Data Centres for the relevant national coastline". Moreover the wish was expressed, in the next future to interest more non-european scientists, especially from overseas-countries (comp. recommend. No. 3, appendix 2).

From the previous remarks it can be seen, that SSG No. 22 has still a catalogue of problems and questions. Therefore by all present it was emphasised the need for an international meeting between geodesists and oceanographers as soon as possible after 1968 (comp. recommendation No. 2, appendix 2).

Of course, during the meeting of the group some administrative questions have been discussed, too, for instance the nomination of new members, the collaboration with the Scientific Advisory Committee on Tides and Mean Sea Level of the IAPSO and so on. More details on the discussion can be seen from the summary on the meeting (comp. appendix 1).

Altogether, it seems to me, the meeting of the group was successful. Unfortunately, the hope that, the connection of our meeting with the 3rd-CRCM-Symposium could appeal for a larger participation in the meeting, remained unfulfilled. All the more I have to thank all present members and friends of the group, who have contributed to the success of the meeting.

References

1. Rossiter J. R. An Analyses of Annual Sea Level Variations in European Waters, Geophys. J., R. astr. Soc. (1967) 12.

2. Rossiter J. R. Revision of All Mean Sea Level Data (Circular) to be sent to all contributors of MSL Data, PSC 55, 1967.

3. Rossiter J. R. Summary of Meeting Held at Bidston, 4th/5th of March 1968.

4. Sigl R. Comparison in Space for Heights of Mean Sea Level, Determination of Secular Movements between Land and Sea Presented to the XIVth General Assembly of IUGG 1967, Veröff. der DGK, Reihe B, Heft Nr. 157. München 1967.

5. Sigl R. Circular Letters No. 15/1967, 16/1968, 17/1968 to SSG No. 22.

6. Simonsen O. Report for the period Sept. 1963 — July 1967 on REUN, IAG, Section II, Permanent Comm. No. 2, Submitted to the Gen. Ass. of IUGG held in Switzerland Sept.-Okt. 1967, Copenhagen 1967.

App. 1.

SUMMARY OF MEETING OF SPECIAL STUDY GROUP NO. 22 HELD AT LENINGRAD 22nd OF MAY, 1968

Those present: Chairman: R. Sigl, FRG
L. Cahierre, Pres. Sect. II/IAG, France
L. Jones, Secr. Sect. II/IAG, Belgium
T. J. Kukkamäki, Vice-Pres./IAG, Finland
G. W. Lennon, U.K.

St. Krynski, Adjoint Secr./IAG, Poland
E. Lisitzin, Finland
H. Montag, GDR
O. Simonsen, Denmark
A. Waalewijn, Netherlands

and Ch. Reigber as secretary. Seven participants of the Symposium on recent crustal movements, held during the following seven days, were present as guests.

Administrative questions

1. The chairman reported that since the General Assembly 1967 four members had requested to be retired from SSG No. 22, namely Prof. Dietrich (FRG), Prof. Lacombe (France), Dr. Rossiter (U.K.), Mr. Hicks (U.S.A.).

Ing. Gen. Cahierre and Prof. Sigl, members of the IAG, were nominated as members of the Scientific Advisory Committee on Tides and Mean Sea Level.

2. The chairman informed the members about the working session with the PSMSL at Bidston, March 1968 and accounted for the decisions taken there.

General view of the state of works, results, problems

1. The chairman's report on the work of SSG No. 22 during the period 1965—1967 was accepted.

2. Mr. Lennon reported that until now only very few institutions have answered to the PSMSL-Circular on the Revision of Mean Sea Level data. The chairman requested all members to incite the corresponding institutions of the different countries for a stronger support of this work.

3. The different members reported on the state and progress of works (short summaries).

Belgium (L. Jones): In 1965 on the initiative of the Institut Geographique Militaire (IGM) a common program of the Centre International des Marees Terrestres, the Service Hydrographique de la Cote and the IGM has been established. The program is making progress and conclusions can be expected at the end of 1968.

For the period 1945—1964 the registrations of the tide gauge Ostende have been taken on punch cards and were analysed. The fundamental bench marks of Ostende, part of the recent "Deuxieme Nivellement General (DNG)", have been relevelled and also the 1st. order levelling of the DNG from Zeebrugge to Nieuport. It was decided to take as constant the height of one out of the fundamental bench marks which is situated close to and connected with the tide gauge. After 1964 the registrations of Ostende have been analysed regularly.

For the tide gauges Zeebrugge and Nieuport, recently installed and connected with the 1st. order levelling line passing through Ostende the registrations have been or will be analysed regularly.

For the time before 1945 all sea level and levelling data are being investigated critically.

Denmark (O. Simonsen): Investigations concerning mean sea level and secular variations are continued. In the last time careful analyses of local movements between bench marks at tide gauge stations have been undertaken.

Concerning the "Revision of all MSL-data" the geodetic computations have been finished. Only some MSL-values have still to be computed by the Danish Meteorological Institute.

Finland (T. J. Kukkamäki, E. Lisitzin): Sea level studies have been continued. Various islands have been connected with the levelling network. But these connections seem to be very unsatisfactory. For the purpose of determining secular variations local movements of the tide gauge bench marks are being detected as well as for all bench marks of the levelling network.

France (L. Cahierre): After completion of the reiterated 1st. order levelling further results can be expected, although not before 1971.

FRG (Ch. Reigber): For six tide gauges the connection with the UELN has been rechecked. The critical examinations of existing MSL-data are continued and the computation of the last 20 years' values will be started on soon.

GDR (H. Montag): In order to study local movements of the bench marks near the tide gauges, long levelling lines of about 2—3 km to geologically stable areas have been prepared, which will be relevelled nearly every two years.

Netherlands (A. Waalewijn): It is impossible to determine local secular movements from the tide gauge records of up to approximately 1960. Therefore at the present all tide gauges are being equipded with an underground bench mark installed on a concrete pole resting on sandy pleistocene sediments. The height of this bench mark will be determined once for all, serving as the local reference plane and be considered unchangeable. By this system it will be possible to distinguish local secular movements between various tidal stations.

Poland (St. Krynski): Six among all tide gauges installed have been selected in establishing mean sea level as reference level for the determination of recent vertical movements. They are located at Swinoujscie, Kolobrzeg, Ustka, Wladyslawowo, Hel and Gdansk. In 1966 and 1967 the 1st order levelling line along the Baltic coast and the connections of the tide gauges (of 1st order accuracy) with the main line have been relevelled. For the purpose of checking the stability of tide gauge zero additional principal bench marks have been installed in a periphery of about 400—800 m around the gauge.

Spain (O. Simonsen): For the tide gauges Alicante, Santander and La Coruna the MSL-values from short observation periods and the height relations of the tide gauge bench marks were computed.

U.K. (G. W. Lennon): Progress has been made in administrative, practical and theoretical fields. A national working party on tide gauges has been established, the members of which are drawn from governmental ministries. This working party is concerned with the establishment and maintenance of a network of some 38 tide gauges around the coast.

A system has now been introduced whereby at intervals of six months each tide gauge site is visited by an Ordnance Survey party which checks local levels between gauge and tide gauge bench mark and produces a report on the condition of the instrument and installation. On one occasion per year, a full "Van de Casteele test" is performed so as to produce a response curve of the mechanism which is useful in assessing its accuracy and in diagnosing faults.

A critical examination of the conventional tide gauges has revealed alarming imperfections of this system of measurement (see *Scientific Problems*).

On the work of the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) there was given a short report by G. W. Lennon.

Meanwhile the PSMSL has continued its work. The first computer-based publication of MSL data for the years 1962—64 (plus backlog data) is almost complete, proofs having been accepted. A chart has been made in a revision of existing data sets referred to a constant datum using the records from Newlyn and Aden.

Scientific problems Mr. Lennon reported on investigations of the inherent errors of a stilling-well. These errors can be significant and if present at a site can normally not be eliminated. These effects arise through density variations of the water within a tidal cycle and also through the pressure pattern arising from the presence of the well itself if it causes an obstruction to tidal streams.

Therefore possible alternatives to the conventional stilling well should be investigated. In the U.K. it is hoped to begin a feasibility study of an electronic tide staff with a digital read-out in the near future.

On the other hand simultaneously with tide gauge recordings salinity recordings should be taken wherever possible.

O. Simonsen reported that the difference in secular land uplift being found by tide gauge recordings and repeated levelling in Copenhagen and Gedser, could be explained by an increase of the content of water of the whole Baltic Sea. He therefore asked all members to kindly bring to his attention any publications about measurements of currents in the Baltic, outflow of rivers to the Baltic etc.

Future work

1. It was approved by all members that according to the Bidston recommendations from March 1968

a) for the definition of the steric slope of the sea surface around the

European coastline more oceanographers or hydrographers should be invited and for better co-operation between geodesists and oceanographers national groups should be formed wherever possible;

b) for an intensification of the work, specialists from each country engaged in hydrographic levelling should be invited;

c) for the future presentation of MSL data by the PSMSL a suitable datum will be chosen, called Revised Local Reference;

d) for the discussion of problems interesting for both oceanographers and geodesists a symposium should be organised in Europe as soon as possible.— These points have been put together in resolutions 1—3.

2. As new members have been suggested:
Prof. Wemelsfelder/Netherlands
Com. Glen and Col. Halliday/U.K.
Mr. Crepon/France as successor of Prof. Lacombe
Mr. Lohrberg/FRG as successor of Prof. Dietrich.

The co-operation of one polish oceanographer and one oceanographer of the USSR was offered.

Mr. Hicks should be asked to nominate a successor.

4. The session closed with an expression of thanks to the Soviet Geophysical Committee for the kind assistance in arranging this session.

App. 2.

1. To note that, at a special meeting held at Bidston in March 1968 between certain members of SSG 22 and the Permanent Service for Mean Sea Level, it was agreed that all future values of mean sea level to be published by the Permanent Service should be referred to a Revised Local Reference (RLR) and furthermore that this RLR should be established at an arbitrary level below Tide Gauge Bench Mark, with the following restrictions:

a) The most recently published annual mean sea level should have a value between 7,0 and 7,1 meters;

b) The RLR should be an integral number of decimeters below Tide Gauge Bench Mark.

The above decision is designed to stress the fact that

1) The relationship between RLR and Tide Gauge Bench Mark is by definition and not by measurement;

2) The value of about 7 indicates that a new system is in operation, 7 being chosen since this rarely appears in existing publications;

3) This arbitrary decision will remain operative for future years.

SSG 22 recommends to the Secretary General of IAG to forward this resolution to all Authorities of the Associations of the Union which submit MSL data to the Permanent Service for MSL.

---

1. Constatant que, lors d'une reunion tenue a Bidston en mars 1968 entre des membres du GSE 22 et le Permanent Service for Mean Sea Level, il a ete admis que toutes les valeurs futures du niveau moyen de la mer a publier par le Permanent Service se refereraient a une Reference Locale Revisee (RLR), celle-ci etant fixee a un niveau arbitraire au-dessous du repere de maregraphe selon les conditions suivantes:

a) Le niveau moyen de la mer publie le plus recemment aurait une valeur comprise entre 7,0 et 7,1 metres;

b) La RLR serait un nombre entier de decimetres au-dessous du repere de maregraphe.

Cette decision est destinee a souligner le fait que:

1) La relation entre la RLR et le repere de maregraphe provient d'une definition et non d'une mesure;

2) La valeur de environ 7 indique qu'un nouveau systeme est en usage, etant donne que cette valeur apparait rarement dans les publications existantes;

3) Cette decision arbitraire restera d'application pour les annees a venir.

Le GSE 22 recommande au Secretaire General de l'AIG de faire parvenir la presente resolution a toutes Autorites des Associations de l'Union qui communiquent des donnees du NMM au Permanent Service for MSL.

2. SSG 22 recommends that, at an early date in 1969, a Symposium should be arranged between SSG 22 and the I.A.P.S.O. — Committee on Tides and Mean Sea Level in Europe and requests the advice of the Secretary of I.A.P.S.O. in achieving this aim.

---

2. Le GSE 22 recommande l'organisation en Europe, debut 1969, d'un symposium reunissant le GSE 22 et le Comite des Marees et du NMM de l'IAPSO et, a cette fin, demande l'avis du secretaire de l'IAPSO.

3. Recognizing the need to extend the present interests of the Group and at the same time acknowledging the need to retain the co-operation of both geodesists and oceanographers, SSG 22 recommends that both a geodesist and oceanographer from each country engaged in hydrographic levelling should be invited to join the group.

---

3. Reconnaissant la necessite d'etendre les sujets d'interet du groupe et admettant en meme temps qu'il est indispensable d'entretenir la cooperation des geodesiens et des oceanographes, le GSE 22 recommande qu'un geodesien et un oceanographe de tout pays procedant a du nivellement hydrographique soient invites a se joindre au groupe.

БЛАГОДАРСТВЕННОЕ СЛОВО ПРОФ. Р. ЗИГЛЯ

Я очень сожалею, что не могу остаться до конца конференции, поэтому я пользуюсь возможностью поблагодарить Советский геофизический комитет за приглашение Специальной группы 22 на заседание в Ленинград. Я думаю, что это было хорошее заседание.

Мне хочется сказать большое спасибо особенно Председателю и Зам. председателя Организационного комитета (Проф. Ю. Д. Буланже и проф. Ю. А. Мещерякову) за помощь в подготовке заседания нашей группы.

Кроме этого, мне хочется поблагодарить Вас за приглашение на Третий симпозиум по проблеме современных движений земной коры и за возможность посмотреть один из прекрасных городов Вашей страны. Большое спасибо.

S. V. POBEDONOSTSEV

DETERMINATION OF REQUIRED TERM LENGTH OF MEAN ANNUAL LEVEL VALUES FOR COMPUTATION OF RECENT VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS WITH PRESCRIBED PRECISION

In this paper the results of the investigations are presented. The precision of determination of mean recent vertical crust movements from mean annual sea level data depending on observation terms is under consideration. The computations show that for the White Sea the precision of crust movement determination ±0.03 cm/year was obtained for 45 years, for Baltic and Black Seas for 60 years.

It is considered that from long annual observational data for sea level oscillation it is possible to determine velocity of recent vertical movements of sea coast with greater precision than from repeated geometrical levelling data (1). Ultimate possible precision of vertical velocity determination from sea level data is from ±0.02 to 0.03 cm/year.

There are different opinions about required term length of sea level observation for determination of vertical movements with above mentioned ultimate precision from 30 (1) to 60 or 70 years (2).

In the course of investigation the sea level data were used that resulted in this difference of required length of observation term. The level oscillations of different seas are known to be considerably different, that influences on term length of level observations for determination of recent vertical movements with equal precision.

We have carried out the investigation using mean annual sea level data for long terms from 18 stations of the White Sea, Baltic Sea and

Black Sea situated uniformly within the seas. While studying, each long annual term of sea level observation was divided into the periods of 10, 15, 20, 25, 30 etc. years from which vertical movement velocities were determined with the method of least squares. The root mean square deflection (ε) from mean value of vertical movement velocity within considered term is criterion of precision. The values of (ε) from work (1) were also used for Baltic Sea.

The computations show that for each sea the values of (ε) are within the limits, which are represented by smooth curves I and II (see Fig. 1).

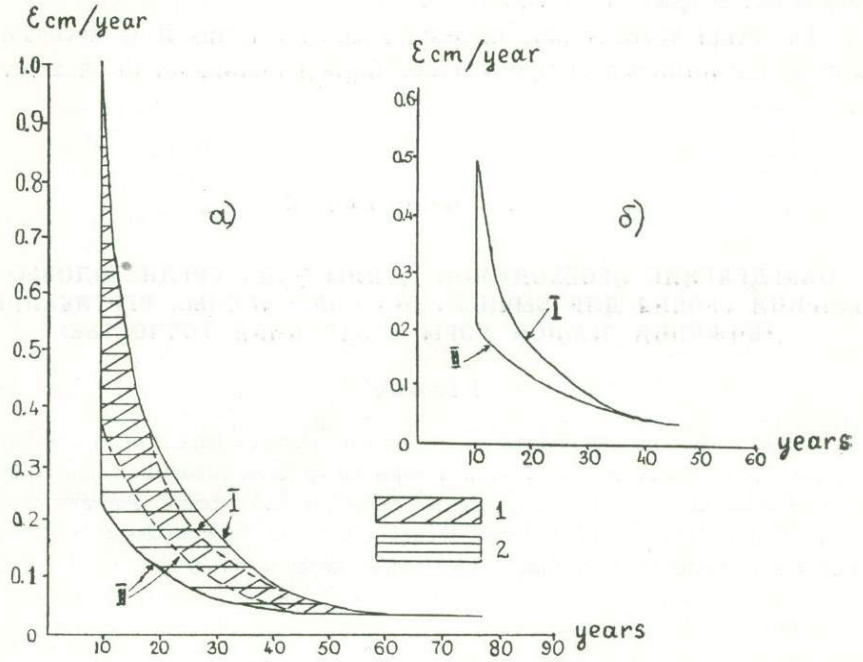


Fig. 1. Plots of dependence of the (ε) value on the length of a series of mean — annual values of the sea-level. a) Black (1) and Baltic (2) Seas; b) White Sea.

Deviations from curves outside do not exceed 5% of total number of cases. Ultimate errors for each sea are given in the table.

Table

The root-mean-square deviations of (ε) in cm/year in relation of observations term length (years)

Sea \ Term	0–10	0–20	0–30	0–40	0–50	0–60	0–70	0–80
The White Sea	0.2–0.5	0.11–0.16	0.06–0.09	0.04–0.05	0.03			
The Baltic Sea	0.24–1.0	0.12–0.32	0.06–0.15	0.04–0.09	0.03–0.06	0.03–0.04	0.03	
The Black Sea	0.36–1.0	0.18–0.29	0.1–0.15	0.05–0.09	0.04–0.06	0.03–0.04	0.03	0.03

Conclusions: 1. Using of mean sea level values for arbitrarity taken periods (3, 4) gives incomparable results both in adjacent stations and over all sea for vertical movement determination.

2. The precision of vertical movement velocity determination depends on terms length data. Minimum term of mean annual sea level values for computation of vertical crust movements with precision of 0.03 cm/year is 45 years for the White Sea and 60 years for Baltic and Black Seas.

3. Indicated minimum term length characterizes only the coast lots which do not depend on the runoff. In the estuaries the runoff increases the amplitudes of mean annual sea level values comparing with sea level, which is not subject to the runoff (6).

4. To reveal vertical movements for shorter terms it is necessary to eliminate the influence of hydrometeorological factors on the sea level.

С. В. ПОБЕДОНОСЦЕВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕОБХОДИМОЙ ДЛИНЫ РЯДА СРЕДНЕГОДОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ УРОВНЯ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ЗАДАННОЙ ТОЧНОСТЬЮ

Резюме

В статье приведены результаты исследований точности определения средних современных вертикальных движений земной коры по средним годовым данным морского уровня в зависимости от рассматриваемых периодов наблюдений. Расчеты показали, что для Белого моря точность определения движения земной коры ±0,03 см/год достигается за 45 лет, для Балтийского и Черного морей — за 60 лет.

Дискуссия

Куккамяки: Точность вычислений современных вертикальных движений Вы получали за 10 лет, 15 лет и т. д. — по одному разу для каждого ряда наблюдений?

Победоносцев: Каждый период вычислялся столько раз, сколько укладывался в длине ряда наблюдений, например, 0—10 лет, 10—20 лет, 21—30 лет и т. д. В периодах резкого изменения точности вычислялись периоды кратные 15, 35 лет.

Симонсен: Какие методы исключения гидрометеорологических воздействий Вы будете применять для увеличения точности определения современных вертикальных движений земной коры?

Победоносцев: 1. Методика водного нивелирования, предложенная О. В. Якубовским. 2. Методика проф. J. R. Rossiter, изложенная в его статье „An analysis of Annual Sea Level Variations in Eurapean Waters", 3. Метод математической фильтрации, примененный Роденом в его работе по данным уровня в районе Панамского канала. 4. Путем эмпирических поисков, применения среднего месячного уровня без учета штормовых уровней. 5. Путем осреднения прироста межгодовых уровней по всем постам одного моря и нахождения разности между данными каждого поста и средними по морю.

T. WYRZYKOWSKI

POLISH GEODETIC WORKS CONNECTED WITH RESEARCH ABOUT MEAN SEA LEVEL AND RECENT VERTICAL MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST ALONG THE SOUTHERN COAST OF THE BALTIC SEA

In order to permit full use of determinations of the mean sea level made at the different mareographical stations, for investigations by the geodetic method of recent vertical movements of the Earth's crust, it is necessary, apart from other factors:

a) periodical checking of the position of zero on the mareograph with regard to a number of nearby altitude points, so as to ascertain in this manner any local deviations from zero,

b) tying-in of the altitude points mentioned in the network of precise levelling made up for examinations of recent movements of the Earth's crust.

Item a) is being taken care of in Poland by the personnel of the mareographical stations, while Item b) has been delegated to the Geodetic Service.

The first post-war survey of first-class lines of precise levelling along the Polish coastline of the Baltic was made in 1953/54 (lines of some 550 km total length), while a survey of second-class lines connecting the first-class lines with the coast was made in 1955—1957 (a total of some 500 km).

In 1956/57 there were tied-in into the second-class network of precise levelling the bench-marks situated near such mareographs and water gauges which, up to then, had been the means of periodical checking of the stability of these devices. This now created conditions suitable for comparing the zero marks on watergauge staffs all over the Polish Baltic coast with the indication of the recent high-precision network for which zero on the Kronstadt [1] water gauge staff was taken as reference level.

The next surveys in the shore zone were made in 1963. Their purpose was to determine the degree of stability of those coastal regions in which mareographs and watergauges had been installed including their control bench-marks, with regard to the first-class coastline precise levelling system. At that time a total of 420 km of second-class precision levelling was made, and by means of short connecting lines 12 mareographs and 34 watergauges were linked up with the first-class high-precision line. However, part of the stations mentioned lacked the true character of marine stations, because they had been located in river estuaries or in regions subject to flooding.

When the results of the 1963 surveys were compared with those of 1955—1957, there were discovered along the connecting lines changes in bench-mark altitudes which at times were 2 to 4 times higher than the mean values of errors in the determination of altitude differences. For both

surveys the mean errors were of the order of $m_0 = \pm 0.5$ mm/km. Greatest were the differences determined in the 29 km sector Karlino—Kołobrzeg, where they were found to increase steadily, up to −20 mm.

In 1965 the cooperation between the State Hydrological-Meteorological Institute and the Institute of Geodesy and Cartography led to the designation of six among all the mareographs installed, which are supposed to almost — though not fully — answer the demands made of stations which are to be used in establishing the mean sea level as the reference level for determining any recent vertical movements of the Earth's crust. These mareographs are located, everywhere in the harbour zone, at: Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Władysławowo, Hel and Gdańsk (see map).

Fig. 1. Scheme of precise levelling lines along the coast and of principal tide gauges

In 1966 and 1967 there were repeated the surveys previously made: the first-class high-precision levelling line running along the Baltic coast, and the second-class lines connecting the main line with the six mareographs mentioned — a matter of resurveying some 700 km. The entire job, including the connecting lines, was carried out with the accuracy demanded of first-class lines; the mean errors determined were within the limits of 0.30—0.40 mm/km.

In each of the mareograph regions, that is, in a landward periphery of some 400—800 m radius, further principal benchmarks of type F III were provided, set 1.70 m deep in the ground. They are to serve as additional evidence in checking the stability of the mareograph zero values.

The results of the 1966/67 surveys have not yet been computed nor correlated with earlier results.

It seems worth mentioning here that Poland had coordinated with the German Democratic Republic the period in which the lines tying-in the mareographs would be surveyed; in this way analogous surveys were made synchronously in both countries. The Polish and the German networks were interlinked by means of two connecting lines near Świnoujście and Szczecin.

It seems advisable that, in future, levelling surveys connecting the mareograph stations should be made in fixed periods, and that this should

be done at more or less equal intervals of time, always for sections of the Baltic coastline as extensive as possible. This would make it possible to correlate, from time to time, the mareograph records with geodetic data, and to set in a more reliable way the data obtained for the sea water level over a number of years against geodetic records of vertical movements of the Earth's crust determined in the shore zone; and thus, to distinguish in as trustworthy as possible a way each of these two correlated values.

References

1. Wyrzykowski T. Comparison of levels of two older networks of precision levelling in Poland with the level of today's network. (in Polish) Porównanie poziomów dwu dawnych sieci niwelacji precyzyjnej na obszarze Polski z poziomem obecnej sieci. Prace Instytutu Geodezji i Kartografii, Warsaw, 1962, Vol. IX, No. 1 (9).

P. KAITERA

REASONS FOR THE LONG-TERM CHANGES IN SEA LEVEL

Introduction

Crustal movements are usually divided into two different types, epeirogenic and orogenic movements. The Fennoscandian uplift is a typical epeirogenic movement. This uplift has been known for hundreds of years. Celsius began systematic investigations of this phenomen in 1731 by making marks of the sea level on the coastal rocks in Sweden. This uplift has commonly been interpreted as a rebounding after the disappearance of the ice formed there during the Pleistocene glaciation[15,16,35]. The occurrence of orogenic horizontal movements is connected with earthquakes and volcanic activity. Japan provides many examples of such movements. They are partly horizontal, but to a very great extent also such vertical movements as cannot be distinguished from epeirogenic movements[18,31].

Eustatic movements of sea level also occur simultaneously with crustal movements which makes the investigation of these movements difficult since the sea level has been used as the basis for comparison. When investigating eustatic movements of the sea level by means of ancient shore terraces found at the bottom of the sea and along coasts the occurrence of these movements has usually been considered to be due to changes in the amount of sea water caused by the melting and enlargement of glaciers. It has been assumed that such changes in sea level which are in general less than 100 m do not cause vertical movements of the crust[16].

I have presented the hypothesis[23,24,25] that external changes in the load on the crust can be considered as a significant primary, although not the only cause of the movements of the crust, even of the formation of mountain ranges. Due to the fact that erosion and sedimentation have built

up systematic accumulation of stresses from marine areas in the direction of continents in geological times, even relatively small increase in water pressure, also due to the width of the marine areas can cause the flowing of material in the mantle from these areas towards the continents[25]. Therefore I have called this new hypothesis the hypothesis of sea pressure although for instance the changes in air pressure also contribute to these movements. By sea pressure I do not only mean the pressure of water but also the differences in stress, which has been produced between the sea and continent under the influence of erosion and sedimentation and of the increased sea volume during the geological time as well as the pressure against the continental coast when the sea floor is moving towards them.

The radiation of the sunand gravitation are primary forces in these movements. They cause atmospheric movements, circulation of water, erosion and sedimentation, variations of sea level, melting and enlargement of glaciers etc. In certain zones the serial changes in the pressure of sea water and atmosphere can push the material of the mantle upwards causing it to move in one direction only and acting as an immense pump. While the temperature of the material thus drops and the load decreases such changes can take place in its structure in certain depth which cause the material to expand. The forces which are involved in this phenomenon contribute to the thrusting of the sea floor against the continental coasts. I shall describe the possible mechanism of these movements more closely later and present some calculations of the adequacy of the forces produced.

Crustal movements and changes of sea level

Due to different observations the glacioisostatic theory, as the only interpretation of the Fennoscandian uplift, has recently been questioned. If this uplift is caused through a decrease in load by the melting of the continental glacier, the uplift ought to end somewhere in Estonia. The investigations of Zelnin[40] and Mescherikov[30] indicate that the zone of uplift continues from Estonia to north-west of the Black Sea and is located outside the area covered by the Pleistocene glacier. When in many instances the elevated shields are still rising and low lands are subsiding Mescherikov assumes that the causes of the present movements are to be found in the same phenomena as have shaped the geological structure of the Earth's crust and relief. Also investigations in Japan[18,31] support the assumption that the cause of the epeirogenic and orogenic movements are to be found in the same phenomena. Honkasalo[22] has stated that gravity anomalies are in Fennoscandia anomaly waves directed from the Atlantic towards the eastern frontier of Finland and following the direction of the mountains of Scandinavia. Also these investigations support the idea that the endeavour to the isostatic equilibrium is not the only reason for the Fennoscandian uplift.

There is a seasonal cycle in sea pressure at the Pacific so as it can be seen from Fig. 1 which has been drawn according to the observations of Lisitzin & Patullo[28]. About similar phase differentials between the two

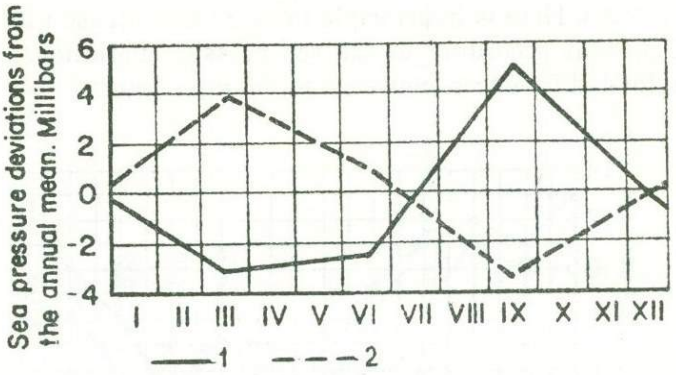


Fig. 1. Seasonal sea pressure (water+air) variations at the Pacific off the coast.

Hemispheres there are also in the seasonal frequencies of the earthquakes at the Mid-Atlantic Ridge[24]. Also in Fennoscandia the seasonal frequency variations of the earthquakes correlate with the seasonal sea pressure variations as can be seen from Fig. 2[25]. Conrad[11] mentions that earthquakes

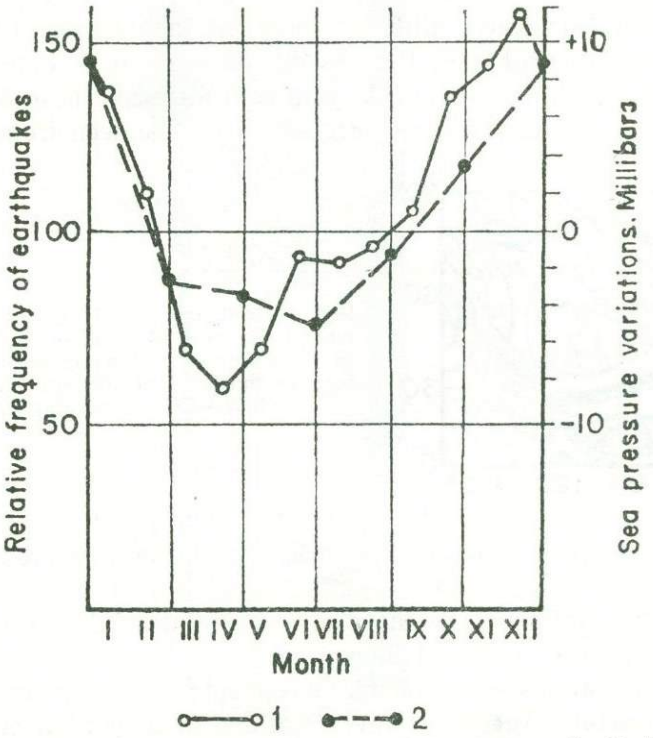


Fig. 2. 1 — sea pressure (water+air) varations on the North-Atlantic at the Scandinavian latitudes; 2 — the relative frequency of earthquakes in Fennoscandia.

are more frequent when steep atmospheric pressure gradients prevail. This can be seen from Fig. 3. He states that it does not finally seem impossible that the frequency variation of steep gradients would be a partial cause of annual variation in the frequency of earthquakes which has been found in many instances. Here is in principle the very same reason for the crustal movements as that according to the sea pressure variations, namely the changes of load differences between adjoining regions.

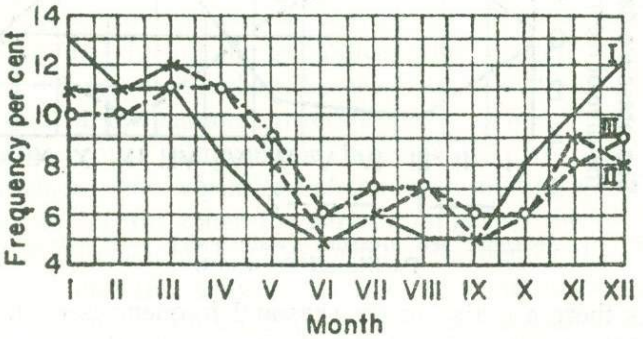


Fig. 3. I — comparison between steep atmospheric pressure gradients; II and III-the frequency of earthquakes in Austria according to Conrad.

On the continents the seasonal variations of the atmospheric pressure are clearest in Asia where difference between January and July is on the average about 30 millibars[27]. There is also the zone of tectonic movements in Asia taking place throughout the continent although these zones usually are situated on the continental margin[35]. It can be seen from Fig. 4 that

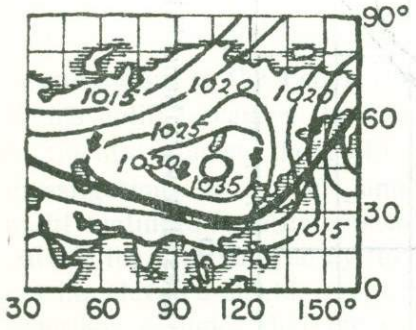


Fig. 4. Earthquake fault plane and the relative motion of the land mass of Eurasia according to Scheidegger, and average barometric pressure in millibars at the sea level in January (1900—1939) according to Lamb.

the zone of the tectonic motions is parallel with the high pressure isobars in January.

Because the influence of the sea pressure depends on the duration time of the effecting forces, I have tried to find investigations applying to sea level variations and orogenic movements extending over such long periods as possible. Auer's[1, 2, 3] investigations in Argentina offer an interesting departure from the comparison between these phenomena. He studied about 10 m deep layers of glay and peat soil on the Atlantic coast at

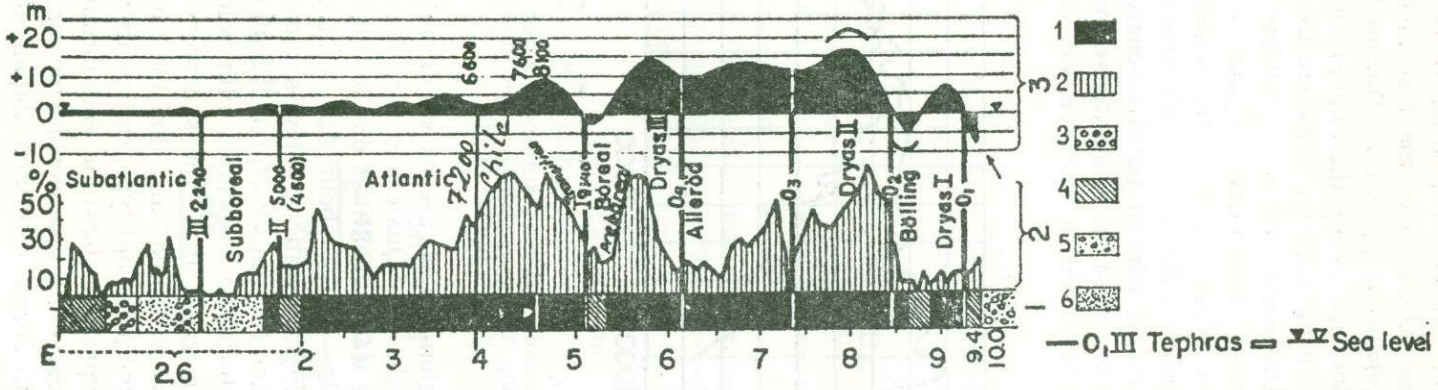


Fig. 5. Sea level variations (high+up), strong eruptions (0_1, 0_2, 0_3, 0_4, I, II, III) and expansion of the forest area at the coastal area of Fuego-Patagonia during the last 14000 years according to Auer. 1 — marine clay, 2 — pollen of forest flora, 3 — hippuris, 4 — peat, 5 — glacial drift, 6 — dy.

Fuego-Patagonia. The main results of these investigations can be seen in Fig. 5. The Auer - curve shows the position of sea level at the period which in respect to time extends over the last 14000 years and to the melting phase of the Pleistocene glaciation. During this time there have been seven eruption periods indicating the time of orogenic activity. From the figure can also be seen the time when forests were expanding.

According to this Auer-curve the sea level has lowered more than 10 m during the period when the continental glaciers were melting. Many investigators have found evidence which are collected by Fairbridge[16], however, to support the opinion that during this time the eustatic sea level should have risen. The oldest part of the Auer-curve is in contradiction with the general opinion and with the Fairbridge-curve, which can be seen from Fig. 6. Fairbridge has tried to find evidence from the ancient sea

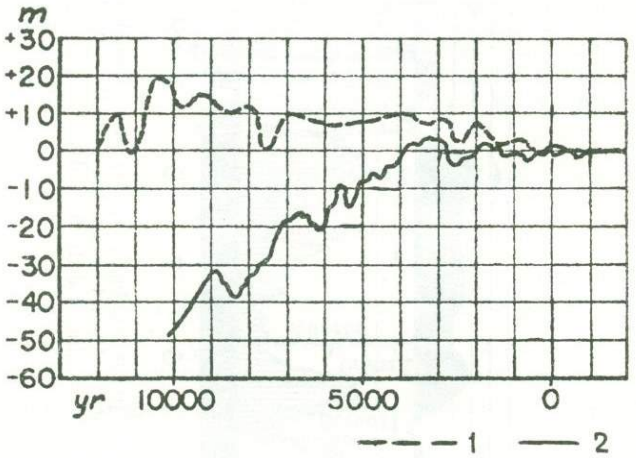


Fig. 6. Comparison between the Auer-curve and Fairbridge-curve according to Köster (1961). 1 — Auer-curve, 2 — Fairbridge-curve.

levels on the coastal regions which are as stable as possible. The dated coastal terraces during the late Quaternary are mainly under sea level because of the increasing water quantities due to the melting of the continental glaciers. Fairbridge writes about Auer's investigations that assumptions of extremely high eustatic sea levels during this time at the Fuego-Patagonia "are taken to be misinterpreted; both postglacial isostatic rebound and tectonic disturbance associated with volcanism occur here". On the other hand, Auer writes that "the synchronous shorelines show that Fuego-Patagonia was not tilted" and that the continental glacier "in the eastern plain was of the piedmont type, so that its weight could hardly have been sufficient to upset the isostatic equilibrium of the crust". In addition, Auer shows his curve has also world-wide correlation. For instance in New Zealand, South Africa, Scotland, Japan, Iceland etc. there is evidence of similar changes in sea level. Martin[29] states in connection with his investigations in South Africa: "Godwin, Suggate and Willis (1958)

demonstrate the eustatic recovery for the Christchurch area of New Zealand, while results essentially identical with those from Groenvlei have also been obtained at the mouth of the Rio Negro, south of Bachia Blanca, Argentina. (Deevey et al. 1959). The stratigraphy is described by Auer (1951, 1956). These various data suggest conformity in the dates at which the post-Glacial oceans reached similar levels in different parts of the southern hemisphere and conformity in the general rate of eustatic recovery, and, thereby, essential crustal stability at least in these four widely separated areas". Donner writes[13] referring to Auer's result "it is surprising to find that the heights of the shore-lines corresponding in age with the 50-foot and 15-foot beaches in Scotland are the same and that the curve for the sea-level changes is almost identical". Sugimura et al.[36] studying changes in sea level, seismic upheavals in the southern Kantô, Japan, and basing their conclusion on the Auer's curve states' ... it is possible to correlate the rates of marine transgression and regression between Japanese coast and Argentina coast, a pair of antipoles in our globe". Also in Brazil the results of sea level variations are the same as in Fuego-Patagonia[6].

All these results are worth of attention. But when Fairbridge's curve, too, is based on many observations around the world, the question arises; is it possible that both of these curves represent a general but different model of eustatic changes in sea level?

Auer writes that "endogenic movements, especially of the sea floor, must also be taken into account as possible causes for the eustatic changes. The rhythm of the eruptions and their occurrence at the beginning of the transgressions may be connected with these movements". If subsiding of the sea floor occurs, the mantle material must push the crust upward somewhere in the vicinity of the subsidence area, and especially on the continental area, where the rise of sea level does not increase the pressure against the crust. Fig. 7 shows how the altitude of sea level should be

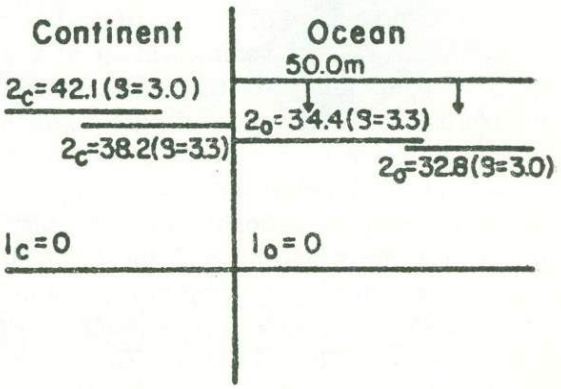


Fig. 7. The effect of the 50 m's rise of sea level (2_o) compared with the continental level (2_c). 1 — both levels in beginning; 2 — both levels after the material flow from the sea to under the continental area.

changed on an average in the world compared to the continental level if the sea level rises 50 m due to the increase of the sea volume and if the density of the moving material is 3.30 and that of sea water 1.03. If

the isostatic rebounding on the coastal line does not take place, the result of the increased volume of the oceans is that the sea level has lowered 3,8 m in comparison with the continental level. If the density of the moving material is 3,00, then this lowering of sea level is 0,3 m. This lowering depends also upon the ratio between the subsided sea floor area and the risen continental area. Such kind of continental uplift can occur without tilting of the shorelines if this ratio along the shoreline does not change very much.

Auer's observations become intelligible if one assumes that water amounts freed by the melting of the glaciers have brought about the subsidence of the sea floor and, respectively, the rise of the continental region. Fairbridge has compared the changes of sea level with the altitudes of the ancient shore terraces below sea level, and the rise of sea level may have hindered the rise of these shore terraces during the melting phase of the glaciers. The Fairbridge-curve shows sea level changes compared with the points of the Earth's crust where vertical movements have been small. The Auer-curve shows the changes of sea level during the long periods compared with the pulsating coastal level of the continents on an average. Auer has informed me that he calls his curve "isochronic curve".

These remarks lead to the conclusion that when the sea level was lowering according to the Auer-curve the sea pressure was in fact increasing and vice versa. This interpretation is supported by Auer's observations applying to the area of the forests. "The forests expand when the climate is cooler and more humid and when the glaciers are growing", — as Auer states. It can be seen from Fig. 5 that every time when sea level was higher according to the Auer-curve but the sea pressure was in fact lower (thus, the glaciers were growing) then the forests were expanding. The Auer-curve shows also that the eruptions occurred at the end of the periods of lower sea level but in fact of "higher sea pressure". This is in keeping with the hypothesis that orogenic movements causing volcanic activity depend upon the long duration of high sea pressure.

If this suggestion of the rising continents due to the rising sea pressure is right, the rate of sedimentation at the oceans should cause an uplift of about 0,007 mm/yr of the continental level at the places which are without erosion. An example of such kind of continental uplift can be seen in Fig. 8, which represents the elevation of the coastal regions in Tanganyika and the main features of the formation periods of the rock basement at the different elevations[4]. It can be seen that the younger the rocks are, the nearer the coastline and the lower they are situated. The basement which was formed at the beginning of the Tertiary is situated at the 150 m altitude. Mesozoic rocks are between 150 and 300 m level and Palaeozoic rocks between 600 and 900 m. The average speed uplift is about 0,002—0,003 mm/yr. Taking into consideration the influence of the erosion, which is lowering the surface on the continent, this agreed very well with the above-mentioned influence of the sedimentation. This trend of continental uplift varies, of course, very much in different parts of the world, but such

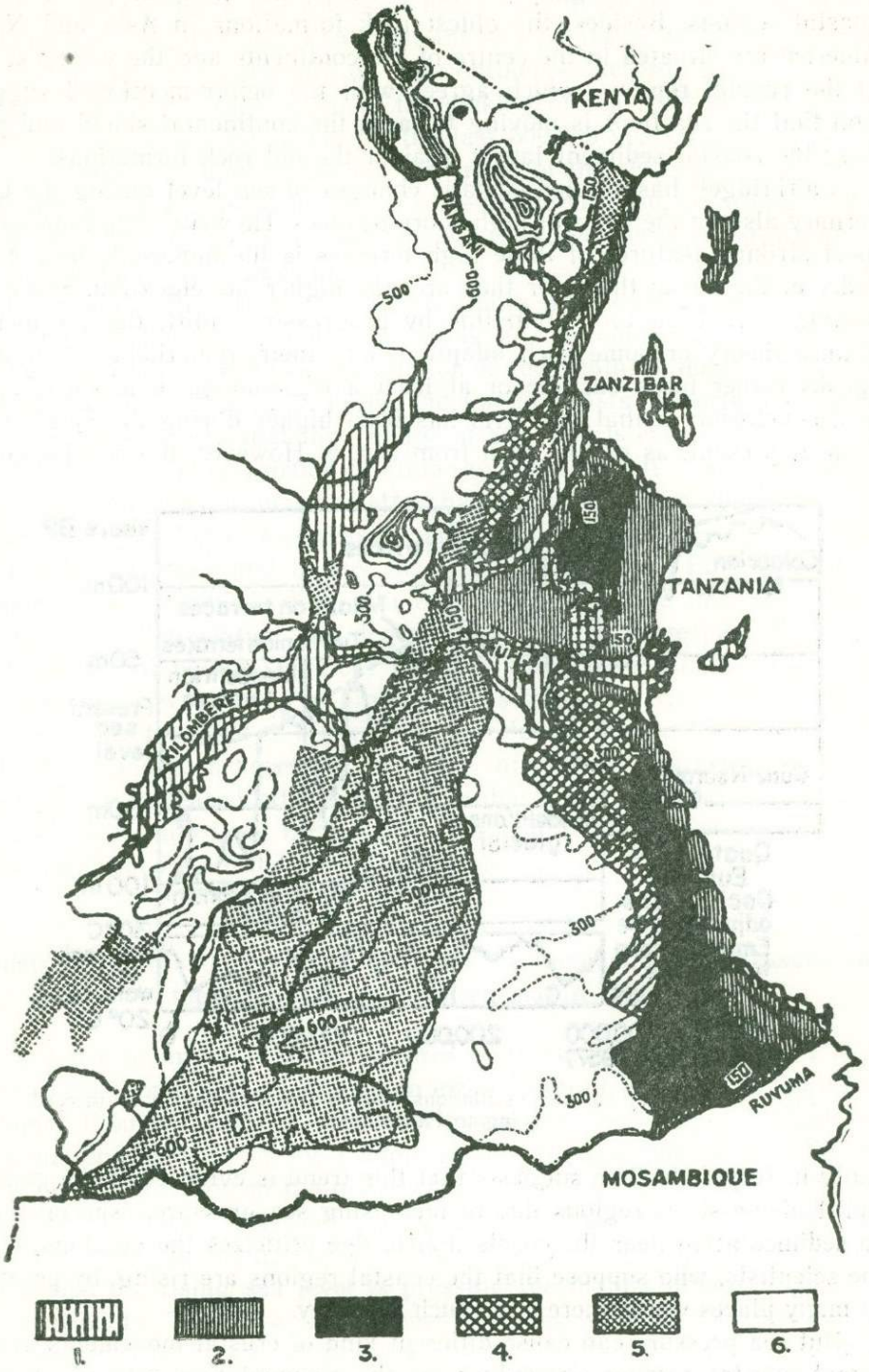


Fig. 8. The altitudes of the coastal areas (m) in Tanganyika and the formation periods of the rock basement 1 — recent to Tertiary; 2 — Tertiary; 3 — cretaceous; 4 — jurassic, 5 — karroo, 6 — archaeozoic.

observations as in Tanganyika can be made also in other places along coastal regions. Besides, the oldest rock formations in Asia and North America are situated in the centre of the continents and the youngest are in the coastal regions, which agrees with the before-mentioned suggestion that the sea floor is moving towards the continental shield and pushing the coastal sediment layers against the old rock formations.

Fairbridge[16] has studied eustatic changes of sea level during the Quaternary also on the basis of high shore terraces. He writes "that one of the most striking features of these high terraces is the apparent chronologic order of the steps; the older they are, the higher the elevation. Some observers have tried to explain this by progressive uplift, the continental flexure theory or some such adaption, but their remarkable continuity speaks rather for a eustatic or at least a regional geodetic cause". His own conclusion is that sea level has been higher during the Quaternary than at present, as can be seen from Fig. 9. However, the regular conti-

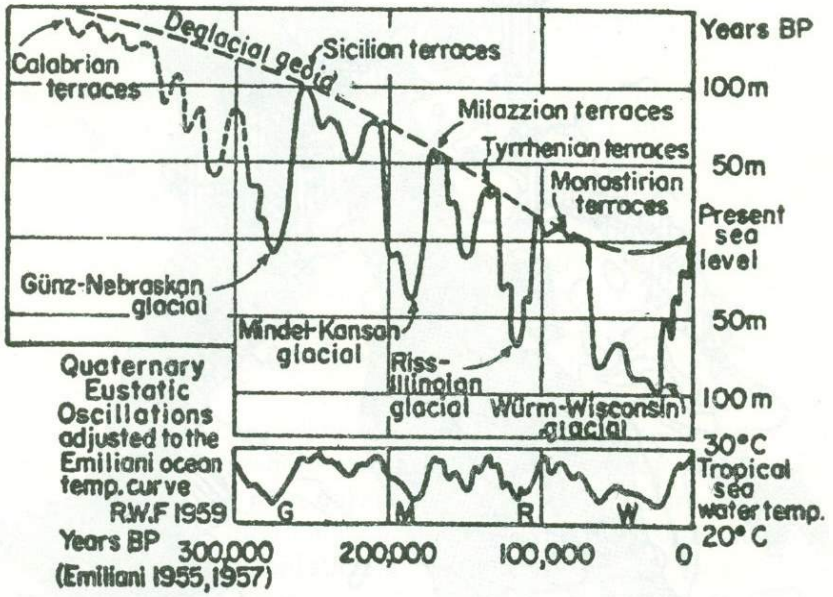


Fig. 9 Quaternary eustatic oscillations, adjusted to Emitioni-curve (according to Fairbridge).

nuity in respect to time suggests that this trend is evidence of the general uplift of the shore regions due to increasing sea pressure, especially due to sedimentation near the coasts. Fairbridge criticizes the opinions of some scientists, who suppose that the coastal regions are rising, by pointing to many places where there is no such tendency.

But sea pressure can cause different kind of crustal movements at different coastal regions depending on the accumulation rate of stresses in the crust and mantle. For instance, in Japan there are the alluvial planes subsiding in many cases, but along the Pacific coast of North-eastern Japan this mode of subsidence is not remarkable[31]. In the vinicinity of the

subsiding planes there are waves of uplift. The abnormally abundant sedimentation near the coasts can cause the shore terraces to have a greater speed of uplift than generally on the continents. According to the Fairbridge-curve the average speed of the sinking of sea level or that of the uplift of the coastal region during the last 300 000 years has been about 100 m or about 0,3 mm/yr. Indeed, this uplift of the shore terraces occurs so slowly that the crust seems to be quite stable because, according to the gauge observations, the sea level variations exceed these changes though the observation time is tens of years.

According to Eardley[14] in the low latitudes there has been a fall in sea level of about 180 m since the Cretaceous, and probably a greater rise in the high latitudes. He based this opinion on the depth of outer margin of continental shelf along the Atlantic and Pacific coasts of North and South America. He supposes that this change of sea level is caused by the change in the speed of the Earth's rotation, and that a shift of the oceans towards the poles has occurred. Flatte[17] has shown, however, that the changes in sea level due to this reason can be —30 m at the equator and +60 m at the poles, and in any case the change in the Earth's rotation cannot explain Eardley's data. Chi-Yen Wang[10] assumes that an obvious cause is recent glaciation and deglaciation. After a large part of the ice has melted and before sufficient time for complete isostatic adjustment has passed, the water level at high latitudes measured from the margin of continental shelf should be higher than that during the Ice Age.

This opinion is in agreement with the influence of sea pressure. When sea pressure increased after the Ice Age due to the increase of the water volume, the subsided sea floor, due to the load of glaciers on the high latitudes, did not rise to the former elevation.

Models of the crustal movements due to the increasing sea pressure and to the expansion of the risen mantle material

In order to interpret many features of the crustal movements I have tried to find some flow models as an explanation of the rules of these movements, though models of such kind can always be only very rough approximations because of the complexity of the flow phenomena. First I want to pay attention to the mid-ocean ridges, starting from the assumption that the flow is directed upward in these regions. All sedimentation near the coasts is not needed to compensate the influence of erosion, because also the rising sea level is pressing the mantle material to under the continents. Therefore the sedimentation accumulates stresses partly also towards the centre of the oceans where the sedimentation is slight. Later I shall publish results of the calculations by Kutvonen which show that the rising material flow in the centre of the oceans occurs also in accordance with the mathematical rules of viscous flow. A contribution to the trend of the material flow upward in the mid-ocean ridges may be

the fact that the rigid sial crust at the continents has a thickness of about 35 km, but at the oceans only about 5 km.

Fig. 10 is a schematic representation of the kind of flow that can take place in the crust and mantle when the sea level rises and falls and when the viscosity in the mantle is homogenous. While the sea pressure due to rising sea level is loading the sea floor over whole extent of the sea area,

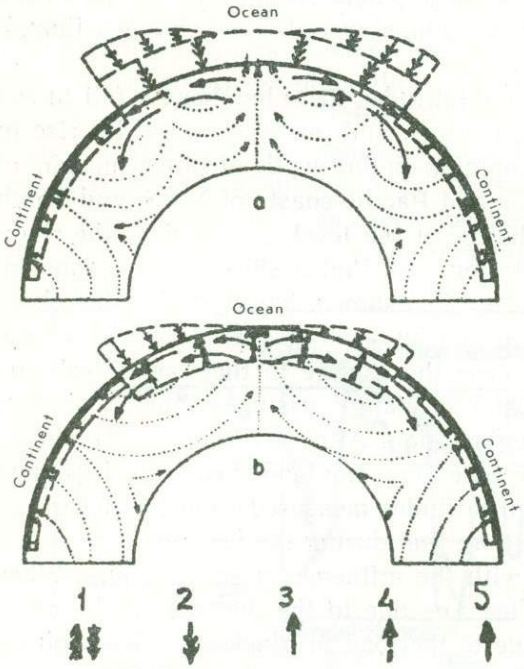


Fig. 10. The directions of the forces due to changing loads and the movements of the material in the crust and mantle when sea level is rising (a) and falling (b) schematically. 1 — forces due to rising and falling of sea level, 2 — forces due to sedimentation, 3 — diminishing of the load due to erosion, 4 — movements of the material due to increase and decrease of the load against the crust, 5 — movements due to expanding of the material.

but the flow upward in the mid-ocean ridges seems to take place in a narrow belt, the material transported upward in a mobile belt will not return to its former location when sea level is sinking. The sea floor can during this phase even rise also in the central ridge, as is demonstrated in Fig. 10[b], though this rise may be very small. The correlation of the seasonal frequency of the earthqueakes with the seansonal changes of sea level suggests that even small changes of the pressure can work like a pump pushing the mantle material upward at the places where the accumulated stresses have risen above the stress threshold of the material. In this motion changes occur in the structure of the material when its loadpressure decreases and temperature falls, and the material expands, causing forces which can push the sea floor towards the continent. These forces can even be thousands of bars.

Hess[20, 21] has supposed that the origin of the mid-ocean ridge can be explained through the convection flow and serpentinization of olivine. This process can occur at a temperature of 500° C when there is water available, and then about 25 per cent expansion of the mantle material occurs.

Another assumption in interpreting the density differences between the sial and mantle material is connected with the jadeite-problem. Jadeite

is a component in the pyroxene, omphasite, which is found in eclogites. Eskola[15] suggested already in 1921 that there are eclogites in the uppermost part of the mantle. Jadeite ($NaAlSi_2O_6$) has a composition intermediate with that of nepheline ($NaAlSiO_4$) and albite or natronfeldspar ($NaAlSi_3O_8$), and the feldspars are the principal minerals of the Earth's crust. But whereas the latter minerals have densities of about 2.6, jadeite has a density of about 3,3[34]. There have been different kinds of experimental determinations of jadeite stability relation at high pressure[7,34].

Fig. 11 shows some results of the experiments. For a continental section the temperature curve intersects the jadeite curve at about 40 km, which is close to the Moho-discontinuity. For an oceanic section the in-

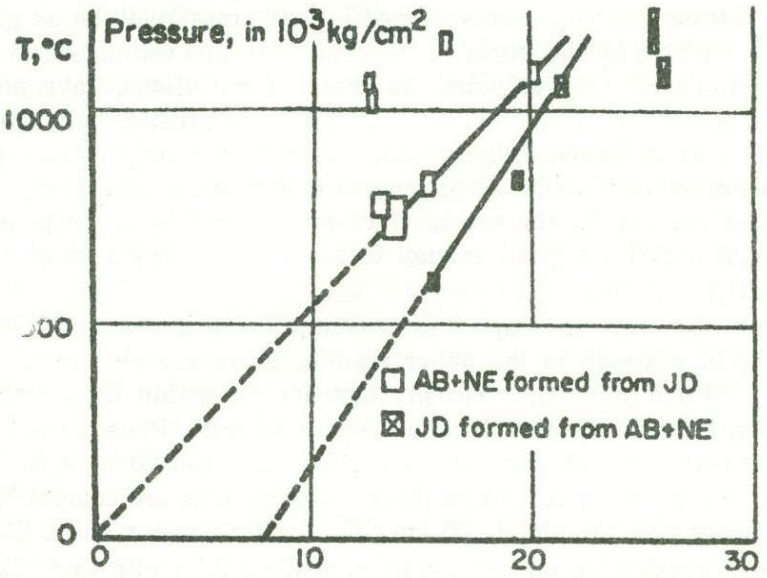


Fig. 11. Transformations of natural minerals in the temperature-pressure plane of jadeite composition. The starting materials were either Burmese jadeite or Amelia olbite plus synthetic nepheline (according to Robertson et al.).

tersection point is about 37 km, but the discontinuity is at about 10 km. When the mantle material is rising, the structure change may take place gradually, which assumption is supported by the low velocities of the seismic waves below the Moho-level at mid-ocean ridges. Thus, by expanding of the material there remain forces, thousands of bars, for pushing the sea floor towards the continents.

The most widely quoted estimate for the strength of the Earth's crust is due to Jeffreyw, who finds that stress differences of at least 1500 bars must exist within the outermost 50 km of the Earth. Chinnery[9] has concluded that the strength of the crust under horizontal shear stress appears to be a little more than 10 bars/cm^2 and may be less in some areas.

The internal strength needed to maintain the global departures from equilibrium is, according to Caputo[8], about 30 bars. Taking into consideration the forces connected with the expansion of the mantle material it is clear that these forces are able to push the sea floor from the mid-ocean regions towards the continents. One can calculate the sufficiency of these foces by comparing them with the forces released by the world's earthquakes. Richter[33] has assumed that the seismic energy of the globe is about $9 \cdot 10^{24}$ ergs annually. During 50 years it is about $5 \cdot 10^{26}$ ergs. Benioff[5] has estimated this value to be about $2 \cdot 10^{27}$ ergs, but according to Scheidegger[35] Benioff has used an older form which gives too great values. By assuming that the eustatic rise of sea level has been about 5 cm during 50 years and that the material has expanded about 20 percent of volume when it has risen into the crust in the mid-ocean region, the expanding forces should be only about 500 bars for the forces caused by sea pressure to be as great as the forces released by the world's earthquakes. In this estimation the short-time variations of sea level, such as seasonal variations, have not been taken into account, and their influence can be even greater than that of the secular rise of sea level, although one assumes that only a little part of the short-time variations cause permenent deformations in the crust. Thus, the forces mobilized by the sea level variations and by the expansion of the rising material are great enough to cause the earthquakes of the present century.

Seismic observations support the assumption of a channel with much smaller yield strength in the upper mantle. There are also three sets of data used to determine the viscosity distribution within the Earth. They are the Fennoscandian uplift, Earth's oblateness and a Pleistocene lake uplift. These give viscosity coefficients of 10^{22}, 10^{25}, and 10^{21} poises. Takeuchi et al.[37] have shown that these three investigations are compatible only with a viscous channel about 200 km thick in the upper mantle. Chi-Yuen Wang[10] has commented on these results, writing inter alia that "this model as proposed by Takeuchi is incompatible with the great gravity anomalies over the Hawaiian archipelago, the Indonesian Strips, and part of the Green Mountains". If there are horizontally stressing forces at the sea floor great enough to make undulate deformations in the crust or to push the sea floor under the continent these can cause rising or subsidence of the crust against the isostatic forces so that such gravity anomalies as observed in the above-mentioned regions are possible, and the model proposed by Takeuchi is quite compatible.

In studying the influence of the sea pressure. Kutvonen has helped me with the mathematical calculations[26]. Now he has investigated the problem assuming that there are three layers with different viscosity in the mantle and crust. Kutvonen has used the viscosity coefficients 10^{23}, 10^{21} and 10^{25}. In certain circumstances the flow is directed upwards in the center of the ocean. The size of this area, and the velocities and directions of the flow, as well as the shear stresses are dependent on such factors

as the size of the ocean, the distribution of sediments, the thickness of material layers with different viscosity, and the viscosity coefficients.

There are many differences between the Pacific and Atlantic oceans concerning geological features. For instance, formations similar to the Mid-Atlantic ridge are lacking at the North Pacific. Instead of that there is tendency of the sea mountains to lie along straight lines, possibly indicating major faults in the Earth's crust[19]. There are several investigations which suggest that the Pacific floor is moving horizontally[12,39]. Wilson has assumed that these movements take place on either side of the East Pacific Rise. In the North Pacific they are directed towards the Aleutian and Eeast Asian Trench. But there have been also movements which are nearly perpendicular to these movements[17].

I have earlier made some suggestions[24] as to which kind of movements are possible at the Pacific due to the sea pressure. Now I want to pay attention to the influence of the size of the Atlantic and Pacific oceans and the sedimentation rate there. According to Kutvonen when the sea area is wider the sea pressure can cause in the mantle also upward-tending flow through the load increase in this area, too. One model of the influence of sea pressure can be, for instance, as follows: When the sea pressure variations push the mantle material upward, and this can be in the state of a slight viscous fluid, this rises into the cracks of the upper rigid layers, especially in the ancient faults, and can penetrate to the surface of the sea floor as lava forming sea mountains. Although the crystallisation of the lava means diminishing of its volume, the "upsidedown poiling" causes an increase of gas pressure, as occurs in the eruptions of volcanoes. This pressure can expand the cracks, pushing the sea floor horizontally sideward, and after relaxation of the pressure new material can rise into the rigid layer.

Another feature concerning the difference between the two oceans is the slighter sedimentation at the Pacific; Revelle et al.[32] have estimated that the Pacific drainage area amounts to approximately one-tenth of the surface of this ocean, while the Atlantic drainage area is about half the area of this ocean. The abundant sedimentation at the Atlantic can cause in the mantle wider rising belts and maintain large ridges; while at the Pacific the sea level variations have more decisive influence; causing the rise of the material in the narrow belts.

In the photos of Mars taken by Mariner no mountain ranges, ocean basins or continental blocks could be seen[38]. It was a surprise as the same forces which have been supposed to be the generating forces of these geological forms should have been effective also in Mars. But the lack of the above-mentioned features in Mars agree with the sea pressure hypothesis, because there is no water pressure in Mars and the atmospheric pressure is only a few percent of that of the Earth. This together with the fact that sedimentary formations are always associated with mountain ranges support the suggestion that ocean basins and mountain ranges are in causal connection with each other.

References

1. Auer, Väinö, Preliminary Results of Studies on the Quaternary Geology of Argentine, Annales Acad. Scient. Fenn. Series A. 25. Helsinki, 1951.

2. Auer, Väinö, The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Annales Acad. Scient. Fenn. Series A. 60. Helsinki, 1959.

3. Auer, Väinö, The Quaternary History of Fuego-Patagonia. Proceedings of the Royal Society. B. Vol. 152. Cambridge, Gr. Br. 1960.

4. Atlas of the Tanganyika Territory, 2nd Edition, Dar es Salaam. 1948.

5. Benioff, Hugo, Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Acitivity. Geol. Soc. America, Special Paper 62, Baltimore. 1955.

6. Bigareila, João Jose & Freire Sônia S., Notasôbre a occorrencia de coscalheiro marinho no litoral do Paraná. Bol. da Universidade do Paraná. Inst. de Geol. No. 3, 1960.

7. Birch, Francis, and Le Compte, Paul, Temperature-Pressure Plane for Albite Composition. American Journ. of Science, Vol. 258. Cambridge, Mass. 1960.

8. Caputo, Michele, The Minimum Strength of the Earth, Journ. Geophys. Research, Vol. 70. No. 4, Richmond, Virg. 1965.

9. Chinnery M. A., The Strength of the Earth's Crust under Horizontal Shear Stress, Journ. Geophys. Research. Vol. 69. No. 10. Richmond, Virg. 1964.

10. Chi-Yuen Wang, Earth's Zonal Deformations. Journ. Geophys. Research. Vol. 71. No. 6. Richmond, Virg. 1966.

11. Conrad V., Die zeitliche Folge der Erdbeben und bebenauslösende Ursachen. Handbuch der Geophys. Berlin. 1932.

12. Dietz Robert S., Ocean-Basin Evolution by Sea-Floor Spreading. 1962.

13. Donner J. J., The Late and Post- Glacial Rased Beaches in Scotland. Ann. Acad. Scient. Fenn. A. III. 53. Helsinki. 1959.

14. Eardley A. J., Polar Rise and Equatorial Fall of Sea Level. American Scientist. 1964.

15. Eskola Pentti, Muuttuva Maa, Helsinki. 1951.

16. Fairbridge, Rhodes W., Eustatic Changes in Sea Level. Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 4. New York. 1960.

17. Flatte, Stanley M., Effects of Changes in the Earth's Rotation Rate on Sea Level. Journ. Geophys. Research. Vol. 70. No. 20. Richmond, Virg. 1965.

18. Hatori, Kenzo et al., Quaternary Tectonic Map of Japan. Journ. Soc. Japan, Tokyo. 1965.

19. Heezen, Bruce, C., The Deep-Sea Floor. Continental Drift. London. 1962.

20. Hess, H. H., Serpentines, Orogeny and Epeirogeny. Geol. Soc. America Special Paper 62. Baltimore. 1955.

21. Hess H. H., History of Ocean Basins. Petrologic Studies. A Volume to Honor A. F. Buddington. Brinceton, N. J. 1962.

22. Honkasalo T., On the Land Uplift in Fennoscandia, Geophysica. Vol. 7. No. 2. Helsinki. 1960.

23. Kaitera, Pentti, Merenpaine maapallon kuorta muovaavana tekijänä, Sea Pressure as a Factor Shaping the Earth's Crust. Terra No. 4. Helsinki. 1963.

24. Kaitera, Pentti, Sea Pressure as a Geological Factor, Geophysica. Vol. 9. No. 3. Helsinki. 1966.

25. Kaitera, Pentti, Sea Pressure as a Cause of Crustal Movements. Ann. Acad. Scient. Fennicae. A. III 90. Helsinki. 1966.

26. Kutvonen, Heikki, The Investigating of the Magma Current caused by the Sea Pressure as a Problem of Level Current of Viscous Liquid, Geophysica. Vol. 9. No. 3. Helsinki. 1966.

27. Lamb. H. H., Fundamentals of Climate. Descriptive Paleo-climatology. New York. 1961.

28. Lisitzin, Eugenie, Patullo, June G., The Principal Factors influencing the Seasonal Oscillation of Sea Level. Journ. of Geophys. Research 1961.
29. Martin A. R. H., The Stratigraphy and History of Groenvlei, a South African coastal fen., Australian J. of Bot., Vol. 7. No. 2. 1959.
30. Mescherikov, J. A., Sovremennye dvizhenie Zemnoi kory, Izdatelstvo. Akademii Nauk. SSSR. 1958.
31. Miyamura, Setumi and Mizoue, Megumi, Secular Vertical Movements of the Earth's Crust in Japan. Journ. of Geodetic Society of Japan. Vol. 10. No. 3—4. Tokyo. 1965.
32. Revelle, R., Bramlette, M., Arrhenius, G., Goldberg, E. D., Pelagic Sediments of the Pacific. Geol. Soc. America. Special Paper 62. Baltimore. 1955.
33. Richter, Charles F., Elementary Seismology. San Francisco. 1958.
34. Robertson, Eugene C., Birch, Francis, MacDonald, Gordon J. F., Experimental Determination of Jadeite Stability Relations to 25, 000 Bars. Amer. Journ. of Science. 1957.
35. Scheidegger, Adrian E., Principles of Geodynamics. Berlin. 1963.
36. Sugimura A., Naruse, Y., Changes in Sea Level, Seismic Upheavels in the Southern Kanto Region, Japan. Japanese Journ. of Geology and Geography. Vol. XXIV, 1964 and Vol. XXVI, 1965.
37. Takeuchi, Hitoshi, Hasegawa, Yosaku, Journ. Soc. of Japan, Tokyo. 1965.
38. Umschau, 1965. 15. Aug. Was sagen uns die Mars-Photos von Mariner IV. Frankfurt/M.
39. Wilson, Tuzo, Continental Drift. Scient. American. April. New York. 1963.
40. Zelnin G., Maakore vertikaalnihke määramise voimalausest Eesti NSV territooriumil kordusnuvelleerimise andmeil, Eesti NSV Akadeemia Toimitised. Tallinn. 1957.

Раздел III

НАБЛЮДЕНИЯ НА ПОЛИГОНАХ

Part III

OBSERVATIONS ON THE POLYGONS

J. D. BOULANGER

THE STUDY OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS ON COMPLEX POLYGONS

The main aim of crustal movements study is the forecast of movement of any region of the Earth's surface. Such a forecast could be made, if we knew the cause of deformations of the Earth's crust, and the laws, according to which these deformations develop.

To-day we are still very far from the solution of theoretical problems, it is necessary to accumulate the facts determining the character of recent crustal movements. These facts are to be used for the solution of practical tasks.

Essential data of such a kind may be obtained during researches on test polygons.

Such polygons are needed first of all for establishing the constancy of velocities of recent crustal movements. For practical use we need the maps of velocities of recent crustal movements, which are compiled on the basis of repeated levellings, performed each 25 or even each 40 years. Those who compile such maps, silently assume that for period of tens of years the velocity is constant. But we know almost nothing about the constancy of velocities of movement.

Systematic observations on polygons, set up in very different regions of the USSR, could supply us with quite a valuable information about this matter.

Proceeding from this we have (Prof. Mescherikov and I) elaborated a program of observations at such complex polygons. About them I have made a report at the IInd International Symposium on Recent Crustal Movements in Aulanko.

Preparing this report to the Symposium I have requested the National Committees of all the countries — members of the IUGG to send me the information on setting up polygons and on the program of work on them. I have received the replies from 20 countries. As it follows from these replies the systematic works on polygons are carried out in 8 countries. In the other 6 countries — only repeated levelling is performed on polygons.

The polygons of the whole globe are presented on the Map I, the polygons of the USSR are given on the Map II.

The most extensive complex studies of recent crustal movements are carried out in the USA, on the polygons of California and Alaska, Japan, German Democratic Republic, Yugoslavia and U.S.S.R. The most interesting are the programs of observations on the polygons of the USA, German Democratic Republic and U.S.S.R. They include repeated levellings, repeated triangulations and trilateration observations, observations on traverses, repeated aerophotosurvey, observations with extensometers, clinometer observations, observations of variations of magnetic and gravitational fields, seismometric observations.

Observations on complex polygons in the USSR and German Democratic Republic are supplemented by detailed geological, geotectonic and geomorphological researches. In addition to that, electric and electromagnetic soundings are carried out also on the polygons of the USSR and GDR. Special reports will be devoted to these work.

The programs of work vary widely on the polygons both by different research methods applied, by the apparatus and also by the time intervals between the repeated measurements.

What basic scientific conclusions can be drawn from the work on the polygons for the last 3—4 years?

I. A close correlation of vertical crustal movements with seismic phenomena has been established.

Thus the earthquakes in Tashkent, the earthquakes in Skopje and Ashkhabad were accompanied by deformations of the Earth's crust, which can be easily measured. On the Ashkhabad polygon it is stated that the local elevation of the Earth's crust in the epicentral zone during the earthquake of 1948 tends to return to the initial position in the following years.

2. Repeated levellings in Japan have stated the fact that prior to great earthquakes a variation of velocity of vertical movements of the earth's crust is observed. These movements occur within the limits of the circumference with the radius equal approximately to the depth of the earthquake hypocentre.

3. On the Garm polygon in the USSR a comparatively small structure with relative velocity of the elevation of the order of 11 mm/year was observed. In this the velocity of vertical movements is characterized by an exceptional constancy.

With the accuracy of levelling of ± 0.4 mm/km we do not succeed to observe deviation from linearity.

4. Repeated levelling repeated from year to year by the same bench — marks allowed to reveal quite considerable systematic errors of levelling in mountain regions.

The information which was sent to me by certain countries on the revealed extremal velocities of vertical movements is very interesting.

Thus in the USA the velocities reaching 300 mm/year were observed. Prof. Whitten believes that this can be caused by the changes of the level

of ground waters, by pumping out of oil or by washout in connection with intensive irrigation of the region.

The velocities of the order of 10 mm/year were observed in German Democratic Republi, Finland, USA an U.S.S.R. The velocities of 5 mm/year and less are rather often observed in the regions both with brightly expressed seismic activity and aseismic.

The experience shows that systematic observations on test polygons can yield much new information, both for understanding the nature of observations and for the methods of measurements.

In the future for a better comparison of the obtained results I foresee the necessity of optimal unification of programs and methods of measurements on the polygons.

And very soon it will be necessary to carry out these observations according to coordinated international programs.

It is namely this that makes me put forward a suggestion on creation of a Study Group on recent crustal movements on test polygons within the Commission on Recent Crustal Movements.

In conclusion I should like to express my gratitude to the Nationale Committees of the U.S.A., Finland, Yugoslavia, Canada, German Democratic Republic, Poland, Italy, Norway, Iran, Rumania, Portugal, Bulgaria, Czechoslovakia and Japan who had sent me detailed answers to my Circular letter.

A more detailed paper on this question will be published in the Proceedings of the Symposium.

B. K. MEADE

ANUAL RATE OF SLIPPAGE ALONG THE SAN ANDREAS FAULT

Repeated surveys for monitoring crustal movements have been carried out by the U.S. Coast and Geodetic Survey for more than half a century. These surveys have shown annual rates of slippage as high as 3 cm in certain areas along the San Andreas fault system of California.

In 1959 the California Department of Water Resources started a program to monitor horizontal movements by measuring precise Geodimeter distances between selected Coast and Geodetic Survey triangulation stations along the major California faults. These distances extend to the south from the San Francisco Bay area, cross-crossing the fault, for a distance of approximately 600 km. Many of these distances were measured from 5 to 7 times during the interval from 1959 to 1966.

Differences in the observational data due to crustal movement between stations on opposite sides of the fault are correlated and the annual rate of slippage is summarized for small areas along the fault.

In the following discussion of slippage, as related to changes in the Geodimeter measurements, lines crossing the fault are assumed to form

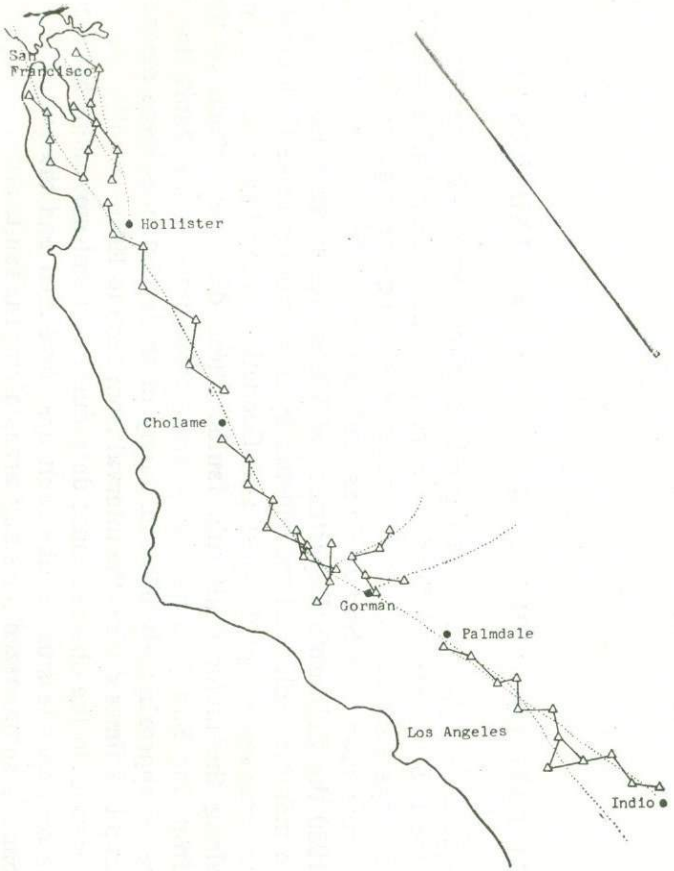


Fig. 1. Precise geodimeter distances along the San Andreas Fault system measured by the California Department of Water Resources.

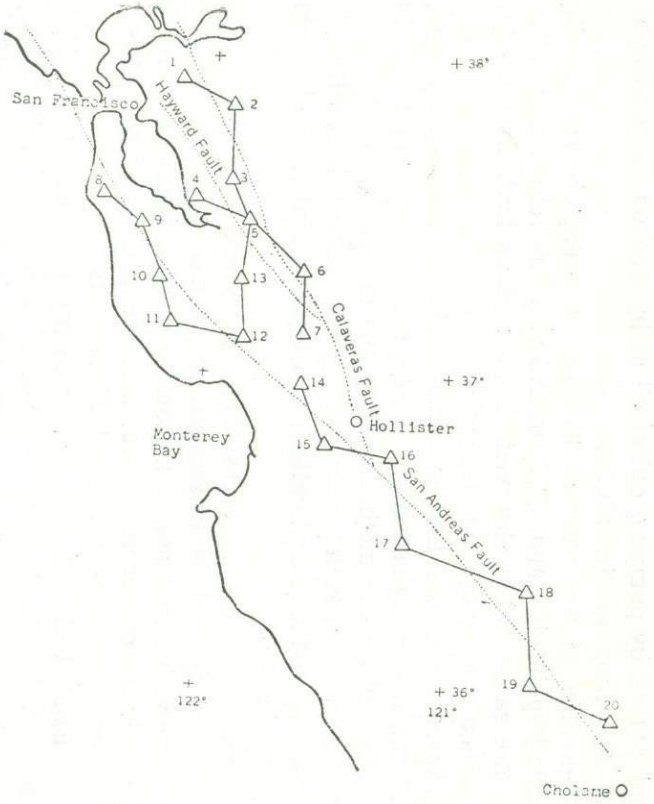


Fig. 2. Geodimeter distances, San Francisco to Hollister to Cholme.

angles of approximately 30° with the fault. Therefore, changes in the measurements have been divided by the cosine of 30°, that is, a length change of 2 cm is referred to as slippage of 2.3 cm along the fault.

Most of the Geodimeter distances along the faults, measured by the California Department of Water Resources, are shown in figure 1. Some additional lines measured, which are approximately perpendicular to the fault, have not been indicated in the figure. Results are discussed under localities as shown on figures 1, 2, and 3.

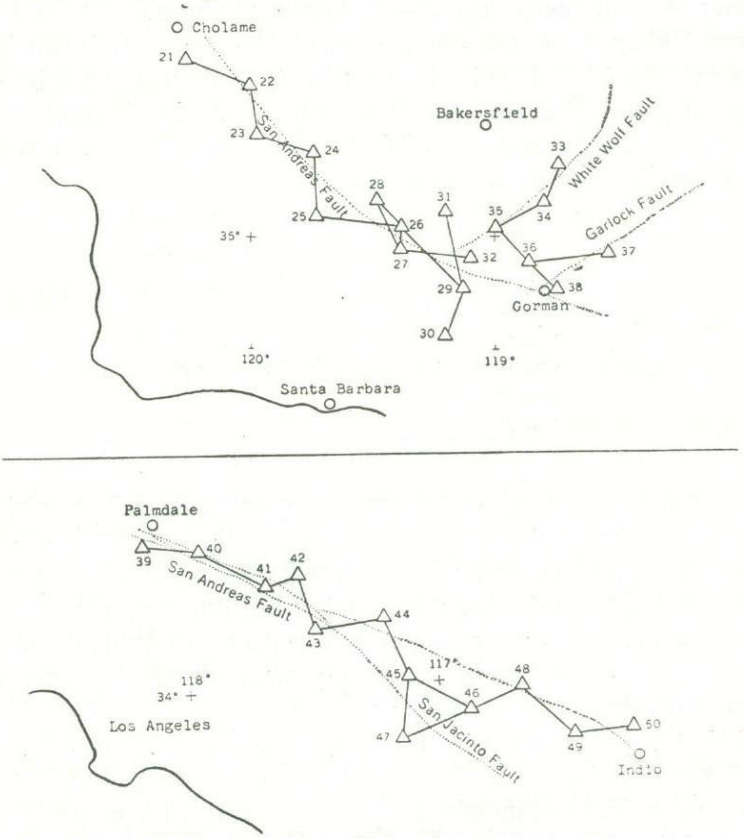


Fig. 3a. Geodimeter distances, Cholme to Gorman.
Fig. 3b. Geodimeter distances, Palmdale to Indio.

San Francisco to Hollister, figure 2 — Lines along the Calaveras fault connecting stations 1, 2, 3, 5, and 6, measured four and five times between 1961 and 1965, did not show any significant changes. This is also true for lines along the San Andreas fault, stations 8 through 12. The three lines crossing the Hayward fault, 4—5, 6—7, and 5—13, showed changes averaging 1.2 cm per year from 1961 to 1965, or right-lateral slippage of 1.4 cm per year. During this interval, line 4—5 increased in length and the other two lines decreased.

Stations 3 and 4 were connected in the triangulation surveys of 1951 and 1963. Changes in the observed angles in the two surveys showed right-late movement between the stations of 1.4 cm per year. Two other

lines in the triangulation net, each approximately perpendicular to the Hayward fault, showed annual right-lateral movement of 1.5 cm.

In connection with fault slippage in the Hollister area, Rogers and Nason (1) reported, "Active fault slippage is occurring on the San Andreas fault south of Hollister. However, to the north fault slippage seems to the confined to the Calaveras and associated Hayward fault zones. It appears that current slippage is transferring from the San Andreas fault to the Calaveras and Hayward fault zones in the Hollister area."

Hollister to Cholame, figure 2 — Stations 15 through 19 are in the Salinas River Valley triangulation network which was established in 1944 and reobserved in 1963. Results of these surveys showed right-lateral slippage of 3 cm per year during the 19-year interval (2). Annual changes in the Geodimeter measurements, 1959 to 1966, over lines connecting stations 14 through 20 were as follows.

Line	Annual Length Change cm
14—15	—2.6
15—16	+2.4
16—17	—3.3
17—18	+1.6
18—19	—2.0
19—20	+1.2
	average 2.2

This average length change of 2.2 cm is equivalent to 2.5 cm right-lateral slippage along the fault.

Cholame to Gorman, figure 3a — Along this section of the fault, stations 21 through 32, small changes of a few millimeters in the Geodimeter measurements do not form a systematic pattern to indicate movement. The changes are well within the limits normally expected for precise Geodimeter measurements.

Line 33—34, crossing the White Wolf fault, showed an annual decrease of 1.7 cm and line 36—37, crossing the Garlock fault, increased 0.8 cm per year. These changes are in agreement with other surveys indicating left-lateral movement along these faults (3).

At the present time, May 1968, engineers from the California Department of Water Resources are remeasuring all lines in the Gorman area, lines involving stations 29 through 38.

Palmdale to Indio, figure 3b — With the exception of line 44—45, all Geodimeter measurements in this section were well within the limits expected and the results did not show a pattern of changes to indicate movement. From 1960 to 1966, six measurements of line 44—45 showed a systematic decrease of 1.6 cm per year.

References

1. Rogers, Thomas H. & Nason, Robert D., — Active Faulting in the Hollister Area. Guidebook to the Cabilan Range and Adjacent San Andreas Fault; Amer. Assoc. Petr. Geol., Pacific Section. 1967.

2. Meade, Buford K., — Report of the Sub-Commission on Recent Crustal Movements in North America, Second Symposium on Recent Crustal Movements, Aulanko, Finland, August. 1965.
3. Meade, Buford K., — Report to the Commission on Recent Crustal Movements, Third Symposium on Recent Crustal Movements, Leningrad, USSR, May, 1968.

Discussion

Jones: What is the approximate length of the measured lines?
Meade: The lines range from 6 to 25 km in length. In order to obtain a representative value for the refractive index over the lines, temperatures were taken at the terminals and at the mid-points.

K. GERKE

MEASUREMENT OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN ICELAND

Situation of Measurement Areas — Purpose of Research

Iceland, an island in the northern course of the Atlantic ridge, is crossed by a central graben. Its azimuthal direction runs from SW to NE and S to N respectively. This young volcanic zone contains extensive systems of parallel Fractures with individual widths ranging from a few dm up to 10 to 20 m, partly without and partly with ridge altitudes up to 30 m.

In connection with these fissure systems the following questions have been raised and discussed again and again: 1.-causes of origin 2.-continuation of horizontal and vertical movements.

Geodetic and geophysical measurements, and analyses of their results, have been carried out as a contribution in answer to such questions. First, they are intended to demonstrate horizontal and vertical changes of position of permanently marked points, and secondly, to permit conclusions as to the causes of such movements, in other words, the effective energies.

The first measurements undertaken by German scientists and aimed at such results were carried out in 1937 under the direction of Professor Dr. O. Niemczyk, Berlin; with the collaboration of Dr. E. Emschermann, Berlin (geodesy); Professor Dr. E. Ansel, Freiburg (pendulum measurements); Dr. A. Schleusener, Hanover (gravity survey; and Dr. F. Bernauer, Berlin (volcanology)[1].

At that time, Niemczyk and Emschermann observed and analysed a special triangulation network, extending approximately 120 km from West to East and 25 km from North to South, and ending, in the West, in stable rounded whinstone hilltops, and in the East, in huge palagonitic areas, thus bridging the central graben.

[1] O. Niemczyk: „Spalten auf Island", Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, 1943.

In addition, a special profile in the fissure system Gjastikki, approximately 30 km NE of the Myvatn, was marked and measured at that time for the determination of relative changes of position and altitude of intermediate points.

Professor Niemczyk was unfortunately unable to repeat his measurements. A preliminary discussion as to continuation of the project was finally held during my visit to Reykjavik University in 1963. My discussion partner was Tomas Tryggvason, the Icelandic geologist, who, as a young man, had participated in the field studies of 1937. The Icelandic National Research Council and the German Research Community (Deutsche Forschungsgemeinschaft) granted the necessary funds.

Geodetic and Geophysical Research Work 1964—1967

During the summer of 1964, the old stations of the triangulation network and of the 140 km long gravity profile from Akureyri to Grimstadir were sought out and identified. The possibilities of network improvements were explored and experimental measurements were carried out.

During the field study period of 1965, the angular and distance measurements in the triangulation network, and on the special profiles, were completed. In addition to the geodetic position measurements, the team carried out precision levelling through the entire work area along the road from Akureyri to Grimstadir. Further precision levelling measurements were undertaken on the special profiles. Geophysical work, until then restricted to gravity measurements, was suplemented with magnetic measurements. The heads of the individual branches were:

Geodesy:

Triangulation:	Prof. Dr. K. Gerke, Technical Univ. Brunswick.
Levelling:	Prof. Dr. H. Spickernagel, Mining College, Leoben.

Geophysics:

Gravity Survey:	Prof. Dr. A. Schleusener, Hannover.
Magnetic studies:	Dr. N Petersen, Univ. of Munich.

During the summer of 1965, the following geodetic measurements were carried out:

1. at the same stations as in 1937:

Triangulation network NE Iceland — observed with precision theodolite Wild T3 and Tellurometer MRA 3.

Special profile Gjastikki — observed with Wild T3 and Geodimeter NASM 4 B.

Levelling special profile Gjastikki — observed with Zeiss Ni 2, Koni 007 and level rods of invar.

2. the following new measurements were added: levelling Akureyri — Grimstadir — observed with Zeiss Ni 2, Koni 007 and level rods of invar.

Special profile Klaustur — observed with Wild T3 and Geodimeter

During 1967 the team:

1. checked measurements:

Special profile Gjastikki and levelling Gjastikki.

2. observed for the first time:

Deformation quadrilaterals Gjastikki — observed with Theo 010 and Geodimeter as well as Fennel gyroscopic theodolite.

Triangulation network SW Iceland — Thingvallavatn — observed with Wild T3 and Tellurometer.

Special profile Thingvallavatn and deformation quadrilaterals Thin gvallavatn — observed with Theo 010 Geodimeter and Fennel gyroscopic theodolite.

Levelling loop Thingvallavatn and levelling special profile Thingvallavatn — observed with Zeiss Ni 2, Koni 007 and level rods of invar.

3. In addition, we installed in the special profile Gjastikki 2 recording devices in each of five Fractures, in order to record position changes during an entire year.

Results of Geodetic Work

I. Triangulation network NE Iceland.

As to the adjustment of the triangulation network 1939 only those results published by Niemczyk have become known. In order to be able to judge the accuracy of the adjusted co-ordinates, the team determined the reciprocals of weight of the unknowns not calculated at that time.

Stations 152 and 165 were maintained in this new adjustment. The confidence ellipses were calculated for a probability $p=0.95$ ($t=2{,}145$), and depicted in Table 1 a.

The triangulation network 1965, which was measured in distances and directions with improved and enlarged configuration, was adjusted.

a) with directions and distances, with maintained stations 152 and 165.

This network was given its scale on the basis of 30 distances measured with the tellurometer.

Here too the confidence ellipses were calculated for a probability $p=0.95$ (compare Table 1 b),

b) with distances only, also with maintained stations 152 and 165.

The adjusted co-ordinates of these two adjustments showed throughout smaller differences than their mean square errors. This leads to the conclusion that noticeable influences of systematic error causes do not exist.

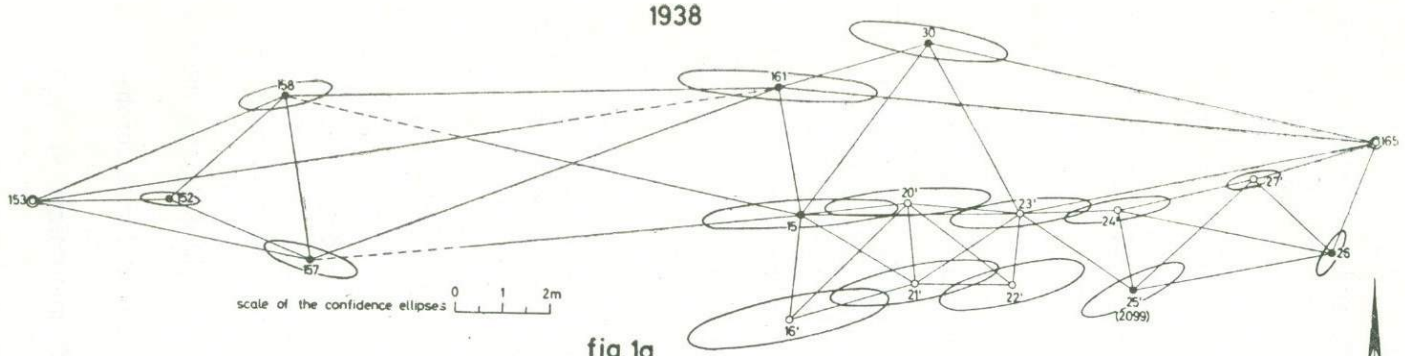


fig. 1a

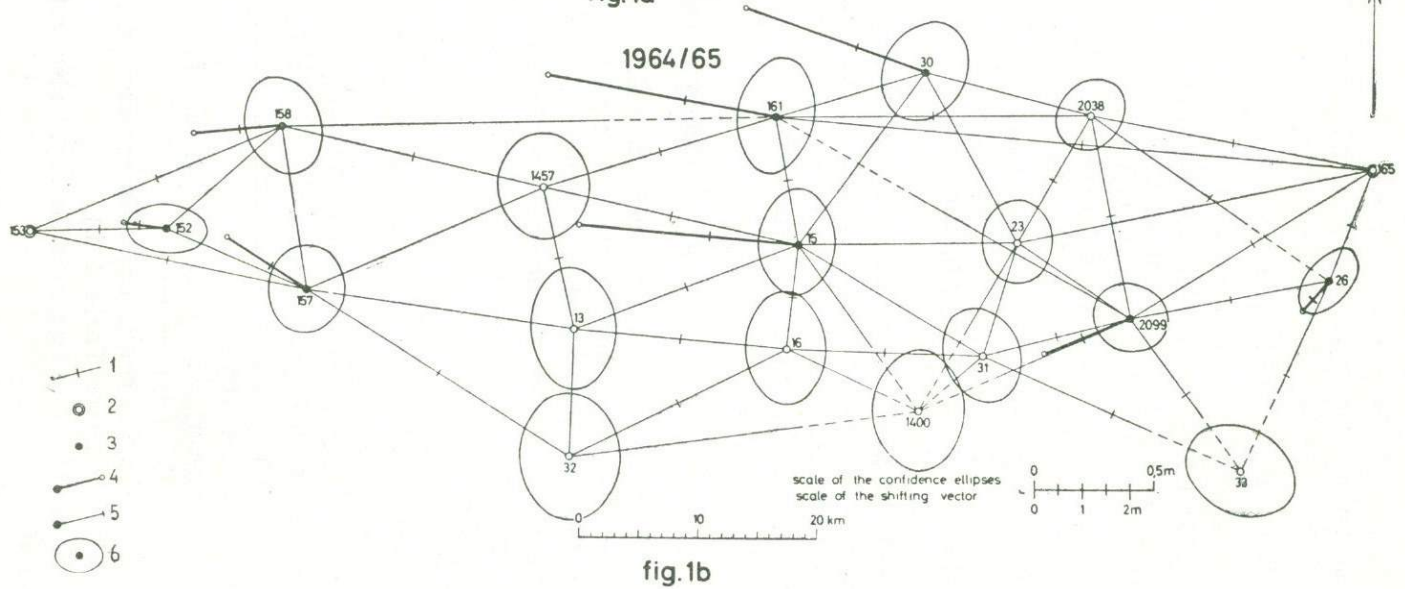


fig. 1b

Figure 1a. Special Triangulation Network North-Iceland 1938 with 2 maintained stations.
Figure 1b. Special Triangulation Network North-Iceland 1964/65 with 2 maintained stations.

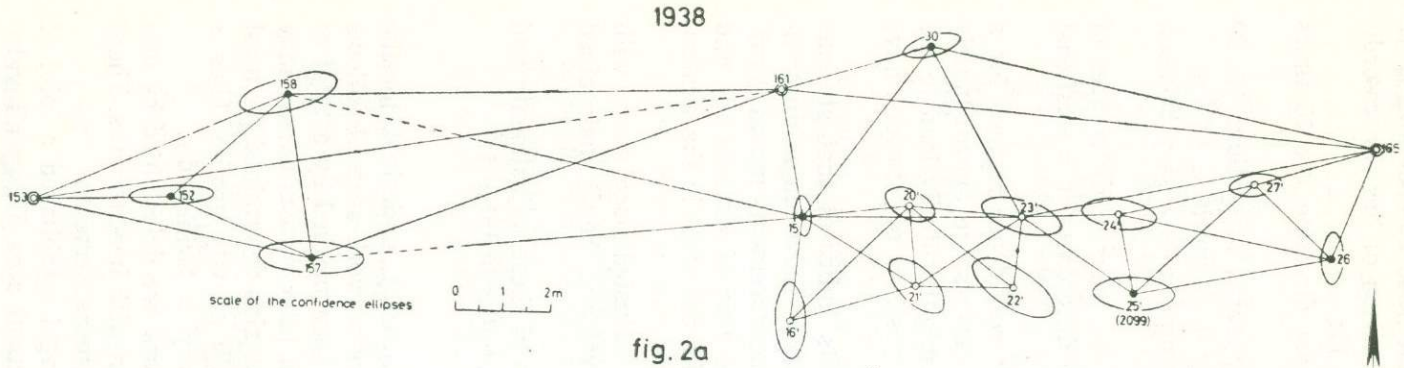


fig. 2a

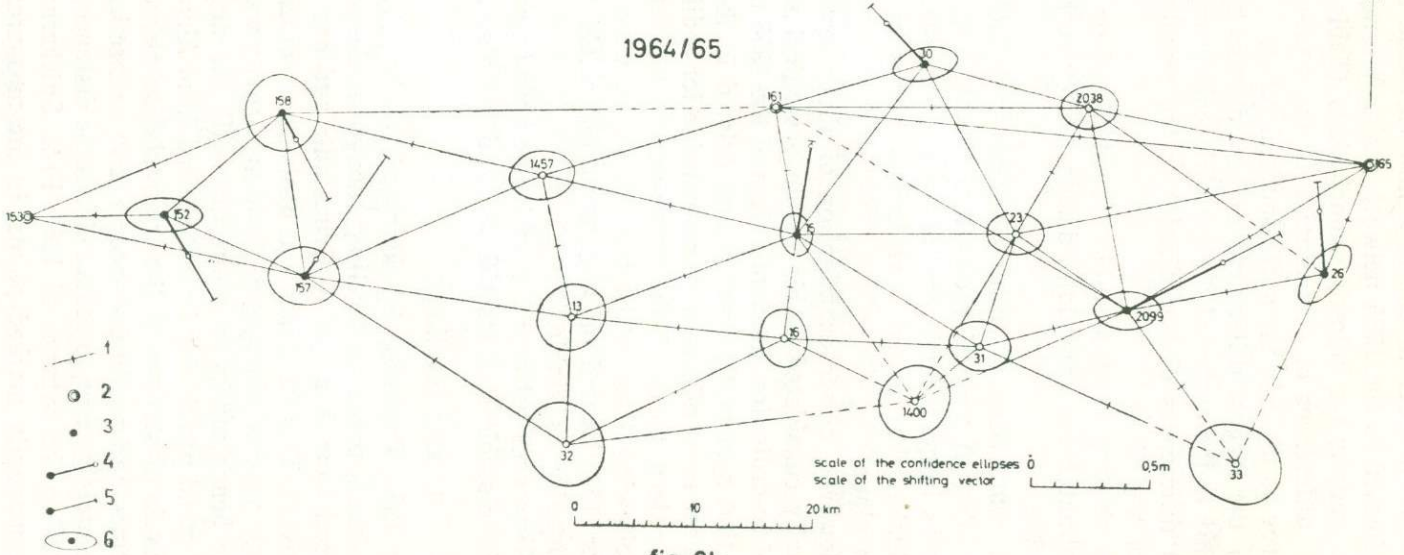


fig. 2b

Figure 2a. Special Triangulation Network North-Iceland 1938 with 3 maintained stations.
Figure 2b. Special Triangulation Network North-Iceland 1964/65 with 3 maintained stations. 1 — distance measured by Tellurometer; 2 — restraint point in adjustment and transformation; 3 — identified point; 4 — shifting vector; 5 — confidence region; 6 — confidence ellipse.

A comparison of the adjusted co-ordinates of the 1938 and 1965 networks is not automatically possible as different network scales must be assumed. In order to obtain a uniform scale the 1938 co-ordinates were transformed to the 1965 network scale. A comparison of the two co-ordinates leads to the following conclusions (Table 1):

a) differences of co-ordinates in the west-east direction are 10 times as large as those in the north-south direction

b) the largest differences of co-ordinates appeared at stations 15, 30 and 161 in the center of the network, amounting to as much as 4.76 m

c) differences of co-ordinates of the remaining stations vary between 0.5 m and 2 m

d) shifting vectors (table 3), calculated on the basis of differences of co-ordinates, are essentially determined by such differences in a west-east direction,

e) comparison of shifting vectors with their confidence regions for a probability of $p=0.95$ shows that the shifting vectors are approximately twice as large as their confidence region. This might initially lead to the conclusion that actual horizontal changes of position of station have taken place.

However, closer examination of these results indicates that stations normally considered stable in the geological sense show major differences of co-ordinates. Reexamination of the 1938 measurements makes it evident that systematic error effects existed in the area of stations 161 and 15. These error effects were responsible for a different scale in the western and eastern parts of the network.

Following these tests, both networks were adjusted once more, with station 161, located on a gigantic old shield volcano, being maintained additionally as stable.

Differences between the various co-ordinates of these adjustments and the three stable stations 153, 161 and 165 also appear in table 1.

II. Precision levellings.

In 1965, Professor Spickernagel, Leoben (Austria), undertook for the first time a precision levelling thoughout the entire work area. It follows the road from Akureyri to Grimstadir and has been marked by a total of 160 rivets. This furnishes the basis upon which later measurements may indicate vertical changes of position. Gravity was also determined for most of the bench marks in connection with the main gravity profile. Thus a good geoid profile can be established from Akureyi to Grimstadir.

Levels of stations of the triangulation network are determined by measurements of zenith distances and in connection with bench marks. These levels merely serve to reduce electronic distance measurements.

During the summer of 1967, Prof. Spickernagel established a total of 50 permanently marked points, in the measurement area Thingvallavatn, in a loop around the lake. These were determined for the first time by precision levelling.

Table 1

Point No.	1938 I–1965 I					1938 II–1965 II				
	Δy	Δx	v	φ	$t \cdot m_v$	Δy	Δx	v	φ	$t \cdot m_v$
	m	m	m	g	m	m	m	m	g	m
15	−4,59	+0,42	4,61	305,8	1,87	+0,06	+0,36	0,36	10,5	0,38
26	−0,53	−0,59	0,79	246,6	0,50	−0,02	+0,26	0,26	395,1	0,38
30	−3,77	+1,34	4,00	321,7	1,55	−0,16	+0,17	0,23	351,9	0,33
152	−0,88	+0,12	0,89	308,6	0,59	+0,10	−0,17	0,20	166,2	0,41
153	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
157	−1,68	+1,05	1,98	335,6	0,90	+0,05	+0,07	0,09	39,5	0,61
158	−1,85	−0,17	1,86	294,2	0,91	+0,06	−0,11	0,12	168,2	0,41
161	−4,76	+0,85	4,84	311,2	1,92	–	–	–	–	–
165	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
*25	−1,80	−0,72	1,94	275,8	1,09	+0,40	+0,20	0,45	70,5	0,72

*) The 1938 station 25' is not identical with the 1965 station 2099. The former was determined by angle and distance inconnection with station 2099 in 1965.

All shifting vectors are thus located within the confidence regions, with the result that the question as to actual horizontal changes of position cannot as yet be answered on the basis of previous measurements.

III. Profiles and deformation quadrilaterals

In 1938, O. Niemczyk marked an east-west special profile with 9 permanently marked points, measuring it according to position and level. This profile was checked in 1965 and 1967 with Geodimeter NASM 4 B, and Wild Theodolite T 3, als well as by precision levellings with Zeiss Ni 2 and Koni 007. The results have been compiled in the following tables:

Table 2 – **Differences of distances** – WE direction

Distance Year	11–6	6–5	5–7	7–4	4–1	1–3	3–2	2–1	1–111
1938	69,888	463,424	1175,698		105,999	226,560	436,281	213,759	276,749
	+0,126	−0,282	+0,047		−0,007	−0,511	+0,063	−0,167	+0,277
1965	70,014	463,142	313,838	361,907	105,992	226,049	436,344	213,592	277,026
	+0,012	−0,014	+0,054	−0,07	−0,030	−0,019	+0,004	−0,008	−0,016
1967	70,026	463,128	313,892	861,900	105,962	226,030	436,348	213,584	277,010

Total distance II–III: 1938 : 2 968,358 m
1965 : 2 967,904 m −0,454
1967 : 2 967,880 m −0,024
} ~ −15 mm per year

Table 3 – **Differences of directions** – NS direction

Point Year	6	5	7	4	1	3	2	1
1938	−0,072	−0,467		−1,518	−1,607	−1,329	−0,700	−0,368
	+0,006	+0,030			+0,057	+0,089	+0,076	+0,042
1965	−0,066	−0,437	−0,993	(−2,051)	−1,550	−1,240	−0,624	−0,326
	+0,007	−0,001	+0,002	+0,086	+0,021	+0,009	+0,001	+0,002
1967	−0,059	−0,438	−0,991	−1,432	−1,529	−1,231	−0,623	−0,324

Table 4 – **Differences of levels**

Between Year	II−6	6−5	5−4	7−4	4−1	I−3	3−2	2−1	1−III
1938	+27,39	+11,89	+4,18		−9,05	−1,90	−14,61	−5,58	−8,15
	−0,12	−0,02	−0,03		+0,01	−0,02	+0,03	+0,01	+0,25
1965	+27,513	+11,907	+4,213	+0,833	−9,055	−1,875	−14,642	−5,590	−8,404
	+0,001	+0,004	±0,000	−0,001	+0,001	±0,000	+0,006	±0,000	+0,009
1967	27,512	+11,903	+4,213	+0,834	−9,056	−1,875	−14,648	−5,590	−8,413

All comparisons indicate identical point shiftings. This leads to the following conclusions:

a) the distance of terminal points is shortend irregularly but identically. Differences of partial distances are mostly within the confidence regions, however, one must pay attention to the conformity of the signs in both periods;

b) as far as the terminal points of the profils are concerned, we are able to indicate actual relative shiftings of position of intermediate points in a northern direction;

c) changes of level differences between neighboring permanently marked points are partly outside the confidence region so that actual vertical movements have been established.

The deformation quadrilaterals were marked and measured for the first time in 1967, so that statements concerning changes will be possible only after further measurements.

The special profile Klaustur was marked and measured in 1965, and will be remeasured for the first time in 1968.

In SW Iceland at the Thingvallavatn a special profile and deformation quadrilaterals were also marked and measured in 1967. On that occasion, points permanently marked by Prof. E. Tryggvasson of Tulsa Univ. were also determined by angle and distance. As to the total length

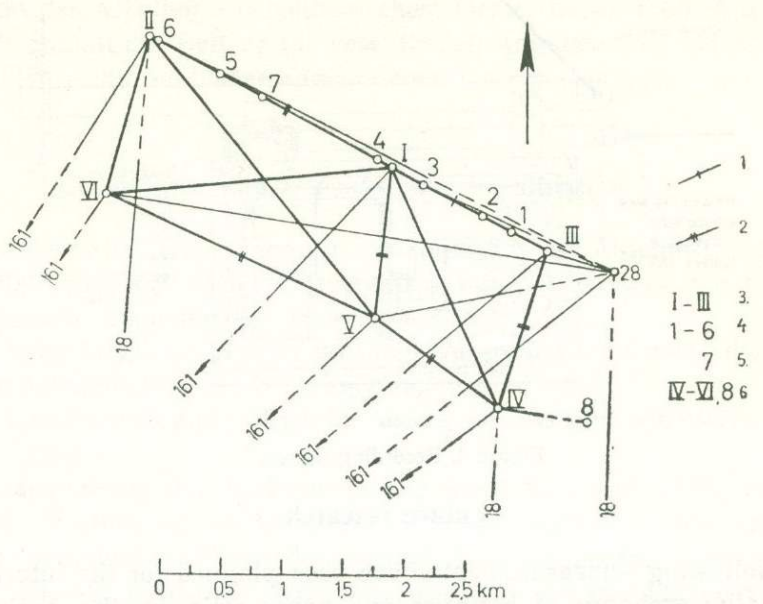


Figure 3. Deformations quadrilaterals Gjastikki. 1 — distances measured once by Geodimeter; 2 — distances measured twice by Geodimeter; 3 — stations of Niemczyk; 4 — stations of Niemczyk; 5 — stations marked in 1964; 6 — stations marked in 1967.

of the profile, geodimeter measurements produced the following values:

USA	1966:	4 880,944 m
G	1967:	4 880,853 m ± 3 cm
Δ	:	− 9 cm

On the three NS sides of the deformation quadrilaterals at the Thingvallavatn mutual gyroscopic azimuths were also measured with the Fennel gyroscopic theodolite. Differences were in the order of $\pm 1.5^{c}$.

IV. Registrations.

Whereas remeasurements indicate the position of permanently marked points at specific times, the motional action in the intermediate period can only be demonstrated with the help of continual recording. For this purpose, in 1967, a total of 11 recording devices was installed in five fractures of the special profile Gjastikki, in each case, at the angle of 45° to the longitudinal direction of the Fracture. Ten of these are designed for horizontal and one for vertical movements. In addition, several levelling rivets have been marked and levelled at the upper edge of the fissures.

The recording devices are constructed in such a way as to allow a measuring wire to mechanically transmit changes of distance between terminal points on a paper roll. The daily use of paper amounts to approximately 4 cm. Duration of recording has been scheduled to last one year. The first change of batteries and paper rolls has been set for the summer of 1968. We hope that the devices will have records without interuption.

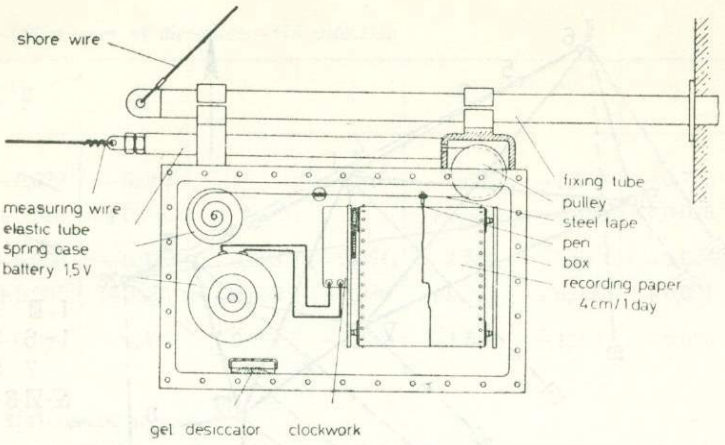


Figure 4. Recording device.

Future research

The following remeasurements have been planned for the future:

annually: exchange of batteries and paper rolls in the registration devices,

every 2—3 years: remeasurement of special profiles and deformation quadrilaterals as well as of the long levelling lines.

every 6—8 years: renewed measurements of the entire triangulation network as well as of the long levelling lines.

Continual adjustment of devices and procedures will be required.

Configuration and extension of the network must be improved and supplemented according to respective conclusions based on the results of both geodetic and geophysical work.

II. THURM

DAS TESTGEBIET IN DER ELBTALZONE SÜDÖSTLICH DRESDEN ZUR KOMPLEXEN UNTERSUCHUNG REZENTER KRUSTENBEWEGUNGEN

Einleitung

Der Entschluß auf dem Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik ein Testgebiet für die komplexe Untersuchung rezenter Krustenbewegungen zu shaffen, war wegen der geringen tektonischen Aktivität des gesamten Gebietes nicht leicht. Die Wahl fiel auf die Elbtalzone SE von Dresden, ein geologisch sehr interessantes Gebiet, in dem rezente Krustenbewegungen erwartet werden können. Bei der Anlage des Testgebietes war von vornherein klar, daß eindrucksvolle Ergebnisse sehr schwer und erst nach langjährigen Beobachtungen erhalten werden können, und daß der

Schwerpunkt der Arbeiten auf methodischem Gebiet liegen muß. Aus diesem Grunde enthält der Beitrag im wesentlichen Angaben über die Anlage des Testgebietes und die bisher angelaufenen Untersuchungen.

Geologische und Geophysikalische Situation

Die Elbtalzone ist ein geologisch bedeutungsvoller Abschnitt des die gesamte DDR von NW nach SE querenden Elbe-Lineaments. Sie trennt zwei geologische Baueinheiten voneinander,

— das Erzgebirge im Westen mit weit verbreiteten Gneisen, die aus einer Regionalmetamorphose hervorgegangen sind, und

— das Lausitzer Grundgebirge im Osten, in dem eine kinetische Metamorphose fehlt.

Die Herausbildung der heutigen geologischen Situation (Abb. 1) begann mit der Faltung der paläozoischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges in der sudetischen Phase der variscischen Orogenese, verursacht durch eine NE-SW gerichtete Pressung. Während der Faltungsphase erfolgte eine Intrusion des Lausitzer Zweiglimmergranodiorits entlang herzynisch streichender Bruchzonen.

Anschließend folgten mehrere nach SW gerichtete Auf- und Überschiebungen. Die paläozoischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges wurden entlang der Mittelsächsischen Störung auf die erzgebirgischen Gneise geschoben. An der Westlausitzer Störung wurde die Wesensteiner Grauwacke in Richtung auf das Elbtalschiefergebirge bewegt.

Die nächste tektonisch aktive und für die Entstehung der heutigen Situation wesentliche Phase liegt in der Oberen Kreidezeit. Im Senon entstand als dritte bedeutende Geofraktur die im allgemeinen NW-SE streichende Lausitzer Überschiebung. Zwischen dieser und der Mittelsächsischen Störung sank der Elbtalgraben ein, während sich der Lausitzer Block im NE und das Erzgebirge im SW heraushoben. Auffallend ist der Querversatz der Lausitzer Überschiebung zwischen Dittersbach und Borsberg, welcher wahrscheinlich einer älteren, variscischen und NE-SW gerichteten Störungszone folgt.

Die mehrere hundert Meter mächtigen Sedimente der Elbtalkreide zwischen der Lausitzer Überschiebung und der Mittelsächsischen Störung lassen den Einfluß NW-SE und NE-SW streichender Störungslinien des Untergrundes erkennen. Sie fallen leicht nach NE ein, wahrscheinlich verursacht durch eine Schollenkippung um eine NW-SE-Achse. Die Überschiebung des Lausitzer Granodiorits auf den Kreidesandstein muß zeitlich am Ende der Ablagerung der Kreideschichten angenommen werden.

Im Tertiär und Pleistozän lebten die tektonischen Bewegungen wieder auf und verursachten im Raum NE Pirna die Herausbildung eines Systems NW-SE streichender Störungen, die teilweise durch NS-streichende Querstörungen abgesetzt werden. So enstand in diesem Raum ein Schollenmosaik mit unterschiedlichen Bewegungstendenzen.

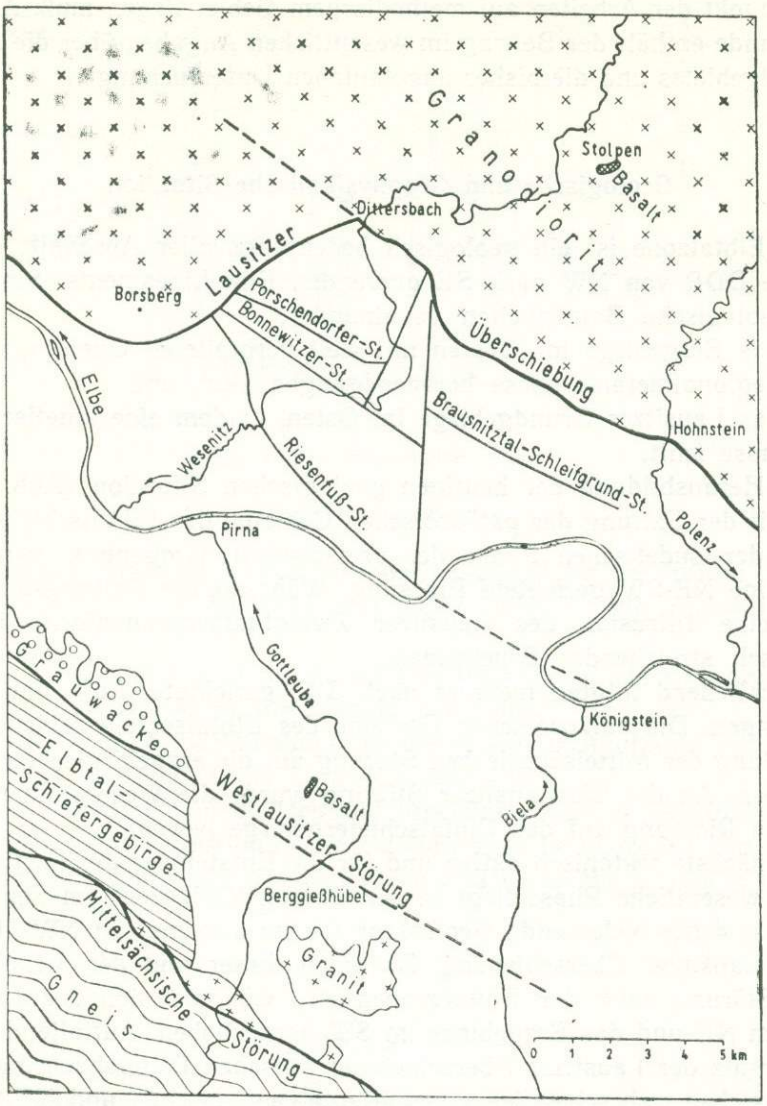


Bild. 1. Geologische Situation.

Die geophysikalische Situation wird im wesentlichen durch das Schwerefeld gekennzeichnet. Die Elbtalzone liegt zwischen dem Lausitzer Schwerehoch im NE und dem Schweretief des Erzgebirges im SW. Die im Bereich des Elbe-Lineaments eng gescharten Isogammen verlaufen in guter Übereinstimmung mit den wichtigsten tektonischen Störungen von NW nach SE. Die Dichte des im SW-Teil des Lausitzer Blocks bis zur Lausitzer Überschiebung entstehenden Granodiorits reicht nicht aus, um das Lausitzer Schwerehoch zu erklären. Man muß dort eine Hochlage der Conrad-Diskontinuität annehmen. Das Schweretief des Erzgebirges wird durch einen granitischen Tiefenkörper verursacht, der von dichteren metamorphen Gesteinen überdeckt wird. Auch hier reichen die Dichtediffe-

renzen zur Klärung des Minimums nicht aus, und man muß eine Tieflage der Conrad-Diskontinuität in Betracht ziehen.

Der starke Schwereabfall im Gebiet der Elbtalzone bestätigt die in die Tiefe gehende Anlage des Elbe-Lineaments und unterstreicht dessen Bedeutung für die tektonischen Vorgänge des Testgebietes.

Geologische und geomorphologische Untersuchungen

Die Arbeiten zur Anlage des Testgebietes begannen mit umfangreichen und in den Jahren 1964 und 1965 durchgeführten geologischen und geomorphologischen Untersuchungen mit dem Ziel,

— den strukturellen Bau des Gebietes weiter zu klären,

— rezente Bewegungen an jüngeren Störungen geologisch nachzuweisen und Angaben über die Größenordnung der Bewegungen während des Holozäns zu erhalten, und

— die geologisch zweckmäßigste Lage des Nivellementsnetzes sowie der Klinometerstationen zu erkunden.

Die Ergebnisse der Bohrungen, Schürfe und der geomorphologischen Untersuchungen der holozänen Talprofile der Flüsse Wesenitz und Polenz, welche die Lausitzer Überschiebung etwa rechtwinklig kreuzen, lassen unterschiedliche Bewegungen des Schollenmosaiks SW der Lausitzer Überschiebung seit dem Pleistozän erkennen, teils Absenkungen, teils Hebungen und teils Schollenkippungen. Die Bewegungen betragen im Wesenitztal 10—15 m für die letzten 10000 Jahre oder 1—1,5 mm/Jahr. Sie berechtigen zu der Annahme, daß die Elbtalzone auch heute noch tektonisch aktiv ist.

Geodätische Untersuchungen

I. Präzisionsnivellement. Wiederholungsnivellements hoher Genauigkeit werden als wichtigste Methode zur quantitativen Bestimmung rezenter vertikaler Krustenbewegungen im Testgebiet angesehen. Das dichte Wegenetz gestattete es, ein engmaschiges Nivellementsnetz mit Berücksichtigung der geologischen Gesichtspunkte anzulegen (Abb. 2). Um wegen der zu erwartenden geringen Bewegungsbeträge von etwa 1 mm/Jahr die Sicherheit der Ergebnisse zu erhöhen und zugleich einen breiteren Streifen zu erfassen, wurde ein System von 8 miteinander verknoteten Schleifen angelegt. Das Nivellementsnetz wurde weit in den Lausitzer Granodiorit hinein verankert und im Norden an eine Linie I. Ordnung des staatlichen Nivellementsnetzes angeschlossen. Die Lausitzer Überschiebung wird an drei Stellen gekreuzt. Die wichtigsten Schollen des Störungssystems SW der Überschiebung werden von den Nivellementslinien erfaßt. Die Elbe wird an drei Stellen überschritten, in Pirna über eine stabile Streinbrücke, an den beiden anderen Stellen mit Hilfe von Stromübergangsmessungen. Der südliche Teil des Netzes überquert die Westlausitzer Störung und die Mittelsächsische Störung an zwei Stellen und ist im Gneis

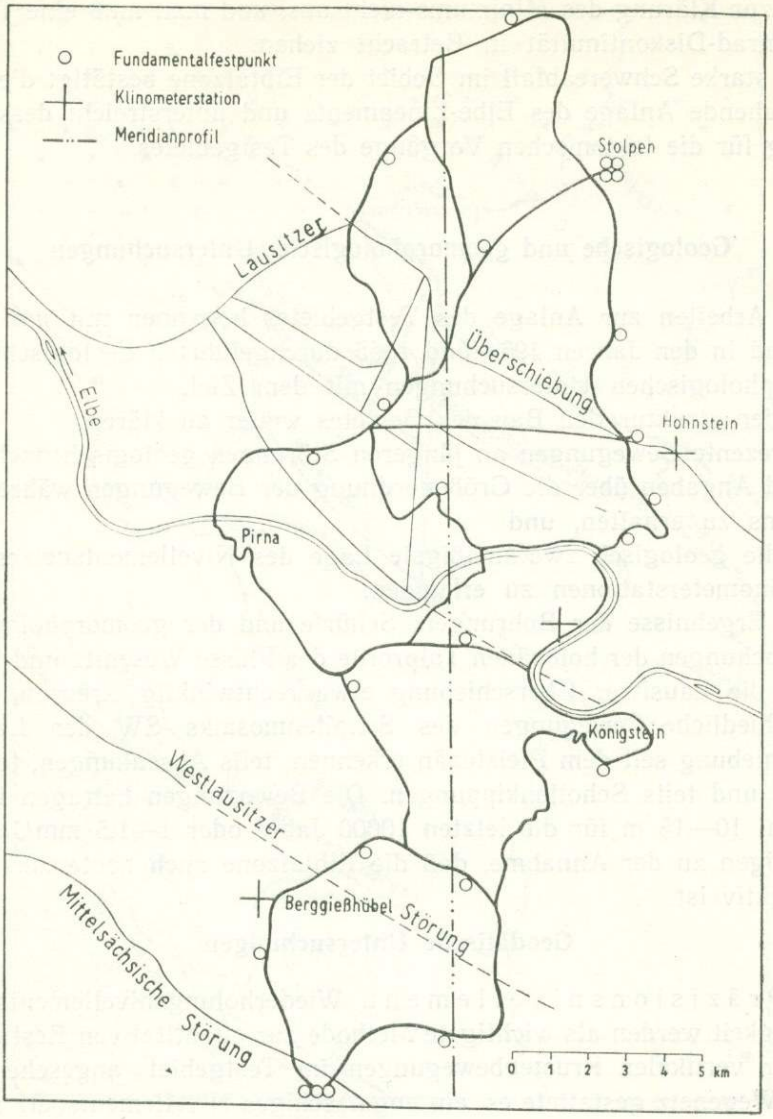


Bild. 2. Nivellementsnetz, Klinometerstationen, Meridianprofil.

des Erzgebirges verankert. Auch hier ist das Netz an eine Nivellementslinie I. Ordnung angeschlossen.

Bei der im Jahre 1965 ausgeführten Vermarkung wurde grosser Wert auf eine gute Stabilität der Festpunkte gelegt. Um exogene Einflüsse auf die Festpunkte bei der Ableitung vertikaler Bewegungen auszuschalten, bilden unterirdische und in gesundem Fels vermarkte Fundamentalfestpunkte die Grundlage der Untersuchungen. Die Lage dieser Fundamentalfestpunkte wurde geologisch erkundet und sehr sorgfältig unter Berücksichtigung des Baugrundes, der geomorphologischen, hydrologischen und verkehrsmäßigen Verhältnisse festgelegt. In Abbildung 3 ist das Prinzip eines solchen unterirdischen Fundamentalfestpunktes dargestellt.

Im Gebiet nördlich der Lausitzer Überschiebung war es nicht immer möglich, die unterirdischen Festpunkte einzubringen, da der Granodiorit häufig von über 3 m mächtigen Lockergesteinen, Sand und Lehm überlagert ist. Hier wurden in alten, aufgelassenen Steinbrüchen waagerechte Spezialbolzen tief in den anstehenden Felsen eingebracht.

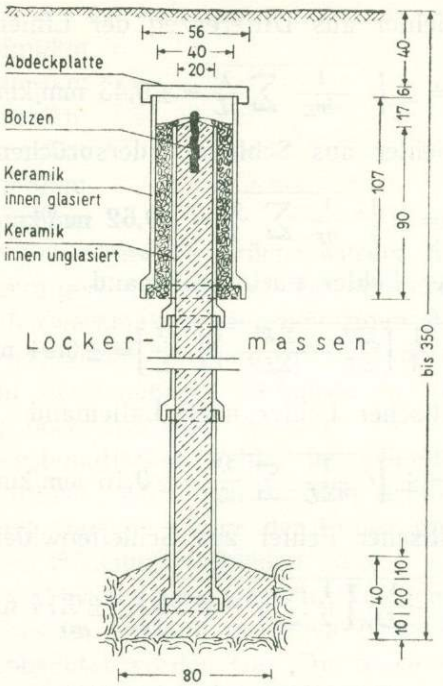


Bild. 3. Fundamentalfestpunkt.

In dem säulig anstehenden Basalt der Burg Hohnstein wurden ebenfalls zwei waagerechte Spezialbolzen eingebaut. Zusammen mit zwei weiteren Mauerbolzen an Häusern der Burg, die auf dem anstehenden Basalt gegründet sind, ergibt sich eine Gruppe von vier Fundamentalfestpunkten. Die zweite Fundamentalfestpunktgruppe befindet sich am südlichen Ende des Netzes in Gneis. Hier wurden drei unterirdische Festpunkte im Abstand von 50 m eingebaut. Zur Verdichtung des Festpunktnetzes wurden zwischen den Fundamentalfestpunkten in Abständen von durchschnittlich 0,6 km gebräuchliche Nivellementsfestpunkte, d.h. Mauerbolzen an gut gegründeten, stabilen Gebäuden, Nivellementspfeiler mit eingelassenen Bolzen, und bei jeder sich bietenden Gelegenheit Bolzen in anstehendem Fels vermarkt. Letztere können den unterirdischen Fundamentalfestpunkten hinsichtlich der Stabilität fast gleichgesetzt werden.

Das Nivellementsnetz hat eine Gesamtlänge von 150 km. Es besteht aus 8 Schleifen von durchschnittlich 25 km Länge, 20 Linien von durchschnittlich 7,5 km Länge und 250 Strecken von durchschnittlich 0,6 km Länge.

Im Jahre 1966 wurde das erste Nivellement nach dem Verfahren I. Ordnung mit einem Ni 007 von VEB Carl Zeiss JENA und mit Invarlatten

mit $^1/_2$ cm Doppelteilung ausgeführt. Dabei wurden folgende Genauigkeiten erreicht:

Mittlerer Gesamtfehler aus Differenzen der Strecken

$$m_R = \pm \sqrt{\frac{1}{4n_R} \sum \frac{\Delta^2}{R}} = \pm 0{,}28 \text{ mm/km.}$$

Mittlerer Gesamtfehler aus Differenzen der Linien

$$m_L = \pm \sqrt{\frac{1}{4n_L} \sum \frac{\lambda^2}{L}} = \pm 0{,}43 \text{ mm/km.}$$

Mittlerer Gesamtfehler aus Schleifenwidersprüchen

$$m_F = \pm \sqrt{\frac{1}{n_F} \sum \frac{\varphi^2}{F}} = \pm 0{,}62 \text{ mm/km.}$$

Mittlerer zufälliger Fehler nach Lallemand

$$\eta = \pm \sqrt{\frac{1}{4} \left[\frac{\Sigma\lambda^2}{\Sigma L} - \frac{\Sigma R^2}{(\Sigma L)^2} \sum \frac{\lambda^2}{L} \right]} = \pm 0{,}24 \text{ mm/km.}$$

Mittlerer systematischer Fehler nach Lallemand

$$\sigma_L = \pm \sqrt{\frac{1}{4\Sigma L} \sum \frac{\lambda^2}{L}} = \pm 0{,}16 \text{ mm/km.}$$

Mittlerer systematischer Fehler aus Schleifenwidersprüchen

$$\sigma_F = \pm \sqrt{\frac{1}{\Sigma L^2} \left[\frac{1}{2} \sum \varphi^2 - \eta^2 \Sigma L \right]} = \pm 0{,}14 \text{ mm/km.}$$

Hierin bedeuten:

n_R = Gesamtzahl der Strecken
Δ = Differenz der Strecke Hin minus Zurück
R = Länge der Strecke
n_L = Gesamtzahl der Linien
λ = Differenz der Linie Hin minus Zurück
L = Länge der Linie
n_F = Gesamtzahl der Schleifen
φ = Schleifenwiderspruch
F = Länge der Schleife.

Die Beträge von m_R, m_L, m_F und η genügen den Anforderungen an ein Präzisionsnivellement. Dagegen sind die systematischen Fehler σ_L und σ_F zu hoch. Als Ursachen können angenommen werden:

— Einsinken des Stativs und der Lattenuntersätze auf den vorwiegend mit Weichasphalt belegten Straßen,

— Thermische Maßstabänderungen der Latten, die wegen der starken Höhenunterschiede einen großen Einfluß haben können,

— Refraktionseinflüsse auf den geneigten Strecken.

Zur Klärung der Ursachen wurden im Labor die thermischen Ausdehnungskoeffizienten der benutzten Invarlattenpaare bestimmt. Sie betragen für

Lattenpaar 23581/23582 $(1{,}4 \pm 0{,}1)\ 10^{-6}\ \mathrm{grd}^{-1}$
Lattenpaar 23575/23576 $(1{,}6 \pm 0{,}1)\ 10^{-6}\ \mathrm{grd}^{-1}$.

Mit Hilfe der auf jeder Teilstrecke gemessenen Lufttemperatur wurden die nivellierten Höhenunterschiede wegen der thermischen Maßstabänderung korrigiert, und mit den korrigierten Werten die Genauigkeitsmaße erneut berechnet. Sie betragen:

$m_R = \pm 0{,}28$ mm/km
$m_L = \pm 0{,}39$ mm/km
$m_F = \pm 0{,}53$ mm/km
$\eta = \pm 0{,}25$ mm/km
$\sigma_L = \pm 0{,}14$ mm/km
$\sigma_F = \pm 0{,}10$ mm/km.

Die Linien- und Schleifenwidersprüche wurden durch die thermische Lattenkorrektion verringert und ein Teil der systematischen Fehler eliminiert. Es ist deshalb zweckmäßig, bei zukünftigen Präzisionsnivellements für wissenschaftliche Zwecke die thermischen Änderungen der Latten zu berücksichtigen. Ein zweckmäßiges Verfahren zur Bestimmung der Lattentemperatur muß noch erarbeitet werden.

Die restlichen systematischen Fehler des Nivellements sind bedingt durch Refraktionseinflüsse, Einsinken auf den Asphaltstraßen und wahrscheinlich auch durch geringe Länge der Linien und Schleifen mit verhältnismäßig großen Höhenunterschieden.

II. Horizontalbewegungen. Im Testgebiet besteht ein Triangulationsnetz, welches im Abstand von etwa 70 Jahren zweimal sehr hoher Genauigkeit beobachtet worden war. Die Stationen waren sehr stabil vermarkt worden, so daß eine große Zahl identischer Punkte vorliegt. Diese günstigen Voraussetzungen ermöglichten es, horizontale Krustenbewegungen abzuleiten. Die in diesem Heft gesondert dargestellten (Lang) und geologisch interpretierten (Bankwitz) Ergebnisse sind außerordentlich interessant. Sie geben Hinweise auf eine rezente tektonische Aktivität des Testgebietes und Anregungen für weitere Untersuchungen in dieser Richtung.

III. Geoidprofil. Um möglichst zahlreiche Argumente für die Deutung der Zustände und Vorgänge im Testgebiet zur Verfügung zu haben, wurde ein Meridianprofil festgelegt (Abb. 2). Auf 12 Stationen im Abstand von durchschnittlich 3 km wurde die geographische Breite nach Sterneck mit einem Theo 010 von VEB Carl Zeiss JENA und mit einer Genauigkeit $< \pm 0{,}3''$ beobachtet, und die meridionalen Komponenten der Lotabweichungen bestimmt. Die Ableitung des Geoidprofiles ist aus den astronomisch bestimmten Lotabweichungen und den Schwereanomalien vorgesehen.

Geophysikalische Untersuchungen

I. Klinometrische Messungen. Aus Wiederholungsnivellements können wohl sehr genaue Werte der Vertikalbewegungen, aber nur Durchschnittswerte für längere Zeiträume abgeleitet werden. Für das

Studium der rezenten Krustenbewegungen ist es notwending, den wahren zeitlichen Verlauf der Bewegungen und deren Zusammenhang mit verschiedenen Faktoren festzustellen. Dazu gibt es zur Zeit nur die Möglichkeit, geophysikalische Feinneigungsmessungen mit Hilfe geeigneter Klinometer kontinuierlich durchzuführen. Derartige Messungen sind im Testgebiet der Elbtalzone sehr kritisch, da Neigungsänderungen von höchstens einigen 10^{-2}„/Jahr zu erwarten sind. Deshalb wurden zunächst in einer Studie über den internationalen Stand der Neigungsmeßtechnik (Schneider) alle bekannten Arten von Klinometern auf ihre Eignung untersucht. Auf Grund der Studie muß der Schluß gezogen werden, daß die auf dem Pendelprinzip beruhenden Klinometer wegen ihrer geringen Nullpunktkonstanz und der fragwürdigen Repräsentativität für größere Gebiete noch grundsätzlicher methodischer Untersuchungen bedürfen, ehe sie im Testgebiet eingesetzt werden können. Das Vertikalpendel dürfte nach entsprechender Weiterentwicklung für den Einsatz in Bohrlöchern entlang von Profilen geeigneter sein als das Horizontalpendel. Geeignet erscheinen außerdem Niveauvariometer.

Um einen Beitrag zur Lösung des Problems der klinometrischen Bestimmung rezenter Krustenbewegungen zu leisten, wurde zunächst damit begonnen, die Brauchbarkeit der Meißerschen Schlauchwaage im praktischen Einsatz zu erproben. Dazu wurden 1965 zwei Meßstellen eingerichtet (Abb. 2) und seitdem diese viel mal jährlich beobachtet. Die Klinometerstation Hohnstein hat zwei Meßstellen in den Kellerräumen gut gegründeter Gebäude unmittelbar auf der Lausitzer Überschiebung. Die Klinometerstation an der Elbe ist in einem Stollensystem mit etwa 30 m Überdeckung im Sandstein eingerichtet. Als dritte Klinometerstation kommt die mit Horizontalpendeln verschiedenen Typs besetzte Station Berggießhübel des Instituts für theoretische Physik und Geophysik der Bergakademie Freiberg hinzu. Die bisherigen klinometrischen Messungen lassen noch keine stetigen Schollenkippungen erkennen.

Im Jahre 1967 wurde vom Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg als Weiterentwicklung der Schlauchwaage das Versuchsmuster einer Registrierschlauchwaage fertiggestellt und in der Klinometerstation an der Elbe praktisch erprobt. Über dieses Gerät wird in diesem Heft gesondert berichtet (Manthey).

II. Gravimetrische Messungen. Eine in den letzten Jahren durchgeführte detaillierte gravimetrische Aufnahme des Testgebietes mit durchschnittlichen Punktabständen von 1,5 km liegt vor.

Zusätzlich wurde ein Schwereprofil vom Schweretief Freiberg-Altenberg über das Testgebiet bis zum Schwerehoch von Bernsdorf-Kamenz festgelegt und 1966 erstmalig von dem VEB Geophysik Leipzig mit einem Sharpe-Gravimeter beobachtet, um aus späteren Wiederholungsmessungen säkulare Schwereänderungen ableiten zu können. Das Profil hat eine Gesamtlänge von etwa 120 km. Als Gravimeterpunkte dienen 42 stabil vermarkte Nivellementsfestpunkte I. Ordnung, auf welche das Gravimeter

während der Messung unmittelbar aufgesetzt wurde. Auf diese Weise wurden ohne zusätzliche Vermarkungsarbeiten die Punkte sicher vermarkt und zugleich unmittelbar die genauen Höhen der Gravimeterpunkte erhalten. Spätere Wiederholungsmessungen können mit den Wiederholungsnivellements I. Ordnung gekoppelt werden, so daß die Feststellung von Höhenänderungen der Gravimeterpunkte keine Schwierigkeiten bereitet. Während der Messung wurden die einzelnen Strecken an zwei verschiedenen Tagen je viermal durchfahren. Das Sharpe-Gravimeter wurde auf der NS-Eichstrecke der DDR geeicht. Die Schwerediffferenzen der Teilstrecken wurden mit einer Genauigkeit von durchschnittlich ±0,005 mGal bestimmt.

III. Sonstige geophysikalische Untersuchungen. Die erdmagnetischen Elemente wurden entlang eines Profils über das Testgebiet insgesamt zweimal vom Geomagnetischen Institut Potsdam gemessen. Signifikante Änderungen konnten nicht festgestellt werden.

Eine magnetotellurische Tiefensondierung wurde vom Institut für Angewandte Geophysik Freiberg vorgenommen.

Im Jahre 1967 wurde auf der Station Berggießhübel ein Paar langperiodischer Seismographen installiert und mit den Registrierungen begonnen.

Geplante Untersuchungen

Als Schwerpunkt der Arbeiten in den nächsten Jahren sind komplexe Untersuchungen des Phänomens der horizontalen Krustenbewegungen vorgesehen mit dem Ziel, die Realität dieser geodätisch festgestellten Bewegungen zu bestätigen und genauere Angaben über die quantitativen Verschiebungsvektoren zu erhalten. Dazu soll die Ableitung der Horizontalbewegungen aus Wiederholungstriangulationen methodisch verbessert und auf ein größeres Gebiet ausgedehnt werden. Weiterhin ist vorgesehen, ein spezielles Winkel-Strecken-Netz entlang der Mittelsächsischen Störung für eine kombinierte Triangulation und Trilateration einzurichten. Neben geologischen Untersuchungen an der genannten Störung ist eine längere Überwachung der Mikrobebentätigkeit geplant.

Für das Jahr 1969 ist die Durchführung des zweiten Präzisionsnivellements des in Abb. 2 dargestellten Netzes geplant, verbunden mit methodischen Untersuchungen systematischer Nivellementsfehler.

Eine seismische Tiefensondierung und Wärmeflußmessungen sind erst in späterer Zeit möglich.

Literatur:

1. Hiersemann, L.: Aufgabe und Zielstellung der geodätisch-geophysikalischen Speziallinie am Elbtalgraben. — Geologie, Berlin 15 (1966) 1.

2. Möbius, G.: Die variscische Tektogenese in der Elbtalzone. — Geologie, Berlin 15 (1966) 1.

3. Präger, F.: Zur Kenntnis der rezenten Tektonik im Gebiet östlich von Pirna auf der Grundlage pleistozängeologischer Untersuchungen. Geologie, Berlin 15 (1966) 1.
4. Präger, F., Lemke, F.: Anlage einer geologischen Speziallinie „Elbtalgraben". — Verm.-Techn., Berlin 15 (1967) 6.
5. Rödel B.: Untersuchung des thermischen Verhaltens von Invarbandlatten. — TU Dresden, Diplomarbeit 1967.
6. Schneider, M.: Zum internationalen Stand der Neigungsmeßtechnik im Hinblick auf die Erfordernisse bei der Untersuchung der rezenten Erdkrustenbewegungen. — NKGG Berlin, Reihe III, Heft 6.
7. Tröger, K.-A.: Zusammenhänge der Sedimentation der sächsischen Oberkreide mit Störungslinien des Untergrundes unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes zwischen Pirna, Königstein und Hohnstein (Sächsische Schweiz). Geologie, Berlin 15 (1966) 1.

A. LANG

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE EINIGER GEODÄTISCHER UNTERSUCHUNGEN ÜBER HORIZONTALE KRUSTENBEWEGUNGEN IN DER ELBTALZONE

Einleitung

Im Rahmen der geodätischen Erforschung rezenter Krustenbewegungen wurden vorwiegend Vertikalbewegungen aus Wiederholungsnivellements abgeleitet. Untersuchungen, die zur Bestimmung der horizontalen Komponente führen, scheiterten bisher meist am Mangel von geeignetem Beobachtungsmaterial. Erst für die Zukunft deuten sich Vorhaben in Form von ständig wiederkehrenden Messungen besonders angelegter Triangulationsnetze oder Traversen an. Bis jetzt vereinzelt durchgeführte Versuche, die horizontale Komponente der Krustenbewegung zu bestimmen, beruhen meist auf Beobachtungen von trigonometrischen Netzen mit möglichst zahlreichen identischen Punkten in solchen Gebieten, die auf Grund ihrer Tektonik meßbare horizontale Verschiebungsbeträge erwarten lassen.

Das Problem der Auswertemethoden zur Ermittlung horizontaler Krustenbewegungen bedarf ebenfalls noch ausgedehnter Forschungsarbeit.

Obwohl nach lokalen Untersuchungen [1] das Verhältnis der Größenordnung von vertikalen zu horizontalen Komponenten mit 1:3 bzw. 1:5 angegeben wird, begegnet man dem Problem mit viel Skepsis. Der Grund hierfür liegt in erster Linie in der Tatsache, einen Höhenunterschied relativ weitaus genauer und direkt bestimmen zu können als die Lagekoordinaten eines trigonometrischen Punktes. So kann man höchstens von zwei trigonometrischen Netzen, die eine hohe Beobachtungsgenauigkeit haben und deren Messungen zeitlich über Jahrzehnte auseinanderliegen, diskussionswürdige Ergebnisse erwarten.

Auf dem Territorium der Deutschen Demokratischen Republik bietet sich die Elbtalzone zu derartigen Untersuchungen an. Sie wird von Geologen und Geophysikern als eine noch aktive Bruchzone angesehen. An geodätischem Messungsmaterial steht dort das sehr gute Beobachtungs-

material der Sächsischen Landestriangulation von 1870 bis 1910 und das 1962/63 bearbeitete Trigonometrische Netz III. Ordnung zum Vergleich zur Verfügung.

Ausgeführte Voruntersuchungen. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich links- und rechtsseitig der Elbe von der Staatsgrenze DDR—CSSR bis etwa zur südöstlichen Stadtbegrenzung Dresdens und schließt einen Teil der Elbtalzone ein. Die Ost-West-Ausdehnung beträgt maximal etwa 35 km. In Nord-Süd-Richtung (maximal etwa 55 km) ist ein Teil der Lausitz (Granit) bzw. des Erzgebirges (Gneis) mit einbezogen.

I. Beschreibung der Teilnetze.

Aus dem Trigonometrischen Netz III. Ordnung ist in diesem Gebiet ein Teilnetz 1 mit 66 Punkten ausgewählt worden. Der Punktabstand beträgt ca. 6 km. Aus dem vorliegenden Beobachtungsmaterial I.—III. Ordnung der Sächsischen Landestriangulation wurde ein Teilnetz 2 zusammengestellt, das soweit wie möglich gleiche Konfiguration mit Teilnetz 1 aufweist. Es enthält 67 trigonometrische Punkte mit einem Abstand von durchschnittlich 6 km.

Bei der Gegenüberstellung der beiden Teilnetze ergibt sich folgendes: 13 Punkte sind in beiden Netzen direkt identisch, 18 Punkte sind indirekt identisch, d. h., es wurden zwischen dem alten (Teilnetz 2) und neuen Zentrum (Teilnetz 1) Verbindungsmessungen ausgeführt. Für 36 Punkte des Teilnetzes 2 bestehen keine Vergleichsmöglichkeiten zu Teilnetz 1. Insgesamt können demnach in dem Untersuchungsgebiet Vergleiche zwischen den Daten von 31 trigonometrischen Punkten vorgenommen werden.

II. Vermarkung der identischen Punkte.

Sämtliche Festlegungen der trigonometrischen Punkte der Sächsischen Landestriangulation, die in das Netz III. Ordnung aufgenommen bzw. zu denen Verbindungsmessungen ausgeführt worden sind, wurden örtlich auf Beschaffenheit der Festlegung, Standsicherheit usw. anläßlich der Bearbeitung des Netzes III. Ordnung überprüft. Für die vorliegende Arbeit wurde danach vorausgesetzt, daß die Festlegungen der direkt identischen und der indirekt identischen trigonometrischen Punkte sich zwischen der ersten und zweiten Beobachtung nicht verändert haben.

Folgende Festlegungstypen sind vorhanden [2].

	Tagesmarke	Unterirdische Marke	Bemerkung
Typ1	Granitpfeiler 30×30×90 cm³, mit eingemeißeltem Kreuz und mit TP- und Δ -Signatur	Granitplatte mit Kreuz 60×60×10 cm³, darunter Steinwürfel 20×20×20 cm³ mit einzementiertem Tonkegel	jetzt gültige Festlegung I. O.
Typ2	Steinpfeiler unterschiedlicher Größe mit einzementiertem Messingbolzen	Grundplatte unterschiedlicher Größe mit Messingbolzen	Alte Festlegung I. O. im ehem. Gebiet Sachsen
Typ3	Granitpfeiler 20×20×90 cm³. Der Pfeiler weist auf der	Granitplatte 40×40×10 cm³ mit Keramikbolzen	normale Festlegung der staatlichen geo-

	Oberfläche eine Bohrung von etwa 1 cm Durchmesser auf. Die Seitenflächen des Kopfes sind mit eingemeißelter TP- und Δ-Signatur versehen		dätischen Netze II. — IV. O.
Typ 4	Granitpfeiler $35\times35\times120$ cm³ mit Loch von 9 cm Durchmesser und einzementiertem Keramikbolzen	im allgemeinen nicht vorhanden	alte durch Keramikbolzen ergänzte Festlegung III. O. in Sachsen
Typ 9	Festlegungsbolzen mit einem Durchmesser von 55 mm	–	Festlegung II.—IV. O. in anstehendem Fels
Typ 10	Pfeiler entsprechend dem Festlegungstyp 3 bis auf 60 cm verkürzt Zur Erzielung einer genügenden Standfestigkeit ist der Pfeiler in das Erdreich einbetoniert.	Im Fels einzementierter Festlegungsbolzen mit einem Durchmesser von 55 mm.	Festlegung II.—IV. O. im Felsgebiet, das von einer geringeren Erdschicht überdeckt ist.

III. Genauigkeit der Beobachtungen.

1. Teilnetz 1.

Die Beobachtungen wurden 1962 bis 1963 ausgeführt. Aus [3] wird für die in diesem Gebiet liegende Punktgruppe ein mittlerer Fehler der gemessenen Richtung aus Dreieckswidersprüchen von

$$m_w = \pm 1{,}93^{cc}$$

und ein durchschnittlicher mittlerer Fehler der gemessenen Richtung aus der Stationsausgleichung für das gesamte Netz III. Ordnung von

$$m_r = \pm 1{,}10^{cc}$$

entnommen.

2. Teilnetz. 2.

Von den Unterlagen der alten Triangulation in Sachsen sind die Veröffentlichungen [4] vorhanden sowie Abrißbände der Beobachtung I.—III. Ordnung. Beobachtungsunterlagen von Punkten IV. Ordnung stehen nicht zur Verfügung, so daß Punkte des Netzes III. Ordnung, die mit alten Punkten IV. Ordnung identisch sind, nicht zum Vergleich herangezogen werden können.

Schwierigkeiten treten z. Z. noch bei der Ermittlung der Beobachtungsjahre auf. Es konnten bis jetzt noch keine exakten Angaben über die Beobachtungsperiode ermittelt werden. Vorläufig wir ein mittleres Beobachtungsjahr 1890 angenommen.

Für die Beobachtungen I. Ordnung wird in [4] ein mittlerer Richtungsfehler nach der Stationsausgleichung angegeben von

$$m_r \cong \pm 0{,}75^{cc}$$

und ein mittlerer Richtungsfehler aus Dreiecksschlüssen von

$$m_w \cong 1{,}80^{cc}.$$

In den Abrißbänden vereinzelt angeführte Beobachtungsfehler für eine Station III. Ordnung sind in der Größenordnung von

$$m_r \cong 4{,}5^{cc}.$$

Aus den Dreieckwidersprüchen für Teilnetz 2 ergab sich nach der Formel von Ferrero:

$$m = \pm 5{,}90^{cc}.$$

IV. Statistische Tests.

1. Prüfung auf Normalverteilung.

Um das Ausgangsmaterial auf systematische Fehlereinflüsse zu testen, wurde der X^2-Anpassungstest für beide Teilnetze durchgeführt.

Im Teilnetz 1 fanden 120 Dreiecksschlüsse und im Teilnetz 2 40 Dreiecksschlüsse Verwendung.

Als Streuungswert ergaben sich für Teilnetz 1: $S' = 5{,}68^{cc}$ und für Teilnetz 2: $S = 7{,}38^{cc}$

Bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 1\,\%$ wurden ermittelt:
für Teilnetz 1: $X_\alpha^2 = 16{,}8$; $X^2 = 2{,}96$ (6 Freiheitsgrade),
für Teilnetz 2: $X_\alpha^2 = 13{,}8$; $X^2 = 4{,}60$ (4 Freiheitsgrade).

Daraus ergibt sich:

$X^2 < X_\alpha^2$, d. h. Normalverteilung ist in beiden Netzen vorhanden.

2. Homogenität des Messungsmaterials.

Um eine Aussage über die Homogenität des Messungsmaterials machen zu können, wurden weiterhin die oben ermittelten Streuungen aus den normalverteilten Grundgesamtheiten überprüft.

Geprüft wird die Hypothese $H_0: \sigma_1^2 = \sigma_2^2$ mit der Strichprobenfunktion $F = \frac{S^2}{S'^2}$ (Fisher-Test).

Für die Stichprobenumfänge $n = 40$ (39 Freiheitsgrade und $n' = 120$ (119 Freiheitsgrade) ergibt sich bei einer Irrtumgswahrscheinlichkeit von $\alpha = 1\,\%$ keine Ablehnung der Hypothese H_0, d. h. S^2 und S'^2 entstammen der gleichen Grundgesamtheit.

Somit kann angenommen werden, daß die Beobachtungen beider Netze homogen sind und demzufolge ermittelte horizontale Verschiebungen keine Fehleranteile infolge unterschiedlicher Qualität der Netzmessungen aufweisen.

Ausgleichungen der Teilnetze und deren Ergebnisse

Zur Ermittlung von horizontalen Krustenbewegungen konnten keine Auswertemethoden, die auf Richtungs-oder Winkelmessungen [5] basieren, angewendet werden, da beide Teilnetze nicht vollkommen identisch sind. So wurde für die vorliegenden Untersuchungen der Koordinatenvergleich durchgeführt.

Dazu war es notwendig, beide Netze für sich auszugleichen. In beiden Teilnetzen wurden identische Punkte als fehlerfrei vorgegeben (Fixpunkte). Ihre Auswahl erfolgte nach geologischen Gesichtspunkten.

In weiteren Untersuchungen sollte auch die freie Ausgleichung mit anschließender Koordinatentransformation geprüft werden.

Die Ausgleichungen wurden vermittelnd auf einem Elliott-Rechenautomat NG 503 ausgeführt. Das Rechenprogramm enthält eine Einteilung in Rechengruppen, wobei für eine Gruppe die quadratischen Gewichtsreziproken berechnet werden. Als Ausgleichungsergebnis stehen folgende Daten zur Verfügung:

— m_N, mittlerer Fehler der gemessenen Richtung aus der Netzausgleichung,

— Verbesserung der Richtungen,

— endgültige Koordinaten der Punkte,

— Gewichtsreziproken Qxx und Qyy für eine Rechengruppe und die daran angrenzenden Punkte der Nachbarrechengruppen.

Insgesamt wurden beide Teilnetze in je 9 Varianten ausgeglichen. Die Varianten mit jeweils verschiedenen Fixpunkten waren notwendig, da von vornherein keine Aussage über die Eignung der Fixpunkte und über den Einfluß lokaler Bewegungen in diesen Punkten auf die Ausgleichungsergebnisse möglich war.

Bei 7 Ausgleichungsvarianten wurden die Fixpunkte jeweils parallel zur Elbtalzone ausgewählt. Auf Grund der Ergebnisse bot sich für die 8. und 9. Ausgleichungsvariante eine nördliche bzw. eine südliche Fixpunktgruppe an.

Künftige Untersuchungen sollten das mit der angewandten Methode zusammenhängende Maßstabsproblem klären und auch Fixpunktlagen rechtwinklig zur Elbtalzone behandeln.

Die mittleren Richtungsfehler aus der Netzausgleichung m_N erreichen im Teilnetz 1 die Größenordnung von 2,5^{cc} und im Teilnetz 2 von 5^{cc} (Verhältnis 1:2).

Die mittleren Punktlagefehler m_L wurden nach folgender Formel berechnet

$$m_L = m_N \pm \sqrt{Qxx + Qyy}. \qquad (1)$$

Qxx und Qyy sind die quadratischen Gewichtsreziproken. Das Verhältnis der mittleren Punktlagefehler von Teilnetz 1 zu Teilnetz 2 beträgt etwa 1:3. Ihre Größenordnung liegt etwa, je nach Entfernung des entsprechenden trigonometrischen Punktes zum Fixpunkt, in der Größenordnung von 0,1 m für Teilnetz 1 und von ca. 0,3 m für Teilnetz 2.

Ermittlung von Verschiebungsbeträgen

Zur Ermittlung von horizontalen Krustenbewegungen werden die Koordinatendifferenzen der identischen Punkte beider Teilnetze gebildet und daraus der vermutliche Bewegungsvektor berechnet.

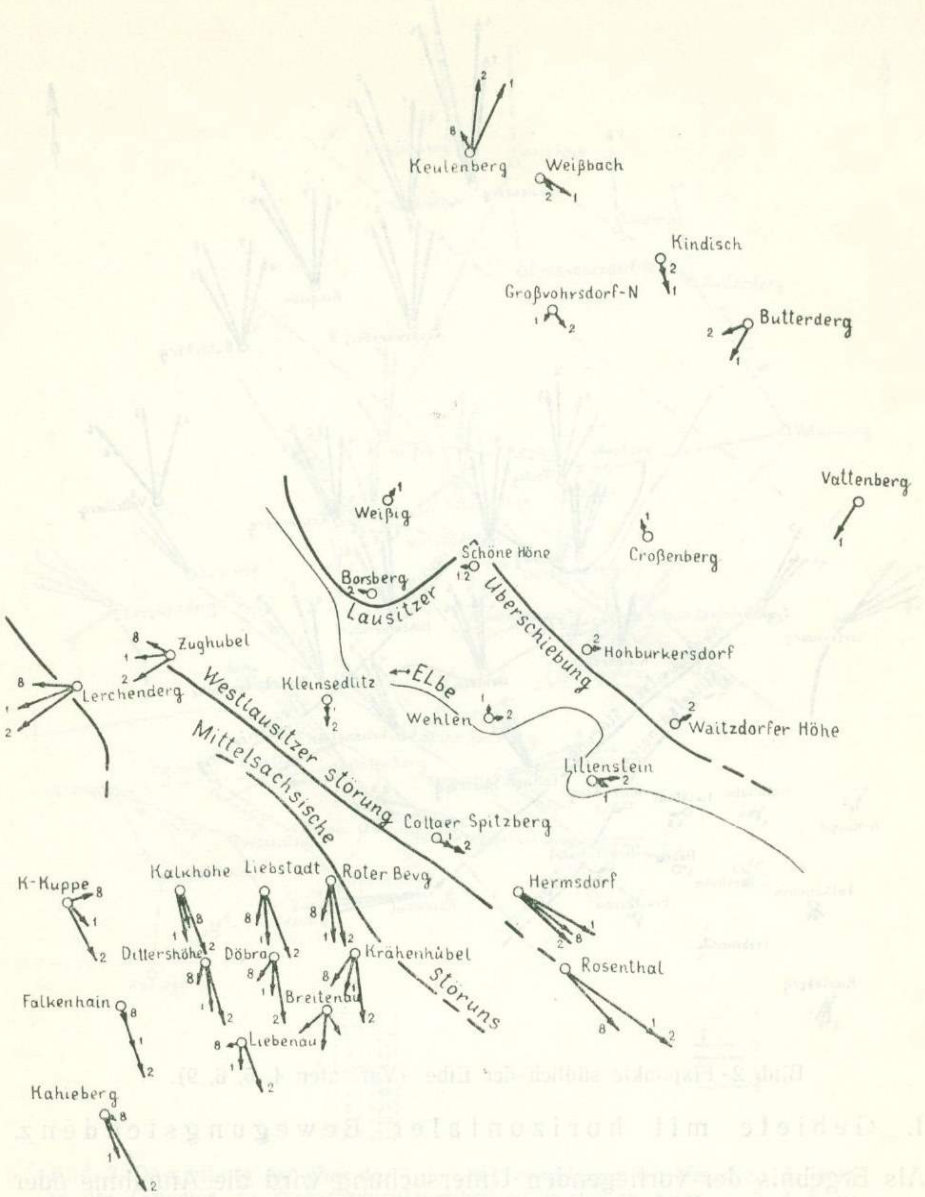


Bild. 1. Fixpunkte nördlich der Elbe (Varianten 1, 2, 8).

Bild 1 zeigt die Vektoren der Ausgleichungsvarianten 1, 2, 8, bei denen die Fixpunkte nördlich des Elbtals liegen. In Bild 2 sind die Vektoren der Ausgleichungsvariangen 4, 5, 6, 9 (Fixpunkte südlich des Elbtals) dargestellt.

Die Vektoren der Varianten 3 und 7 wurden aus der Wertung ausgeschlossen, da vermutlich Unsicherheiten in den betreffenden Fixpunkten die Vektoren merklich fehlerhaft beeinflussen.

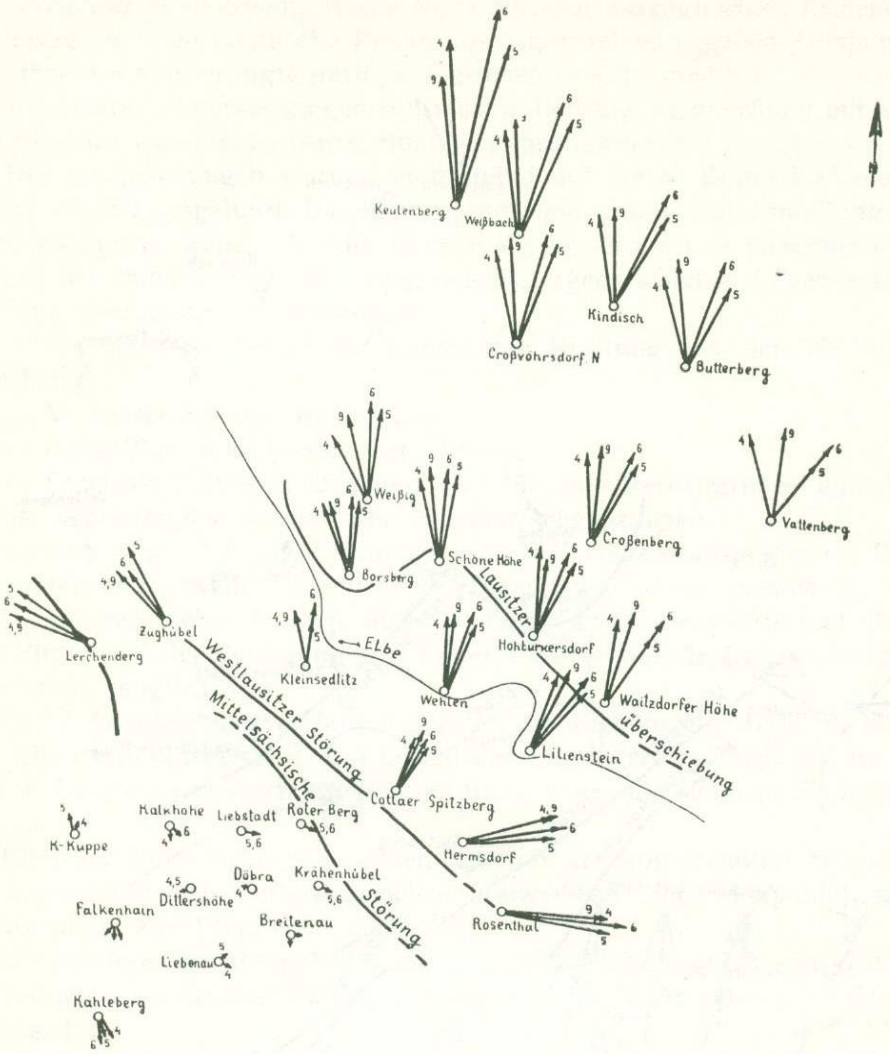


Bild. 2. Fixpunkte südlich der Elbe. (Varianten 4, 5, 6, 9).

I. Gebiete mit horizontaler Bewegungstendenz.

Als Ergebnis der vorliegenden Untersuchung wird die Annahme oder die Ablehnung einer Bewegungstendenz in dem Testgebiet erwartet, keine exakten Größenangaben. Die Aussage kann nur relativ in bezug auf die Fixpunkte sein.

Danach können zwei Hauptfestellungen getroffen werden: In bezug auf die im Norden des Untersuchungsgebietes (Lausitzer Granit) gewählten Fixpunkte (Var. 1, 2) hat sich eine südliche Punktgruppe (Erzgebirge, Gneis) etwa zwischen 1890 und 1910 in Richtung SSO verschoben. Var. 1 zeigt Bewegungsvektoren in der Größenordnung von ca. 0,35 m, Var. 2 von ca. 0,55 m. (Die Differenz in der Größenordnung erklärt sich durch die Entfernungsabhängigkeit zu den Fixpunkten).

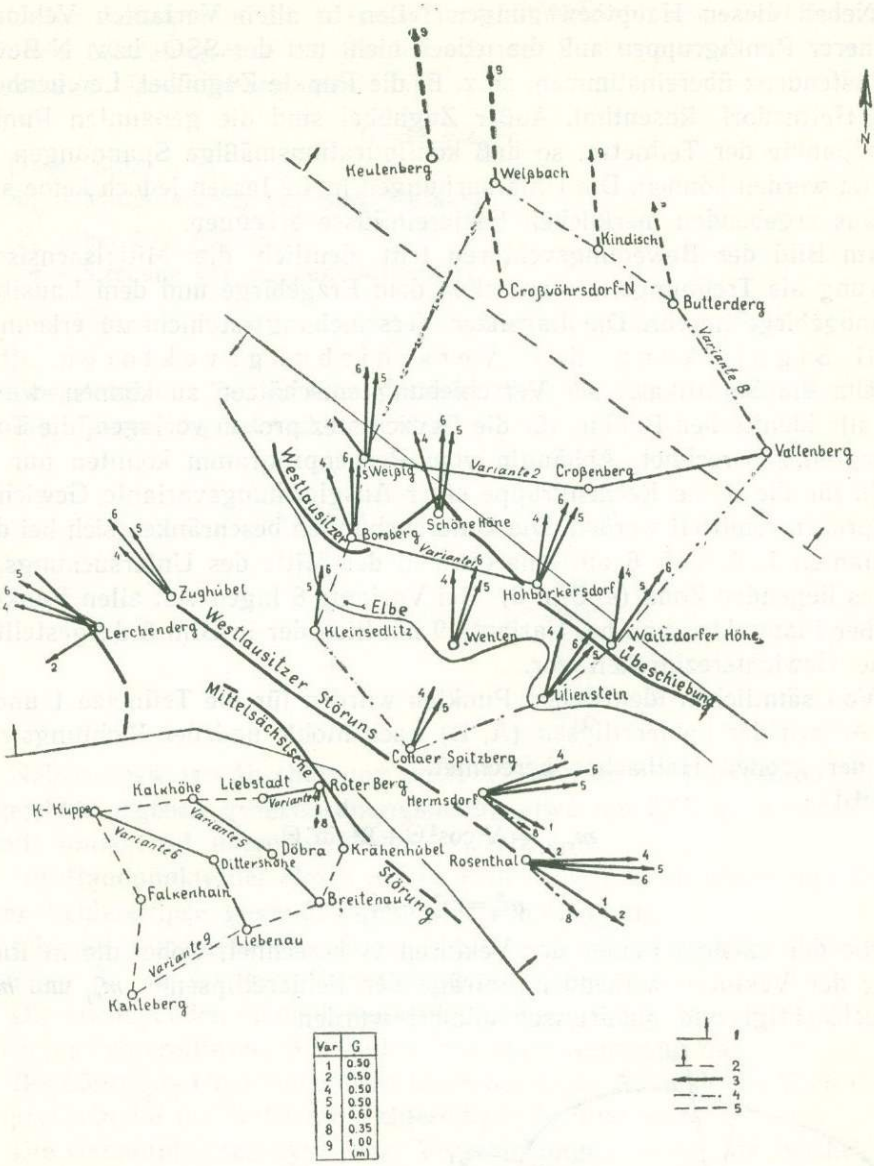


Bild. 3. Darstellung der über der Toleranzgrenze liegenden Vektoren. 1. Grenze des Gebietes, in dem Gewichtsreziproken vorliegen (Var. 1, 2, 4, 5, 6), 2. Grenze des Gebietes, in dem Gewichtsreziproken vorl. (Var. 9). 3. Fixpunktverbindung (Var. 1, 2, 4, 5, 6), 4. Begrenzung der Fixpunktgruppe (Var. 8), 5. Begrenzung der Fixpunktgruppe (Var. 9).

Die Variante 4, 5, 6 zeigen erwartungsgemäß die umgekehrte Tendenz: Bei der Auswahl der Fixpunkte im Süden weisen die nördlichen Punkte eine nördliche Verschiebungsrichtung auf. Die Größenordnung der Beträge liegt hier etwa bei 0,8 m.

Die Varianten 8 und 9 ergeben die entsprechenden Tendenzen. (Hierbei wurde die Anzahl der Fixpunkte bedeutend vergrößert, um die sich bei den anderen Varianten zeigenden Tendenzen evt. bestätigen zu lassen).

Neben diesen Hauptbewegungen fallen in allen Varianten Vektoren kleinerer Punktgruppen auf, die jedoch nicht mit der SSO- bzw. N-Bewegungstendenz übereinstimmen, so z. B. die Punkte Zughübel, Lerchenberg und Hermsdorf, Rosenthal. Außer Zughübel sind die genannten Punkte Randpunkte der Teilnetze, so daß konfigurationsmäßige Spannungen erwartet werden können. Die Untersuchungen in 4.2 lassen jedoch keine sich daraus ergebenden merklichen Fehlereinflüsse erkennen.

Im Bild der Bewegungsvektoren tritt deutlich die Mittelsächsische Störung als Trennungslinie zwischen dem Erzgebirge und dem Lausitzer Grundgebirge hervor. Die Lausitzer Verschiebung ist nicht zu erkennen.

II. Signifikanz der Verschiebungsvektoren.

Um die Signifikanz der Verschiebung einschätzen zu können, wurde für alle identischen Punkte, für die Gewichtsreziproken vorlagen, die Toleranzgrenze berechnet. Abhängig vom Rechenprogramm konnten nur jeweils für die letzte Rechengruppe einer Ausgleichungsvariante Gewichtsreziproken ermittelt werden. Die Untersuchungen beschränken sich bei den Varianten 1, 2, 4, 5, 6 auf eine etwa in der Mitte des Untersuchungsgebietes liegenden Zone (s. Bild 3). Bei Variante 8 lagen von allen Punkten (außer Fixpunkte) und bei Variante 9 nördlich der in Bild 3 dargestellten Linie Gewichtsreziproken vor.

Von sämtlichen identischen Punkten wurden für die Teilnetze 1 und 2 die Achsen der Fehlerellipsen (A, B) nach Möhle und der Richtungswinkel der großen Halbachse berechnet.

Mit

$$m_{v_{I/II}} = A^2 \cos^2 \Theta + B^2 \sin^2 \Theta \tag{2}$$

und

$$m_{v_i}^2 = m_{v_I}^2 + m_{v_{II}}^2 \tag{3}$$

wurde der mittlere Fehler der Vektoren v_I berechnet, wobei die in Richtung der Vektoren wirkenden Beträge der Fehlerellipsen m_{v_I} und $m_{v_{II}}$ berücksichtigt und quadratisch addiert wurden.

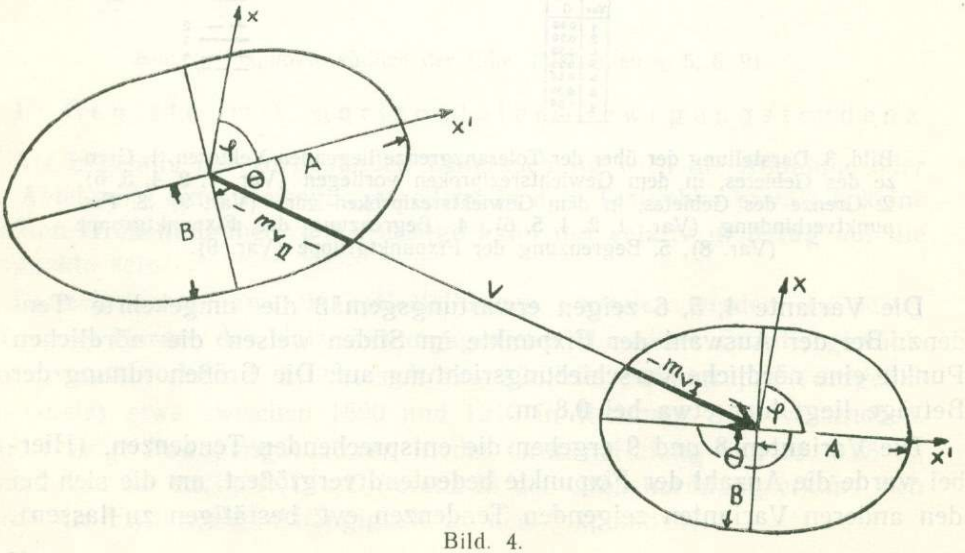


Bild. 4.

Unter Annahme einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 1\,\%$ ergab sich die Toleranzgrenze für die betreffende Variante und für das beschriebene Untersuchungsgebiet zu:

$$G = m_v + Z_\alpha \cdot \sigma. \tag{4}$$

Dabei sind

$\bar{m}_{v_i}$ – Mittelwert der m_{v_i} einer Variante,

Z_α – bei 1 % $\triangleq$ 2,58,

σ – Streuung der m_{v_i} zum Mittelwert,

Die Toleranz für die angegebenen Varianten sind in Tafel 1 dargestellt.

Übersteigt der Betrag eines Vektors diese Grenze, so kann eine horizontale Bewegung vermutet werden.

Tafel 1

Variante	G in m
1	0,50
2	0,50
4	0,50
5	0,50
6	0,60
8	0,35
9	1,00

Näherungsweise Abschätzung unter Verwendung der mittleren Punktlagefehler ergeben größenordnungsmäßig etwa um 0,05 m kleinere und damit annähernd übereinstimmende Werte.

Die Randpunkte der Netze weisen keine abweichende Form und Größe ihrer Fehlerellipse gegenüber anderen Punkten auf.

Für die entsprechenden Zonen bestätigen die Genauigkeitsuntersuchungen die in 4.1 getroffenen Feststellungen.

Die vorliegenden Genauigkeitsuntersuchungen beruhen auf der Größen mittlerer Fehlerellipsen. Sie stellen eine erste Näherung dar.

Bei künftigen Untersuchungen sollte bei dieser Methode die Vertrauensellipse anstelle der mittleren Fehlerellipse benutzt werden.

Die Genauigkeitsanalyse der Verschiebungen wird als wichtigstes Problem und als Ausgangspunkt für zukünftige Untersuchungsprogramme angesehen.

Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse zeigen, daß horizontale Bewegungen in dem untersuchten Gebiet der Elbtalzone, besonders in der Nähe der Mittelsächsischen Störung, vermutet werden können. Diese Tendenz macht weitere Forschungen notwendig. Bei zukünftigen Arbeiten sollte das Gebiet ausgedehnt und die Anlage eines Testnetzes im Raum der Speziallinie in der Elbtalzone in Aussicht genommen werden. Im einzelnen deuten sich folgende Problemstellungen an:

— geologische Untersuchungen (Voruntersuchungen, Interpretation der Ergebnisse),

— Auswahl und Anlage der geodätischen Festpunkte bei vorhandenen Punkten (Identitätsfragen),

— geodätische Netzkonstruktion, Meßmethoden (Strecken, — richtungs, — Winkelmessung),

— Auswertemethoden, Bewertung der Berechungsergebnisse nach statistischer Methode,

— Angabe über die Zeitintervalle für Wiederholungsmessungen.

Literatur

1. Bendefy, L.: Prinzipielle Bemerkungen zur Frage der Entwicklung und Meßtechnik von kontinentalen geokinetischen Netzen Vortrag auf der internationalen geodätischen meß- und instrumententechnischen Konferenz. Budapest 1966, IV, S. 14 bis 20.

2. Instruktion für die Auswertearbeiten der Triangulation II. und III. Ordnung **Herausgeber:** MdI, Verwaltung Vermessungs- und Kartenwesen, Berlin 1962.

3. Näser, K.: Wissenschaftliche Wertung des staatlichen trigonometrischen Netzes III. Ordnung. Abschlußbericht, Leipzig 1965 (unveröffentlicht).

4. Nagel, A.: Astronomisch-geodätische Arbeiten für die europäische Gradmessung im Königreich Sachsen. 1890, Dresden.

5. Izotov, A. A.: On the geodetic methods of studying the movements of the earth crusts. Leipzig 1962, CRCM.

P. BANKWITZ

REZENTE HORIZONTALE KRUSTENBEWEGUNGEN ENTLANG DER ELBELINIE (SÜDLICH VON DRESDEN) IN GEOLOGISCHER SICHT

Einleitung

Im Bereich der Elbelinie zwischen Erzgebirge und Lausitz wurden mit geodätischen Mitteln rezente Horizontalbewegungen nachgewiesen. Diese Bewegungen gaben sich also nicht durch spürbare Prozesse von selbst zu erkennen (das Gebiet ist weitgehend seismisch inaktiv), sondern wurden durch gezielte geodätische Untersuchungen ermittelt, die Teil eines größeren Arbeitsprogramms der Arbeitsgruppe für rezente Krustenbewegungen beim Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR sind. Die Auswertung erbrachte eine relative NNE — Bewegung der Lausitz bzw. eine S — Bewegung des Osterzgebirges. Die Bewegungen sind deshalb als relativ zu bezeichnen, weil grundsätzlich ein Punkt absoluter Ruhe nicht existiert. Für derartige Untersuchungen bot sich das Gebiet südlich Dresden aus mehreren Gründen an: 1. Nur durch Vergleiche von Triangulationen, die möglichst Jahrzehne auseinanderliegen, sind Horizantalbewegungen geodätisch sicher zu ermitteln (die Verhältnisse in Erdbebengebieten bleiben außer Betracht). Ende des 19. Jahrhunderts er-

folgte in Sachsen eine Landestriangulation ("NAGELsches Netz"), wodurch ideale Voraussetzungen für einen Vergleich der alten Messung mit den Ergebnissen der Wiederholungsmessung 1962/63 bestanden. 2. Vor wenigen Jahren wurden in diesem Teil der Elbelinie rezente vertikale Bewegungen nachgewiesen. Es lag nahe, diese Arbeiten entsprechend der internationalen Forderung nach Komplexuntersuchungen zu erweitern und Beobachtungen über rezente Horizontalbewegungen anzuschließen. 3. Das Untersuchungsgebiet ist tektonisch stark gestört (Schollenbau vornehmlich durch Paralelstörungen). Die Existenz horizontaler Versatze war von vornherein weder auszuschließen noch vorauszusehen. 4. Eine wiederholte tektonische Aktivität des Untergrundes im Testgebiet ist seit dem Paläozoikum belegt. Die Kontrolle des gegenwartigen Bewegungsstatus schien wünschenswert. 5. Die Elbelinie quert — wenn auch mit Unterbrechungen — vermutlich Europa bis nach Kleinasien hin. Der exakte Nachweis rezenter Aktivität und deren Tendenz ist selbst für einen kleinen Ausschnitt von internationalen geotektonischen Interese. 6. Es laufen im Untersuchungsraum noch andere Arbeitsprogramme zum Nachweis rezenter Bewegungen. Wenn sämtliche Ergebnisse der verschiedenen Geowissenschaften darüber vorliegen und koordiniert werden, ist ein optimales Ergebnis zu erwarten — regional und methodisch.

Zur Geologie des Gebietes

Stark vereinfacht gliedert sich der Raum, den die geodätische Auswertung erfaßte (Abb. 1) wie folgt: Im NE ein Teil des Lausitzer Massivs: im wesentlichen Zweiglimmergranodiorite, variszisch gebildet. Nach SW schließt sich die Elbtalzone an: Kreidesedimente, im Elbtalgebiet z. T. Pleistozänbedeckung; in ihrem SW — Abschnitt altpaläozoische Gesteine des Elbtalschiefergebirges und Rotliegendes (Döhlener Becken). Den SW des Areals nimmt ein Teil des Osterzgebirges ein: Gneise, die ihren Metamorphosegrad während der variszischen Orogenese erhielten. Die ältesten Gesteine in Lausitz und Erzgebirge sind präkambrischen Alters.

Für die Zone zwischen Erzgebirge und Lausitzer Massiv, in der nach den Ausgleichungskarten die rezenten Bewegungen ablaufen, existieren einige Bezeichnungen mit etwas unterschiedlicher Bedeutung: "Elbelinie" [9] oder "Elbelineament", übergeordneter Begriff für eine mehrere 100 km lange Zone, von der der mittlere Streifen des Testgebietes einen Teil darstellt; "Elbtalzone" [3]. Gebiet zwischen Lausitz und Erzgebirge: „Elbtalzone im engeren Sinn" [8], Gebiet zwischen Mittelsächsicher und Westlausitzer Störung, seit dem Paläozoikum durch Gesteine und tektonische Deformationen nachzuweisen; "Elbtalgraben" [4], durch Schollenabsenkung der Kreidegesteine an der Kreide/Tertiärwende entstanden.

Die markantesten Störungen des vermessenen Gebietes (Abb. 1) sind: die Westlausitzer Störung, geht nach N in den Graben von Mühlberg über und ist am ehesten von allen Störungen an die Elbelinie STILLEs gebun-

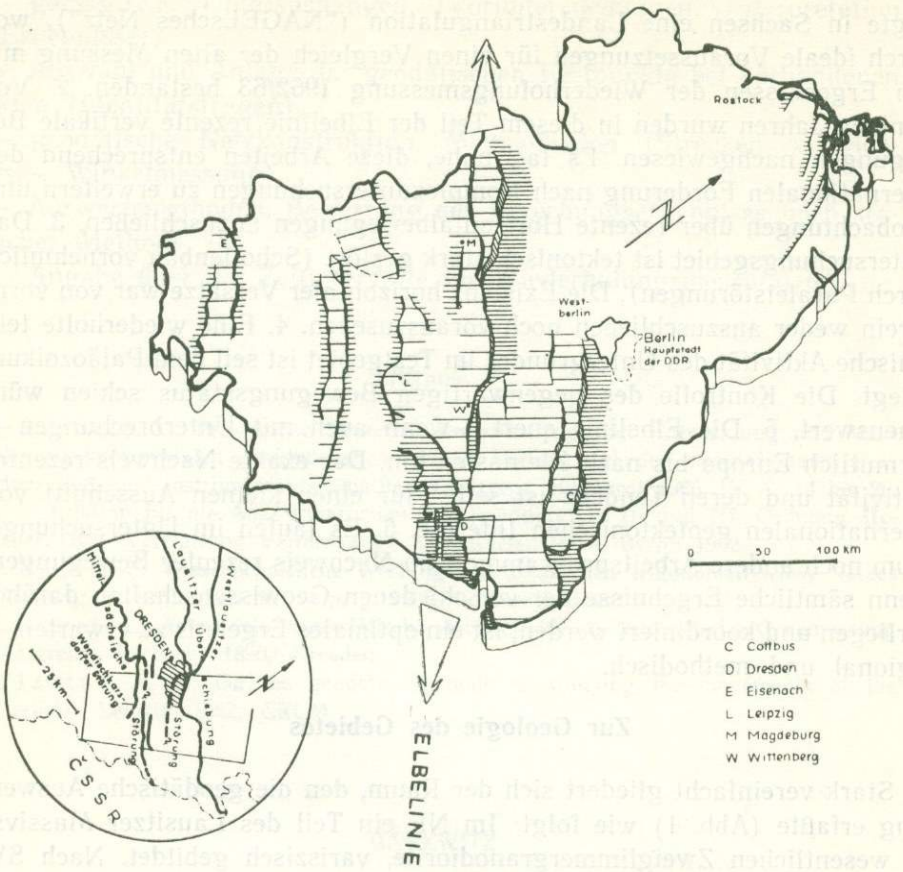


Abb. 1. Vereinfachte Darstellung vom Schollenbau im Untergrund der DDR. Unterlagen: KAUTZSCH 1967, KÖLBEL 1962 und WEGNER 1966. Weil an den Hauptstörungen meist der Nordostflügel abgesunken ist, mußte aus zeichnerischen Gründen auf die übliche Nordorientierung verzichtet werden. Umrandet bei Dresden: das Testgebiet. Als Ausschnitt im Kreis: große Störungen der Elbtalzone.

den; die Lausitzer Überschiebung (oder Störung), Granitoide des Lausitzer Massivs stoßen an Kreide — gesteine der Elbtalzone; innerhalb der Elbtalzone zahlreiche NW — SE — Störungen; im SW die Wendischkarsdorfer und die Mittelsächsiche Störung (Abb. 1). Die Mittelsächsische Störung grenzt die Elbtalzone gegen das Erzgebirge ab. Den Variantenkarten von LANG [7], ist zu entnehmen, daß an ihr die Hrizontalbewegungen der Gegenwart ablaufen.

Die geodätischen Ergebnisse und ihre Beziehung zur Geologie

Unter Berücksichtigung des geologischen Untergrundes wurden mehrere als fest angenommene Punktgruppen ausgewählt und auf jeweils eine dieser Fixpunktgruppen die Verschiebung aller anderen Punkte bezogen. Manche Punkte einer Gruppe sind durch Störungen voneinander getrennt, aber diese Störungen sind nicht gegenwärtig aktiv. Da das Meßergebnis

der Wiederholungstriangulation den Disziplinen Geodäsie und Geophysik in verschiedener Hinsicht bedeutungsvoll ist, bestehen Meinungsverschiedenheiten über die Auswahl der als fest anzunehmenden Punktgruppen. Nach geodätischer Ansicht ist eine Bewegung umso sicherer belegt, je mehr Punkte zu einer als unverändert angenommenen Gruppe zusammengefaßt und dadurch Einzelfehler eliminiert werden. Der Verschiebungsbetrag kann zwar genauer werden, aber der Aussagewert in bezug auf den geologischen Untergrund nicht. Ferner geht die in manchen Fällen eventuell interpretierbare Eigenbewegung des einzelnen Punktes rechnerisch verloren. Durch eine zu starke Zusammenfassung treten eng benachbarte Bewegungszonen (mit geringer Aktivität) und lokalere Richtungsdivergenzen nicht hervor.

In Abhängigkeit vom gegenwärtigen Kenntnisstand sind von geodätischer Seite nur solche Verschiebungen als reell anzusehen, deren Vektor die doppelte Länge des mittleren Fehlers hat. Ein Zweifel an der Realität der Bewegungen ist daher nicht angbracht, was allein schon auf Grund der Parallelität der Vektoren in den einzelnen Varianten überflüssig erscheint. Eindeutig ergibt sich eine relative N — Bewegung des östlichen Gebietes bwz. eine S—Bewegung des westlichen und ein schmaler Streifen der Bewegungsumkehr im SW — Abschnitt der Elbtalzone (Bereich Mittelsächsische Störung). Deshalb kommt den vorgenannten anderen Störungen für die heutige Horizontalverschiebung nicht entfernt die Bedeutung zu (die sie in geologischer Vergangenheit durchaus besaßen) wie den Rupturen an der Grenze Elbtalzone/Erzgebirge. Es muß betont werden, daß sich in diesem Punkt geodätische und geologische Befunde wechselseitig ergänzen. Neben der Bewegung der beiden Hauptschollen zeichnet sich eine nach W bis NW gerichtete Eingenbewegung des Gebietes zwischen Tharandt und Dippoldiswalde, sowie eine E bis SE gerichtete im Raum südlich Königstein ab. Diese Verschiebungen können auf eine SW — NE — Störung zurückgehen. Unter der Annahme, daß die genannten vier Bewegungen miteinander in genetischer Beziehung stehen, ist auf eine EW — Einengung als auslösender Anlaß für die rezenten Bewegungen südlich Dresden zu schließen. Ferner verlaufen im Erzgebirge die Grenzen zwischen einheitlichen Richtungsänderungen von Vektoren der Einzelpunkte mit SW-NE bis ENE-WSW parallel zu der oben angenommenen größeren Querstörung. Das würde im großen das Bild eines übergeordnet NW-SE angelegten Bewegungslineaments ergeben mit parallel dazu verlaufenden Blattverschiebungen sowie fiederartig überlagernden NE-SW- Störungen (Abb. 2b). Diese Ausbildung des Gesamtsystems entspricht dem offenbar in der Literatur bei Horizontalversatzen häufigsten Typ (Abb. 2c).

Unser Deutungsversuch ist im Hinblick auf die Kleinfelderung des Gebietes etwas hypothetisch; die Hauptbewegung aber darf als reell angesehen werden. Noch nicht endgültig ist gegenwärtig die Aussage über die Verschiebungsgröße (circa $^1/_2$ cm pro Jahr).

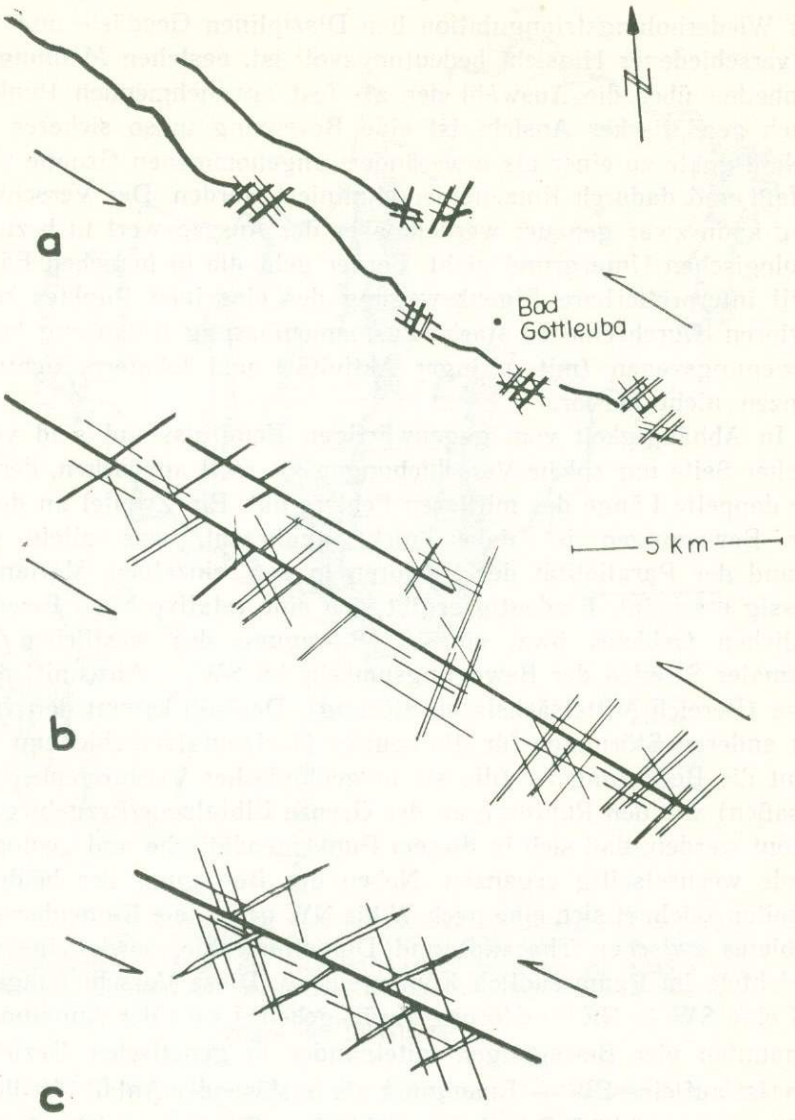


Abb. 2. a) Ein Teil der Mittelsächsischen Störung südlich Dresden. Junge Spaltenzonen in Oberkreidesedimenten nach eigener geologischer Aufnahme. b) Schematisches Bild der jungen Spalten, fiederartig zur Hauptbewegugsrichtung angeordnet. c) Schemaskizze der Elemente einer Horizontalverschiebung nach ASHGIREI (1963).

Geologische Beobachtungen zu den geodätischen Unterlagen

In seismisch inaktiven Gebieten (wie dem unsrigen) rezente Horizontalbewegungen nachzuweisen, ist schwierig — vor allem, wenn der Untergrund in geologischer Vergangenheit stark tektonisch überprägt und gestört wurde. Je kleiner die absoluten Verschiebungsbeträge, je stärker die junge Bedeckung (Vegetation, Alluvionen), je rascher die Erosion, je

homogener das Gestein, umso mehr wird der Nachweis erschwert. Am ehesten erlaubten quartäre Gesteine eine Aussage darüber, ob eine genetische Verknüpfung zwischen einer Zerrüttung oder geodätisch bestimmten Bewegungen zulässig sind. Gestörte Schichten des Quartär auf ungestörter Unterlage sind atektonisch beeinflußt und interessieren bei der vorliegenden Problematik nicht. Da im Beerich der rezent — aktiven Zone geeignete Aufschlüsse in jungen Sedimenten fehlen, dienten die sehr gut aufgeschlossenen Gesteine als Anhaltspunkt. Der Autor ist sich natürlich der Unsicherheit bewußt, die durch den Zeitunterschied von der Kreide bis zur Gegenwart entsteht. Als positiv erwies sich die Vergleichsmöglichkeit ein und desselben Horizonte innerhalb und außerhalb der Hauptbewegungszone. Es ist unwahrscheinlich, daß die beobachteten Zerrüttungen der Kreide alt sind: die Spalten wären inzwischen mit Sicherheit verfüllt.

Die Oberkreideaufschlüsse innerhalb der aktiven Zone zeigen starke rupturelle Zerstörung (Abb. 3 u. Abb. 2a) in Form von geweiteten Klüften

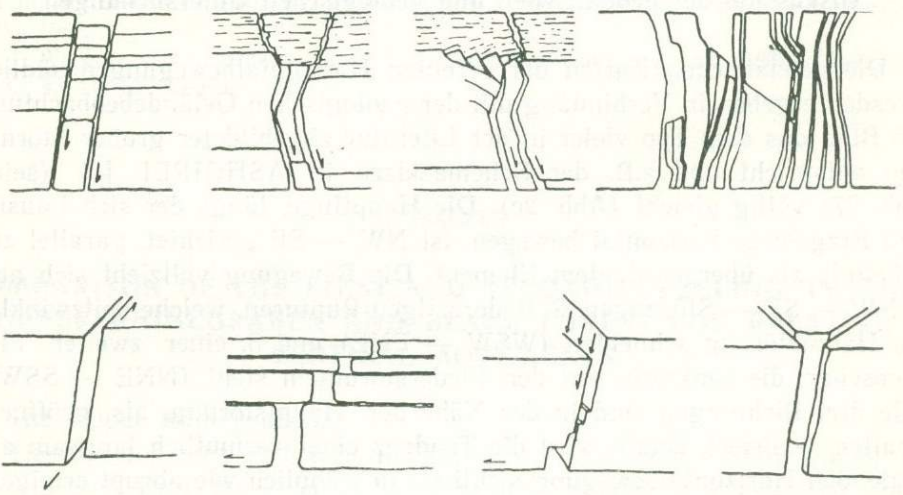


Abb. 3. Beobachtete junge Zerrüttungsformen in Oberkreidesedimenten am Südwestrand der Elbtalzone. Höhe der gezeichneten Wände: 5 bis 20 m.

und Spalten (10—15 cm geöffnet), Zerrüttungs- und Ausräumungszonen (1—4 m breit), an denen oft S — bis SW — Versatze festzustellen sind, zum Teil auch mit antithetischen Brüchen. Auf die tektonische Natur dieser Zerteilungsformen deuten die zwischen den Spalten — und Zerrüttungszonen stehengebliebenen Pfeiler ($^1/_2$ bis 4 m breit), die nicht gekippt sind, hin. Die auffälligste Zerrüttung war dort zu finden, wo die Kreidebedeckung die Mittelsächsiche Störung bzw. nordöstliche Parallelstörungen überlagert. Die gleichen Horizonte sind außerhalb der geodätisch ermittelten Bewegungszone ungestört. Im allgemeinen ist ein Bereich von 100 bis 200 m Ausdehnung (quer zum Streichen) besonders stark beansprucht. Nach dem soeben Ausgeführten bestätigt der geologische Geländebefund eine rezente oder neotektonische Aktivität im Gebiet der

mittelsächsischen Störung bzw. ihr unmittelbar benachbarter Parallelstörungen nach der Kreidezeit. Die nicht verheilten Hauptstörungszonen verlaufen NW — SE und NE — SW (Abb. 2a und b). Ebenso zeigen Oberkreidegesteine über einer Nordost — Randstörung des Döhlener Rotliegendbeckens die Folgen junger Zerrüttung. Diese Störung könnte die nordwestliche Fortsetzung der Mittelsächsischen (und Parallel —) Störung bilden, sie kann auch nach den Ausgleichs — Darstellungen von LANG als Fortsetzung der Hauptbewegungslinie nach NW angesehen werden.

Insgesamt erlauben die nicht verheilten Zerteilungsformen der Gesteine am SW — Rand der Eilbtalzone eine S — Bewegung des Osterzgebirges relativ zur Lausitz anzunehmen. Seit wann diese Tendenz vorliegt werden nur Spezialarbeiten bestimmen können.

Diskussion der geodätischen und geologischen Untersuchungen

Die geodätischen Karten der rezenten Horizontalbewegungen südlich Dresden ergeben in Verbindung mit der geologischen Geländebeobachtung ein Bild, das dem Typ vieler in der Literatur abgebildeter großer Störungen entspricht und z.B. der Schemaskizze in ASHGIREI [1] (seine Abb. 27) völlig gleicht (Abb. 2c). Die Hauptfuge, längs der sich Lausitz und Erzgebirge horizontal bewegen, ist NW — SE gerichtet, parallel zur Elbelinie als übergeordnetem Element. Die Bewegung vollzieht sich auf: 1. NW — SE — Störungen, 2. fiederartigen Rupturen, welche spitzwinklig die Hauptstörung schneiden (WSW — ENE) und 3. einer zweiten Flächenschar, die senkrecht auf den Fiederstörungen steht (NNE — SSW). Alle drei Richtungen sind in der Nähe der Hauptstörung als geöffnete Spalten realisiert. Damit wird die Tendenz einer vermutlich langsam ablaufenden Horizontalbewegung sichtbar, sich ähnlich wie abrupt erfolgende Horizontalversatze an seismischen Störungen in fiederartigen Spaltenzonen bemerkbar zu machen, quer bis spitzwinklig zur Hauptrichtung.

Nicht zu unterschätzen ist die praktische Bedeutung dieser Ergebnisse — sofern die für die letzten 70 Jahre nachgewiesene Bewegung noch anhält — etwa für die Errichtung größerer Bauwerke im Einflußbereich der rezent — aktiven Störungen. Gerade in diesem Zusammenhang sind Kontrollmessungen in kürzeren Zeitabständen nötig, um die Richtungspersistenz der Bewegung und ihren Ablauf zu erkennen. Außer geodätischen Beobachtungen werden dabei geophysikalische von großem Nutzen sein. Zukünftige Untersuchungen sollten ferner die Zeitgleichheit horizontaler und vertikaler Bewegungen klären.

Literatur

1. Asghirei, G. B.: Strukturgeologie. — VEB Deutsch. Ver. Wissensch. 572 S., Berlin 1963.

2. Bankwitz, P.: Stellungnahme zu rezenten horizontalen Krustenbewegungen und zur Geologie in einem Abschnitt der Elbelinie. — Geod. Geoph. Veröff., R. III, H. 11, NKGG der DDR, 27 — 59, Berlin 1968.

3. Ebert, H.: Der variskische Untergrund Nordböhmens zwischen Erzgebirge und Jeschken. — Z. deutsch. geol. Ges., 84, 703—717, Berlin 1932.

4. Gallwitz, H.: Die tektonische und morphologische Entwicklung des Elbtalgrabens. — Festschrift H. STILLE, 146—169, Stuttgart 1936.

5. Kautzsch, E.: Moderne Gesichtspunkte bei der Aufstellung einer Lagerstättenklassifikation mineralischer Rohstoffe auf genetischer Grundlage. — Sitz. ber. Deutsch. Akad. Wissensch. Kl. Bergbau etc., Jg. 1967, Nr. 1, 24 S, Berlin 1967.

6. Kölbel, H.: Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik; Karte ohne känozoische Bildungen; 1:500 000. Berlin 1962.

7. Lang, A.: Vorläufige Ergebnisse geodätischer Untersuchungen horizontaler Krustenbewegungen in der Elbtalzone. — Geod. Geoph. Veröff., R. III, H. 11, NKGG der DDR, 17—26, Berlin 1968.

8. Pietzsch, K.: Die Elbtalzone. — Ber. geol. Ges. DDR, **1**, 117—135, Berlin 1956.

9. Stille, H.: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. — Z. deutsch. geol. Ges., **99**, 150—174, Stuttgart 1949.

10. Thurm, H., et. al.: Vorläufige Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Deutschen Demokratischen Republik. — Peterm. Geogr. Mitt., **109**, 136—160, Gotha 1965.

1. Wegner, J.: Strukturbau und Tektonik im Nordosten der DDR. — Geophys. Geol., **9**, 44—56, Leipzig 1966.

H. MÄLZER

COMPARISON OF THE FIRST AND SECOND LEVELLING IN THE UPPER RHINEGRABEN AND BLACK FOREST FOR RELATIVE VERTICAL MOVEMENTS

The Upper Rhinegraben.

The development and tectonic pattern of the Upper Rhinegraben is described by Prof. Dr. J. H. ILLIES. Central Europe is transversed from the Oslograben in the north to the Rhône depression in the south by a continuous system of rift structures whose strike is approximately north-south. The central segment is the Upper Rhinegraben. The graben has a linear extension of 300 km from Basel in the south to Frankfurt in the north and the average width is 36 km. It is bordered in the south by the Black Forest and the Vosges. In the central part of the graben the flanks are less elevated (Kraichgau and Pfalzburg regions), whereas in the north the Odenwald and the Pfälzerwald form higher shoulders. The flanks are always lifted up with a maximum amount in the vicinity of the graben border and an outward dip of 1°-4°. The crust in the Upper Rhine area consists of three layers of different structural character: The basement as the lowest one was formed by Hercynian orogeny and combines rocks of the Precambrian system up to the Carboniferous period, exposed by erosion in the Black Forest, Vosges etc. (gneisses, granites, volcanic rocks and folded Paleozoic sediments). The central layer forms the sedimentary

cover, enclosing all series of younger Lower Permian until Jurassic. This formation is intensively dislocated by vertical movements, flexures and faultings. The uppermost layer is the filling of the sedimentary through of the graben, a sequence from the Middle Eosem to the Quaternary. The subsidence of the graben started in the Middle Eocene, 40—45 million years ago. The elevation between the subsided graben and the lifted shoulders is nearly 4500 m. The graben is sovered with Tertiary-Quaternary filling material with a thickness up to 3400 m in the northern segment and about 2200 m in the south of Strasbourg.

The First and Second Levelling.

From 1871 to 1881 a precision levelling was carried out in the eastern part of the Rhinegraben and the Black Forest from Heidelberg to Basel (Baden). It was adjusted by Prof. W. JORDAN in 1883 [3].

These measurements can not be used to derive the recent crustal movements because the accuracy of the levelling with ± 3 mm/ $\sqrt{\text{km}}$ is not satisfactory and the scale is dubious.

Since 1922 the precision levelling in Baden was systematically renewed and completed. The levelling lines however were not surveyed uninterupted but carried out piece by piece as circumstances required. These observations for the First Levelling were finished in 1939 [4]. In 1952 started the Second Levelling. From 1952 up to the present time the levelling lines of the first and second orders are observed again by the Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. Both levellings were intended to determine the elevations as required for a geodetic network [Fig. 1].

A first study of the relative vertical earth crustal movements from Rastatt to Basel and of the accuracy of the measurements was made by the author in 1966/67. The new investigations concern the Upper Rhinegraben from Heidelberg to Basel and the Black Forest up to the Lake of Constanze in the south-east. The network consists of 7 closed loops, the total length of the lines is 1200 km and there are 1130 bench marks common to both levellings.

From the geodetic point of view the results of the First Levelling (1922—1939) are equivalent to those of the Second Levelling (since 1952), because scales, levelling methods and equipments (instruments and rods) are quite the same. On the other hand there is no doubt that the long duration of 17 years for the First and nearly the same time for the Second Levelling is disadvantageous. However the mean time interval of about 30 years between the two levellings may be sufficient to recognize vertical movements.

Accuracy of the Levellings.

The accuracies of the levellings are of special importance for the investigation in regard to recent earth crustal movements. A detailed discussion of the different levelling errors arising from the large number of

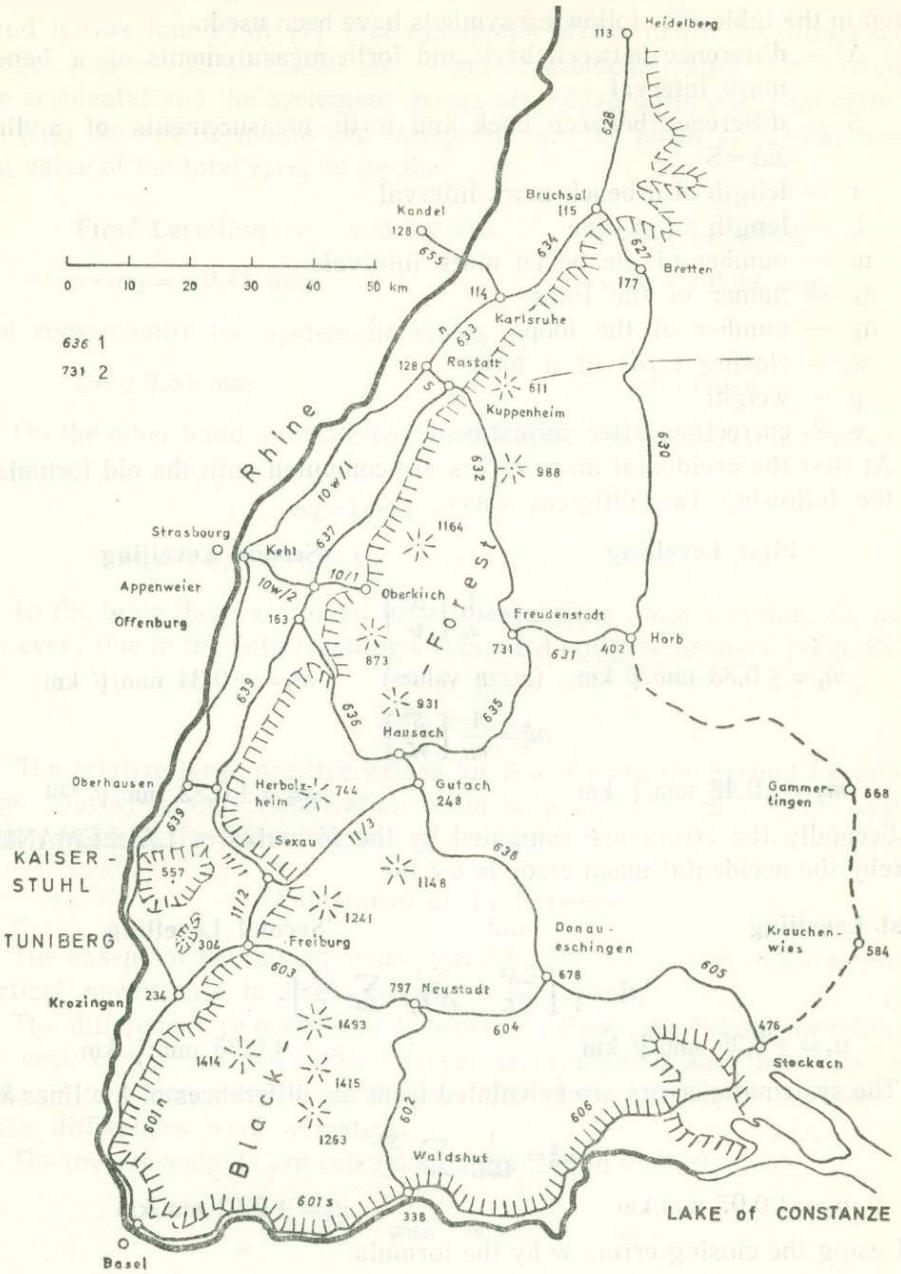


Fig. 1. Germany General Network Part of Network VI. 1 — number of the line; 2 — elevation in *m*.

sources is given in [7, pp. 223—255]. BÖHM has investigated the confidence-interval of observed earth crustal movements, and this method was used for the first study of the vertical movements in the Upper Rhinegraben [5, 6]. In the last time statistical methods are proposed for the study of levelling errors [9].

In order to estimate the accuracy of the levellings some values are given in the table. The following symbols have been used:

- Δ — difference between back and forth measurements of a bench mark interval
- S — difference between back and forth measurements of a line $\Sigma\Delta = S$
- r — length of a bench mark interval
- L — length of a line
- n_r — number of the bench mark intervals
- n_L — numer of the lines
- n_F — number of the loops
- w — closing error of a loop
- p — weight
- v — correction after adjustment

At first the accidental mean errors are computed with the old formulas in the following two different ways:

First Levelling		Second Levelling
	$m_1^2 = \frac{1}{n_r}\left[\frac{\Delta^2}{4r}\right]$,	
$m_1 = \pm 0{,}33$ mm/$\sqrt{\text{km}}$	(mean values)	$m_1 = \pm 0{,}34$ mm/$\sqrt{\text{km}}$
	$m_2^2 = \frac{1}{n_L}\left[\frac{S^2}{4L}\right]$	
$m_2 = \pm 0{,}48$ mm/$\sqrt{\text{km}}$		$m_2 = \pm 0{,}82$ mm/$\sqrt{\text{km}}$

Secondly the errors are computed by the formulas of LALLEMAND. Hereby the accidental mean error is for the

First Levelling	and	Second Levelling
	$\mu_1^2 = \frac{1}{4}\left[\frac{\Sigma\Delta^2}{\Sigma L} - \frac{\Sigma r^2}{(\Sigma L)^2}\sum\frac{S^2}{L}\right]$,	
$\mu_1 = \pm 0{,}35$ mm/$\sqrt{\text{km}}$		$\mu_1 = \pm 0{,}35$ mm/$\sqrt{\text{km}}$.

The systematic errors are calculated from the differences of the lines as

$$\mu_2^2 = \frac{1}{4\Sigma L}\sum\frac{S^2}{L},$$

$\mu_2 = \pm 0{,}07$ mm/km $\qquad$ $\mu_2 = \pm 0{,}12$ mm/km

and using the closing errors w by the formula

$$\mu_3^2 = \frac{1}{\Sigma L^2}\left[\frac{1}{2}\Sigma w^2 - \mu_1^2 \Sigma L\right],$$

$\mu_3 = \pm 0{,}06$ mm/km $\qquad$ $\mu_3 = \pm 0{,}8$ mm/km.

In the new formulas of Oslo (1948) the errors are divided into accidental and systematic errors, which are assumed to be independent of each other. A detailed discussion is given besides in [10]. However, it is very difficult to separate systematic errors from accidental errors. On the other

hand it was found out [7] that systematic errors in the levellings with longer lines — about L>50 km — are of accidental kind and therefore the accidental and the systematic errors are added up to one total error τ.

With the new formulas and interpretations the mean accidental limiting value of the total error is for the

First Levelling and for the **Second Levelling**

$\tau = m_2 = \pm 0{,}48$ mm $\tau = m_2 = \pm 0{,}82$ mm.

and consequently the systematic errors are

$\zeta = \pm 0{,}35$ mm $\zeta = \pm 0{,}74$ mm.

On the other hand a total error is obtained from the adjustment of each levelling

$$m_3^2 = [pvv] : n_F \simeq [pww] : n_F$$

$$m_3 = \pm 0{,}71 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}} \quad \text{and} \quad m_3 = \pm 0{,}96 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}.$$

In the table there are given the values of S, m_1, and a systematic part for every line in the both levellings, computed with the formula [7] p. 227].

$$\mu_s = \frac{1}{2} \frac{\Sigma \Delta}{L}$$

The relative large positive values for S and μ_s in the Second Levelling show that systematic falsification could be possible. Generally the systematic errors in the Second Levelling are larger than in the First Levelling.

Adjustment of the Network

The basepoint for this adjustment and for the calculation of the relative vertical movements is Freudenstadt.

The differences (movements) between the First and Second Levellings for each common bench mark interval are computed and then they are reduced to a time interval of 10 years. The closing errors of the loops of these differences were adjusted.

The inverse weights are calculated according to the formula

$$\frac{1}{p} = L \cdot m_{\Delta 1}^2 \quad \text{with} \quad m_{\Delta 1}^2 = m_{1,1}^2 + m_{1,2}^2.$$

So the length of the line L_0 corresponding to the weight unit is

$$L_0 = \frac{1}{m_{\Delta_1}^2} = 4{,}34 \text{ km} \quad \text{(mean value of } m_{\Delta 1} = \pm 0{,}48).$$

A total error of the movements in the mean time interval of 30 years is given by

$M^2 = + m_{\Delta 3}^2 \cdot km$. In this formula is $m_{\Delta 3}^2 = m_{3,1}^2 + m_{3,2}^2 = 1{,}4257$

and km is the length from the basepoint along the levelling lines.

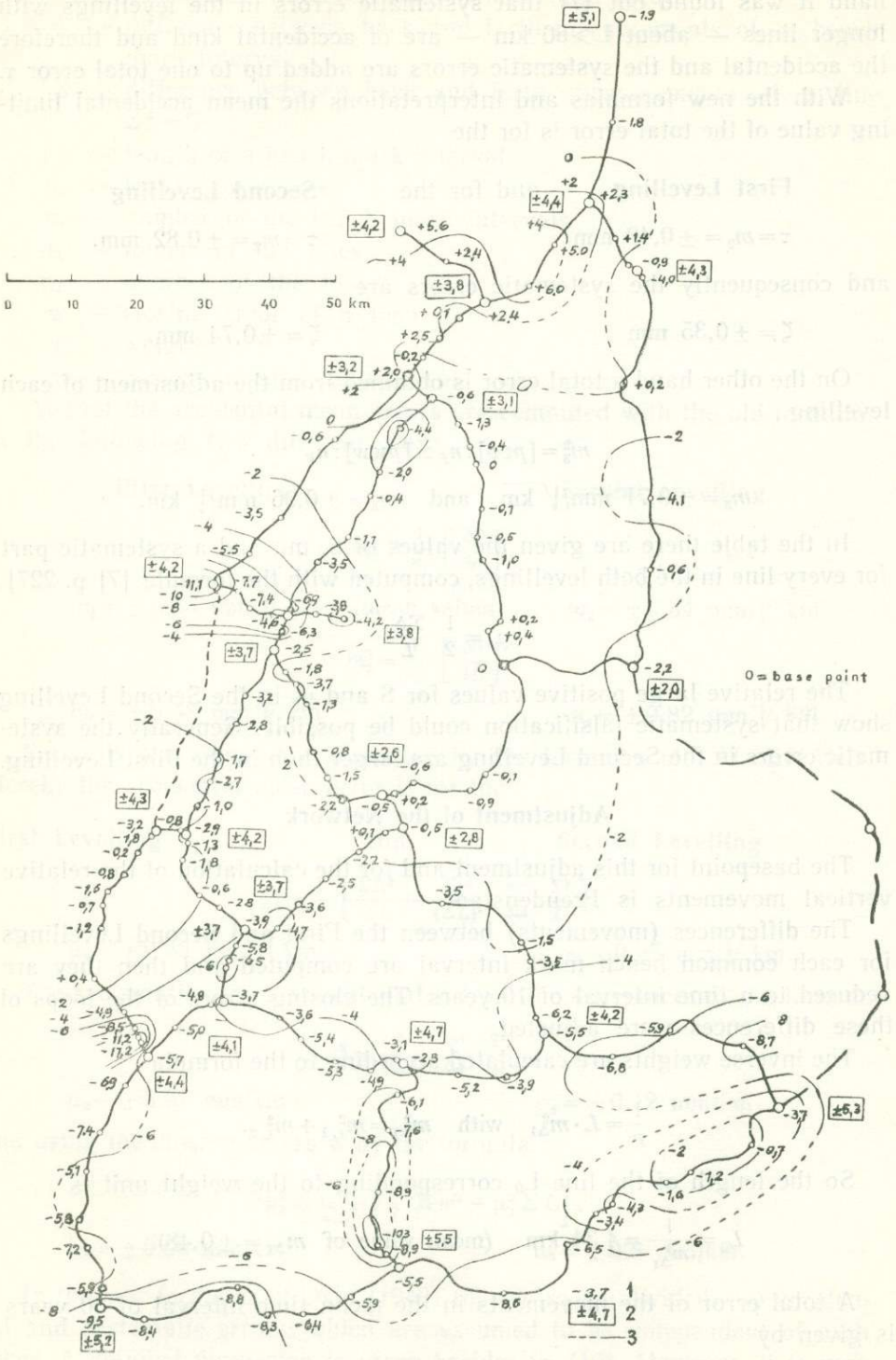


Fig. 2. Relative vertical movements for a time-interval of 10 years.
1 — relative vertical movement (mm); 2 — mean error m 3 km; 3 — isobases with 2 mm — interval;

Results of the First and Second Levelling

Line	L [km]	n_r	1st Levelling			2nd Levelling		
			S [mm]	m_1 [mm/$\sqrt{km}$]	μ_s [mm]	S [mm]	m_1 [mm/$\sqrt{km}$]	μ_s [mm]
1	2	3	4	5	6	7	8	9
601s	60,52	40	+ 5,8	±0,41	+0,048	+ 1,80	±0,28	+0,015
601n	49,54	37	+ 4,8	39	+ 48	+ 8,14	37	+ 82
602	56,00	50	+ 3,8	34	+ 34	+17,44	31	+ 156
603	57,68	65	+ 2,6	33	+ 22	+16,23	32	+ 140
604	25,05	36	+ 5,3	28	+ 97	+12,20	35	+ 224
605	63,89	52	+ 6,9	40	+ 54	+11,60	33	+ 98
606	109,31	80	+11,4	40	+ 52	− 1,54	37	− 7
627	19,04	32	− 1,9	29	− 50	− 5,16	33	− 135
628	37,39	44	− 7,7	35	− 103	+ 1,24	28	+ 16
630	90,49	71	−18,0	33	− 99	+ 4,00	34	+ 22
631	25,32	−	+ 1,9	37	+ 38	+ 7,40	36	+ 146
632	60,42	52	+ 0,9	31	+ 7	−16,90	33	− 140
633s	5,73	8	− 0,3	32	− 26	+ 2,77	45	+ 242
633n	24,56	24	− 0,7		− 14	+10,55		+ 215
634	31,97	47	−10,6	32	− 166	− 0,31	34	− 5
635	42,54	22	− 4,8	34	− 56	− 3,14	36	− 36
636	41,33	44	− 2,9	29	− 35	−18,61	42	− 225
637	51,99	44	−16,7	36	− 160	− 1,32	30	− 12
638	69,76	65	+ 0,1	39	0	−16,33	36	− 117
639	95,61	96	− 3,0	36	− 16	+19,04	34	+ 100
655	17,88	24	− 2,0	28	− 56	+ 3,89	39	+ 109
10/1	8,88	16	− 0,7	33	− 39	+ 0,15	34	+ 8
10W/1	50,17	57	+11,3	31	+ 112	+21,74	41	+ 216
10W/2	16,04	15	− 4,1	27	− 128	+ 6,97	32	+ 217
11/1	22,01	33	+ 3,3	33	+ 75	− 5,33	31	− 121
11/2	17,10	10	− 3,1	30	− 90	− 4,83	24	− 141
11/3	37,96	39	− 2,7	24	− 36	+16,03	37	+ 211
27	1188,18	1103	−21,1 |137,3|	mean value ±0,33	−0,487 |1,661|	+87,72 |234,66|	mean value ±0,34	+1,278 |3,156|

For a time interval of 10 years there is $M = \pm 0{,}40 \sqrt{km}$ and for example km = 10 there is $M = \pm 4$ mm. It can be said that the both levellings and the differences of them have a good accuracy relative to the large time of about 30 years.

Relative Movements

The results of the movements and the mean total errors relative to Freudenstadt are shown in Figure 2. However, only some bench marks, being characteristic for the neighbourhood, are presented. The movements are relatively slow and generally they do not exceed a mean value of —5 mm/10 years, the same magnitude of the total errors.

Only in some zones there are movements with subsidences larger than the total errors and where relative earth crustal movements will be possible [5, 6, 8]. In the area of Appenweier-Kehl, eastern of Strasbourg, the subsidence is up to 10 mm/10 years and more. Northern of Freiburg in the border fault system there are local subsidences up to 6,5 mm/10 years. In the region of the Tuniberg-Fault-System, in the south of the Kaiserstuhl, exist movements up to —17 mm/10 years. Between Neustadt-Waldshut-Basel, in the south of the network, subsidences up to 10 mm/10 years are observed.

In the north near Karlsruhe and Bruchsal there exsist a tendency for a small landuplift. Between this area and the southern zone around Basel an inclination of 0″,01/10 years can be computed.

In the northern part of the Upper Rhinegraben also precision levellings were carried out by the Landesvermessungsamt Hessen in the years 1938, 1953/54 and 1965/67 [11].

Three levelling profils were observed in the graben-area Worms-Darmstadt-Frankfurt-Rüsselsheim. The relative velocities of subsidence in the middle zones and border zones are 2—3 mm/10 years and 6—7 mm/10 years for the time intervals 1938/53 and 1953/67. An other levelling profile — 35 km long — along the eastern border rift-system near Darmstadt (Odenwald) revealed relative and average values of — (0,4—7,0) mm/10 years (1938/53) and — 4,0 mm/10 years (1953/65), whereby during the last period in the southern part of the profil (12 km) elevations of 2—3 mm/10 years exist.

Literature:

1. Illies, J. H.: Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Oberrheinische Geologische Abhandlungen, Jahrgang 14, Heft 1/2, 1965.

2. Illies, J. H.: Development and Tectonic Pattern of the Rhinegraben. The Rhinegraben Progress Report 1967, Intern. Upper Mantle Project: Sc. Rep. No. 13, Freiburg/Strasbourg, 1967.

3. Großherzogliche Oberdirektion des Wasser- und Straßenbaues: Die Großherzoglichen Badischen Hauptnivellements mit den Anschlüssen an die Nachbarstaaten. Braunsche Hofbuchhandlung Karlsruhe, 1885.

4. Hauptvermessungsabteilung Reutlingen: Das Deutsche Haupthöhennetz. Höhen über Normal Null im neuen System des ehemaligen Reichsamts für Landesaufnahme, sechster Teil, 1952.

5. Mälzer, H.: Untersuchungen von Präzisionsnivellements im Oberrheingraben von Rastatt bis Basel im Hinblick auf relative Erdkrustenbewegungen. Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe B, Heft Nr. 138, München, 1967.

6. Mälzer, H.: Studies of relative vertical Earth Crustal Movements in the Rhinegraben from Rastatt to Basel. The Rhinegraben Progress Report 1967, Intern. Upper Mantle Project: Sc. Report No. 13, Freiburg/Strasbourg, 1967.

7. Jordan/Eggert/Kneißl: Handbuch der Vermessungskunde, Band III, Höhenmessung-Tachymetrie, Zehnte Ausgabe, Stuttgart, 1956.

8. Böhm, J.: Das Vertrauensintervall bei gemessenen Erdkrustenbewegungen, Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Bergbau etc., Jhrg. 1962, Nr. 2, 1. Intern. Symp. für rezente Erdkrustenbewegungen, 1962.

9. Marchant, R., Jones L.: Résultats de Recherches dans le domaine de l'étude statistique des erreurs de nivellement. Paper presented at the XIVth General Assembly of the IUGG, IAG Section II, Lucerne, 1967.

10. Kääriäinen, E.: The Second Levelling of Finland in 1935—1955. Veröffentlichungen des Finnischen Geodätischen Institutes No. 61, Helsinki, 1966.

11. Kutscher, F., Prinz, H., Schwarz, E.: Bodenbewegungen in Hessen und ihre geologische Deutung. Zeitschrift für Vermessungswesen, Heft 2, 1968.

L. BENDEFY

THE CHARACTER AND EXTENT OF ROTATIONAL CRUSTAL MOVEMENTS IN THE AREA OF BUDAPEST

The forming of the present crustal structure of Central Europe and of the Mediterranean region started — in its main lines — with the vigorous orogenic processes still previous to the Mesozoic.

Within the region inside the Carpathians, a mass of strong mobility, the Pannonian Massif being in a close relation with the Balkanian structures is situated. The Hungarian Basin, formed over it, is one of the most interesting, peculiar geological formations of Europe. At the beginning it was an ancient sediment-collector, then it became a rigid table, turning at the end of the Variscan orogenesis into a broken, denudated dryland. After this, in the Mesozoic, sounds penetrated its body, but a predominantly emerging range has always been present from the beginning in its NE-SW main axis: the Lóczy-ridge [11, 12, 13]. Since the Austrian orogenesis, this intermediate mass became slowly an intermediate depression. The margin of the subsided basin and the foot of the sunken mountains are indicated by volcanites of different age and differring also petrographically according to their ages.

According to the one-time troughs and to the deeply sunken ranges, large structures exist in not too great depths of the crust [3, 7]. As for their gravitational, geomagnetic, geothermic and geokinetic relations, they differ from their environment. In case of earthquakes released from nearlying hypocenters they are well perceptible also seismologically.

Thus — a mong others — the ancient mountain ridge called Lóczy-ridge is remarkable in the course of all kinds of geophysical and geokinetic investigations. In the Austrian orogenic-phase the Lóczy-ridge elevated and disintegrated. The end of the western part of the ridge thus

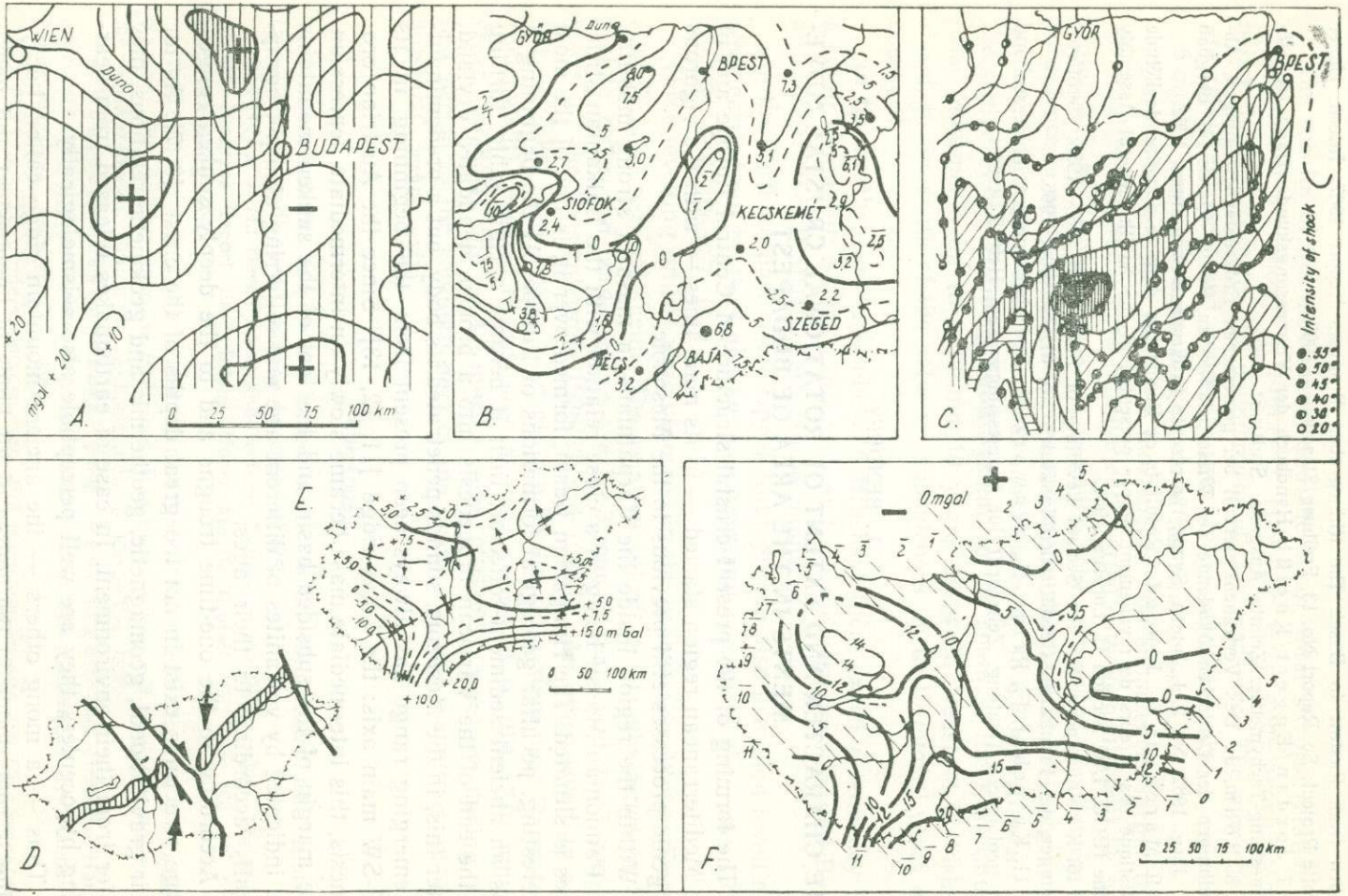

WIEN
Duna
BUDAPEST
+20
+10
mGal +20
A.
0 25 50 75 100 km
GYÖR
Duna
BPEST
SIÓFOK
KECSKEMÉT
SZEGED
PÉCS
BAJA
68
B.
GYÖR
BPEST
Intensity of shock
C.
E.
+15.0 m Gal
+20.0
+10.0
0 50 100 km
D.
0 mgal
F.
0 25 50 75 100 km

Fig. 1

being freed was shifted to the North owing to the rotational motion process taking place in the basin, while that of the eastern part shifted southwards. The freed western end of the deep structure shifted to the North extends up to Budapest [5, 6].

This rotational motion process of notable dimensions is related to the kinetic mechanism of similar character demonstrated in the entire Alp-Carpathian and Balkano-Dinaride mountainous system.

The rotational movements in question strongly increased at the end of the Pliocene, resp. at the beginning of the Old-Pleistocene, thrusting the Mesozoic and Paleogene formations of the area between Esztergom and Budapest from a depth of 1000—1500 m to an elevation of 100—500 m above the Adriatic. In the meantime, upthrusts and weak overthrusts occurred even in the hills surrounding Buda. The Triassic dolomite emerging in the heart of the capital protruded diapir-like in the heights, and now it lies abt. 140 ms higher than the level of the Danube.

The recent emergence of the mountain is proven by the present topographic position of the ancient thermal quells, too. The Old-Pleistocene thermal sediments lie in a height of 400—500 m on the Széchenyi-Hill, 300—350 m on the Csiki Hills, 250 m on the Ferenc Hill and the Sas-Hill, 220 m on the Gellért-Hill. 160 m on the Vár-Hill Nap-Hill and the Kiscell-Plateau. Consequently these areas had to be raised by 60—400 m so that the ancient source slots become situated on the present hilltops.

The majority of the researchers is of the opinion that the general emergence of the area occurred during the Old-Pleistocene. In this case the annual rise corresponds to 0,5 mm. This assumption seems to be probable.

In the area of the capital, the results of levellings carried out in 1935 and 1955 are at our disposal. According to the regional isokin-curves formed of these, even today a rise of 0,5—1,0 mm/year is observed in the hilly region of Buda, while the plain on the Pest side is subsiding to the same extent. The extreme values are: +2 mm, resp — 3,0 mm per year. The course of the regional curves unequivocally corresponds to the present-day topografic conditions. It follows from this that the emergence conditions of the area have not changed since the Pleistocene times. The emerging part of the area extends to Köbánya, a district of Pest, too, where the Miocene coarse limestone is found in large spots on the surface.

In the area of the town of Budapest the horizontal displacement data of 78 first-rate triangulation points stand at our disposal, related to a period of 70 years. Among these points, 63 are cast-iron tables embedded in about 2 m^3 of concrete, further 15 are towers. The shifting of the triangulation systems into a common origin, further their rotating according to the difference of 13° between the direction angles, finally the deter-

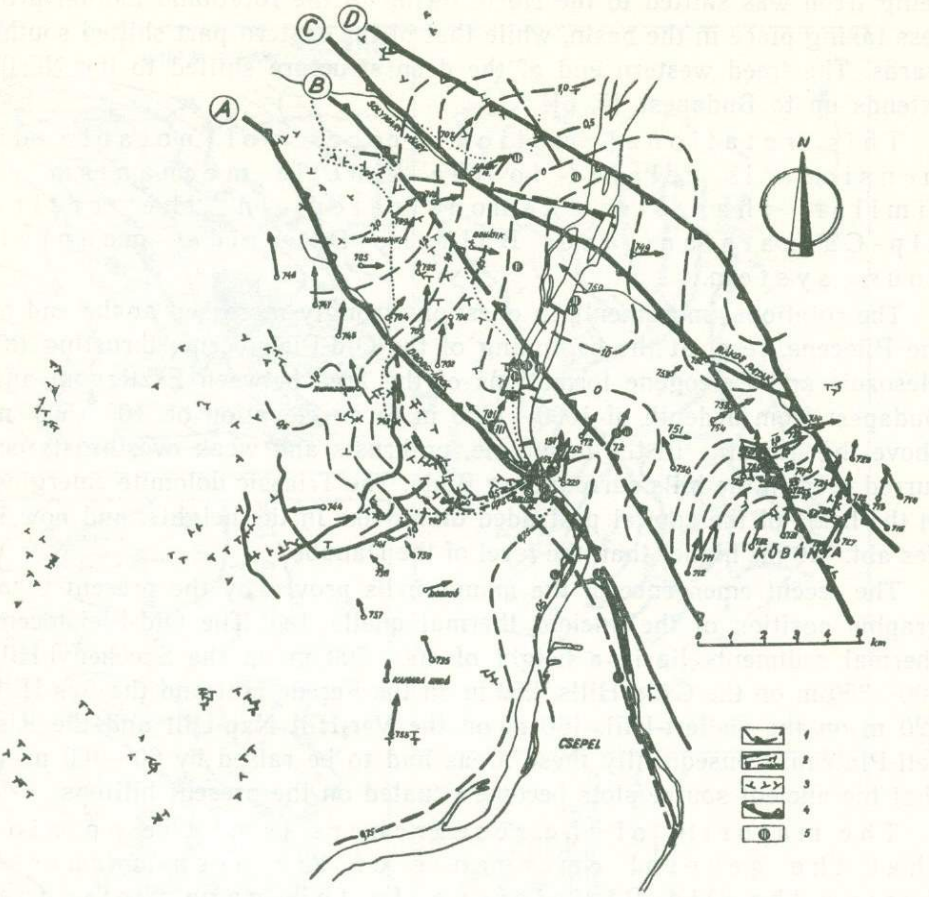


Fig. 2. The regional isokin-curves of level variations determined in the Budapest area, and the vectors of the horizontal displacements of the basis points in an absolute system (Bendefy, 1958, resp. 1968). 1 — isokin-curves with mm/year values; 2 — the vectors of horizontal displacement; 3 — sign of geological strike and dip; 4 — main structural faults; 5 — thermal quells.

mination and consideration of the etalon-coefficient was made by Prof. K. Oltay [10]. After the adjustment of the networks, made homogeneous in this way, the rough differences between the X and Y coordinates of the individual points have been determined similarly by him. The problem, however, did not ceased to exist with this. The vectors computed in the static system and plotted on map are not in harmony with the geological conditions; on the contrary, they contradict those entirely [1].

The problem attains its solution with the transition to the absolute system.

For this, a basic condition is that the ΔX, ΔY, and ΔZ components of the spatial shifting of the origin "Gellérthegy" — reduced to unit time-should be established.

Adding these values to the static values ΔY, resp. ΔX of Oltay, we obtain the $\Delta Y'$, resp. $\Delta X'$ values, as a representation of the absolute displacement of the individual base points.

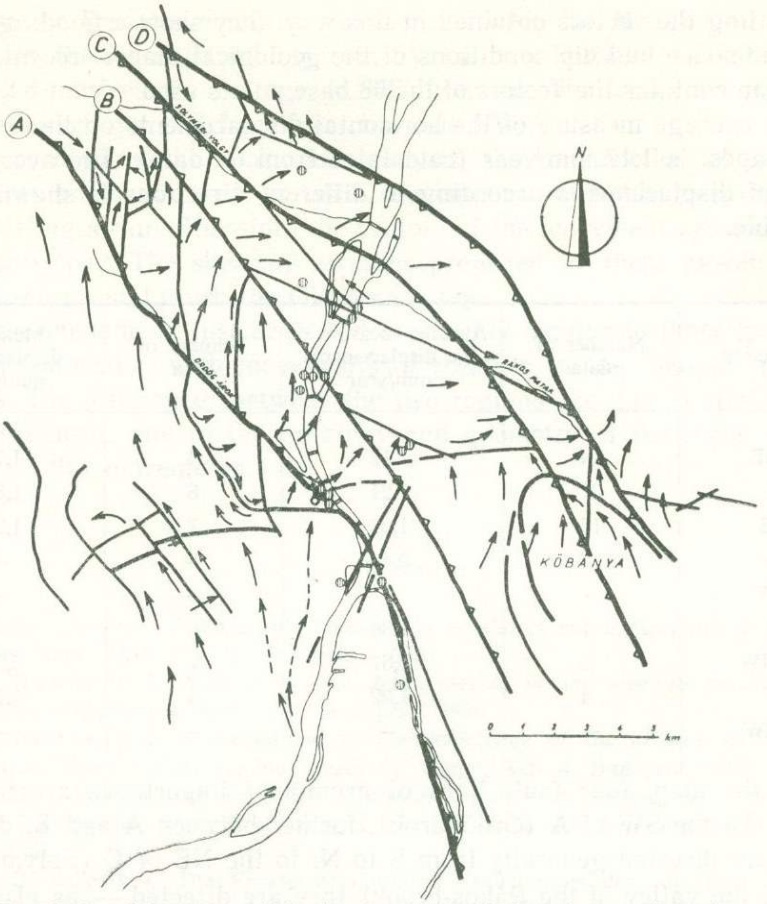


Fig. 3. Crustal movement tendencies in the Budapest area (I. reduction) (Bendefy, 1968).

* * *

The direction of the displacement of the Gellérthegy has been determined from the controlled and most reliable strike and dip data originating from the Archives of the Hungarian State Geological Institute, referring to the environment of the origin, as N 12—192°. The mean value of the dip angle of the sliding surface is $\alpha = 35°$. The elevation of the two I. order bench marks encased in the rock of the Gellért-Hill (computed according to the adjustment procedure of Bendefy and Hristov) is 0,71, respectively 0,73 mm/year. The displacement of the origin is then: $\Delta^{z}_{Gellert-Hill} =$ $= 0{,}72 : \text{tg } 35° = 1{,}0283$ mm/year, resp. $= 72$ mm/70 years[1].

Under consideration of the direction angle N 12—192°, the amount of shifting of the origin: Gellért-Hill, in the two main directions, is:

$$\Delta^{Y}_{Gell.} = +13 mm/70 years; \quad \Delta^{X}_{Gell.} = -70 mm/70 years.$$

[1] The provisional transition to a period of 70 years is necessary, because the computation of K. Oltay refers to this interval.

Plotting the vectors obtained in this way, they show a good agreement with the strike and dip conditions of the geological map of recent edition. This map contains the vectors of the 68 base points used.

The average measure of the horizontal displacements on the total area of Budapest is 1,17 mm/year (calculated from 68 data). The average measure of displacements according to different directions is shown on the I-st table.

Table 1

Direction	Number of data	Average measure of the displacements mm/year	Number of data	Maximal displacement mm/year
NNE	14	1,12	4	1,72
NE	31	1,21	8	1,80
ESE	15	1,27	7	1,28
SE	2	0,47	–	–
SSW	–	–	–	–
SW	1	1,34	–	–
WNW	2	0,67	1	0,94
NW	4	1,02	3	1,17
NNW	–	–	–	–

On the map, four fault lines of prominent importance are indicated (A-D). To the SW of **A** (Ördögárok), further between **A** and **B**, displacements are directed generally from S to N; to the NE of **C** (Solymáry-valley and the valley of the Rákos-brook) they are directed — as also in the zone between **B** and **C** — generally from N to S. In the area between the two main fault lines — partly on account of the friction with the neighbouring belts, partly on account of a slow, secular rotation of the area — arched displacements in a W-E sense are going on.

These motions posed serious problems in the construction of the section of the underground railway under the Danube. In the abt. 1,5 km long section, disclosed by 15 boreholes, exactly in the center line of the Danube-bed, a 200 m wide Lower Oligocene (Lattorfian) shaley clayblock is elevated horst-like above its environment by 70—80 m. The elevated part is flanked — on both sides — by wedge-shaped trenches filled by Middle Oligocene (Rupelian) marly clay. The planes of upthrust are inclined by 50—70° towards each other.

In the working-sites it can directly be observed that, along the sliding surfaces limiting the upthrust blocks, some 5—25 m wide fault swarms were formed. These swarms manifest themselves as steeply dipping, laminate, twisted surfaces of slippery touch, with a very fine clayey sediment filling out the gap between the surfaces. Through these, the water-seepage is constant.

On the Danube-section in question, between the Margit and the Chain Bridges, the forces attacking from SW cause a horizontal displacement of 1,3—2,8 mm/year in average, in NE direction. The forces acting from SE cause a such one of 1,7 mm/year towards NW.

According to the geokinetic analysis, the construction of this section requires particular care as earth movements are liable to give rise here to twisting strain. Therefore the vectors of the movement are zone by zone countersensic. The shearing stresses produced by these movements tend to loosen up and crush the Oligocene clay.

The phenomena just described are highly similar to those having arisen in connection with movements of rotation in the Skopje and Tuzla areas. The differences between the two regions are due to slight differences in causes, and in the lithology and geometry of the rocks that took part in the movements.

Literature

1. Bendefy L. Mouvements horizontaux seculaires sur le territoire de Budapest = Földmerestani Közl. 5/1—2, Budapest, 1953.

2. Bendefy L. Method for the determination of the absolute measure of level variations = Geofizikai Közl. 5/1, Budapest, 1956.

3. Bendefy L. Contributions to the knowledge of the crustal structure of the Hungarian Basin = Acta Geolog. Acad. Sc. Hung., X/1—4, Budapest, 1966.

4. Bendefy L. Die Rolle der Geokinetik bei der Erforschung der Erdkrustenstruktur im Bakony-Gebirge = Resultationes investig. rerum nat. Montium Bakony IV, Veszprem, 1967.

5. Bendefy L. Die Krustenstrukturellen Beziehungen der Alpo-Karpatischen und der Balkanischen Massen im Ungarischen Becken = Bull. of the „Strasimir Dimitrov" Inst. of Geology, Vol. XVI, „Festband Ekim Boncev", Sofia, 1968/a.

6. Bendefy L. The relation of the Crustal Structure and the Moho-conditions in the region of the region of the Pannonian Massive and its Balkano-Dinaride aspects = Acta Geologica et Geophysica Acad. et Art. Yugosl., Zagreb 1968/b.

7. Boncev E. Probleme der Lineamenttektonik in östlichen Teil der Balkanhalbinsel = Bull. of the „Strasimir Dimitrov" Inst. of Geolog. 14, Sofia, 1965.

8. Bulla B. Beiträge zur Ausbildung des Ördögarok (Teufelsgraben) — Tales im Buda-Gebirge = Földrajzi Közlemenyek, Budapest, 1932.

9. Hadziewski D., Rustanković D. N., Tokmakov V. A. Le Seisme de la Region de Skopje du 26 Juillet 1963, sa zone epicentrale, son mécanisme et ses origines = Station Seismolog. de l'Univ. — Publ. Period. No. 1. — Skopje, 1965.

10. Oltay K. Recherches sur les caractéristiques du systéme et la précision de l'ancien réseau trigonometrique de Budapest = Geodeziai Közlöny, Budapest, 1937.

11. Szalai T. Die Tisia und das Zwischengebierge des Karpatenbeckens = Geofizikai Közlemenyek, 9, 1961.

12. Epirogene Bewegungen des Pannonischen Internids und seiner Kordilleren = Acta Geolog. Acad. Sc. Hung. 8/1—4, 1964.

13. Präpermischen Überschiebung am südöstlichen Saum der Westkarpaten = Bull of the „Strasimir Dimitrov" Inst. of Geology, Vol. XVI. „Festband Ekim Boncev", Sofia, 1968.

14. Vendl A. A. budai kialakulása (Die Entstehung des Buda-Gebirges) = Termeszettudományi Közlöny Pótfüzetei. Budapest, 1931.

A. MARIĆ, M. DORDEVIĆ

THE ORGANIZATION OF A STATIONARY POLYGON FOR THE COMPLEX STUDY OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN THE REGION OF SKOPJE

Introduction

Directly after the catastrofal eartquake, which happened to Skopje on the 26th of July 1963, it was organised and accompliched a very carefuly complex study of the region of the city and its environment, on the grounds of which it was elaborated the seismo-geological base for the solution of the "The General Plan for the rebuilding of New Skopje". In the frame of the undertaken works it was done also a determination of permanent deformations of the ground, based on the results taken from a renewal of the city triangulation and levelling nets (1). The calculated velocities of vertical movements vary from +0,7 till —2 to —3 mm/year (maximum —7,0 mm/year), and of horizontal ones from 10 to 15 mm/year (maximum 30—40 mm/year). The results received by this are in good terms with the results of the corresponding geological, geomorphological and other researches.

With regards to the extraordinary significance which has the region of Skopje in connection with the complex study of tectonic movements and the elaboration of elements in the prediction of earthquakes, there are taken measures to continue the started investigations and to complete them, if it is possible, with the others as it is foreseen and recommended for the works in the stationary polygons (2, 5, 8, 10). In this sense it was already in 1964 renewed a part of the existing levelling network and established so called the researching network for the determination of differentiated vertical movements in a larger region of Skopje. In the program for further works it is foreseen to continue with the relevellings, which were done till now, and to organised also the corresponding remeasurements for the determination of horizontal movements and of changes in the field of gravity. This all would be followed with a permanent registration of the seismic activity in this region in the meantime. But the realization of whole this program and the volume of works will at all mostly depend on the disposable financial possibilities.

The network of Skopje and its relevelling (1964—1967).

In general the network of Skopje comprises two foundamental lines (each of them 110 kms long) taken from the existing levelling net of high precision, which are accomodated to the common geological and tectonical conditions and relyed in their ends on a certain number of specialy constructed foundamental bench marks (Fig. 1). Besides it comprise also some of lines in the city levelling net with a certain number of specialy

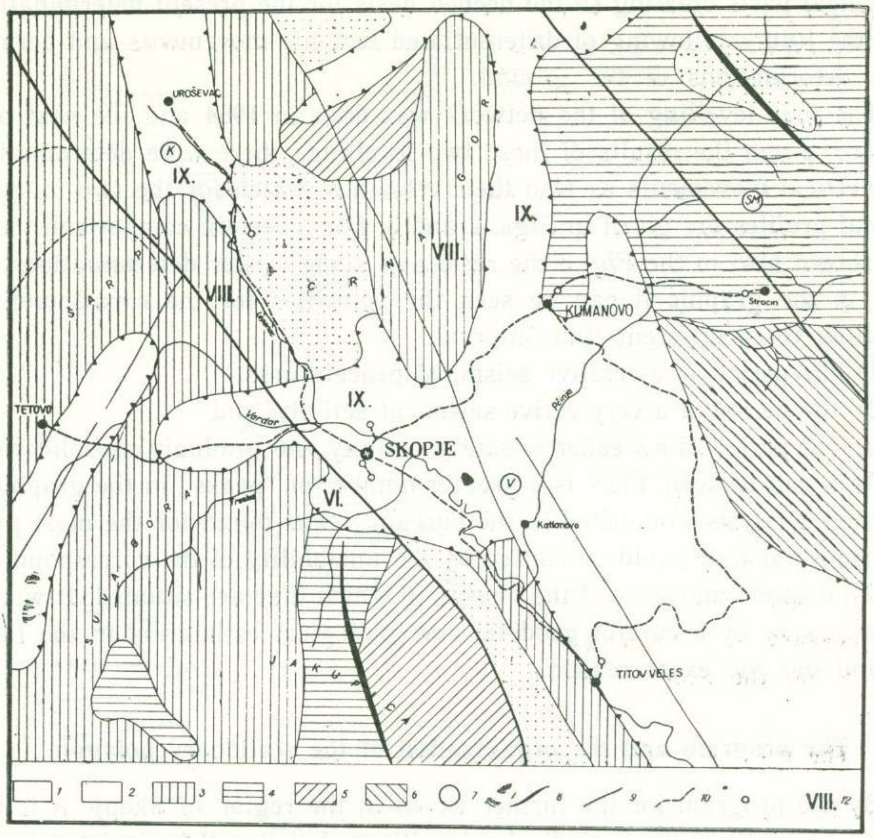


Fig. 1. Skopje region: leveiling lines, geological and tectonic features (after K. V. Petkovich, 1960). 1 — eugeosyncline zone (upper structural level and intermontane depression); 2 — eugeosyncline zone (middle structural level); 3 — rejuvenated Hercynian structures; 4 — rejuvenated Precambrian and Caledonian structures; 5 — granite intrusive bodies (Precambrian, Caledonian, Hercynian); 6 — tertiary volcanic sediments; 7 — K — Kosova tectonic depression; V — Vardar zone; SM — Serbian — Macedonian massif; 8 — anticlinoriums; 9 — faults; 10 — levelling lines; 11 — datum points; 12 — the intensity of seismic activity (after R. L. Nedelkovich, 1950).

constructed geological bench marks. The largeness of this network with the closing of the polygon in the east (Fig. 1) is about 350 kms.

With this, in reality, enlarging of the existing city levelling net it is comprised more completly not only the most important narrow area of the city and its vicinity, but also the whole valley of Skopje, whose seismity is conditioned by its proper position and changes happened in the Quartenary. In this way are comprised also the submeridional Vardar graben-synclinorium, uplifts of Crna Gora, Jakupica and Šara, a big zone of fault lines Skopje-Kratovo, faults Kisela Voda, Brazda-Skopje and Katlanovo-Crna Gora, erosion-accumulation basins of Lepenac, Vardar, Treska and Markova Reka, etc. By the accomodation, the two chosen foundamental profiles almost perpendicularly cross the main directions of the most important faults, respectively they go the line of the maximal deformations, or bind among them in some way the different geological and

tectonical parts creating so the needed basis for the present determination and the future following of differentiated tectonic movements and permanent deformations of the ground.

The first levelling of the network was done in 1964 and the next one in 1967. From the results of these two levellings there were determinated the vertical movements as also their velocities, which for the two foundamental profiles are given in Figs. 2 and 3. For a certain comparison there are shown also in the Fig. 3 the results of some earlier determinations so that in the graphic it can be seen the velocities for the corresponding profil in three different time interval:

1) the period of a relative seismical peacefulness,
2) the period of a very active seismical activity, and
3) the period of a weaker seismical activity and gradualy consolidation.

As it can be seen, there is a greater number of "peaks" in the graphics By their analysis, conducted in the bureau, it was found for the most part of them, that they could be caused by the unstability of the corresponding used old bench marks or of the objects in which they are situated. It would be necessary by a careful geodetic and geological estimation in the field to find out the exact reason.

The program and the organization of the stationary polygon.

By the program for the further works in the region of Skopje it is foreseen to continue the periodical relevellings, but it will be insisted to do them in some specialy interesting and important places in very short intervels and in accordance with the program for the local testing (control) profiles. Besides it will be insisted also to organise the other research works, that is to establish a true stationary poligon for the complex study of recentectonic movements and the elaboration of elements to predict the earthquakes. In this way the program for the future works in the region of Skopje would comprise the following research works:

I. The determination of vertical crustal movements:

1) the previous geodetic and geological estimation of existing bench marks in the levellings network of Skopje with a corresponding amelioration of its stabilization;

2) the establishment of a number of local control profiles with the construction of some corresponding geological bench marks and their relevellings in a very short interval of time (every year or at least once for two years);

3) the continuation of the periodical relevellings of the fundamental profiles in the levelling network of Skopje (every 2—3 years), and

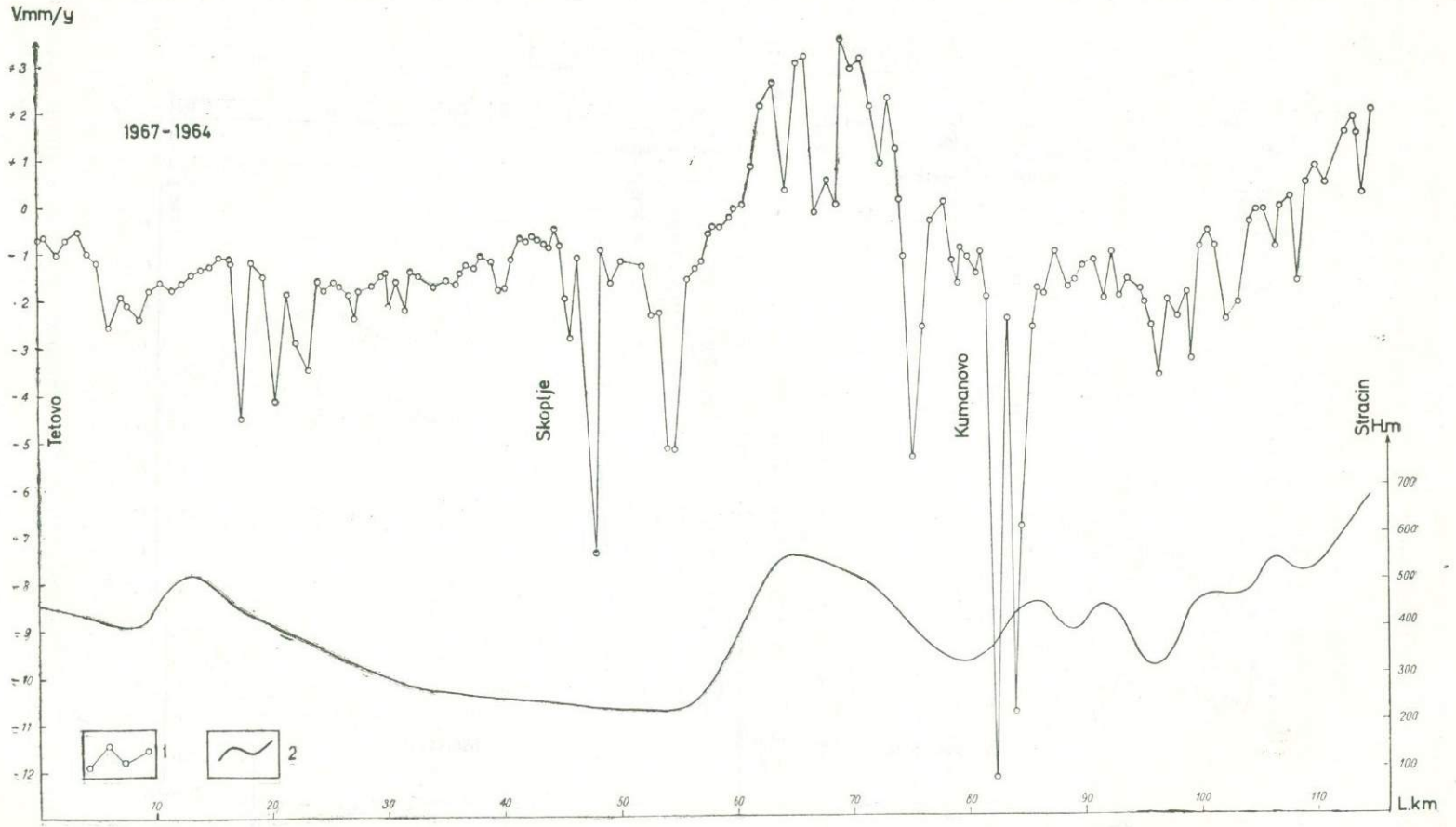


Fig. 2. Grafikon vertical crustal movements along the profile Tetovo-Skopje-Kumanovo-Stratsin. 1 — vertical displacement velocities; 2 — profile of the Earth surface.

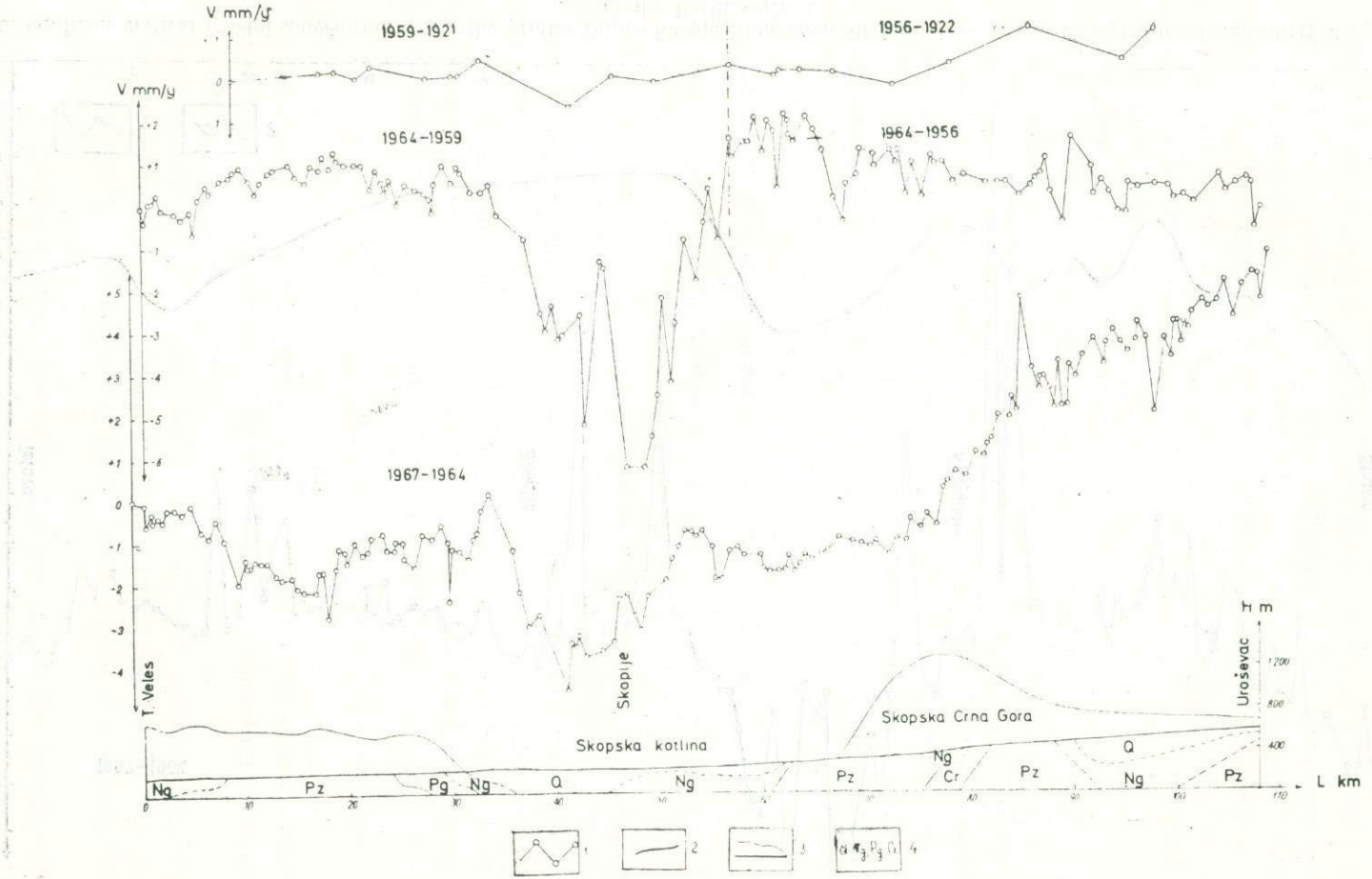


Fig. 3. Vertical crustal movements along the profiles Titov-Veles-Skopje-Uroshevats. 1 — vertical displacement velocities; 2 — profile of the levelling line; 3 — geomorphological features; 4 — geological symbols (Q — Quaternary, Ng — Neogene, Cr — Cretaceous, Pz — Paleozoic).

4) the regular relevellings of the whole network of Skopje (every 5 years) as also a corresponding part of states levelling net of high precision (every 10 years).

With regards to the interesting behaviour of the uplifts and the graben it is foreseen also to try to follow the possible changes of their high relations by the trigonometrical levelling with long sights (13).

II. The determination of horizontal crustal movements:

1) the enlargement of the city triangulation net and the embracement of a larger region of Skopje with a periodical retriangulation and control of scale (every 10 years), and

2) the establishment of a number of small figures (16) along the most active faults, joined amongst them with a free astronomical orientation and the accomplishment of the corresponding distance and angular remeasurements in very short intervals of time (every year or at least once for two years).

III. The other determination and works:

1) the accomplishment of the additional gravimetrical measurements to complete the existing gravity survey in the region of Skopje;

2) the periodical gravimetrical remeasurements synchronized with the other geodetic remeasurements to follow the changes of the gravity in the region of Skopje;

3) the permanent registration of the seismical activity in the region of Skopje;

4) the very carefuly field examination to find out the visible deformations and dislocations of the ground and to provide a corresponding documentation of them, and

5) the treatment of observed data and the complex analysis of the results got by it.

Some remarks.

Having in mind the exceptional importance of the region of Skopje and the contribution that could have the corresponding research works in the general study of this so important phenomen of the nature, there are done some endeavour not only to make accessible the all results of today and future investigations, but to enable also a further useful international collaboration, which has already with so much success contributed to be solved many and many problems in connection with the renewal of the destroyed city of Skopje.

Literature

Arsovsky M., Grujich i Gojgich D. — Seizmogeoloska istrazivanja Skopske kotline i gradskog podrucja Skoplja — Geozavodi Beograd i Skoplje, 1964.

2. „Upper Mantle Project" — Programs and International Recommedation, 1960—63. — Los Angeles, January 1964.

3. Boulanger Ju. D. — On the Works in the Study of RCM on Stationary Polygons — Ann. Acad. Sci. Fenn., Helsinki, 1966.

4. Lilienberg D. A. — O sovremennyh dvizhenijah zemnoj kory v Makedonii — Doklady Akad. nauk SSSR, Tom 165, No. 1, 1965.

5. Lilienberg D. A. i Mescherjakov Ju. A. — Morfostrukturnye ossobennosti i sovremennye dvizhenija raiona Skoplenskogo zemletrjasenija — Akad. nauk ESSR, Tartu, 1965.

6. Lilienberg D. A., Mescherjakov Ju. A. i Milanovsky E. E. — Noveyshie i sovremennye tektonicheskie dvizhenija Makedonii — Akad. nauk ESSR, Tartu, 1965.

7. Lilienberg D. A. — Strukturnaja geomorfologija Makedonii i Skoplenskoi kotloviny — Bjull. Moskov, obshchestva ispitateley pryrody, Tom LXX, 1965.

8. Lilienberg D. A. i Mescherjakov Ju. A. — Resuljtati kompleksnogo izuchenija svremennych tektonicheskih dvizheniy v raione Skople. — Bjull. Moskov. obschestva ispitateley pryrody, Tom LXX, 1965.

9. Lilienberg D. A. — Morfostrukturnye zakonomernosti Makedonii — „Strukturnaja i klimaticheskaja geomorfologija" — Isd. „Nauka", Moskwa, 1966.

10. Lilienberg D. A. — Regles fondamentales regissant les manifestations des mouvements tectoniques contemporains dans la partie centrale de la peninsule des Balkans — Bull. de LInst. de Geographie Acad. Bulgare des Sc., t. X, 1966.

11. Kurbanov M — Isuchenie sovremmennyh dvizheniy na Ashkhabadskom geofisicheskom poligone — Akad. nauk ESSR, Tartu, 1965.

12. Blagowolin N. S. — The geophysical polygon of the Crimea — Ann. Acad. Sci. Fenn., Helsinki, 1966.

13. Hradilek L. — Methode zur Bestimmung der rezenten Bewegungen der Erdkruste in Hochgebirgsgebieten — Akad. d. Wis. Berlin, 1962.

14. Tsubokawa I, Ogawa Y. and Hayashi T. — Crustal Movements before and after the Niigata Earthquake — Nac. Symp. CRCM, Tokyo, 1965.

15. Whitten C. A. — Geodetic measurements in the Dixie Valley Area — Bull. of the Seis. Soc. of America, Vol. 47, No. 4, 1957.

16. Meade B. K. — Horizontal crustal movements in the United States — Bull. Géod., No. 77, 1965.

17. Meade B. K. — Report of the Sub-commission on RCM in North America — Ann. Acad. Sci. Fenn., Helsinki, 1966.

18. Pope A. J., Stearn J. L. and Whitten C. A. — Surveys for CM along the Hayward fault — Bull. of the Seis. Soc. of America, Vol. 56, 1967.

19. Whitten C. A. — Geodetic networks versus time — B. G., No. 84, 1967.

20. Burford R. O. — Strain analysis across the San Andreas fault and coast ranges of California — Ann. Acad. Sci. Fenn., Helsinki, 1966.

21. Revised specifications for Hollister — type triangulation figures — USA, September, 1965.

22. Special Instruction for Leveling over Marks in Hollister-type Figures — USA, July 1967.

23. Geographycal Survey Institute (Japan) — Geodetic surveys in the area of Matsushiro Earthquake swarm, 1965—1967 — General Assembly IUGG, Lucern, 1967.

24. Nedeljkovićh R. L. — Seizmoloska karta Jugoslavije — Seizmološki zavod Jugoslavije, Beograd, 1950 god.

И. Д. ГОФШТЕЙН, В. И. СОМОВ

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ В СОВЕТСКИХ КАРПАТАХ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В той части Восточных Карпат, которая относится к СССР, повторное высокоточное нивелирование проводится с 1954 г. Здесь создано два геодезических полигона: бóльший на юге охватывает значительную часть Карпат, а на севере — окраину Русской платформы, меньший — целиком расположен в Карпатах (рис. 1). Оба полигона имеют общий

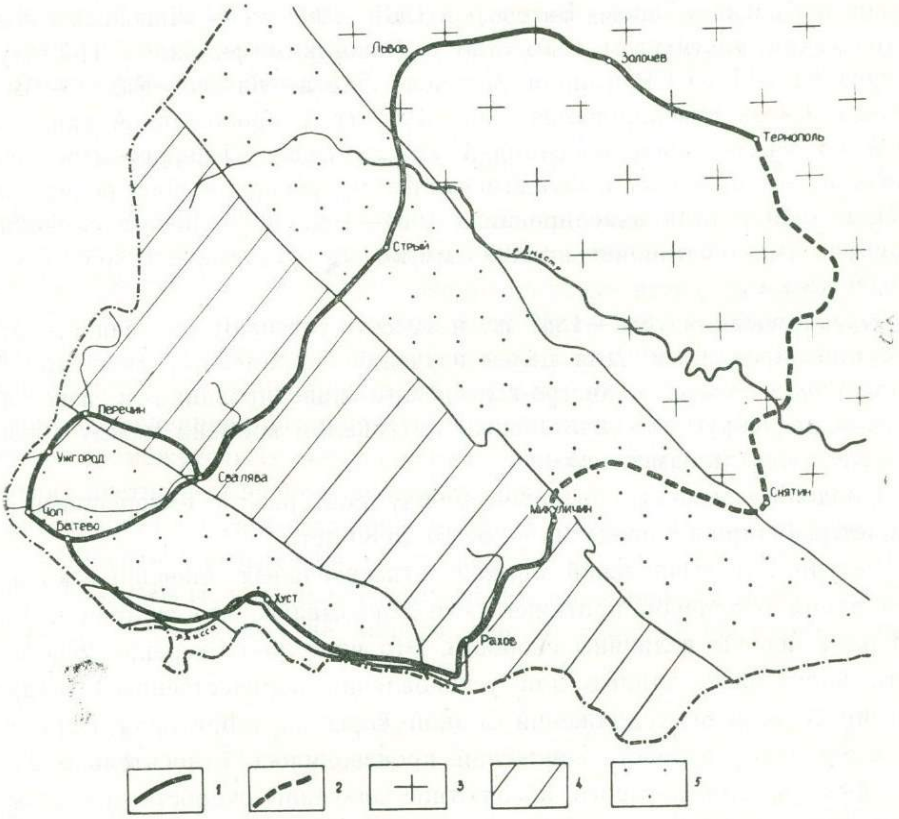


Рис. 1. Линии повторного нивелирования: 1 — выполненные, 2 — планируемые. Геологическая структура: 3 — Русская платформа, 4 — Предкарпатский и Закарпатский прогибы, 5 — Карпаты.

участок. Линии нивелирования почти всюду проходят вдоль железной дороги. На малом полигоне ведется комплексное изучение современных движений геодезическими, геологическими и геофизическими методами (1). Данные повторного нивелирования на большом полигоне можно будет использовать при составлении нового варианта карты современных движений земной коры в Европейской части СССР.

Полигон Золочев—Львов—Батево—Рахов—Делятин—Снятин—Тернополь—Золочев

Из многих нивелирований, выполненных, на полигоне (периметр 960 км) с конца прошлого столетия по настоящее время, современным требованиям I и II классов, соответствуют измерения, проведенные в 1884—1888 гг. — Венским военно-географическим институтом (линия Стрый—Батево—Рахов—Делятин—Коломыя), в 1926—1929 гг. — Пражским военно-географическим институтом (линия Воловец—Батево—Рахов), в 1932—1937 гг. — Министерством путей сообщения Польши (линии Львов—Стрый и Микуличин—Снятин—Тернополь), в 1948 и 1954 гг. — советскими геодезическими организациями (линии Золочев—Львов и Красне—Львов—Батево), в 1961—1967 гг. — Львовским политехническим институтом совместно с Львовским филиалом Института геофизики АН УССР (линия Золочев—Львов—Батево—Рахов—Микуличин). Связь нивелирования 1961—1967 гг. с проложенной ранее линией повторного нивелирования I класса Брест—Тернополь осуществлена путем привязки к фундаментальному реперу и повторения двух секций 1949 г. Для нивелирования 1961—1967 гг. величина случайной ошибки (η) составляет $\pm 0{,}29$ мм/км, а систематической (σ) — $\pm 0{,}06$ мм/км[1].

Нивелирования 1884—1888 гг. и 1948 г. уступают по точности другим нивелированиям. Для целей изучения современных движений недостаточная точность австро-венгерского нивелирования в известной мере компенсируется значительным интервалом времени между первым и последующими измерениями.

Продолжительность периодов между повторными измерениями колеблется в широких пределах — от 10 до 80 лет.

Результаты вычислений ошибок относительных значений скорости для линий различной протяженности показывают, что ошибки в 1,5—3,0 раза меньше величины скорости. Это позволяет уверенно использовать полученные данные для установления количественных характеристик современных движений земной коры на территории Карпат.

Вычисление скорости движений производилось относительно пункта Золочев, для которого абсолютное значение скорости по данным уравнивания составляет $+8{,}9(\pm 0{,}7—1{,}1)$ мм/год (5).

Контролем при определении скорости являлась сходимость ее значений по разным трассам для одних и тех же пунктов или по результатам двухкратного повторного нивелирования (4). Так, если значение скорости для пункта Батево при сопоставлении измеренных превышений 1888, 1933 и 1954 гг. составляет $+8{,}4$ мм/год, то для интервала 1888, 1933—1961, 1964 гг. — $+8{,}5$ мм/год. Ошибка определения абсо-

[1] Величина η найдена с использованием разности превышений прямого и обратного ходов, а δ — с использованием разности правых и левых нивелировок (3).

лютной скорости для узлового пункта Батево, удаленного от Золочева на 320 км, составляет ±2,7—3,1 мм/год.

На территории Закарпатья по профилю Батево—Рахов (протяженность 185,1 км) критерием достоверности полученных абсолютных характеристик современных вертикальных движений до использования измеренных превышений чехословацкого нивелирования, по-видимому, может служить наблюдаемая закономерность в распределении скорости и знака движений.

Кривые скорости, составленные для разных периодов, осложнены резкими изгибами и изломами. Анализ таких локальных пиков приводит к выводу, что они вызваны побочными причинами: случайными ошибками измерений, смещением знаков вследствие деформации зданий или повреждением самих знаков. Следует заметить, что число знаков, дающих локальные пики до 0,3—0,4 мм/год, невелико (около 13% от общего количества знаков).

Полигон Свалява—Батево—Чоп—Перечин—Свалява

Первое нивелирование (по линии Свалява—Батево—Перечин) было выполнено Венским военно-географическим институтом в 1882—1890 гг. В 1926—1929 гг. прецизионное нивелирование по всему периметру полигона провели чехословацкие геодезисты Пражского военно-географического института. Так как концами секций служили австро-венгерские знаки (отметки их были приняты за жесткие), было произведено лишь местное уравнивание повторного нивелирования. Поэтому уравненные отметки промежуточных чехословацких знаков отнесены к эпохе исполнения австро-венгерского нивелирования.

Для участка Батево—Колчино—Свалява кривые скорости построены по измеренным превышениям для периодов 1888—1926—1927 гг. и 1926—1927—1964 гг. и по уравненным данным для периода 1888—1964 гг. Совпадение всех кривых на данном участке (рис. 2) убеждает в на-

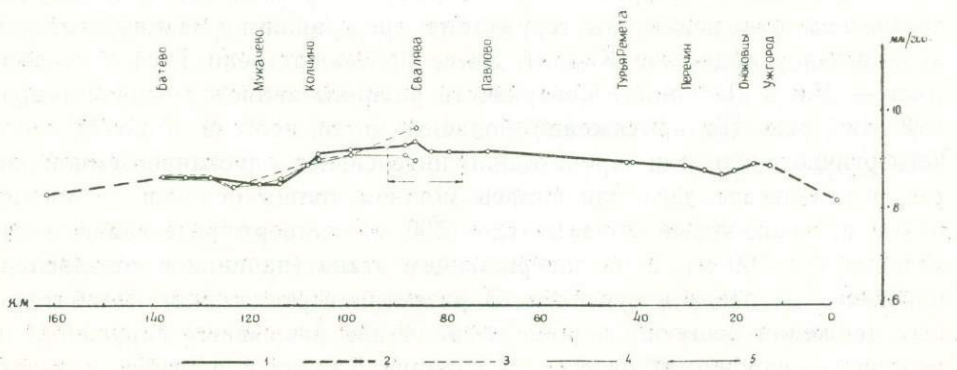


Рис. 2. Кривые скорости современных движений. Линии повторного нивелирования: 1 — 1888 — 1964/67, 2 — 1886—1954 г.г., 3 — 1888 — 1926/27 г.г., 4 — 1926/27 — 1964/67 г. г., 5 — участок возможного смещения нивелирных знаков при землетрясении 1908 г.

дежности значений скорости, полученых по уравненным данным. В 1954 г. был пронивелирован участок Свалява—Батево—Оноковцы, а в 1964 г. — Свалява—Батево.

Полигон Свалява—Батево—Чоп—Перечин—Свалява (периметр 162 км) был замкнут в 1967 г. На участке Оноковцы—Свалява повторное нивелирование I класса завершено Львовским филиалом Института геофизики АН УССР. Качество работ характеризуется следующими значениями ошибок: $\eta = \pm 0{,}35$ мм/км и $\sigma = \pm 0{,}05$ мм/км.

На рис. 2 график абсолютной скорости современных вертикальных движений земной коры составлен на основе сопоставления измеренных превышений 1886 и 1954 гг. (линия Батево—Чоп—Оноковцы) и уравненных превышений 1886 г. с измеренными превышениями последующих нивелирований (линия Оноковцы—Перечин—Свалява—Батево). Вычисление скорости выполнено для 40 нивелирных знаков.

Геологическая интерпретация результатов нивелирования

При интерпретации современных движений земной коры должны быть разграничены движения тектонические и движения, которые вызываются причинами иного характера.

Сравнение современных движений Карпат с движениями голоцена, может иметь большое значение. В принципе этим путем могут быть установлены и более глубокие корни современных движений. Надо только, чтобы движения геологического прошлого были выражены количественно. Другой путь — сопоставление пространственного развития современных движений с геологической структурой и рельефом. При этом выявляются такие совпадения, которые нельзя объяснить иначе, чем закономерной связью. Но все же субъективный подход здесь не может быть исключен полностью.

При сопоставлении современных и голоценовых движений наиболее интересные результаты получены для Чопской плейстоценовой впадины в западной части Закарпатского внутреннего прогиба (2). В геоморфологическом отношении эта территория представляет равнину, которая начинается у подножья Карпат. Здесь протекают реки Тиса и ее притоки — Уж и Латорица. Поверхность равнины является первой террасой этих рек. На протяжении большей части неогена и почти всего четвертичного периода происходило интенсивное опускание земной коры, в результате чего накопилась мощная толща осадков — миоценовые и плиоценовые молассы (до 1500 м), четвертичные глины и галечники (до 500 м), а на завершающем этапе (начиная с «позднеледниковья») — пески и суглинки. В развитии вертикальных колебательных движений решающую роль сыграли два разрывных нарушения: в неогене — глубинный разлом на границе Карпат и прогиба, а в четвертичном периоде — сброс, проходящий по линии Ужгород—Мукачево.

По геолого-геоморфологическим данным установлено, что около 10 тысяч лет тому назад, в позднем вюрме или в начале голоцена, дли-

тельное прогибание земной коры сменилось поднятием. Инверсия колебательных движений зафиксирована в строении первой террасы Ужа и Латорицы. Высота ее уступа измеряется 6—8 метрами. В основании аллювия лежит слой галечника, который кое-где поднимается выше уреза воды. В этих случаях разрез начинается песком, местами содержащим линзы гальки. Песок часто сменяется пятнистым суглинком, который в составе аллювия играет главную роль. В районе Ужгорода в толще суглинка наблюдается темный слой, обогащенный растительным детритом. Абсолютный возраст этого слоя определен радиоуглеродным методом и оказался равным 12050±360 лет. Многочисленные буровые скважины подтверждают описанный разрез и дают информацию о глубинном строении: непосредственно под слоем суглинка и песка, покрывающем поверхность предгорной равнины, начинается мощная толща галечников с редкими прослоями песка и глины. Это осадки аллювиальной равнины, накопление которых происходило в условиях быстрого течения, обусловленного большим уклоном продольного профиля рек.

Разрез аллювия первой террасы Ужа и Латорицы можно интерпретировать следующим образом. Смена галечника песком или суглинком и преобладание суглинка на широком пространстве говорит об уменьшении скорости течения рек и появлении пойменной фации аллювия. Причиной этого могло быть только снижение темпа прогибания земной коры или же полное прекращение опускания. В этот период реки текли среди низких извилистых берегов и в паводок затапливали все пространство предгорьев. Местами существовали озерно-болотные условия, о чем свидетельствует специфический горизонт, обогащенный органическим веществом. Интенсивное движение земной коры возобновилось в голоцене, причем знак его изменился. В результате начавшегося поднятия усилился размыв реками своего ложа, стал формироваться крутой уступ первой террасы (высокой поймы) и образовались врезанные меандры. Глубина вреза русел Ужа и Латорицы в настоящее время достигла 8 м. Эти реки текут среди близко сдвинутых, часто отвесных берегов.

Таким образом, накопление преимущественно суглинистой толщи аллювия в предгорьях относится еще к этапу нисходящего движения, а фиксация русел и глубокое их врезание в аллювий первой террасы — к этапу поднятия. Исходя из этих соображений и глубины залегания слоя, абсолютный возраст которого известен (5 м), была определена средняя скорость вертикальных колебательных движений в голоцене независимо от их направления. Она равна 1,1 мм/год, т. е. имеет тот же порядок, что и современные движения.

Со всем сказанным выше хорошо согласуются результаты повторного нивелирования в Закарпатье, указывающие на современное поднятие этой территории со скоростью до 8 мм/год. В данном случае имеются веские основания рассматривать современные движения как выражение начавшегося на границе «позднеледниковья» и голоцена и продолжающегося поныне тектонического поднятия.

Сопоставим теперь скорости современных движений, полученные посредством повторного нивелирования, с геологической структурой: В Предкарпатском краевом прогибе четко разграничены две тектонические зоны: внешняя, соответствующая краю Русской платформы, и внутренняя, с глубоко опущенным складчатым основанием палеозойского возраста. На кривых скорости современных движений, составленных для двух разных периодов, наблюдается в общих чертах одинаковая картина: четко отмечается опускание во внешней зоне прогиба (скорость 9,6 мм/год), относительно которой внутренняя зона оказывается приподнятой (скорость 10,1 мм/год). В Карпатах современное поднятие наиболее устойчиво проявляется во внешней флишевой (Скибовой) зоне. В срединной зоне Карпат установлена максимальная скорость современных движений 10,8 мм/год (повторное нивелирование проводилось в том районе срединной зоны, где главный карпатский водораздел совпадает с наибольшими высотами). Значительная скорость современных движений (10,4 мм/год) отмечена в пределах Раховского кристаллического массива. В Закарпатском внутреннем прогибе на кривой скорости современных движений, полученной на замкнутой в 1967 г. полигоне (рис. 2), максимум (9,4 мм/год) совпадает с глубинным разломом на границе прогиба и Карпат. Второстепенный пик отвечает сбросу в районе Ужгорода. Создается впечатление, что общий характер кривой согласуется с продольной тектонической зональностью: участок кривой, идущий вдоль простирания структур, более плавный, а идущий вкрест простирания — более изломанный. Имеются основания не усматривать в свалявском максимуме скорости результата смещения реперов при сильном землетрясении, происшедшем в этом районе в 1908 г., ибо поднятие кривой четко намечается еще за пределами 6-балльной изосейсты.

На основании сказанного могут быть сделаны некоторые предположения о связи современных движений с геологической структурой и косвенно — с историей ее формирования.

Можно допустить, что длительное опускание земной коры в Предкарпатском прогибе на протяжении неогена, достигшее во внешней его зоне амплитуды 4 тыс. м, а во внутренней — вдвое большей, еще не исчерпано и продолжается в настоящее время. Такому предположению не противоречит тот факт, что Предкарпатье с конца неогена испытывает поднятие, установленное по положению последних морских осадков (сармат) над уровнем моря и по высоте террас Днестра и его притоков над руслом этих рек. Речь идет об относительном опускании на фоне общего поднятия, которое охватило не только предгорья, но и сами Карпаты, о чем свидетельствует отсутствие снижения террас карпатских рек вблизи границы гор.

В настоящее время Карпатский регион в целом испытывает поднятие со скоростью от 7 до 10,8 мм/год. Совпадение максимальной скорости и повышенных градиентов скорости со срединной зоной Карпат

позволяет сделать вывод о том, что поднятие гор, так же как в неогене и четвертичном периоде, происходит неравномерно, в виде свода. В этом смысле можно говорить об унаследованности современных движений. Если же сравнить скорость современных движений со средней скоростью, расчитанной для всего четвертичного периода, то окажется, что первая превышает вторую всего на один порядок. Это справедливо как для Карпат, так и для окаймляющих горы неогеновых прогибов.

Сейсмически активный глубинный разлом, разграничивающий Карпаты и Закарпатский прогиб, также характеризуется повышенной скоростью современного поднятия и повышенными градиентами скорости, что вероятно указывает на противоположную направленность колебаний, происходящих вдоль разлома. Другими словами, сохраняется тенденция, которая очень резко проявилась во время формирования прогиба. Дифференциация скоростей современных движений в Закарпатском прогибе хорошо согласуется с блоковым строением его фундамента. В особенности следует отметить подвижки блоков вдоль плейстоценового сброса, проходящего в районе Ужгорода.

Литература

1. Гофштейн И. Д. Сб. «Современные движения земной коры», в. 4, изд. АН СССР, 1968.
2. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Из-во АН УССР, 1964.
3. Ларин Д. А. Геодезия и картография, № 8, 1965.
4. Сомов В. И. «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», № 3, Львов, 1965.
5. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Труды ЦНИИГАиК, вып. 123, 1958.

Дискуссия

Ю. В. Ризниченко: Велись ли на Карпатах измерения горизонтальных смещений, и если да, то каково соотношение между горизонтальными и вертикальными смещениями?

И. Д. Гофштейн: Горизонтальные смещения не измерялись.

Ю. В. Ризниченко: А по геологическим данным?

И. Д. Гофштейн: Геологические данные о горизонтальных смещениях в некоторых местах имеются, но за слишком большое время, чтобы можно было сравнивать с вертикальными смещениями по данным нивелировки.

I. D. HOFSTEIN, V. I. SOMOV

THE RESULTS OF THE REPEATED LEVELLING IN THE SOVIET CARPATHIANS AND THEIR INTERPRETATION

Summary

In that part of the Eastern Carpathians which refers to the USSR the repeated high — precision levelling is carried out from 1954. There were created two geodetic polygons — the bigger polygon embraces the considerable part of the Carpathians in

the South and in the North — the outlying parts of the Russian platform; the smaller polygon is completely situated in the Carpathians (Fig. 1).

From many levellings carried out in the bigger polygon (perimeter is 960 km) from the end of the past century up to day the measurements of 1884 — 88, 1924 — 29, 1932 — 37 and 1961 — 67 correspond to modern demands of the first and second class levellings. One can see that the duration of the period between the repeated levellings is fluctuating in the wide limits-from 10 to 80 years.

The results of the calculations of the errors of the relative meanings of the velocity for the lines of the repeated levelling of different lengths show that the errors are 1.5—3.0 times less than the quantity of the velocity. This allows to use with confidence the received data for the determination of the quantitative characteristics of the recent movements of the Earth's crust.

The calculation of the velocity of the recent movements was carried out relatively Zolochev for which the absolute meaning of the velocity according to the data of equalization is 8.9 mm/year. The coincidence of the meanings of the velocity in different lines (for the same points) or by the results of two — times repeated levelling was the control for its determination.

In the small polygon the first levelling was carried out in 1882 — 90. In 1926 — 29 high — precision levelling was carried out by the Czechoslovak geodesists along the whole perimeter of the polygon. Since the Austro-Hungarian survey markers served the ends of the sections (the reference marks were taken as constant) it was done only the local equalization of the repeated levelling. Therefore the equalized reference marks of the intermediate Czechoslovak survey markers can be dated from the epoch of the execution of the Austro-Hungarian levelling.

For the segment Svalyava — Batevo the curves of the velocity were made by the measured exceedings for the periods of 1888 — 1926 — 27 and 1926 — 27 — 1964 and by the equalized data for the period of 1888 — 1964. The coincidence of the curves in a given section (Fig. 2) proves the reliability of the meanings of the velocity obtained from the equalized data. The polygon was locked in 1967.

Geological interpretation of the results of the levelling was carried out by means of the comparison of the velocity of the recent movements with the geological structure and relief and by means of the comparison of the recent movements with the movements taking place in the Holocene.

The velocity of the Holocene movements was received by the study of the first terrace of the river Uzh and Latoritsa in the limits of the Transcarpathian plain. The height of the scarp of the terrace and the absolute age of the alluvium were taken into consideration. The mean quantity of the velocity of the vertical oscillatory movements in the Holocene for 12000 years is 1.1 mm/year. The velocity of the recent movements in this region received in a small polygon is 7—8 mm/year. The coincidence of the survey marker and the order of the quantity of the velocity in both cases allow to think that the recent uplift of the Transcarpathian plain was inherited from the Holocene. The velocity of the vertical movements calculated for the whole Quaternary period (1.5 mil. years) differs from the velocity of the recent movements by an order.

The results of the repeated levelling betoken the total uplift of the Carpathians region at the velocity about 10.8 mm/year. On the curves of the velocity of the recent movements are seen: 1. the deep fault in the limit of the Transcarpathian inner trough and the Carpathians which coincides with the biggest meaning of the gradient of the velocity and maximum of the curve (9.4 mm/year); 2. the uplift of the Carpathians in the form of arch is characteristic for the Neogene-Quaternary period. The maximum of the velocity of the recent movements (10.8 mm/year) was determined for the middle zone of the Carpathians; 3. the lag of the uplift of the Neogene troughs surrounding the mountain zone that is equivalent to the relative subsidence of the segments where the velocity of the recent movements is 7—9 mm/year.

The adduced data convince us in the tectonical nature of the recent movements and allow to see their roots in the movements of the geological past.

А. Г. БОНДАРУК, П. Е. КУРОЧКИН, А. И. ОСЕЦКИЙ, Р. Я. САМАРСКИЙ, К. Ф. ТЯПКИН

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА И СВЯЗЬ ИХ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ

В пределах Украинского щита в результате анализа геолого-геофизических материалов [1] устанавливаются две выдержанные по направлениям системы региональных разломов (рис. 1). Одна из них представлена разломами северо-восточного и северо-западного направлений (по терминологии Н. С. Шатского — диагональная), а вторая — разломами широтного и меридионального направлений (по терминологии Н. С. Шатского — ортогональная). Кроме того, в пределах щита имеют место региональные разломы субмеридионального направления, не укладывающиеся в названные выше две системы и секущие образованные ими блоки. Известны три разлома этой системы: Тальновский, Криворожский и Орехово-Павлоградский (рис. 1).

Отличительной особенностью разломов диагональной системы являются активные вертикальные движения вдоль них в докембрии. Судя по гравитационным данным, амплитуда вертикальных перемещений в архее достигала нескольких километров [2].

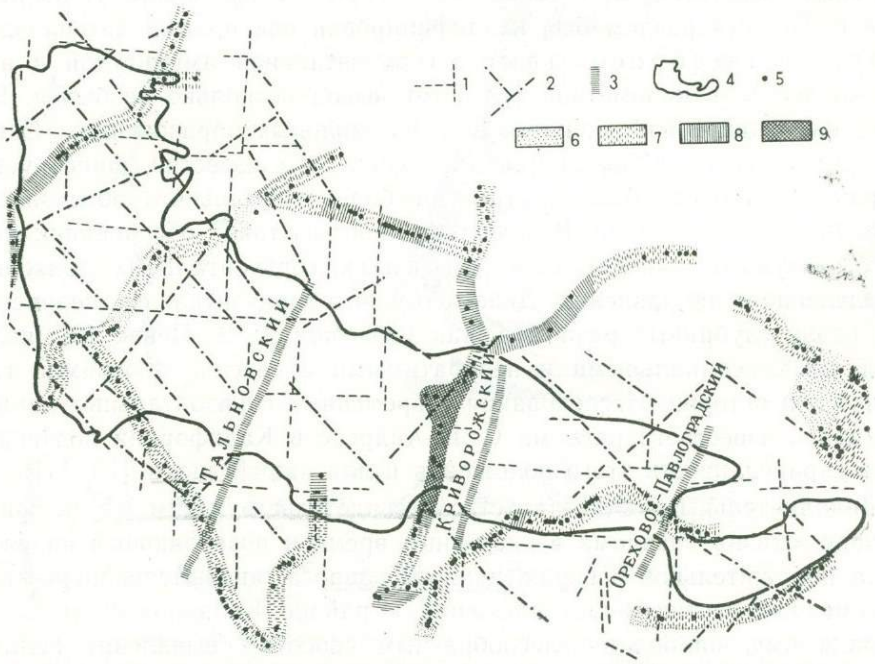


Рис. 1. Схема расположения региональных разломов в пределах Украинского щита [1] и данные повторных нивелировок [15] 1 — разломы ортогональной системы; 2 — разломы диагональной системы; 3 — субмеридиональные разломы; 4 — контуры открытой части щита; 5 — пункты повторных нивелировок; 6 — зоны современных опусканий; 7 — зоны современных поднятий со скоростью 0—5 мм/год; 8 — зоны современных поднятий со скоростью 5—10 мм/год; 9 — зоны современных поднятий со скоростью >10 мм/год.

Отличительной особенностью субмеридиональных разломов являются активные горизонтальные движения вдоль них. Рассмотрим это на примере наиболее изученного Криворожского глубинного разлома.

Большая протяженность зоны разлома (более 200 км), достаточная выдержанность по простиранию, резкая смена фаций по обе стороны разлома и ряд других признаков позволяют отнести его к глубинным по классификации А. В. Пейве [3]. Надо полагать, что он был заложен в раннем архее, участвовал в формировании Криворожской структуры и определил ее современный облик.

К характерным особенностям тектонической структуры Криворожского бассейна можно отнести следующее.

1. Систематическое кулисообразное размещение ряда хорошо изученных складок к востоку от зоны разлома (рис. 2).

2. Запрокидывание осевых поверхностей кулисообразных складок в направлении предполагаемого горизонтального перемещения.

3. Наличие кулисообразных (диагональных) надвигов в районе южного замка Саксаганского синклинория (рис. 2).

4. Горизонтальные перемещения вдоль простирания пород криворожской серии, непосредственно фиксируемые в разрезе [4, 5].

Пользуясь опытом наших [6] и зарубежных [7] исследований, на основании перечисленных выше структурных особенностей Криворожский глубинный разлом был квалифицирован как правый латеральный сдвиг, точнее сбросо-сдвиг с горизонтальной амплитудой в несколько десятков километров [8]. Этот вывод несколько необычен. Все известные сдвиги наблюдаются в более молодых образованиях. Сдвиг в пределах щита, в докембрии, насколько нам известно, фиксируется впервые. Эти обстоятельства требуют более тщательного обоснования сделанного выше вывода. В качестве одного из таких обоснований могло бы служить наличие современных горизонтальных движений определенного направления. Дело в том, что горизонтальные перемещения вдоль глубинных разломов, как указывал А. В. Пейве [9], являются дифференциальными и необратимыми в течение обозримой геологической истории. Исследования современных горизонтальных движений вдоль известного разлома Сан—Андреас в Калифорнии подтверждают справедливость этого положения и для нашей эпохи [10, 11].

Дополнительным обстоятельством, свидетельствующим об активном периоде «жизни» разлома в настоящее время и позволяющим надеяться на положительное решение данного вопроса, являются контрастные современные вертикальные движения в районе Криворожья (рис. 1). По-видимому, наиболее целесообразным способом выявления количественной характеристики горизонтальных перемещений будет сравнение результатов повторных триангуляций, выполненных через определенный интервал времени.

Исследуемый район представляет собой полигон, ограниченный рядами I класса, проложенными в 1924—27 г. (рис. 2). На основе пунк-

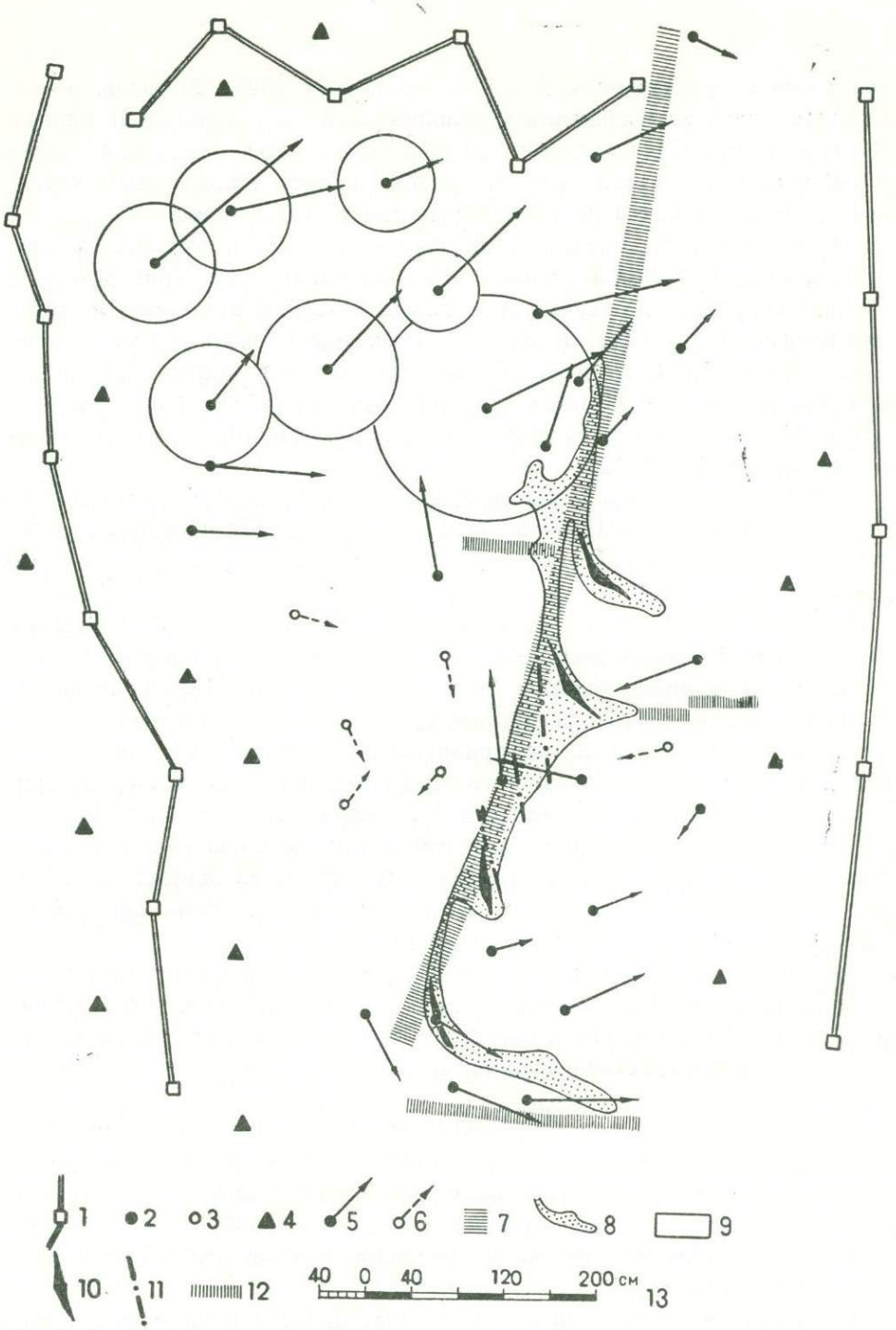


Рис. 2. Схема расположения пунктов повторной триангуляции и векторы их смещения. 1 — ряды пунктов I класса; 2 — пункты II класса, первая триангуляция которых выполнялась в 1928—29 годах; 3 — пункты II класса, первая триангуляция которых выполнялась позже 1929 года; 4 — пункты, которые при вычислении смещения методом трансформирования сетей повторных триангуляций [14] условно принимались за твердые; 5 — векторы смещения пунктов за период с 1928—29 годов по 1949—50 годы; 6 — векторы смещения пунктов, первичная триангуляция которых была позже 1929 года; 7 — зона Криворожского глубинного разлома; 8 — породы криворожской серии; 9 — вмещающие породы; 10 — оси вторичных складок; 11 — надвиги и разломы в пределах Криворожской структуры; 12 — разломы ортогональной системы; 13 — масштаб векторов смещения триангуляционных пунктов.

тов I класса в указанном полигоне, начиная с 1928—29 годов, по отдельным участкам развивалась заполняющая сеть пунктов II класса. В 1949—50 годах район был покрыт сплошной сетью спецтриангуляции I и II классов, развитой на основе рядов I класса. Ряды первого класса не перенаблюдались и их координаты принимались неизменными.

На первом этапе исследований задача состояла в том, чтобы установить, есть ли горизонтальные смещения вдоль зоны Криворожского глубинного разлома и, если такие смещения существуют, то насколько они велики, т. е. можно ли обнаружить их инструментальными измерениями современной точности. Сложность решения задачи даже в такой постановке заключается в отсутствии опыта подобных работ в СССР. Насколько известно из литературы, зарубежный опыт также весьма ограничен [10, 11, 12].

В нашем случае проводилось сравнение двух систем триангуляций: одной, выполненной в 1949—50 годах, и второй, выполнявшейся, в основном, в 1928—29 годах, а на некоторых участках в более позднее время.

Определение смещений пунктов выполнялось по так называемому методу трансформирования сетей, предложенному для плоских прямоугольных координат чешским геодезистом Ризави [13] и развитым В. В. Даниловым [14]. В результате вычислений получены векторы смещений совмещенных пунктов триангуляций, приведенные на рис. 2. Сплошными линиями показаны векторы смещения пунктов, первая триангуляция которых выполнялась в 1928—29 годах, пунктирными — в более поздние времена. Окружностями, в том же масштабе, что и векторы смещения, показаны зоны вероятных ошибок их определения. Вычисление радиусов этих окружностей выполнялось аналитически известным способом наименьших квадратов [14].

Результаты исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. Пункты триангуляционной сети в районе Криворожского глубинного разлома испытывают горизонтальные перемещения, величина которых за двадцатилетний период превосходит вероятные ошибки их определений.

2. Намечается определенная закономерность в распределении векторов смещения триангуляционных пунктов, свидетельствующая о продолжающемся до настоящего времени правом сдвиге (со сжатием) вдоль зоны Криворожского глубинного разлома. Особый интерес представляет распределение векторов смещения пунктов вдоль самой южной (Ингулецкой) кулисы.

Несмотря на ограниченность изучаемых пунктов и не совсем удачное их расположение, приведенные выше данные дают общее представление о современных горизонтальных движениях на Криворожье. Важность их трудно переоценить. Уже на данном этапе исследований они позволяют связывать историю формирования Криворожского железорудного бассейна и, в частности, его современную тектоническую структуру с горизонтальными и вертикальными движениями по разлому.

При изучении смещений триангуляционных пунктов в Криворожье пришлось столкнуться с серией сложных и далеко не решенных вопросов. Некоторые из них рассмотрены в упоминавшейся уже работе [14], где дается анализ ошибок, допущенных японскими геодезистами при обработке повторных триангуляций [12]. Естественно, все эти положения нами были учтены. Ряд вопросов связан со спецификой конкретных условий исследований и их задачами. В частности, выбранный способ вычисления векторов смещения вполне пригоден для решения первой части задачи — выяснения наличия горизонтальных движений и возможности их фиксирования современными способами.

Эту часть задачи можно считать решенной положительно. Полученные результаты свидетельствуют о наличии систематических смещений по разные стороны от зоны разлома. При этом, возможно, испытывают перемещения и пункты на границе участка, принятые за жесткие. Следовательно, использованный нами способ вычисления векторов смещения для выяснения их истинных величин будет неудовлетворителен.

В настоящее время проводятся новые триангуляционные измерения, которые в сочетании с проведенными ранее должны дать ответ на вопрос об истинных величинах современных горизонтальных движений в районе Криворожья и возможном их изменении во времени. Параллельно разрабатывается методика вычислений векторов смещений, которая позволяла бы учитывать особенности современных горизонтальных движений вдоль глубинных разломов.

Кроме того, нами была предпринята попытка найти взаимосвязь между современными вертикальными движениями и аналогичными движениями вдоль глубинных разломов в докембрии, определяемыми по гравитационным данным [2].

К сожалению, определенной закономерности в сочетании древних и современных вертикальных движений нам установить не удалось. Отчасти это объясняется не совсем удачным расположением линий повторных нивелировок (рис. 1). Предполагается в ближайшие годы выполнить специальные наблюдения по линиям, пересекающим достаточно изученные региональные разломы разных систем.

Литература

1. Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д., Беланов В. М., Козубовская Г. Е., Волкова В. Ф., Гуревич Б. Л., Бабчук Ф. Г. Распопова М. Г. Геотектоника, № 2, 1966.
2. Распопова М. Г., Тяпкин К. Ф. Д. АН УССР, № 2, (Б), 1967.
3. Пейве А. В. Изв. АН УССР, сер. геологич., № 1, 1956.
4. Черновский М. И. Автореферат диссертации, Киев, ИГН АН УССР, 1962.
5. Фоменко В. Ю. Автореферат диссертации, Киев, ИГН АН УССР, 1963.
6. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцов С. В. ТР. геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
7. Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics. Bulletin of the Geological Society of America, v. 67, N. 9, 1956.

8. Тяпкин К. Ф. Д. АН УССР, № 1, 1965.
9. Пейве А. В. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1961.
10. Whitten C. A. Crustal Movement in California and Nevada. Transactions American Geophysical Union, v. 37, N. 4, 1956.
11. Allen C. R. San Andreas fault Zone in San Gorgonio Pass, Southern California, Bulletin of the Geological society of America, v. 68, N. 3, 1957.
12. Sokuryobu R. Re-survey of the Kwanto District after tSe Great Earthquake of 1923. Travaux de la Section de geodesie de l'Union Geodesique et geophysique internationale, t. 7, Paris, 1931.
13. Risavy I. Adaption du nouveau reseau trigonometrique à l'ancien. Journal d. Geom. et Exp. Fr., N. 123, 1931.
14. Данилов В. В. — Тр. геофизич. института АН СССР, сб. № 5 (132), 1949.
15. Герасимов И. П., Филиппов Ю. В. и др. — Труды ЦНИИГАиК, № 123.

A. G. BONDARUK, P. E. KUROCHKIN, A. J. OSSETSKY,
R. Y. SAMARSKY, K. F. TYAPKIN

CONTEMPORARY MOVEMENTS INSIDE THE UKRAINIAN SHIELD AND THEIR CONNECTION WITH PRE-CAMBRIAN

Summary

Three systems of regional faults persistent along the strike are observed inside the Ukrainian Shield. One of them, represented by faults of North-Eastern and North-Western directions, is characterized by considerable variety of amplitude of Pre-Cambrian vertical displacements.

The second, represented by a number of faults of sub-meridional direction, is characterized by active Pre-Cambrian horizontal displacements. This is particulary clearly revealed in the most closely studied Krivoy-Rog fault zone, with which the well-known Krivoy-Rog iron-ore basin is connected.

The peculiarities of the spatial position of the secondary structures of Krivbass (the echelon arrangement of separate folds and thrusts, the tilting of axial surfaces of folds in the direction of supposed displacement and horizontal displacements of separate parts of the folds, actually seen in the crosscut) allow us to qualify the Krivoy Rog deep fault as a right lateral shear (according to Moody and Hill), or, to be more exact, as a strike-slip-fault.

Experience in studying the famous San Andreas fault in California bears witness to the fact that the presence of recent horizontal movements along the fault and their direction might serve as one of the proofs to the before-mentioned conclusion.

Our research work consisted in comparing two systems of triangulation: one of them was carried out in 1949—1950, the other, on the whole, in 1928—1929, but in some places a little later.

The estimation of points of displacement was made according to the so-called method of transforming the network, proposed for flat rectangular coordinates by the Czech geodesist Risavy and developed by Danilov.

As a result of calculations vectors of displacement were found at the same points of triangulation and the accuracy of determining some of them was appraised.

An analysis of the distribution of vectors of displacement allows us to make the following conclusions:

I. Observation points of triangulation in the Krivoy Rog region are undergoing horizontal displacements, the magnitude of which, for a period of 20 years, exceeds the probable errors of their estimation.

II. A certain regularity is observed in the distribution of vectors of displacement of triangulation points, testi fying to a right shear taking place up to the present time (with additional compression) along the Krivoy Rog deep fault zone, i.e. Paive's thesis about the irreversibility of horizontal movements along deep faults during visible geological history is confirmed.

At the present time new triangulation measurements are being taken, which, coupled with the ones which were formerly taken, should help us find an answer to the question about the true magnitudes of horizontal displacements, the authenticity of their estimation and their possible change in time.

Furthermore, special levelling work is to be done along lines intersecting the deep faults of different systems with the purpose of ascertaining the regularity of contemporary and ancient vertical movements along the faults.

В. С. ВЕРЕДА, В. А. СИДОРОВ, Б. К. ЮРЧЕНКО, В. Г. СУРОВЦЕВ

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ДОНБАССКОМ ПОЛИГОНЕ

Донбасский полигон по изучению современных вертикальных тектонических движений земной коры, созданный по инициативе Г. А. Конькова, Ю. А. Мещерякова, Ю. Д. Буланже, расположен в восточной части Донецкой области (УССР) и состоит из двух нивелирных профилей общей длиной 40 км, имеющих в целом северо-западное простирание (рис. 1).

Профиль № 1 проложен в пределах периклинального замыкания Зуевского купола, параллельно железной дороге Криничная—Иловайск, профиль № 2 — в приосевой части Главной антиклинали между железнодорожными разъездами Волынцево на западе и Кумшатским на востоке. Вдоль этих профилей проведена первая нивелировка второго класса повышенной точности.

Цель исследований на полигоне — изучение современных вертикальных движений земной коры в связи с региональной системой газодинамических зон, установленных другими методами [1], а также проверка предположения Г. А. Конькова [2], согласно которому газодинамические (выбросоопасные) зоны расположены в пределах зон контрастных движений и связаны с современными вертикальными мелкодифференцированными тектоническими движениями земной коры.

На профилях полигона заложено 111 грунтовых реперов, причем 50 реперов заложено на отрезке 1,2 км [3] для детального изучения современных вертикальных движений земной коры в связи с изучением конкретных выбросоопасных тектонических нарушений в пределах установленной в данном районе региональной газодинамической зоны. Вдоль этого отрезка в течение 1967 и 1968 гг. проведено 8 высокоточных нивелировок с интервалом нивелирования от 0,5 до 3,5 месяца под общим руководством А. Т. Донабедова. Средняя квадратичная ошибка среднего превышения на станции оказалась равной для каждой ниве-

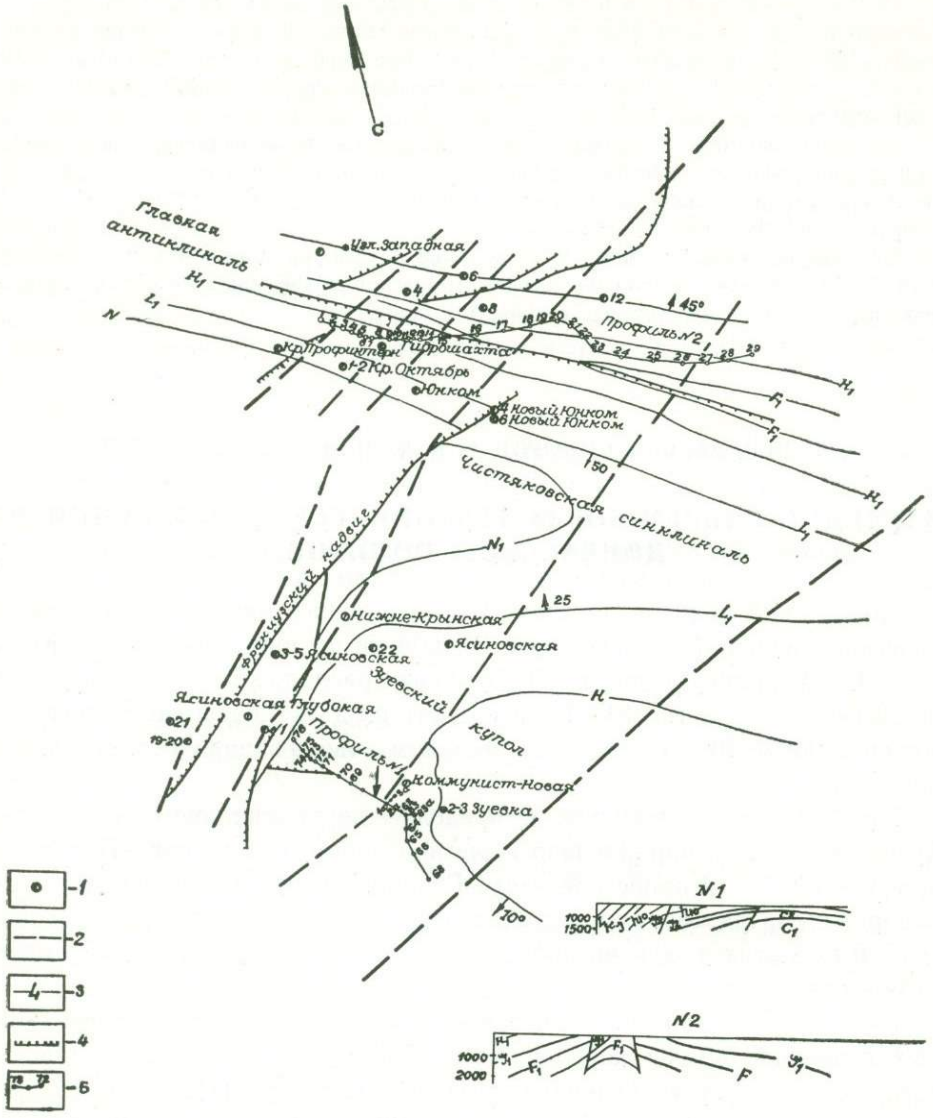
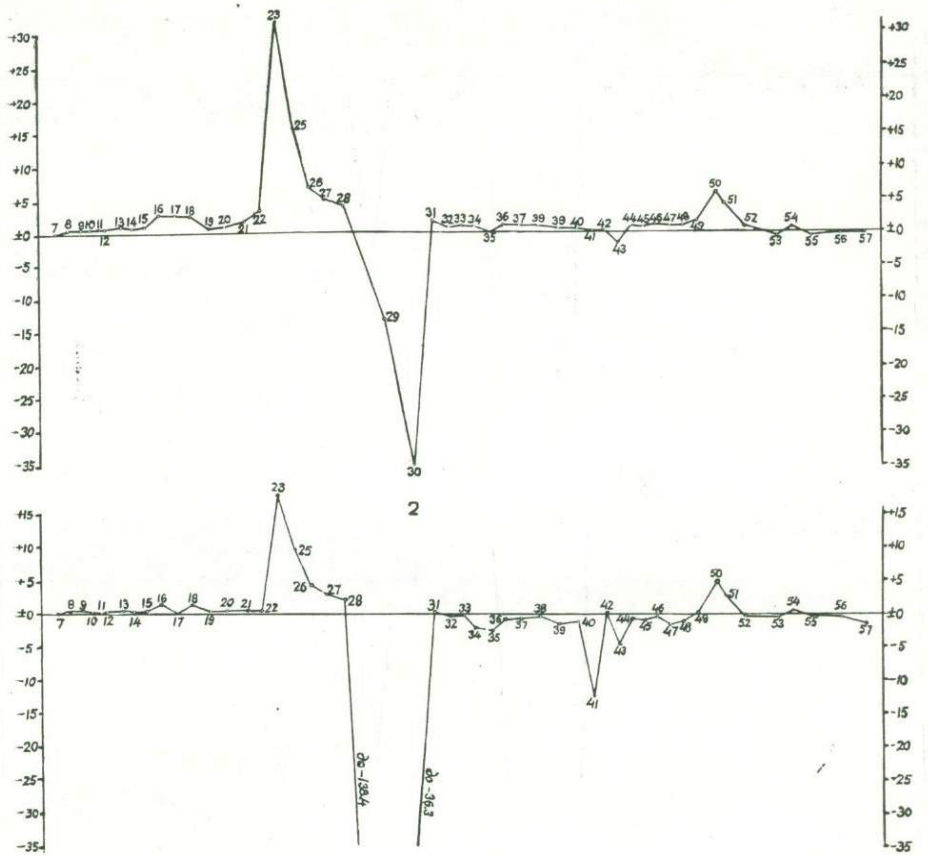


Рис. 1. Схема Донбасского полигона и схематические геологические разрезы по профилям № 1 и № 2

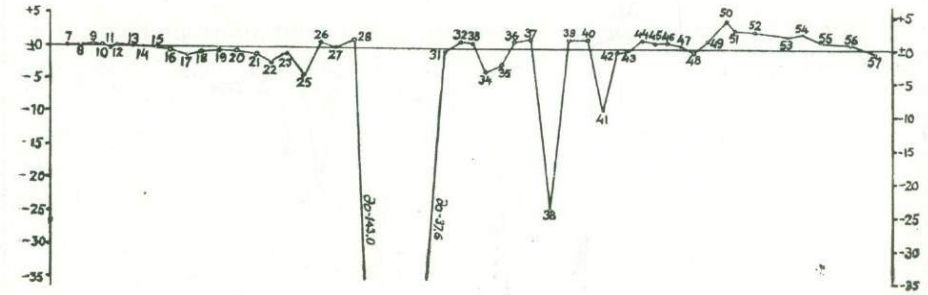
1 — шахты, 2 — оси газодинамических зон, 3 — свитные известняки, 4 — тектонические нарушения, 5 — линии полигона и грунтовые репера.

лировки $\pm 0{,}06 — \pm 0{,}1$ мм. В результате повторных нивелировок (рис. 2) было выявлено, что измеренные вертикальные смещения реперов значительно превосходят возможные ошибки нивелирования и составляют от 1 мм/год до 5 мм/год. Были выявлены и бóльшие вертикальные смещения реперов, достигающие 30—70 мм/год, которые локализуются в сравнительно узких местах (до 250 м). По результатам нивелировок в пределах профиля можно выделить ряд зон с характерной для каждой зоны тенденцией изменения вертикальных движений в течение года.

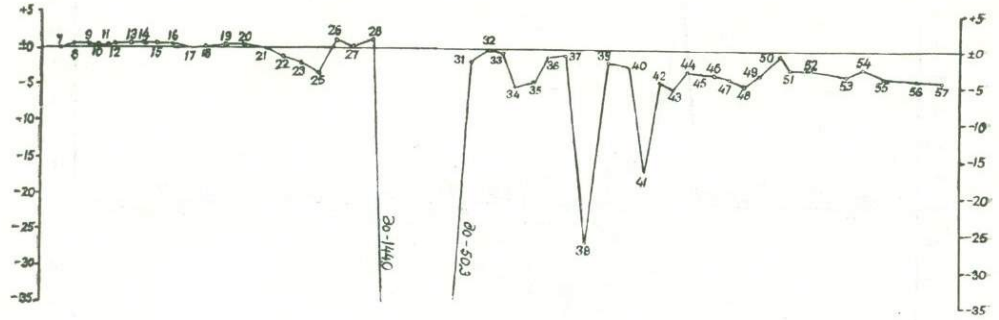


2

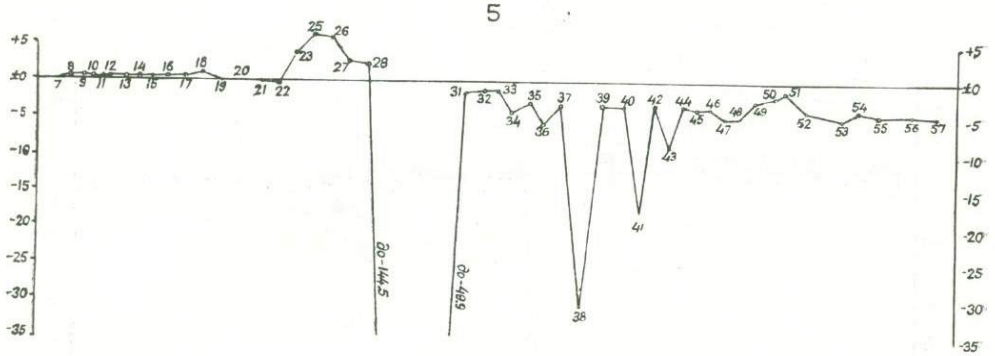
3



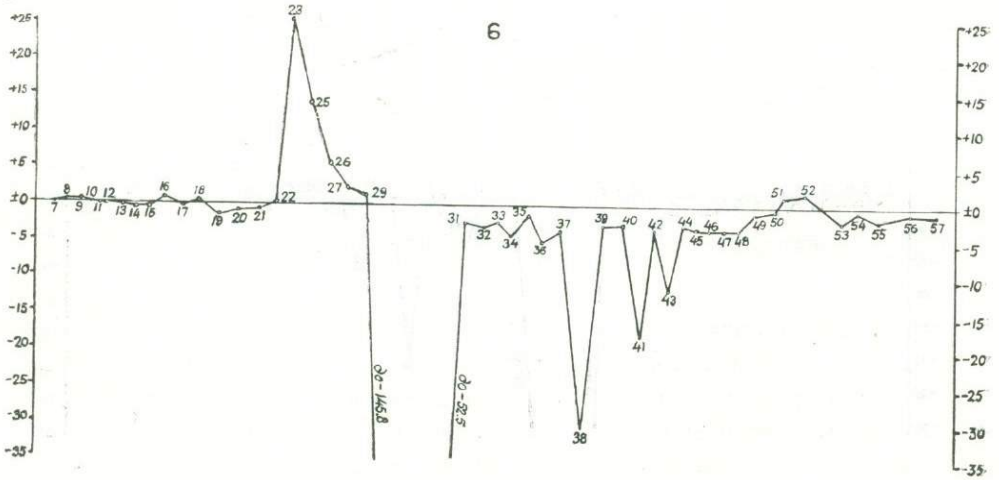
4


+5
±0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
-35
20-1440
20-503

5


+5
±0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
-35
20-1445
20-489

6


+25
+20
+15
+10
+5
±0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
-35
20-1458
20-525

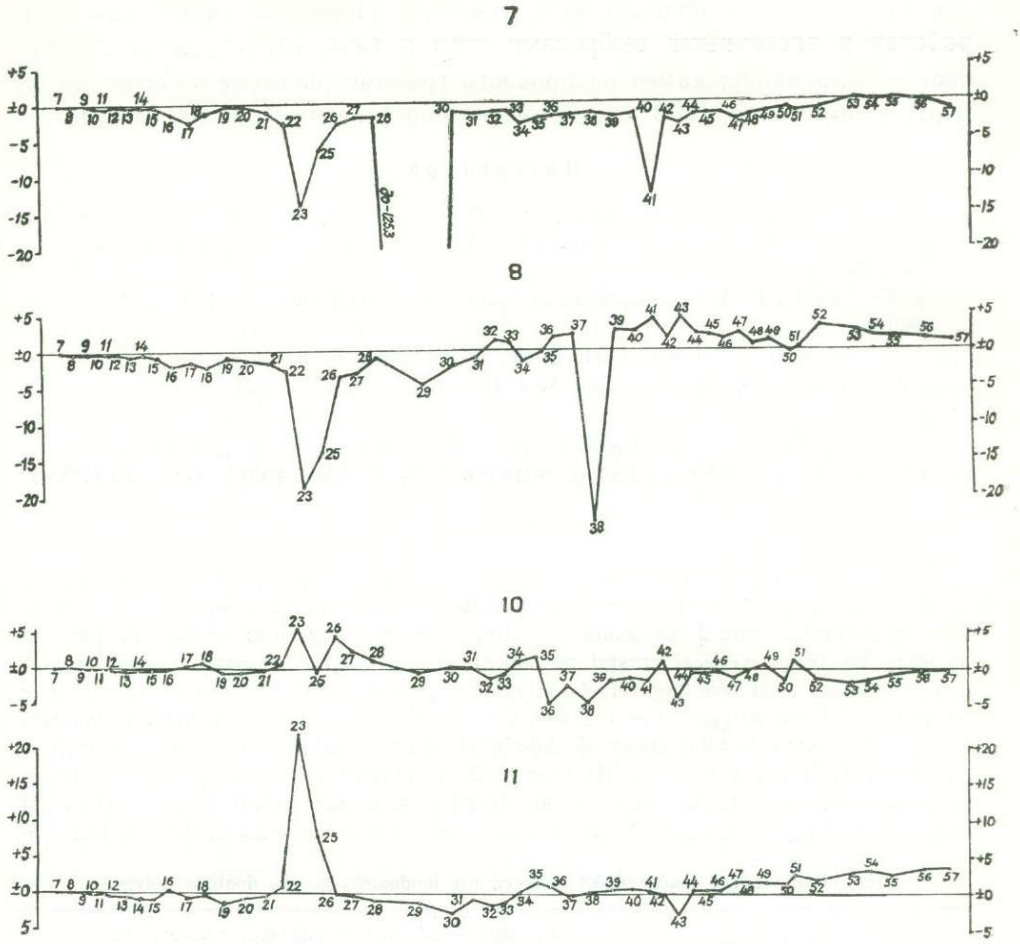


Рис. 2. Графики вертикальных смещений реперов Донбасского полигона.
1 — декабрь 1966 — апрель 1967 г.; 2 — декабрь 1966—июль 1967 г.;
3 — декабрь 1966—сентябрь 1967 г.; 4 — декабрь 1966—октябрь 1967 г.;
5 — декабрь 1966—февраль 1968 г.; 6 — декабрь 1966—март 1968 г.;
7 — апрель 1967—июль 1967 г.; 8 — июль 1967—сентябрь 1967 г.;
10 — октябрь 1967—февраль 1968 г.; 11 — февраль 1968—март 1968 г.

Такие зоны пространственно совпадают с зонами выбросоопасных мелких тектонических нарушений, зафиксированными горными выработками и методом магниторазведки. Для проверки больших смещений реперов в 1968 г. будут установлены контрольные репера принципиально другой конструкции; предполагается заложить новый параллельный профиль, для подтверждения установленных движений на исследуемой площади.

При производстве работ применялись высокоточные нивелиры: марки Н-1 завода «Арсенал» на первых шести нивелировках и марки Ni—004 завода «Цейс» на двух последних нивелировках, а также 3-х метровые инварные рейки. Кроме геодезических работ на полигоне проводятся магнитометрические, геотемпературные, геолого-геоморфологи-

ческие работы, наблюдения за динамикой газовыделений в горных выработах и внезапными выбросами угля и газа, структурно-геологическое картирование; намечено провести гравиметрические работы, электропрофилирование, ВЭЗ и возможно микросейсмические наблюдения.

Литература

1 Вереда В. С., Юрченко Б. К., Суровцев В. Г. — III геологическое совещание по твердым горючим ископаемым. Тезисы докладов (секция шахтной геологии), Москва, 1967.

2. Коньков Г. А. — Современные движения земной коры, № 1, Изд. АН СССР, М., 1963.

3. Вереда В. С., Сидоров В. А., Юрченко Б. К., Суровцев В. Г. — Современные движения земной коры, № 4, Изд. АН СССР, М., 1968.

V. S. VEREDA, V. A. SIDOROV, B. K. IURCHENKO, V. G. SUROVTSEV

STUDY OF THE RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN THE POLYGON „DONBASS"

Summary

The establishment of the Donbass polygon, which consists of two level profiles of 40 km in total length with general strike NW-SE, was initiated by G. A. Konkov, J. A. Meshcherikov and J. D. Boulanger. Aim of the investigations on the polygon was to study the recent vertical crustal movements in the limit of regional system of gas-dynamik zones. First levelling (II class type) was carried out with high accuracy along the profiles of the polygon. For the detailed investigation of recent vertical movements in connection with specific study of individual tectonic dislocations, which are dangerous for coal and gas outburst; III landmarks were fixed in the polygon, 50 of which lie at the distance of 1.2 km. During 1967, levelling with high accuracy, was carried out eight times along the section with time interval of 0.5 to 3.5 months (Table 1). The ave-

The table vertical displacement between the landmarks on the donbass polygon

N= N= The landmarks	The distances between the landmarks km	The difference vertical distances between the landmarks. (mm)					
		II–I	III–I	IV–I	VI–I	VII–I	VIII–1
1	2	3	4	5	6	7	8
7	0.019	0	0	0	0	0	0
8	0.019	+0.6	+0.5	+0.2	+0.6	+0.5	+0.5
9		+0.6	+0.6	+0.3	+0.6	+0·5	+0.4
10	0.013	+0.6	+0.3	+0.1	+0,5	+0.4	+0.1
11	0.013	+0.7	+0.2	−0.2	+0,3	+0.2	0
12	0,009	+0.7	+0.5	+0.2	+0.7	+0.5	0
13	0.024	+1,0	+0,6	0	+0.8	+0.4	−0.2
14	0.016	+0.8	+0.4	0	+0.8	+0.4	−0.5
15	0.019	+1.0	+0.6	−0.2	+0.7	+0.4	−0.5
16	0.022	+2.8	+1.5	−0.5	+.07	+0.5	+0.9
17	0.024	+2,7	+0.2	−1.2	0	+0.4	−0.3
18	0.022	+2.6	+1.4	−0.7	+0.2	+1.0	+0.6
19	0.027	+0,7	+0.4	−0.5	+0.5	0	−1.5

1	2	3	4	5	6	7	8
20	0.025	+1.0	+0.6	−0.5	+0.5	0	−0.8
21	0.030	+1.8	+0.6	−1.0	0	−0.2	−0.6
22	0,022	+3.3	+0.6	−2.1	−1.1	−0.4	−0.4
23	0.025	+32,0	+18,0	−0.8	−1.9	+3.7	+25.7
25	0.024	+16.3	+9.8	−4.1	−3.3	+6.3	+14.2
26	0,024	+6.9	+4.1	+0,7	+1.3	+5.9	+5.8
27	0.023	+5,1	+3.1	+0.1	+0.3	+2.8	+2.4
28	0.027	+4.1	+2.2	+1.3	+1.3	+2.4	+1.5
29	0.062	−13.1	−138,4	−143.0	−144.0	−144.5	−145.8
30	0.043	−35.1	−36.3	−37.6	−50.3	−49.9	−52.5
31	0.029	+1,8	+0.3	−0.6	−1.6	−1.4	−2.2
32	0.024	+0.8	−0.4	+1.0	0	−1.1	−2.7
33	0.018	+1.0	−0.2	+0.9	−0.4	−1·1	−2.2
34	0.019	+0.9	−2.1	−3.5	−5.1	−4.1	−4.0
35	0.024	0	−2.5	−2.4	−4.4	−2.7	−1.2
36	0.018	+1.1	−0.8	+1,0	−1.0	−5.7	−4.8
37	0.024	+1.0	−0.7	+1.5	−0.8	−3.0	−3.4
38	0.029	+1.0	−0.4	−24.0	−26.6	−31.0	−30.8
39	0.029	+0.5	−1.5	+1,3	−1.7	−3.1	−2.6
40	0,028	+0.4	−1.2	+1,4	−2.1	−3.2	−2.5
41	0.023	+0.1	−12.5	−9.2	−16.8	−18.2	−17.8
42	0.019	+0.2	+0.2	−0.5	−4.2	−3.2	−3.2
43	0.019	−1.6	−4.6	−0.2	−5.2	−8.8	−11.5
44	0.019	+1.0	−0.8	+1.4	−2.8	−3.2	−2.6
45	0.019	+0.7	−0.9	+1.1	−3.1	−3.6	−3.0
46	0.018	+1.1	−0.5	+1.0	−3.3	−3.6	−3.1
47	0.020	+0.9	−1.6	+0.6	−3.8	−4.9	−3.2
48	0.019	+0.8	−1.1	−0.4	−4.8	−4.9	−3.2
49	0.021	+1.6	+0.2	+1.3	−3.3	−2.6	−1.0
50	0.028	+5.8	+4.8	+4.5	−0.7	−2.0	−0.5
51	0.012	+4.2	+2.7	+2.9	−2.5	−1.3	+1.4
52	0.029	+0.8	−0.4	+2.8	−2.6	−3.8	+1.8
53	0.049	−0.7	−0.5	+2.1	−3.2	−5.0	−2.0
54	0.021	+0.7	+0.6	+2.4	−2.4	−3.8	−0.6
55	0.028	−0.7	−0.3	+1.1	−3.6	−4.4	−1.8
56	0.044	−0.3	−0.4	+0.8	−3.9	−4.3	−0.8
57	0.036	−0.2	−1.5	−0.5	−4.2	−4.5	−0.9

rageroot-mean-square error (standard deviation) taken over average difference between vertical distances of two level stations for each levelling, was equal to ±0.06 mm—±0.1 mm. On repeated levelling, it was revealed that the measurements of vertical displacements between the landmarks was more than the possible increase in levelling errors and varied between 1 mm/year and 5 mm/year. It was revealed that the high vertical displacements of the landmarks achieve the value 30—70 mm/year and localised within comparatively narrow zones (up to 250 meters in

length) on the bans of the levelling results of the landmarks the profile was divided into series of zones, which are characterised by the tendency of change in vertical movements during a year. Besides repeated levelling, geology-geomorphological, geothermal and magnetic investigations: observations of gas escapes and outburst of coal and gas, were carried out in the polygon. It is also intended to carry out the gravimetrical surveys, electro-profiling and vertical electric probing in the said polygon.

П. П. КАЗАНЧЯН

ИЗ ОПЫТА ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АРМЕНИИ

Климат Армянской ССР континентальный. Максимальная температура достигает +40°, минимальная — 40°С. Количество осадков в год 200—300 мм. Имеется много безводных районов, особенно в бассейне р. Раздан, а также в Араратской и Ширакской котловинах. На территории Армении существует около 7500 выходов подземных пресных вод и свыше 600 буровых скважин, подающих воду из артезианских и жильных бассейнов. Все эти выходы дают ежесекундно всего лишь 3 литра воды на 1 км² площади, и распределение их крайне неравномерно.

Проблема водоснабжения обостряется в связи с предложением о резком сокращении или прекращении спуска вековых запасов вод озера Севан в Араратскую котловину. В связи с этим вопросом использование талых вод является жизненно важным. Не случайно, что в последние годы все больше и больше строится водохранилищ. Еще в 1943 г. на территории республики было предусмотрено проектирование и строительство крупного водохранилища площадью более 100 км². С этой целью в 1944 г. были выполнены геодезические и топографические работы: триангуляция II—IV классов, нивелирование IV класса и топографическая съемка в масштабе 1:10000 с сечением рельефа горизонталями через 1 метр, а также геологическая и гидрогеологическая съемки также в масштабе 1:10000. На четырех створах пробурено более 20 скважин с максимальной глубиной 320 м. В 1946 г. проект водохранилища был утвержден, однако, строительство было временно законсервировано. В 1966 году были выполнены новые геодезические работы: проложены аналитические сети I—II разрядов, нивелирование IV разряда и произведена топографическая съемка в масштабе 1:5000 с сечением рельефа горизонталями через 1 метр.

Из-за ограниченности объема статьи полные данные, характеризующие точность указанных геодезических работ не приводятся.

Геологическое строение

На описываемой территории господствуют вулканические и озерные образования. Извержения многочисленных вулканов образовали мощные базальтовые, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые и дру-

гие лавовые потоки. В узкой части долины возникла запруда. Озеро существовало все время, пока шло излияние лав и происходило наращивание запруды при одновременном плавном прогибании района в центральной части бассейна в результате сейсмотектонических процессов.

В целом выделяется несколько лито-фациальных комплексов: субстрата озерного бассейна, доозерный, нижнеозерный, среднеозерный, верхнеозерный, послеозерный и серия современных отложений. В послеозерных и современных образованиях значительное место занимают вулканические туфы, аллювиальные, элювиально-делювиальные и коллювиально-делювиальные отложения. Мощность толщи вулканических пород верхнего миоцена достигает 200—250 м.

Тектонические процессы в последующем ослабли, т. к. среди озерных отложений слабо дислоцированы лишь нижняя и средняя серии. Перекрывающие их озерные отложения и туфы, в основном, залегают горизонтально и не затронуты дислокациями. Выделяется три тектонических участка:

1) предгорная зона возвышенностей, сложенная андезито-дацитами верхнего миоцена с углами падения пластов от 15° до 30°, которым соответствуют крутизна и направление экспозиций склонов;

2) переходный участок от подножья водораздельных возвышенностей к днищу долины, где углы наклона пластов озерной толщи колеблятся от 5—10° до 20—25° с азимутом, соответствующим падению поверхности подстилающих пород;

3) зона днища долины и частично правого берега, где пласты залегают почти горизонтально, обуславливая общие черты рельефа дна озера.

Переходы от одного участка к другому — плавные, без нарушений и переломов. Более высокое положение пород верхне-озерной серии на левом склоне долины свидетельствует об их относительном поднятии. Увеличение мощности озерных отложений к центру котловины говорит о его постепенном относительном опускании. Эти деформации локального характера происходили на фоне общего постепенного поднятия и формирования окружающих гор (1).

В 1967 г. в центральной части изучаемой территории была пробурена скважина глубиною 1600 м. На глубине 800 м была вскрыта кровля сармата, который обнажается в южной части территории. По этим и геоморфологическим данным на тектонической карте проведена линия разлома, простирающаяся с ЮВ к СЗ. К северу от разлома намечается интенсивное опускание, а к югу — интенсивное поднятие. Эти данные с некоторыми приближениями совпадают с гравитационными изолиниями: 97 мгл — на востоке и 116 мгл — на западе.

Изучение современных движений

С 1952 г. по 1966 г. ближайшей сейсмической станцией было зарегистрировано 104 землетрясения с максимальной силой 6,5 баллов, что свидетельствует о высокой сейсмоактивности. Между геотектоническими, гравиметрическими и геоморфологическими данными имеют место некоторые несогласия. Несогласия имеются и с нашими данными на опытном полигоне, находящемся приблизительно в 25 км северо-восточнее. В период с 1957 г. по 1962 г. (с интервалами через полгода) и в период с 1962 г. по 1965 г. (с интервалами через год) нами были проведены повторные нивелировки по программе I класса. Были вычислены скорости вертикальных движений и определено относительное поднятие до 3 мм/год. Скорость 3 мм/год является непостоянной: она изменяется после землетрясений, особенно на стыках разных тектонических зон (2).

По повторным геодезическим и топографическим материалам 1944 и 1966 годов можно составить карту горизонтальных и вертикальных движений земной поверхности.

1. Для получения векторов горизонтальных смещений из пунктов триангуляции 1944 г. использовались 9 пунктов, включенных в аналитическую сеть I разряда 1966 г. Векторы горизонтальных смещений пунктов 8 и 9 были получены по вычисленным координатам 1944 и 1966 годов (эти пункты находятся за пределами изучаемой территории), а векторы пунктов 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 определены по разностям измеренных одноименных углов, пользуясь предложенным нами дифференциальным методом. Сущность последнего заключается в следующем: поочередно каждый пункт сети принимается как определяемый, а пункты, составляющие с определяемым пунктом треугольники — как условно-опорные.

Допустим, что из этих условно-опорных пунктов периодически наблюдался данный определяемый пункт. Так как величина горизонтального смещения данного определяемого пункта между двумя любыми циклами наблюдений обычно выражается сантиметрами, а расстояние между опорными, а также между опорными и определяемым пунктом выражается километрами, то составляющие векторов относительных смещений можно принять как дифференциалы приращений координат, которые можно вычислить по следующим формулам:

$$dx = \frac{[al][bb]-[bl][ab]}{D}, \text{ где } D=[aa][bb]-[ab][ab],$$

$$dy = \frac{[bl][aa]-[al][ab]}{D} \qquad P_x = \frac{D}{[bb]}, \quad P_y = \frac{D}{[aa]}$$

с ошибками:

$$m_{dx} = \frac{m_\beta}{\sqrt{P_x}}, \quad m_{dy} = \frac{m_\beta}{\sqrt{P_y}}$$

А величина вектора смещения:

$$dS = \sqrt{dx^2 + dy^2}$$

с абсолютной ошибкой:

$$M = \pm \sqrt{m_{dx}^2 + m_{dy}^2}$$

В приведенных формулах:

l — разность соответствующих измеренных направлений между двумя циклами в секундах, m_β — средняя квадратическая угловая ошибка, P_x, P_y — соответствующие веса.

Коэффициенты — $a = -\rho'' \frac{\sin \alpha}{S}$, $b = \rho'' \frac{\cos \alpha}{S}$, где α и S — азимуты и стороны соответствующих линий «опорный-определяемый», которые известны из координат, вычисленных после наблюдений первого цикла.

В приведенных формулах величины a, b, D, P — для всех циклов наблюдений являются постоянными, что крайне облегчает работу при обработке последующих циклов и значительно точнее вычисляется вектор.

Для вычисления вектора смещения следующего пункта данный определяемый пункт принимается как условно-опорный.

Преимуществом данного метода является и то, что вектор смещения и область ошибки его можно выразить графически. Для этого нужно на плане через данный определяемый пункт провести координатные оси и на них отложить полученные d_x и d_y с учетом их знаков. Через полученную точку провести параллельные линии к координатным осям и на них отложить величины m_{dx} и m_{dy} (рис. 1). В случае, если векторы горизонтальных смещений будут определяться повторной полигонометрией, то можно применять формулы (3).

На карте построены векторы всех 7 пунктов с изображением областей их ошибок. По векторам и одноименным ситуациям на планшетах съемок 1944 и 1966 годов сделано заключение, что горизонтальное смещение имеет направление от СВ к ЮЗ. Так как максимальное смещение за 22 года получилось 123 см. с ошибкой ±7,8 см (пункт № 1), а минимальное — 28,8 см. с ошибкой ±9,2 см (пункт № 7), то при постоянстве скорости движения получаем в максимуме 5,6 см/год, а в минимуме 1,6 см/год.

II. Для составления карты вертикальных движений земной коры были сопоставлены отметки всех скважин четырех профилей и реперов, которые были определены нивелированием IV класса в 1944 и в 1966 годах. Из всех 78 реперов и точек максимальное расхождение получилось с ошибкой ±4,6 см, а минимальное — +2 см с ошибкой ±3,9 см.

Если считать, что за 22 года скорость вертикального движения была постоянной, то ее максимальное значение будет 3,1 см/год, а минимальное — 0. Чтобы уточнить и в общих чертах дополнить карту был использован и рельеф, изображенный горизонталями на планшетах съемок 1944 и 1966 годов. По этим данным на карте были проведены изолинии с сечением через 10 см.

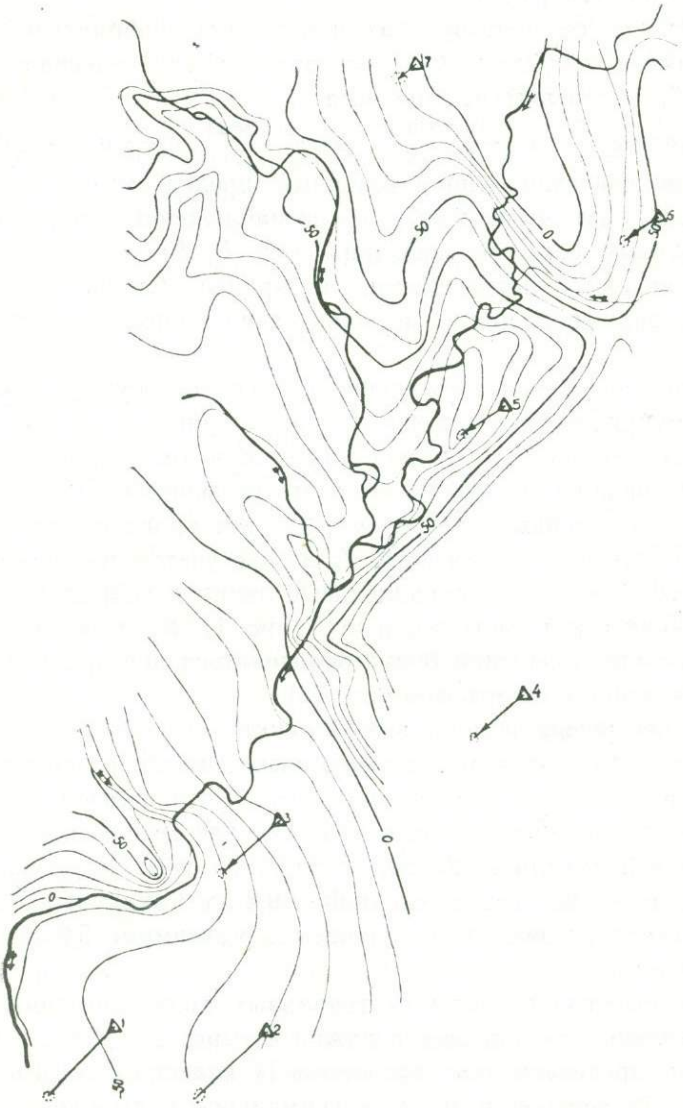


Рис. 1. Карта горизонтальных и вертикальных движений земной поверхности.

Принимая скорость вертикальных и горизонтальных движений земной коры за истекший период постоянной, что для такой сейсмоактивной территории будет не совсем верным, можно сделать следующий вывод: составленная карта (рис. 1) дала возможность подтвердить и уточнить границу разлома, интенсивность поднятия южной и опускания северной частей изучаемой территории. Причем, в районе поднятия имеется участок опускания локального характера, а в районе опускания наблюдается участок поднятия. Вероятно, здесь проходит линия разлома.

Литература

1. Асланян А. Т. — Региональная геология Армении, Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Казанчян П. П. — Сб. «Современные движения земной коры», № 2, Тарту, 1965.
3. Казанчян П. П. — Известия высших учебных заведений, сер. Геодезия и аэрофотосъемка, вып. 2, 1962.

P. P. KAZANCHYAN

ON THE EXPERIENCE OF STUDYING RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN ARMENIA

Summary

Geotopographical and geological survey has been carried out already in 1944 in Armenia with the aim of projecting and constructing the biggest reservoir in Armenia.

Owing to a suspension of the constructive work there has arisen a necessity to repeat the surveys in 1966.

On the basis of a geological surveys and 20 holes bored at the maximal depth of 320 m. it was stated that geological structure of the investigated territory is of volcanic and lacustrine origin. The thickness of volcanic rocks of the upper miocene — basalts, andesito — basalts, tuffs — reaches 200—250 meters. The ancient formations being hidden under lake deposits and quaternary lavas the solution of the question on tectonic structure of its deep horizons becomes more difficult. In the future tectonic processes become weaker since the deposits of the upper formations and the tuffs covering them are mainly of gentle dip and are not affected by dislocation phenomena.

In 1967 a hole, 1600 m deep was bored in the central part of the territory under investigation. At the depth of 800 m the roof of the Sarmatian stage has been reached which is exposed in the southern part of the investigated territory. By these and geomorphological data a fault line striking from SE to NW is drawn on the tectonic map of the republic. Northward of the line an intensive subsidence is observed, southward — an intensive elevation. These data with some approximations coincide with seismic and gravimetric data. There are some discrepancies as well with our data obtained on the experimental polygon which is 25 km northeastwards of the studied territory. The experimental polygon was laid, in 1957 aimed at studying the regime of vertical movements of the Earth's surface. By numerous repeated high-precision levellings carried out during the period from 1957 to 1965 the uplift velocity was calculated on the poligon equal to 3 mm/year. We must say here that the calculated velocity was not constant, it varies after the earthquakes and mainly on the junctions of tectonic zones.

To corect and make more precise the marked discrepancies a map was compiled of horizontal and vertical movements of the earth's surface by repeated geodetic and topographic materials of 1944 and 1966. To obtain the vectors of horizontal displace-

ments those 9 points of triangulation of the III and IV categories 1944, were used which were included in the network of 1966. The vectors of two points were obtained by differencies of calculated coordinates 1944 and 1966. The vectors of the following 7 points were determined by differencies of measured angles of the same name using the differential method suggested by us. Aplication of the given method gives a possibility to calculate more quickly and more precisely the vector of horizontal displacements and to determine the region of the error of the vector. The advantage is that both the vector of displacement and the region of the error (the ellipsis of the error) can be expressed graphically on the plan.

By these 7 vectors and by the similar situation on the plane-tables of surveys of 1944 and 1966 a conclusion was come to that horizontal displacement of studied territory is directed from NE to SW. The displacement velocity in the maximum is 5.6 cm/year and in the minimum — 1.6 cm/year.

To compile a map of vertical movements of the Earth's surface the marks of all the bore-holes and bench-marks have been compared as determined by levelling of the IV category in 1944 and 1966.

By these data the velocities were calculated which were obtained in the maximum of 3.1 cm/year and in the minimum — 0. In compilation of the map the relief was used represented by horizontal lines on the plane-tables of the surveys of 1944 and 1966. Isolines with the cross-section in 10 cm were drawn.

Assuming the velocity of vertical and horizontal movements of the Earth's surface to be constant for 22 years which will not be completely correct for such a seismoactive territory where for the last 14 years 104 strong earthquakes have been recorded with the maximal strength of 6.5 degrees, we may come to the following conclusion: the compiled map made it possible to confirm and to make more precise the boundary of the fault, the intensity of elevation of the southern and subsidence of the northern parts of the studied territory. In the elevation area there is a part of subsidence of local character while in the region of subsidence the part of elevation i.e. there is a small fault there.

D. A. LILIENBERG, I. N. MESHCHERSKIY

ON THE ROLE OF TECTONIC AND NON-TECTONIC FACTORS IN RECENT DEFORMATIONS OF THE EARTH'S SURFACE

(by studies carried out on the Apsheron peninsula)

Recent displacements of the Earth's surface are a summary result of interaction of many factors. Therefore tectonic and non-tectonic components are to be distinguished while evaluating geodetic and level-measuring data. Non-tectonic factors are of most essential influence in oil-bearing regions, on the shores with variation of the sea-level etc.

In this respect some interesting materials were obtained on the Apsheron peninsula (1, 2, 5, 6, 7, 8, 11, 13). Apsheron is one of the most mobile regions of the alpine geosynclinal zone of the south of the USSR and a very rich oil-bearing area. Therefore in 1912 already a special levelling network has been established by the Corps of military topographers (3). The objective of this network was to study displacements of the Earth's surface depending on displays of young tectonics (namely, movements along the faults), activity of mud volcanoes, intensity of oil production, and variations of the Caspian sea level as well.

Thus, the Apsheron peninsula is the first special polygon in Russia for complex studies of recent tectonic movements and it is one of the first polygons in the world.

Slow vertical movements

For the last half-century repeated levellings were many times carried out on the Apsheron peninsula on the whole and in its different parts. Levellings of 1912, 1910—1914 and 1928 refer to the category of those with high-precision; of 1936—1937 and 1949 — to those of the I class; of 1955—1957 and 1962 — to II and III class. Intervals between them vary from 13—16 to 28—34 years. Incidental mean quadratic errors of the double way comprise from ±0.5 to ±1.2 mm/km, systematic mean quadratic errors — from ±0.2 to 0.3 mm/km, and timing errors of polygons are ±1.8—2.3 mm/km.

On the basis of these data with the account of level-measuring observations two maps of slow vertical movements for 1912—1928 and 1928—1955/1962 (7) were compiled shown on Fig. 1 in a matched form. The levellings of 1912 and 1928 being performed during one season, not measured but levelled values of excesses were used for the first map. Levelling networks for the second map were levelled as free. With the time interval existing between the levellings the weight of the line depends only on its length and appears to be equal to the weight assumed while levelling free networks (6, 7). By these methods the movement velocities have been calculated in respect to the Sumgait station, in 68 points — for the first map and in 30 for the second.

The general background of velocity values of vertical displacements on the whole can be considered as a derivative of tectonic movements. The Apsheron peninsula is subjected to general subsidences increasing with time. If mean velocities of subsidences in central and western parts of the peninsula comprised 3—5 mm/year in 1912—1928, they increased to 5—10 mm/year in 1928—1955/1962. The velocities increased in the most part of repeatedly levelled points.

A similar regularity is traced by level measuring data. Thus in respect to Makhachkala Baku subsides with a velocity of 1.8 mm/year (1913—1938) and of 7.2 mm/year (1940—1945) according to M. I. Sinyagina and L. P. Orlenko (11); of 3.1 (1923—1940) and 12 mm/year (1940—1967) according to V. G. Richter (10); of 0.59 (1910—1912), 0.18 (1913—1939) and 1.05 mm/year (1940—1965) according to R. V. Nikolaeva (7). In spite of certain quantitative discrepancies and non-coinciding time intervals, the tendency of increasing subsidences is clearly observed.

Thus we can think that recent vertical movements are irregular in time. At the same time one can see on both maps that isolines of

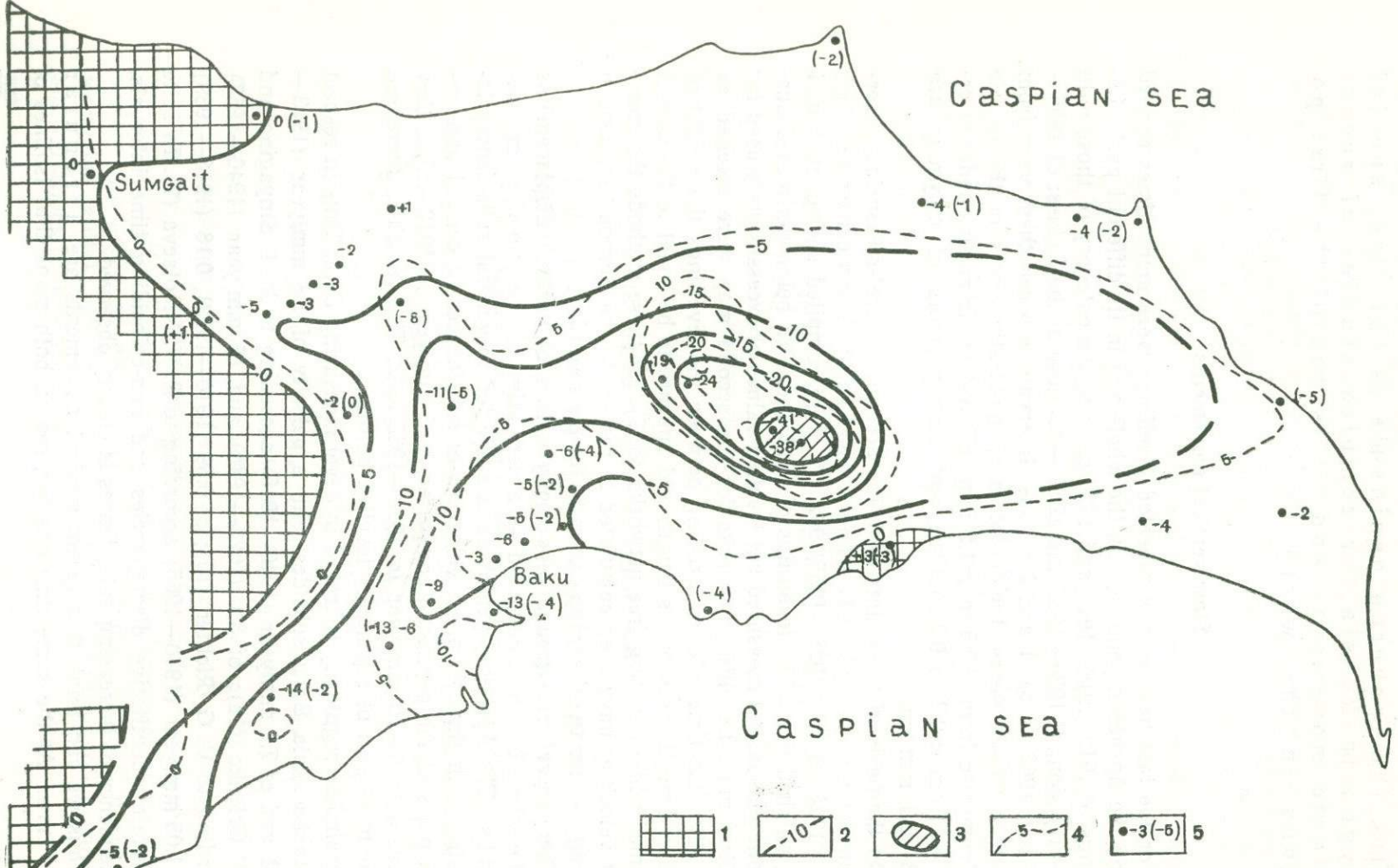


Fig. 1. A matched map of slow vertical movements on the Apsheron peninsula for 1912—1928 and 1928—1955/1962 by the data of repeated levellings (5). 1 — the parts of modern uplifts; 2 — isolines of equal subsidences (in mm/year) for 1928—1955/1962; 3 — the parts of maximal subsidences (more than 25—30 mm/year) for the same period; 4 — isolines of equal subsidences (in mm/year) for 1912—1928; 5 — the velocities of recent movements in separate points for 1928—1955/1962 (in brackets — the velocities for 1912—1928).

increasing subsidences almost coincide in spaceous location. This indicates general directivity of recent movements.

Slow vertical movements of the Apsheron peninsula are closely connected with morphostructures of different age and different order (5, 7). In most cases this function appears to be direct, more seldom it is displaced or reverse. The zone of zero velocities passes along the boundary between submeridional blocks of the mountain end of South-Eastern Caucasus and the Apsheron peninsula itself. The first of them is subjected to intensive bulging up.

Recent vertical movements are inherited, differentiated and contrasting. Sublatitudinal differentiation of movements is connected with structures of Paleogene-Miocene stage (Fig. 2). The nort-

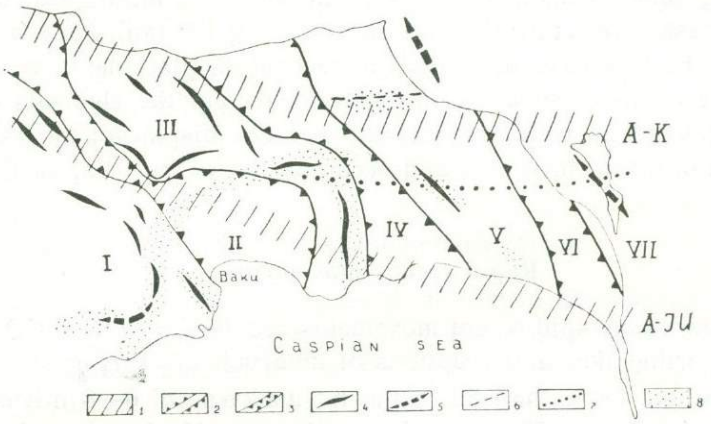


Fig. 2. Structural-geomorphological scheme of the Apsheron peninsula. It is compiled by the data of B. V. Grigoryants I. I. Potapov and B. E. Khain (7). Structural zones of the Paleogene — Miocene stage: 1 — buried anticlinoria. Structural zones of the Pliocene — Quaternary stage: 2 — anticlinal, 3 — synclinal. Separate anticlinal structures: 4 — clearly expressed in the relief, 5 — weakly expressed in the relief, 6 — buried. Other indications: 7 — the axis of Kalin gravitational minimum; 8 — the parts of intensive oil — production. A—K — Altyagach-Kurkachidag anticlinorium; A—Ju — Alatash — Yunusdag anticlinorium; I — West — Apsheron anticlinal zone. II — West — Apsheron synclinal zone, III — Central — Apsheron anticlinal zone, IV — East-Apsheron synclinal zone, V — East-Apsheron anticlinal zone, VI — Showlan-Zyrin synclinal zone, VII — anticlinal zone of the Apsheron archipelago.

hern and southern parts of the peninsula are subjected to the least susidences (to 5 mm/year). They correspond to the buried continuations of the Altyagach-Kurkachidag and Alatash-Yunusdag anticlinoria of the South-Eastern Caucasus. The depression (Kalinski gravitational minimum) dividing them is characterized by maximum subsidences (up to — 10 and more mm/year).

More fractional differentiation of movements corresponds to submeridional morpho-structures of Pliocene-Quaternary stage (see Fig. 2). Anticlinal, uplands (Kechaldag, Orudjandag, Gyuzdek, Shabandag. Joratskaya, Kalinskaya and oth.) some buried folds (Gowsans) and mud

volcanoes (Lokbatan, Bogboga, Zagilpiri) are relatively elevating part. Baku synclinal plateau, synclinal depressions of Jeirabatan-Challayeri, Massazyr-Mirzaly, Puta, Bina and others and subjected to relative subsidences.

Thus, the modern activity of morpho-structures of the Apsheron peninsula is mainly inherited from neotectonic and especially from the quaternary stage of development.

The zones of junction of separate morpho-structures are characterized by high contrastness. Thus the central band with velocities of 5—10 mm/year is limited by a belt with velocity gradients of 1.7—2.1 mm/year per km. On the territory of Baku gradients reach 1.5—2 mm/year per km and in the southern part — 4 mm/year per km which is a danger for the metro being under construction here. The zones of high gradients in a number of cases are fixing the movements along the faults and block displacements. In this case the value of vertical displacements can reflect not only the result of slow vertical movements but the elements of horizontal component as well. Irregularity of block displacements can serve as a reason of strain increases and occurring of foci of local earthquakes.

Rapid recent movements

Two varieties of rapid recent movements are displayed on the Apsheron peninsula: earthquakes and eruptions of mud volcanoes (Fig. 3).

On the whole more than 50 earthquakes of 6—8 intensity (9) were recorded here (9). The most destructive was Mashtagi earthquake of 1842 — 8 intensity; later in the same region quakes with the intensity up

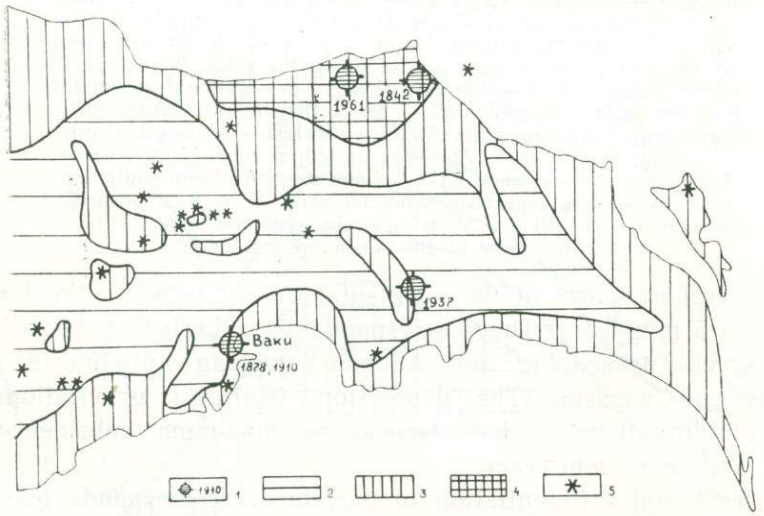


Fig. 3. A scheme of rapid tectonic movements of the Apsheron peninsula. I — epicentres of the earthquakes with VI—VIII intensity Seismic zones by (9): 2 — up to VI intensity; 3 — VI—VII intensity; 4 — VII—VIII intensity; 5 — mud volcanoes.

to 7 (1961) and 4—5 (1953) were observed; the foci were registered in the region of Surachany (1937 — up to 6—7 intensity) and of Baku (1878, 1910, 1935 — up to 6 intensity). Local foci are characterized by fine-foci quakes. In a number of cases seismoactive parts are timed to "nods" of intersection of longitudinal and transversal morphostructures of different age. Deformations of the surface caused by seismicity have found their reflection to a certain extent on the maps of slow vertical movements. As materials of earthquakes in Ashkhabad, Skopje and Tashkent show vertical displacements geodetic signs before and during the earthquakes are sometimes quite essential. However owing to a continuous time interval between the levellings they can not always be separated from slow movements.

In the central and western part of Apsheron there are about 20 mud volcanoes, 8 of which are active (12). Altogether several hundreds of mud volcanoes are located in the Apsheron-Kabystan area. The data on their eruption are approximately for 150 years. Their activity is characterized by a certain periodicity and migration from North to the South. (4, 5).

The effect of technogenous factors

For more than secular history of exploitation of oil deposits on the Apsheron about 1 bln tons of oil was produced and more than 100 bln m^3 of gas (7). That could not but tell on the value of vertical displacements of the Earth's surface. Since tectonic factor determines general subsidences here, displacements caused by intensive oil production are superimposed on this background and exaggerate true velocities of subsidences (5, 7).

In this respect the regions of extremal subsidences and the instances of reverse correlations of morpho-structures and recent movements are of specific interest. Central and western parts of the peninsula are the most evident examples of this. Though on the plan isolines of movements coincide with the arches of positive morpho-structures, however, maximal subsidences are timed to them: up to 30—50 mm/year (Balakhany-Sabunci-Surakhany) and to 15 mm/year (Bibieibat). On the plan they correspond completely to the regions of the oldest oil production elaborated still in the first half of the XIX century. Only in the oil production areas of Balakhany-Romany-Sabunci for the period from 1821 to 1937 more than 200 mln tons of oil was produced, and in Surakhany for the period between two firs levellings (1912—1928) more than 18 mln tons of oil was produced (10). Even earlier the subsidences of the Earth's surface were observed here as well as sandblows, water, oil and gas outbursts.

The timing of areals of maximal subsidences to oil production is especially clear from the example of Bibieibat (Fig. 1 and 2). If in 1912—1928 the anticlinal upland of the same name was in the zone of subsidences —

5—7 mm/year, the part of oil production in the Iljich bay timed to the prevault part subsided with velocities of 11—15 mm/year.

It must be stressed that the effect of technogenous factor is told in two ways. On one part subsidences occur on the account of direct extraction of oil and gas. On the other — owing to an irrational throw off of waters from bore holes a progressive salinization of grounds and an increase of saltierras areas takes place wltich leads to a subsidence of geodetic marks. Both these processes act in one direction and being superimposed on each other, intensify the outer effect ob subsidences (5, 7).

For the last 50 years (1912—1962) separate oil-bearing regions of Apsheron subsided by 2.5 m. The possibility of such significant negative displacements of the Earth's surface must be borne in mind while developing new oil-bearing territories, especially of such swamped plains as Western Siberia (6).

Pumping of underground waters, especially intensive in peripheric parts of the peninsula, affects essentially the displacements of the Eearth's surface. Examples of lowering of the surface as a result of continuous exploitation of artesian basins are known in many regions of the world. (for instance, Los-Angeles, San-Joaquin, Santa-Clara etc).

The effect of general tectonic subsidences somewhat increases on the account of specific ground conditions of the Apsheron peninsula. A small quantity of sediments (150—200 mm/year) and a high degree of evaporation contribute to intensive mineralization of grounds and to an increase of their subsidence properties. Therefore outer dynamic payloads (separate constructions, transport, etc) sometimes lead to deformations of buildings where wall bench marks are laid out (5).

The effect of eustatic factor.

(variations of the level of the Caspian sea).

Different types of recent movements of Apsheron display a clear periodicity which has a certain connection with variations of the Caspian sea level (5,7). This dependence is of a considerable interest since the role of eustatics in modern displacements of the Earth's surface draws ever increasing attention.

Five-fold repeated levellings in the western part of the peninsula (Fig. 4) fix not only irregularity of slow vertical movements in time but their variational nature as well. Thus along the lines Sumgait-Baladjary-Baku (Bailov) and Baladjary-Puta-Karadag the velocities of subsidences in 1912—1928 comprised 3.5—6 mm/year on the average. In 1928—1936/1937 they sharply increased to 9—12 mm/year. However in the period from 1936/1937 to 1949 the velocities sharply decreased to 2—8 mm/year and then in 1949—1955/1962 again increased to 6—12 mm/year.

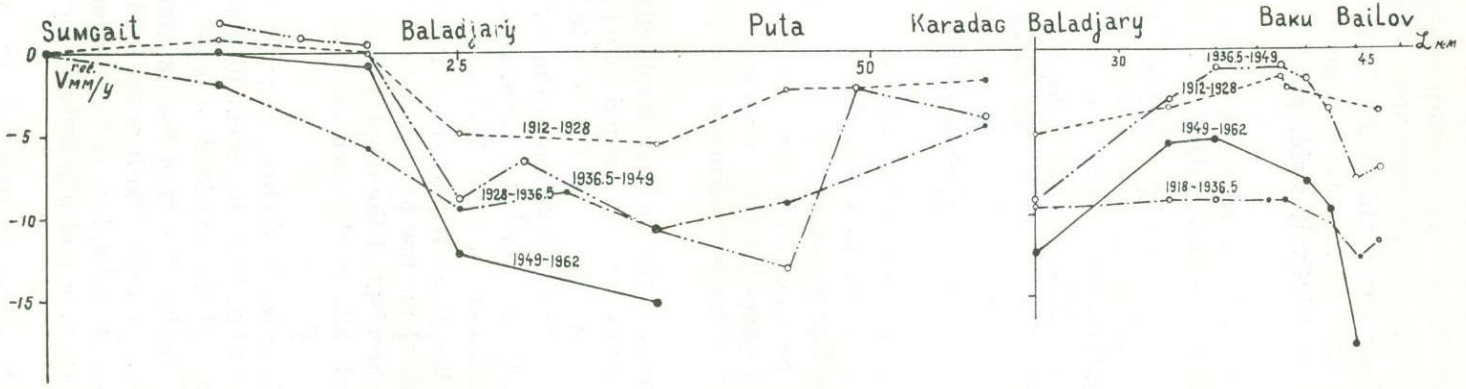


Fig. 4. Variations of velocities of recent vertical movements in the western part of the Apsheron peninsula for 1912—1962.

If we compare this with the variations of the Caspian sea level we shall observe that a sharp change of velocities and of the relative sign of the movements falls upon 1936—1949 which corresponds to the period of the sharp fall of the Caspian level in 1934—1941 (Fig. 5). At the same time an increase of velocities of subsidences corresponds to the periods of relatively stable position of the sea level (high or low) (6).

A similar dependence is observed in the changes of velocities of movements calculated by level-measuring data (5, 7, 10, 11).

Variations of the Caspian sea level evidently influence the periodicity of seismics (5, 7). Thus, Mashtagi earthquake of 1842 occurred at the period of a fall of the Caspian level in 1840—1845 (see Fig. 5). Baku earthquakes of 1878, 1910 and 1935 — during respective level falls in 1870—1876, 1909—1910, 1934—1941. The Surakhan earthquake of 1937 refers to the last period as well. Activisation of seismicity in the north of the Apsheron in 1953—1961 coincided with, a catastrophically low level of the last decades.

Certainly variations of the Caspian sea level are not the reason of earthquakes but they contribute to a lessening of strains, accumulated in the upper layers of the Earth's crust.[1] In cases when such connection is observed it appears to be metachronous to a certain degree: activisation of seismicity is somewhat late in respect to the periods of the sea level fall, in a number of cases it occurs in the middle or at the end of these level falls.

The effect of variations of the Caspian level tells also on the periodicity of the activity of mud volcanism (1, 5). The vast majority of eruptions (1810—1825, 1857—1876, 1920—1940) falls mainly on the periods of the low position of the sea (see Fig. 5). This dependence is more clearly observed for submarine volcanoes and less sharply for mud volcanoes on the land. Within the annual cycle of variations of the sea level the greatest part of eruptions of submarine volcanoes falls on the periods of the low position (standing) of the Caspian sea (4, 5). A certain metachronism of the display of activisation in respect to the periods of sea level falls is observed the way it was observed for seismics.

Thus by the example of the Apsheron peninsula we may see the big role which is played by eustatics in recent displacements of the Earth's surface. With a decrease of the pay-load of water masses in the coastal zone at diminishing of the basin area of the Caspian sea, elastic deformations occur which lead to a relative uplift of the land. An isostatic effect of the type of post-glacial uplifts of Fennosciandia appears. A. complicated interference of tectonic and non-tectonic factors takes place. Their

[1] At present there are sufficiently numerous real data available indicating the presence of a definite connection between the period of activisation of seismicity in quite a number of coastal regions and variations of the world ocean level.

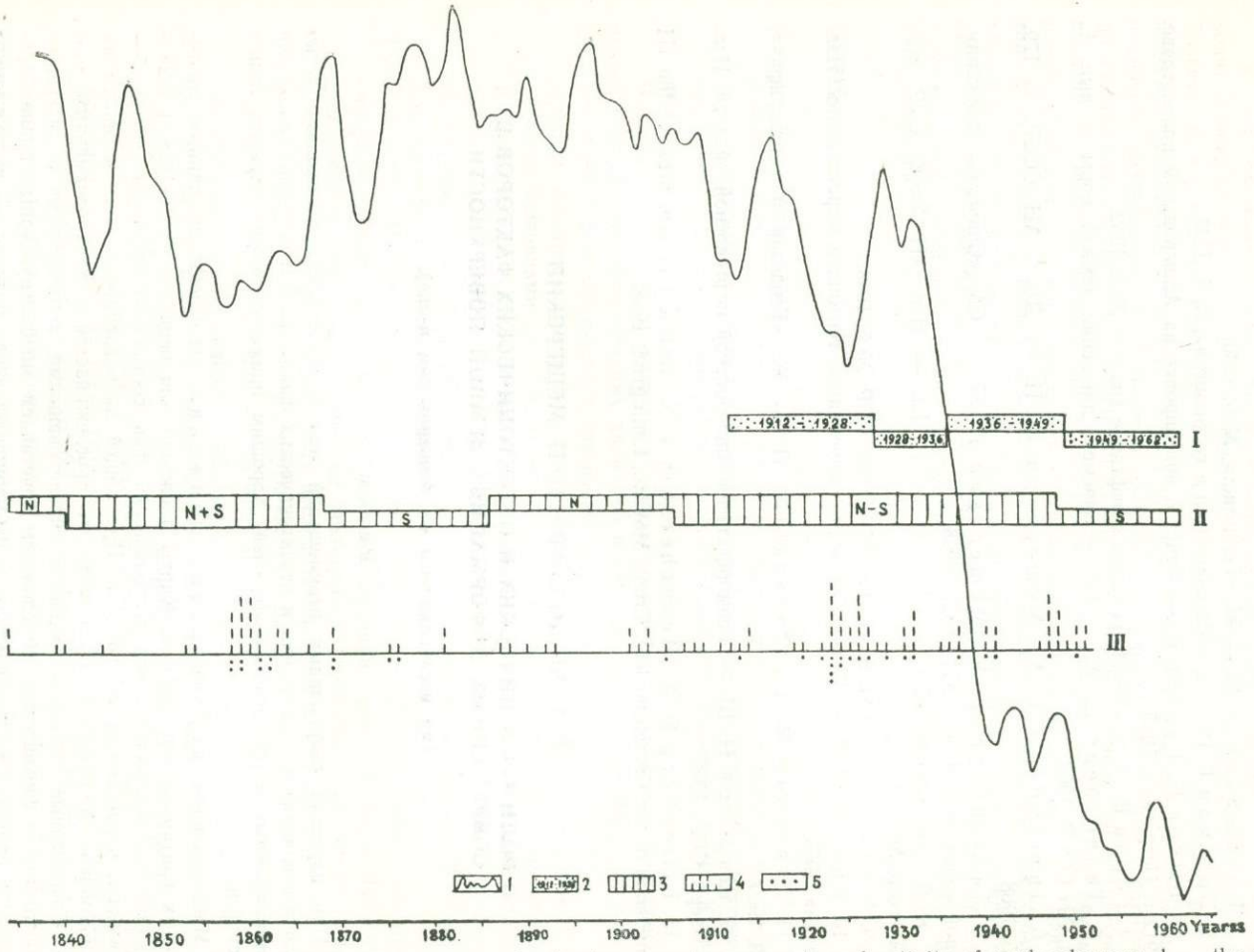


Fig. 5. A. comparison of variations of the Caspian sea level, slow recent movements and activity of mud volcanoes. 1 — the curve of variations of the Caspian sea level. Slow vertical movements: 2 — periods of movements with different velocity and directivity. Spatial change of the activity of mud volcanoes by (4): 3 — zones of activization of eruptions (N — in the northern part, S — in the southern). Variation of the activity of mud volcanoes in time; 4 — eruptions on the land, 5 — eruptions in the precoastal aquatorium.

retardation or acceleratioin (i.e. oscillatory character with the change of the relative sign) is mainly caused by an overlapping effect of the eustatic factor and a destruction of isostatic balance caused by it.

Литература

1. Большаков Н. Н. — Ж. «Геодезист», № 6, 1930.
2. Брегман Г. Р. — ж. «Метеорология и гидрология», № 1, 1947.
3. Быков Г., Гуреев В. — Отчёт о нивелировке на Апшеронском полуострове в 1912 г. Петроград, 1915.
4. Горин В. А. — «Азербайджанское нефтяное хоз-во», № 6, 1952.
5. Лилиенберг Д. А. — Сб. «Современ. движения земной коры », вып. 1, Изд. АН СССР, 1963.
6. Лилиенберг Д. А., Мещерский И. Н. — Докл. АН СССР, т. 179, № 5, 1968.
7. Лилиенберг Д. А., Мещерский И. Н. — Сб. «Современ. движения земной коры», вып. 4, изд. АН СССР, 1968.
8. Лилиенберг Д. А., Ширинов Н. Ш. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. № 3, 1962.
9. Малиновский Н. В. — Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1948.
10. Рихтер В. Г. — Методы изучения современной тектоники морского дна. Изд. «Наука», 1965.
11. Синягина М. И., Орленко Л. П. — Ж. «Геодезия и картография», № 8, 1959.
12. Ширинов Н. Ш. — Геоморфология Апшеронской нефтеносной области. Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
13. Lilienberg D. A., Meshcherskiy I. N. Abstracts of rep. pres. to the III Symposium of the Comis. on Rec. Crust. Movem., Leningrad, 1968.

Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, И. Н. МЕЩЕРСКИЙ

О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И НЕТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

(по исследованиям на Апшеронском п-ове).

Резюме

При изучении современных перемещений земной поверхности необходимо чётко различать влияние тектонических и нетектонических факторов, что особенно важно для нефтегазоносных и прибрежных областей. Хорошим примером может служить Апшеронский п-ов.

Медленные вертикальные движения вычислены по данным многократных повторных нивелировок. Карты движений для периодов 1912—1928 и 1928—1955/1962 г.г. показывают, что тектонический фон составляют опускания до — 5—10 мм/год, нарастающие во времени. При общей направленности знака скорости их неравномерны. Аналогичная закономерность прослеживается и по уровнемерным данным. Современные движения являются унаследованными, контрастными и дифференцированными в соответствии со сложным сочетанием морфоструктурных планов субширотного палеоген — миоценового и субмеридионального плиоцен — четвертичного этажей. Морфоструктуры имеют прямое, реже — смещённое или обратное отражение.

Быстрые движения проявляются в высокой сейсмичности (до VI—VII баллов) и извержениях грязевых вулканов. Их активизация обладает определенной периодичностью во времени и перемещением в пространстве.

Влияние техногенных факторов связано с интенсивной нефтедобычей, откачкой подземных вод, вторичным засолением грунтов и динамическими нагрузками. К положительным морфоструктурам наиболее старых нефтепромыслов приурочены экстремальные величины опусканий: до — 15 мм/год (Бибиэйбат) и — 40—50 мм/год (Балаханы — Сабунчи — Сураханы). За 50 лет поверхность здесь осела на 2,5 м.

Влияние эвстатики связано с колебаниями уровня Каспийского моря и находит отражение в проявлении как медленных, так и быстрых современных движений. Эвстатикой во многом обусловлен их колебательный характер: периодам резкого падения уровня Каспия соответствует уменьшение скоростей опускания (относительные поднятия), активизация сейсмичности и грязевого вулканизма, а периодам сравнительно стабильного стояния — усиление опусканий, затухание сейсмичности и грязевого вулканизма. Упругие деформации в прибрежной зоне, вызванные резкими сменами нагрузок водных масс при сокращении бассейна Каспия, нарушают состояние изостазии. В результате возникают компенсационные движения, стремящиеся восстановить утраченное изостатическое равновесие. Они развиваются на фоне общих тектонических движений. Определенная связь между периодами активизации сейсмичности и колебаниями уровня Мирового океана в настоящее время отмечается для многих береговых областей.

Дискуссия

Артюшков Е. В.: Заслушанный доклад носит комплексный характер. В нем проанализированы различные типы современных тектонических движений и их взаимосвязь с другими факторами. Особенно интересным мне представляется соотношение чисто тектонических процессов с эвстатическими колебаниями уровня Каспийского моря.

В связи с этим мне хотелось бы уточнить — каково соотношение на Апшеронском полуострове величин тектонических движений и эвстатических изменений уровня моря?

Ответ: Общий фон современных опусканий земной поверхности Апшеронского п-ова, который можно рассматривать как производное тектонических процессов, определяется величинами до — 5—10 мм/год (без учета локальной дифференциации). В периоды резких падений уровня Каспийского моря, как показали нивелировки в западной части Апшерона, этот фон изменяется на величину порядка 2—6 мм/год. Последнюю величину, по-видимому, и следует рассматривать как изостатическую компенсацию эвстатических колебаний.

Думитрашко Н. В.: Докладчики сообщили много новых фактических данных и интересных соображений об их взаимном влиянии друг на друга. Подобный комплексный подход к современной тектонике следует всячески приветствовать и рекомендовать продолжение этих исследований в таком же направлении. Очень важны выводы о влиянии на вертикальные смещения техногенных факторов, в частности — откачки нефти из глубины. Я просила бы уточнить, каковы величины максимальных опусканий в районах нефтепромыслов Апшеронского п-ова?

Ответ: В районах наиболее старых нефтепромыслов за последние полвека поверхность опустилась почти на 2,5 м, т. е. смещалась со скоростью порядка — 40—50 мм/год. Столь существенное влияние интенсивной добычи нефти и газа следует особенно учитывать для таких территорий как Западная Сибирь, где даже небольшие опускания будут вызывать быстрое заболачивание обширных площадей.

С другой стороны, необходимо учитывать не только последствия техногенной деятельности человека, но и саму эту деятельность строить с учётом проявлений современной тектоники. Так, в пределах г. Баку отчётливо выявляется мелкоблоковая структура. Градиенты движений в зонах сочленения отдельных блоков достигают 1—2 мм/год на км, а в юго-западной части достигают даже 4 мм/год на км, что следует иметь ввиду при строительстве и эксплоатации бакинского метрополитена.

М. К. КУРБАНОВ, С. К. ГОРЕЛОВ С. С. ЧЕЛПАНОВ

ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА АШХАБАДСКОМ ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Для изучения строения земной коры и процессов, происходящих в коре и подкоровом слое, для оценки в них современного напряженного состояния, а также для прогноза силы, повторяемости и времени землетрясений в Ашхабадской сейсмоактивной зоне в 1964 году Институтом физики Земли и атмосферы АН Туркм. ССР был создан геофизический полигон (1, 2, 3).

Территория Ашхабадского геофизического полигона в структурно-геоморфологическом отношении имеет сложное строение. Она охватывает северную часть складчатого сооружения Копет—Дага, Предкопетдагский краевой прогиб и южную часть эпигерцинской платформы, представляя собой глубокую впадину довольно больших размеров. Строение впадины не везде одинаково. Она разделяется на отдельные депрессионные зоны и выступы. Отчетливо очерчиваются Ашхабадская и Каахкинская депрессии и Кизыл—Арватский, Ахсу—Артыкский структурные выступы. Эти депрессии и выступы также имеют вытянутое направление согласно общему простиранию складчатости Копет—Дага.

На территории полигона отмечаются продольные и поперечные зоны тектонических нарушений. Разломы имеют различные амплитуды смещения и делят территорию полигона на отдельные блоки (5). К ним приурочено большинство очагов землетрясений. Наиболее активная в сейсмическом отношении зона локализуется в районах Геок—Тепе и Гяурс, где сосредоточена наибольшая плотность эпицентров. Глубина очагов различна, большинство из них приурочено к осадочным и, частично, кристаллическим частям земной коры [6]. В общем вся территория полигона расположена в 9-балльной сейсмической зоне.

На территории полигона были проведены гравиметрические и магнитометрические исследования, в результате которых установлено, что в пределах полигона гравитационное поле имеет отрицательное значение. отмечены отдельные локальные максимумы и минимумы. Самое интенсивное значение поля силы тяжести наблюдается в районе Ашхабада.

Геомагнитное поле в пределах прогиба и Копет—Дага повсеместно отмечается положительными значениями. Аномальные зоны отмечаются в районах Геок—Тепе — 350 гамм, Ашхабада — 200—225 гамм, Гяурса — 300 гамм, Маныша — 375 гамм и т. д.

По результатам топо-геодезических исследований, проведенных в 1939, 1942, 1952 гг., известно, что в районе Геок—Тепе—Безмеин наблюдается максимальное поднятие (30—33 мм/год), а в районе Ашхабад—Гяурс — опускание (20—25 мм/год) поверхности земной коры. Кроме того, именно в этих районах с интенсивными вертикальными движениями отмечены также и значительные линейные смещения триангуляционных пунктов, достигающие до 180 см. [4].

Следовательно, территория полигона характеризуется большой интенсивностью и резким градиентом современных тектонических движений, гравитационных и магнитных аномалий, а также высокой современной сейсмичностью.

Начиная с 1964 года на территории Ашхабадского геофизического полигона проводятся гравиметрические, магнитометрические, топогеодезические, геоморфологические, наклономерные и сейсмические исследования.

В 1964—1967 гг., в результате геолого-геофизических иследований, были окончательно выбраны направление и расположение профилей полигона. На этих профилях установлено более 70 реперов, являющихся опорными пунктами, на которых ежегодно проводятся гравиметрические, магнитометрические и топо-геодезические измерения (рис. 1).

Топо-геодезические исследования. Основной задачей топо-геодезических работ на Ашхабадском геофизическом полигоне является проведение ежегодного высокоточного нивелирования с целью определения вертикальных смещений земной коры. Для этого на территории полигона ежегодно проводится высокоточная нивелировка (I класса) нивелиром Ni-004 с точностью 0,5 мм/км.

За период 1965—67 гг. было проведено нивелирование около 250 км, из них более 100 км — повторное, а остальное — на вновь созданных реперах. Анализ результатов повторных нивелировок (1939—1962 гг.) по профилю Ашхабад—Бахардок, дал возможность обнаружить на реперах №№ 1166, 1939, 1937 и 1229 значительное изменение высотных отметок.

При сравнении повторных нивелировок, проведенных в 1966 г. по профилю Ашхабад—Бахардок с результатами 1962 г. также отмечено опускание со скоростью 8—10 мм/год на реперах №№ 1396, 1397, 1229 и 291, т. е. расположенных в районе Овадан—Тепе. Это объясняется тем, что во время Ашхабадского землетрясения 1948 г. блок, в котором расположены репера, значительно приподнялся и теперь стремится занять положение устойчивого равновесия (рис. 2).

В результате повторного нивелирования (1966—1968 гг.) на профиле Куру—Хаудан—Гяурс обнаружено, что предгорная часть профиля за два года претерпела незначительное (до 2 мм) поднятие, а северная часть — опускание до 4 мм. В зоне канала изменений не обнаружено.

В отдельных районах полигона, где видна зона тектонических нарушений, были созданы специальные локальные участки для изучения вертикальных и горизонтальных движений земной коры. В результате проведения повторных нивелировок в течение 1965—1967 гг. в верховьях ущелья Чули изменений отметок нивелирных знаков не обнаружено, а полученные расхождения незначительны и не выходят за пределы точности нивелирных работ I класса.

Грави-магнитные исследования проводятся для выявления аномалий векового хода гравитационного и геомагнитного полей. Эта задача

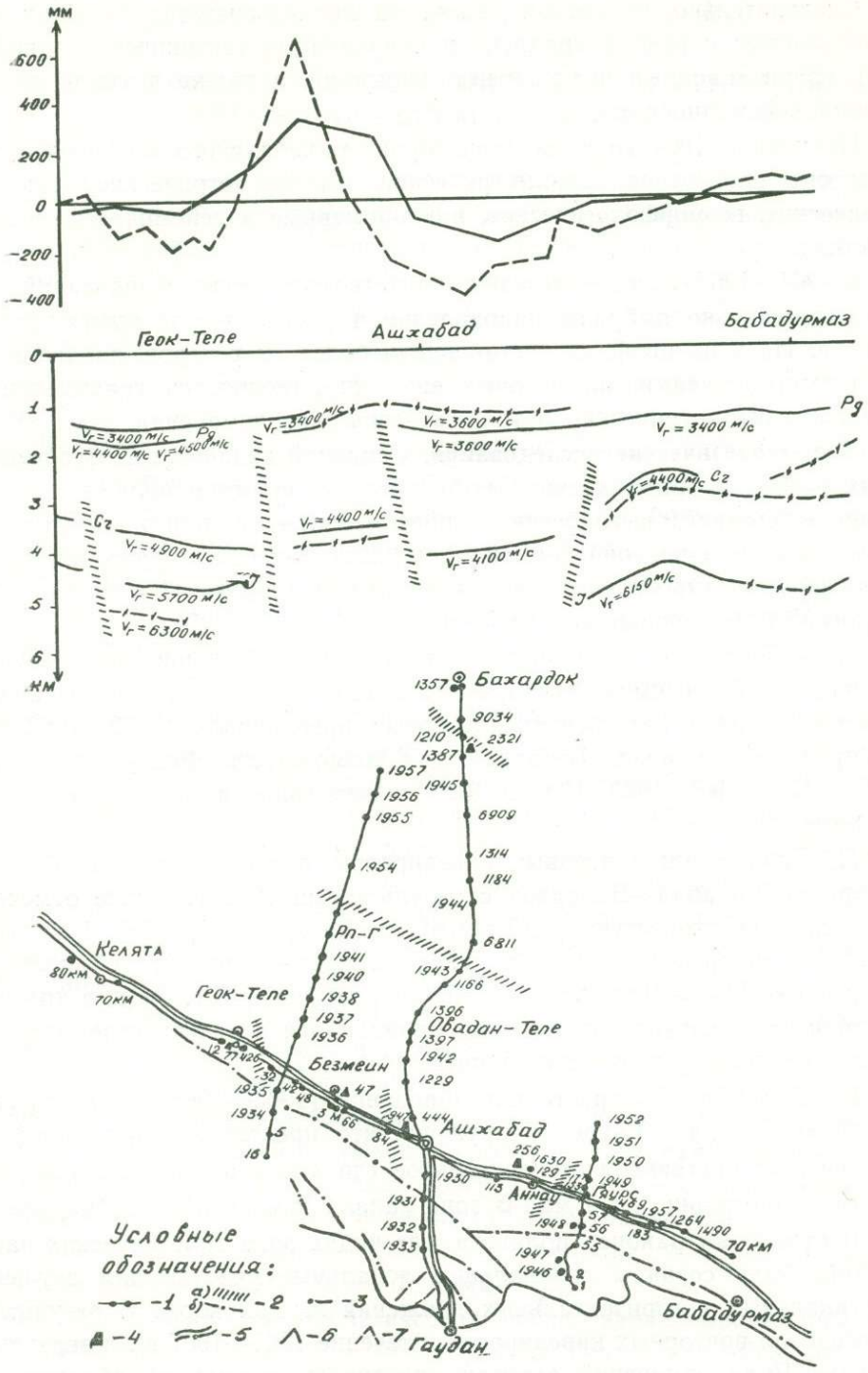


Рис. 1. Схема расположения геофизических и топо-геодезических профилей на Ашхабадском геофизическом полигоне. 1 — геофизические и топо-геодезические профили; 2 — тектонические нарушения: а) по геофизическим данным, б) по геологическим данным; 3 — грунтовые репера и геофизические пункты; 4 — фундаментальные репера; 5 — преломляющие сейсмические горизонты; 6 — изменение современных движений за 1936—57 гг; 7 — изменение современных движений за 1942—52 гг.

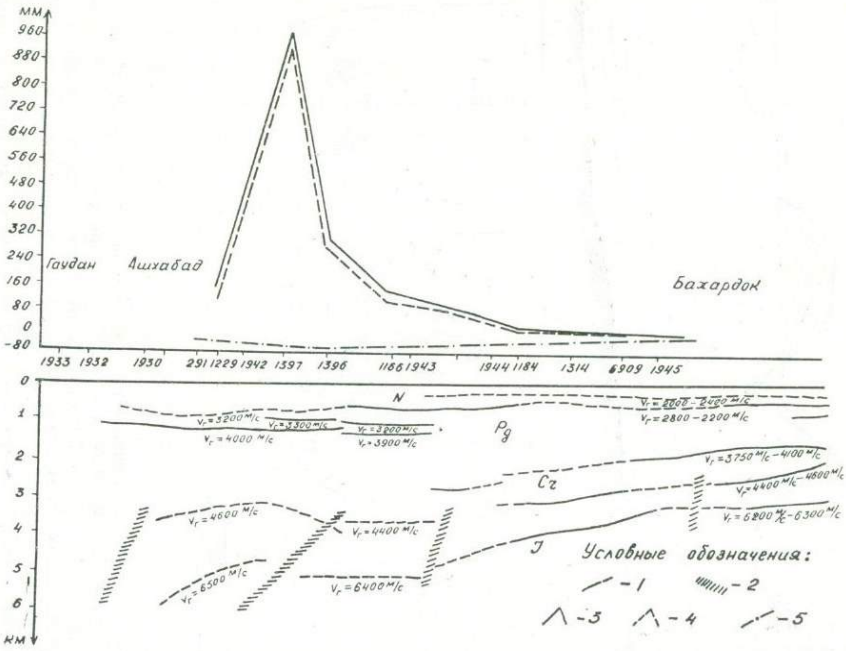


Рис. 2. Комплексный профиль Ашхабад — Бахардок. 1 — преломляющие сейсмические горизонты; 2 — тектонические нарушения; 3 — изменение современных движений за 1939—62 гг. 4 — изменение современных движений за 1939—66 гг.; 5 — изменение современных движений за 1962—66 гг.

решается систематическими измерениями разностей силы тяжести и полного вектора напряженности геомагнитного поля (ΔT_a) между опорными пунктами. Для измерения этих величин применяются гравиметры ЖС-12, ГАК-7Т и протонный магнитометр ПМ-5. Расстояние между опорными пунктами выбрано через 10—15 км, т. е. пункты выбраны с учетом расположения тектонических зон.

На полигоне создано более 70 таких пунктов. Методика наблюдения на геофизических пунктах многократная — каждый пункт наблюдается не менее 3—5 раз. Измерения проводятся в весенний и осенний периоды. Точность гравиметрических работ составляет 0,02—0,04 мм, а магнитометрических — 1—1,5 гаммы.

По гравиметрическим и магнитометрическим исследованиям изменений аномального поля Δg и ΔT_a во времени не наблюдалось. Выявленные незначительные величины изменения аномального поля силы тяжести (до 0,10—0,15 мгл) и геомагнитного поля (до 5—6 гамм) в районах Геок—Тепе, Изгант, Гяурс и Овадан—Тепе в основном приурочены к тем районам, где до настоящего времени происходили интенсивные современные движения и концентрация очагов местных землетрясений.

Для изучения аномалий векового хода гравитационного и геомагнитного полей на территории различных геотектонических зон выбраны следующие пункты: Красноводск, Небит—Даг, Кизыл—Арват, Мары,

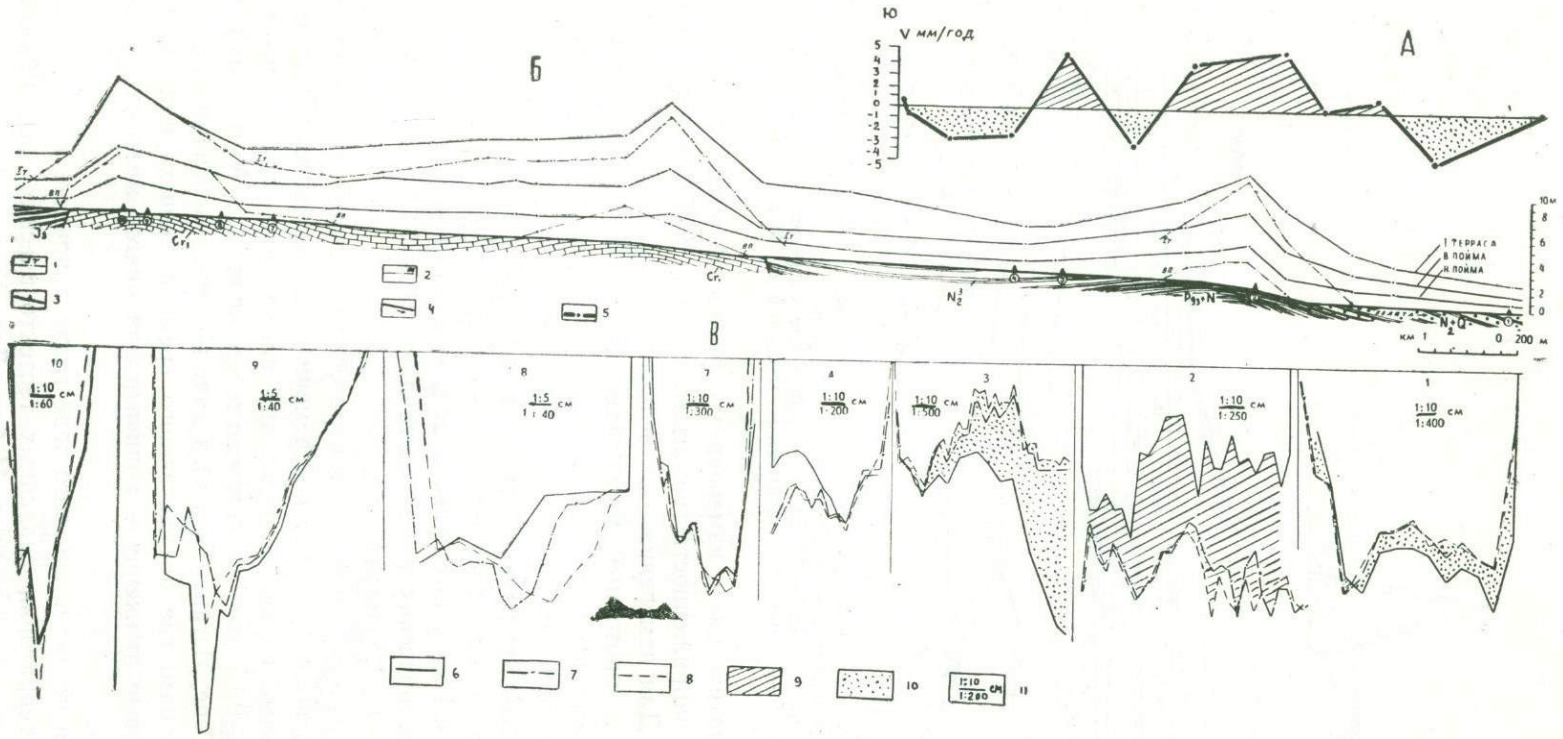


Рис. 3. Схематические профили: А — график современных вертикальных движений земной поверхности на Гяурском профиле; Б-продольный профиль террас р. Кельты — Чинор; В — поперечные профили русла р. Кельты—Чинор. Составили С. К. Горелов и С. С. Челпанов. 1 — кривые высот голоценовых террас; 2 — подошва аллювиальных свит тех же террас; 3 — расположение поперечных профилей русла; 4 — продольный профиль р. Кельты — Чинор; 5 — кривая скорости современных вертикальных движений земной поверхности за период с 1966 по 1968 гг. На графике В: 6 — поперечные профили русла Кельты — Чинор, весна 1966 г.; 7 — то же, весна 1967 г; 8 — то же, осень 1967 г.; 9 — участки глубинной эрозии рек и накопление положительных движений земной поверхности; 10 — участки аккумуляции современных русловых отложений и накопления отрицательных движений земной поверхности; 11 — масштабы поперечных профилей русла р. Кельты — Чинор (числитель — вертикальный масштаб, знаменатель — горизонтальный).

Байрам—Али, Чарджоу и т. д. с расстояниями между пунктами от 50 до 400 км. В настоящее время здесь проводятся гравиметрические и магнитометрические исследования.

Геоморфологические исследования. Детально были изучены тектонические деформации молодых голоценовых террас и современных русловых процессов. Выявлены положительные деформации голоценовых террас на многих локальных антиклинальных структурах Копет—Дага и отрицательные — в тектонических прогибах (см. рис. 3). Максимальный размах движений структур по этим данным за голоцен достигает ±15, ±20 м, при точности определения амплитуды движений в ±0,5 м.

Особо следует подчеркнуть связь современных русловых процессов с современными вертикальными движениями земной поверхности, выявленными по данным высокоточного повторного нивелирования. В результате трехкратных измерений поперечных профилей русел рек, пересекающих различные структуры Копет—Дага и передового Прикопетдагского прогиба, были установлены факты значительной глубинной эрозии рек на сводах антиклиналей и накопления или перестилания аллювия в прогибах, испытавших соответственно поднятие и погружение в голоцене. Величины глубинной эрозии рек за последние два года в рыхлых песчано-галечниковых и суглинистых аллювиальных отложениях составили в среднем 20—30 см, а максимально — до 1,0 м (свод Халацкой антиклинали), при точности измерений в ±1,0 мм. Величины аккумуляции современных отложений в прогибах оказались равными в среднем 10—15 см. (см. рис. 3).

Повторное нивелирование за тот же период на Гяурском профиле выявило накопление положительных движений земной поверхности в зонах активного современного врезания рек (до +5 мм/год) и отрицательных движений в прогибах и зонах аккумуляции русловых отложений (до —4 мм/год). Профиль нивелирования проходит параллельно долине р. Кельты-Чинор, в 4—5 км восточнее ее русла.

Таким образом, в ходе сравнительного анализа данных о голоценовых движениях земной коры, развития современных русловых процессов и повторного нивелирования установлено унаследованное развитие структур Копет—Дага в современный период и довольно значительные скорости современных движений структур. Исследования показали возможность использования точных инструментальных наблюдений за современными русловыми процессами для выявления и характеристики основных тенденций современных тектонических движений.

Наклономерные исследования. Геологические и геоморфологические методы исследования вертикальных движений показывают, что за большие промежутки времени — миллионы и более лет — тектонические наклоны не превышают нескольких сотых долей секунды в год. В действительности же величина таких деформаций Земли значительно больше. Измерения деформаций с помощью наклономеров показывают, что их величина в некоторых пунктах Средней Азии достигает от 1 до 20 сек. в год (7).

Для подробного изучения деформаций земной коры с помощью наклономеров в районе полигона (в г. Ашхабаде), а также в г. Небит-Даге построены наклономерные станции, где, начиная с 1968 г., намечается проводить систематические исследования.

В последующие годы будут построены еще две станции — в Кизыл—Атреке и Бахардоке. Эти станции, расположенные как в геосинклинальных, так и в платформенных зонах, будут составлять сеть стационарных наклономерных пунктов Туркменской ССР.

Сейсмические исследования проводятся для изучения строения земной коры и верхней мантии Земли с сейсмической станции «Земля». Используется сеть имеющихся в районе полигона стационарных и полевых сейсмических станций, составлены карты активности и микросейсморайонирования г. Ашхабада.

Результаты сейсмических исследований хорошо согласуются с гравимагнитными и топо-геодезическими данными. Территория Ашхабадского геофизического полигона имеет блоковое строение. Блоки разделены разломами с различной глубиной заложения и амплитудой смещения. К этим разломам приурочены: большинство очагов землетрясений, интенсивные современные тектонические движения, а также аномальные изменения гравитационного и магнитного полей.

Таким образом, на территории Ашхабадского геофизического полигона проводится весь комплекс геофизических, топо-геодезических и геоморфологических исследований, что дает возможность более детально изучить особенности глубинного строения, выявить связь между глубинным строением земной коры, медленными и быстрыми тектоническими движениями и будет иметь большой научный и практический интерес.

Литература

1. Буланже Ю. Д. — Геофизический бюллетень № 12, 1962.
2. Буланже Ю. Д. — Сб. «Современ. движения земной коры« № 2, Тарту, 1965.
3. Магницкий В. А. — Сб. «Современ. движения земной коры» № 2, Тарту, 1965.
4. Курбанов М. — Сб. «Современ. движения земной коры» № 2, Тарту, 1965:
5. Курбанов М., Потапова А. — Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГИ, № 6, 1966.
6. Непесов Р. и др. Сб. «Вопросы региональной сейсмичности Ср. Азии», 1964.
7. Островский А. Е. — Сб. «Современ. движения земной коры» № 1, изд. АН СССР, 1963.

Дискуссия

Константинеску (Румыния): Очень интересный доклад, но течения колебаний магнитного поля очень невелики — порядка 1/3 дневного колебания, не считая магнитных бурь. Можно ли использовать эти данные для прогнозирования землетрясений?
Курбанов: Наблюдения проводятся только 3—4 года. Еще рано делать выводы. Возможно, позднее эта методика будет использована для прогнозирования землетрясений.

Саваренский (СССР): Доклад имеет большое значение, т. к. впервые открывается возможность разработать способы прогнозирования землетрясений.

M. K. KURBANOV, S. K. GORELOV, S. S. CHELPANOV

STUDY OF EARTH-CRUST DEFORMATION ON THE ASHKHABAD GEOPHYSICAL POLYGON

Summary

In Ashkhabad seismo-active zone in 1964 a geophysical polygon has been built for studying the structure of the earth-crust and processes in the crust and under-crust stratum for the estimation of modern intensive condition and for the prognosis of power, repetition and time of earthquakes.

Gravitative, topo-geodetic, magneto-metric, geomorphological, inclined and seismic researches are made in Ashkhabad geophysical polygon.

In accordance with topo-geodetic data during 1942—1952 there was the rising in Besmein — Geoktepe region at a speed of 33 mm/year and falling 25 mm/year in the region between Ashkhabad and Gyaurs. In accordance with the last data there is a different picture in this region. We can observe risings of marks of level signs with respectto fundamental bench mark of Dushak station at a speed of 5—10 mm/year. Exactly in these regions there are horizontal dislocations of some geophysical points, rising to 180 cm.

In the region of research intensive changes of anomal field and time are not observed in accordance with gravimetric and magnotometric researches during 1964—1967. Some known values of changes of gravity of field (till 0.10—0.15 mgl) and geomagnetic field (till 5—6 gamm) are most of all timed to those regions, where there were intensive earth-crust's movements and concentration of seismic-focus of local earthquakes up to nowadays.

With the help of seismic researches a great number of small and large earthquakes are registered. Epicentres of earthquakes are concentrated in Geoktepe and Gyaurs regions. The depth of seismic-focuses are different. Most of them are timed to tectonic breach.

Recent movements of some local geological structures are studied with the help of geomorphological researches. The most intensive risings and fallings regions of geophysical polygon are determined.

The most active zones of movements are determined as a result of complex studying on the geophysical polygon, where intensive risings and fallings of some blocks of the earth-crust occur.

Г. А. МАВЛЯНОВ, Г. Ф. ТЕТЮХИН, Ш. У. АРСЛАНБЕКОВ, А. П. РАЙЗМАН, Р. Н. ИБРАГИМОВ, Д. Х. ЯКУБОВ

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМАХ

В центральной части Кызылкумов расположена серия невысоких возвышенностей, вытянутых в субширотном направлении и представляющих собой дислоцированные гряды и массивы, в основном палеозойского возраста. Ряд исследователей [1, 2, 3] считает, что эти структуры представляют собой относительно неглубоко погруженное палеозойское звено единой Урало-Тяньшаньской складчатой системы. По своему геологическому строению район является частью эпигерцинской

платформы и делится на два структурных этажа: нижний-складчатый палеозойский фундамент, сложенный толщами дислоцированных и метаморфизованных пород, верхний — слабо дислоцированный осадочный покров мезо-кайнозойских отложений.

Тектонические движения альпийской фазы складчатости, которые энергично проявились на юге Средней Азии, в неоген-четвертичное время распространились на север, в сторону эпигерцинской платформы. Они способствовали значительной перестройке рельефа и определили специфику формирования толщ молодых континентальных отложений. В результате этих процессов в центре Кызылкумов сформировалась зона повышенной тектонической активности.

Современные движения рассматриваемой территории изучались комплексно, с использованием геолого-геоморфологических и инструментальных методов. Поэтому в работе дана и качественная, и количественная оценка активности современных движений.

Активизация современных движений усилила общую расчлененность территории. В сводовых частях структур этот процесс получает отражение в растрескивании покрова, возникновении молодых и обновлении старых разломов. Эти разрывы хорошо фиксируются на аэрофотоснимках по смещению участков эрозионной сети. Наземные наблюдения показывают, что в зонах многих разломов сплошность отложений нарушена, породы палеозоя раздроблены и каолинизированы. Некоторые разломы сопровождаются системой параллельных и оперяющих нарушений более мелкого порядка. Активизация современных движений выражаются также в появлении трещин, часто крупных размеров, в результате вертикальных движений блоков вдоль зон разрывных нарушений. Исследования, проведенные в районе Центрально-Кызылкумских поднятий, позволили выявить здесь три зоны с максимальным развитием трещин, направление которых, в основном, отвечает простиранию регионального Тамдынского разлома.

Тамдыбулакская зона трещиноватости расположена на стыке двух разломов, в северо-западной части районного центра Тамдыбулак. Здесь, в пределах улицы Навои и Карла Маркса, на площади 20 гектаров, протягивается серия трещин в направлении, близком к широтному. Первые сведения об их появлении относятся к 1929 г., после сильного землетрясения с эпицентром в восточной части Кызылкумов (южнее поселка Чиили). Новое усиление процесса трещинообразования наблюдается с 1964 г., когда пораженные трещинами дома стали приходить в аварийное состояние. Общая ширина зоны трещиноватости достигает 150 м. Трещины прослеживаются как на поверхности земли, так и в стенах строений, где они заметно расширяются снизу вверх. Их густота достигает 2—3 на метр поперечного сечения пучка. Ширина каждой от волосяных (поперечные трещины), до 4,0—6,0 см (продольные). Преобладающее направление с запад-юго-запада на восток-северо-восток. В отдельных местах, особенно на уплотненных участках, они

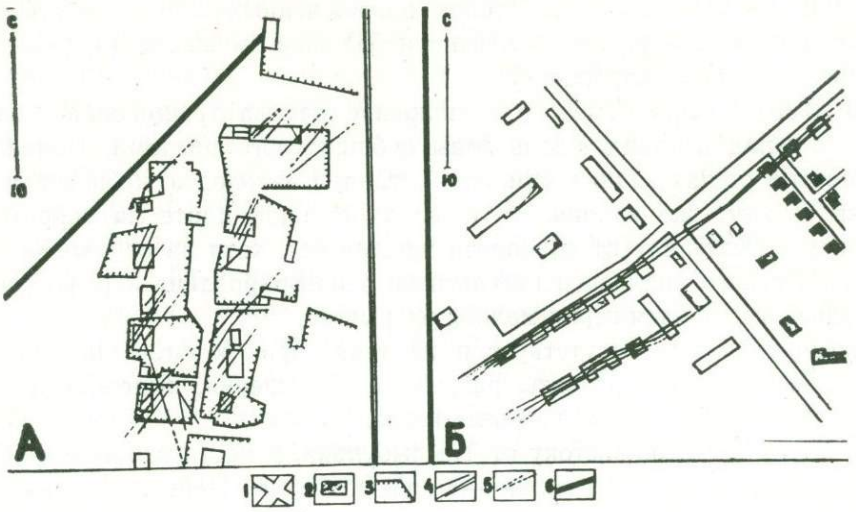


Рис. 1. А — схема распространения трещин в северо-западной части райцентра Тамдыбулак; Б — схема распространения трещин в юго-восточной части Центральной усадьбы совхоза «40 лет Узбекистана»
1 — улицы, 2 — постройки, 3 — ограды, 4 — трещины установленные, 5 — трещины интерполируемые, 6 — разлом.

различаются и на поверхности земли и в виде сквозных трещин пересекают строения. Отдельные дома получили настолько серьезные повреждения, что их состояние признано аварийным. В некоторых зданиях сделана попытка заштукатурить трещины, но заполняющий материал выпадал из-за их дальнейшего расширения. Попытки спасти здания не приводили к положительному результату (рис. 1). Волосяная трещина, рассекающая цементный пол в одном из домов, в течение года расширилась до 3,5—4,0 см. Показателями непрекрыщающегося про-

Рис. 2. Дома, полностью уничтоженные трещинами в северо-западной части поселка Тамдыбулак.

цесса трещинообразования служат простейшие (бумажные) реперные отметки, установленные на стенах поврежденных зданий. На фундаменте одного из строений замечено небольшое смещение (0,5—1,0 см) в горизонтальном направлении.

В 1966 г. было отмечено расширение района трещинообразования на юго-запад и запад, вдоль зоны субширотного разлома. Появились трещины в стенах здания машинной станции аэропорта, на поверхности почвы у этого же здания, а также в бетонной плите на территории аэропорта. К западу от аэропорта трещин нет, хотя на основании морфометрического анализа и результатов дешифрирования аэрофотоснимков здесь выделяется серия мелких разрывов.

Трещиноватость отсутствует и на территории к юго-западу от поселка, хотя и здесь развиты разрывные нарушения, выделяемые морфометрическими и геофизическими исследованиями.

В 15 км к северо-востоку от Тамдыбулака, в местности Тойтюбе, известна другая группа трещин — Тойтюбинская. Первоначальное возникновение этих нарушений относится к концу прошлого столетия. За 80 лет своего существования они почти полностью сохранили первоначальный вид. Ширина трещин 0,5—2,5 м, длина 300—350 м. Видимая глубина от 0,3 до 1,5—2,0 м. От основного, магистрального нарушения

Рис. 3. Тойтюбинская зона трещинообразования.

почти под прямым углом отходят боковые трещины, имеющие простирание, близкое к меридиональному. В различных частях магистральной и боковых трещин имеются участки с неразрушенным потолком. Иногда трещины настолько глубокие, что из-за неровности стенок дно их не прослеживается.

Третья группа трещин расположена на территории совхоза «40 лет Узбекистана», в 120 км к западу от райцентра Тамдыбулак, на склоне южной части Минбулакской котловины. Впервые волосяные трещины были замечены в строениях в феврале 1966 г. В последующие месяцы

они расширялись, пересекали насквозь здания и постройки и четко наметились в песчаном грунте. Эти трещины хорошо фиксировались на поверхности замерзшего грунта в зимний период 1966—1967 гг. В ряде случаев их глубина превышала 2 м, при ширине 3,0—4,0 см. Так же, как и в Тамдыбулаке, здания, расположенные на пути простирания трещин, находятся в аварийном состоянии. В пределах застроенной части центральной усадьбы совхоза выделяются две группы трещин, отстоящие друг от друга на 60 м (рис. 1Б). Каждая группа состоит из 2—4 параллельно-кулисообразных трещин, преимущественно вертикального падения. Простирание их северо-восточное, протяженность 300—400 м. Ширина увеличивается от волосяных (фундаменты строений) до 4,0—5,0 см (верхние части строений).

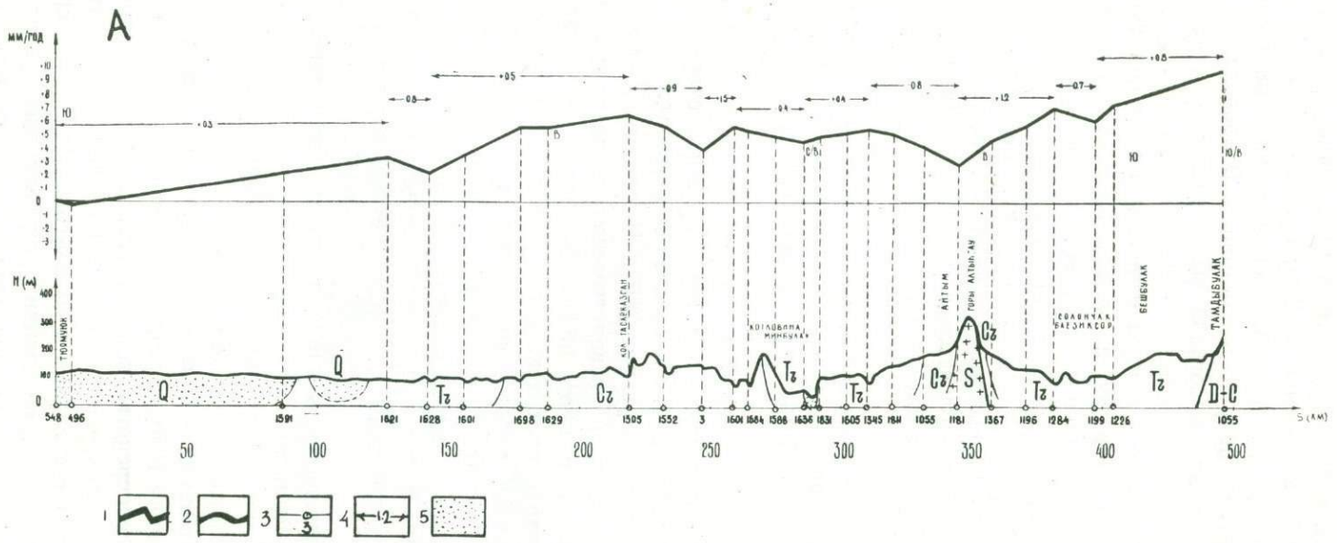
Ремонт зданий также не дал желаемых результатов. Контрофорсы, поставленные для укрепления строений в августе 1966 г., сами стали отходить от стен и разрушаться в мае 1967 г. Наблюдениями установлено, что перемещение блоков по трещинам носит сбросово-сдвиговый характер.

К востоку от совхоза, на склонах небольших поднятий, в обнажении меловых песчаников и алевролитов видна серия разрывов различной ширины, часто выполненных перетертым материалом сенона и более поздних отложений. Породы ожелезнены, перетерты и разрыхлены, что свидетельствует о движениях по плоскостям этих разрывов.

Переходя к количественной характеристике современных движений в Центральных Кызылкумах, следует подчеркнуть, что нами сопоставлены результаты нивелирования III и II классов, исполненного в 1939—1942 и 1959—1963 гг. производственным подразделением Главного управления геодезии и картографии. В связи с недостатком данных в этом районе, приходится пока ограничиваться анализом отдельных линий нивелирования, которые проходят через поселок Тамдыбулак, соединяя его с колодцем Кумкала, городом Нурата и Тюямуюном. Хотя нивелирование проводилось для картографических целей, интервал времени и качество работ допускают использование его результатов для определения вертикальных движений земной коры на исследуемой территории.

Общая протяженность линий повторного нивелирования составляет 1457,7 км. Нивелирование закреплено на местности грунтовыми реперами. Расстояния между общими смежными знаками двух нивелирований составляют от 0,4 до 163,0 км.

Графики (рис. 4) обнаруживают плавное нарастание поднятий к грунтовому реперу 1050, расположенному в юго-восточной окраине Тамдыбулака, в непосредственной близости от зоны трещинообразования. На этом репере скорость вертикальных движений достигает наибольшего значения и составляет +10 мм/год. Возможная средняя квадратическая ошибка в определении этой величины равна ±2,8 мм/год. Значительное превышение полученной скорости над предвычисленной ошибкой является следствием современных вертикальных движений зем-



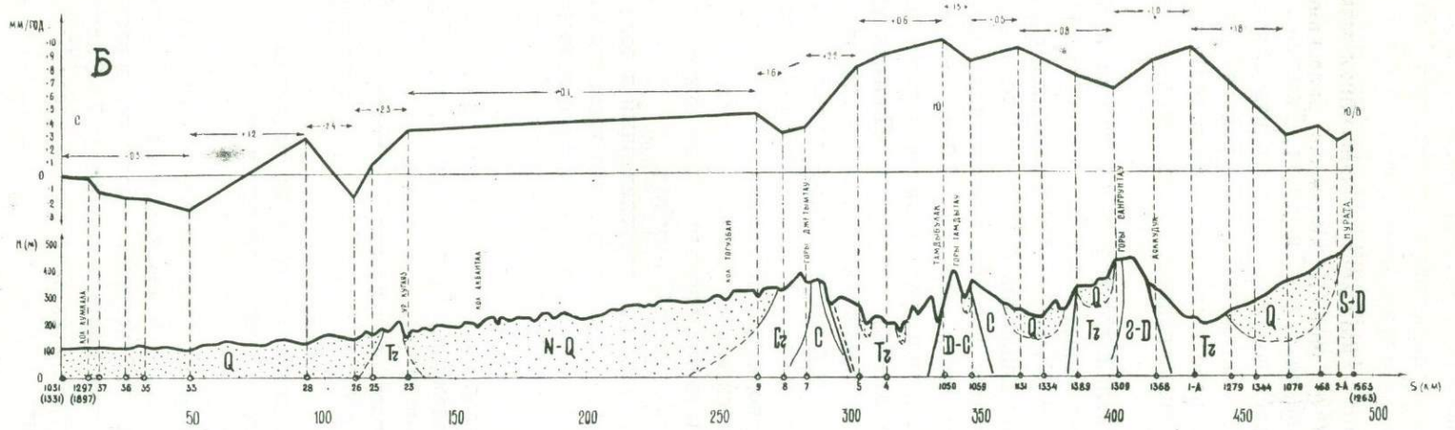


Рис. 4. Графики скоростей современных тектонических движений по линиям:
А — Тюямуюн—Тамдыбулак;
Б — Кумкала-Нурата.
1 — кривая, построенная по геодезическим данным; 2 — топографический профиль с элементами геологии; 3 — грунтовый репер и его номер; 4 — градиент скорости современных движений в мм/год на 10 км; 5 — четвертичные отложения

ной коры и говорит об интенсивности изучаемого явления. Как видно из графиков, на фоне постепенного поднятия в направлении Тамдыбулака вырисовываются отдельные выступы и впадины, которые могут быть обусловлены локальными тектоническими явлениями, нетектоническими причинами или же ошибками измерений.

График современных движений по линии Тюямуюн—Тамдыбулак, построенный от условного нуля, дает возможность выделить области относительных поднятий или опусканий, причем, если в районе Тюямуюна скорости поднятия относительно небольшие (3—4 мм в год), то в остальной части профиля и скорости и градиенты современных движений увеличиваются.

Скорости вертикальных движений достигают максимума в районе поселка Тамдыбулак, в зоне обновленных альпийских разломов. График современных движений по линии Кумкала—Нурата также отражает резкую активизацию современных движений в этом районе. Например, в зоне сопряжения Джаманкумского прогиба с антиклинальным поднятием Джетымтау, значение градиента составляет 2,2 мм/год на 10 км (между реперами 7 и 5). Это свидетельствует о наличии здесь разрывного нарушения, разделяющего эти две структуры. Джаманкумский прогиб испытывает относительное воздымание, причем скорость поднятия увеличивается с приближением к антиклинальному поднятию Тамдытау, достигая здесь своего максимума. Горы Сангрунтау, также ограниченные разрывами, в своем поднятии несколько отстают от поднятий соседних блоков. Если относительная скорость самого поднятия составляет 6—7 мм/год, то территория, расположенная южнее, поднимается в настоящее время со скоростью до 9,5 мм/год.

Таким образом, комплекс исследований, произведенный в зонах трещинообразования, позволил сделать вывод о том, что трещины на территории Центральных Кызылкумов несомненно связаны с современными тектоническими движениями земной коры. В пользу этого говорят следующие факты.

1) Трещинообразование приурочено к обновленному региональному Тамдынскому разлому, проходящему вдоль передовой гряды Тамдынского поднятия.

2) Максимальная трещиноватость приурочена к пересечению регионального Тамдынского разлома с более мелкими разрывными нарушениями, активными в голоцене.

3) Трещинообразование отмечается на крыльях различных структур, непосредственно к зонах обновленных разломов в полосе 100—150 м по краям блоков.

4) Трещинообразование происходит непрерывно, то усиливаясь, то ослабевая, причем активизация этого явления совпадает с наиболее сильными землетрясениями, эпицентры которых находились в восточной части Кызылкумов. Наиболее свежим примером является 7—8 балльный толчок 14 марта 1968 г. с эпицентром близ центральной части Кызылкумов, в 330 км к западу от Ташкента.

5) Графики современных тектонических движений, построенные по линии Тюямуюн—Тамдыбулак и Кумкала—Нурата отражают глыбово-складчатую природу и мозаичность современных движений отдельных блоков на исследуемой территории.

Как видим, уже имеющиеся данные позволяют однозначно решать вопрос о тектонической первопричине трещинообразования в этом районе.

Литература

1. Шульц С. С. — Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз., М. 1948.

2. Петрушевский Б. А. — Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, М. 1955.

3. Лихачев Ю. А. — Сб: «Проблемы нефтегазоносности Средней Азии», вып. 15. Госгеолтехиздат, М. 1963.

G. A. MAVLYANOV, G. F. TETYUKHIN, SH. U. ARSLANBEKOV, A. P. RAYZMAN, R. N. IBRAGIMOV, D. KH. YAKUBOV

RECENT TECTONIC MOVEMENTS IN CENTRAL KYZYLKUM

Summary

1. Tectonic movements of Alpine folding phase which manifested themselves very actively in the south of Central Asia spread to the north in Neogen-Quaternary towards the plains of Kyzylkum which some authors classify as epihercynic platform. As a result an intermediate mobile zone of the marginal part of the platform has been formed by the present geological period. It is here that breaks of a complicated type developed on a large scale.

2. Both qualitative and quantitative evaluation of the present tectonic movement in this region were performed due to the complex of geologic-geomorphological and geodetic data obtained by means of instrumental (geodetic) materials.

3. Present movements in Central Kzylkum are revealed now in the form of elevation of some blocks and sinking of others along the breaking disturbances. In the regional sense the activization of present tectonic movements can be traced in the intensification of dissection of the erodible relief, appearance of a series of interstratified denuded surfaces, and the presence of salt marshes and takyrs, which fix settle zones of breaks on the surface. Local signs of the activization of the present tectonic movements manifest themselves in the appearance of fissures as a result of vertical and horizontal dislocation of blocks along the zones of breaks. At present a number of cracking zones appeared on the territory of Kzylkum, including Tamdybulak and Toytyubae.

4. The intensification of the fissure forming process has been noticed since 1964, when the houses situated within the intersection of revealed breaks in the north-western part of the settlement Tamdybulak began to ruin. Cracks can be traced both in the walls of the dwellings and in the ground. They vary in the width from a hair's size to 4,5—0,6 cm. In 1967 enlargement of the area of the formation of clefts westward, along the sublatitudinal break has been established.

5. Another group of clefts, Toytyube is situated to the northeast of Tamdybulak (at the distance of 15 km). Having originated at the end of the last century, these fissures have not changed up to the present moment. They are 0,5—2,5 m. wide, about 350 m. long. The visual depth is 0,3—2,0 m. in places much deeper.

6. A group of clefts, having originated in early 1966, has been revealed 120 km to the west of Tamdybulak, on the southern slope of the Minbulak basin ("40 years of Uzbekistan" state farm). Gradually growing wider the clefts crossed the buildings and can be seen at present on the sandy ground quite clearly. In some cases the depth of clefts exceeds 2,0 m., at the width of 3,0—4,0 cm. This group of clefts occurs in the zone of renovated fault, which nearly passes the state farm.

7. A. quantitative definition of the present tectonic movements in this region is given for the first time. The comparison of levelling performed by the subsection of Central office of Geodesy and Cartography 1939—1942 and 1959—1963 reveals a relative elevation of the surface of the earth near the settlement Tamdybulak with the rate of 10 mm. a year. The possible error in the determination of this value is ±2,8 mm. a year. The diagrams of distribution of the rates of vertical movement and topographical profiles along the lines of repeated levelling are considered. The accordance between the greatest gradients of the tectonic movements and existing breaks of the earth surface has been established.

8. The investigation carried out show that the clefts are the result of present tectonic movements. The following facts confirm this point of view.

a) The phenomenon of cleft formation coincides with the zone of great breaks.

b) Maximum cleft formation is observed in the point of intersection of sublatitudinal breaks by submeridional ones.

c) Localization of the cleft formation has been noticed at the wings of anticlinal structures, in the zones of renewed breaks, along margines of blocks. In central parts of the blocks such formations were not observed.

d) Geodetic investigation confirms this point of view.

J. D. BOULANGER, A. K. PEVNEV, E. A. FINKO, V. B. ENMAN,
V. N. SHATSKY

RECENT VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS IN THE ZONE OF THE ACTIVE SURKHOB FAULT IN MIDDLE ASIA

In 1957 in the valley of Surkhob river, Harm district, Tajik SSR, two levelling routes (near Harm and Nimichi)) were set which were supposed to study the regularities of vertical crustal movements on one of the active faults. It was also supposed that repeated surveys can give the initial material for estimating the possibilities of its utilisation for discovering premonitory symptoms of earthquakes.

The dimensions of these routes are small; the perimeter of the Harm loop is 10 km, the length of Nimichi route is about 9 km. The levelling of both routes were carried out in 1958, 1959, 1960, 1961, 1964, 1966, 1967. The accidental mean square error of any levelling was not more than ±0.4—0.6 mm/km.

The results of surveys showed that bench marks of the Harm loop were situated on opposite sides of the active fault. The maximum difference of the bench mark movement velocities on different sides of the fault is about 11 mm/year. Velocities of the majority of bench marks are characterized by stability in time; its variations are within possible errors of measurements.

As to Nimichi route, contrast vertical displacements of crustal blocks were not observed.

The geological and geomorphological investigations showed that the geodetic bench marks of the Harm loop reflected the situation of recent crustal movements in the zone of the depth Surkhob fault. (Рис 1). The

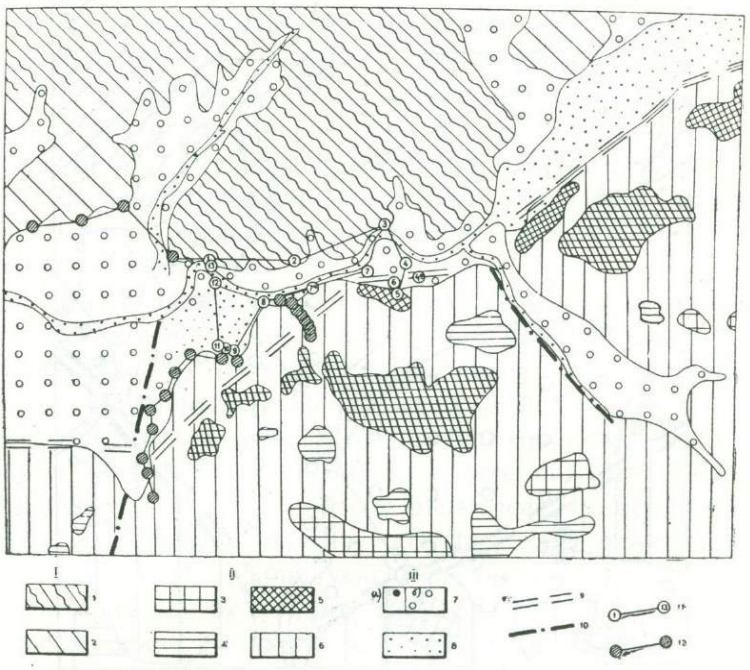


Fig. 1. A scheme of modern morphostructure of the Garm polygon. I. Arch — block elevations of the Guissar ridge: 1 — in the field of development of Proterozoic (?) crystallic rocks, 2 — in the field of development of Mesocainozoic rocks. II. Folded — block elevations of the Peter I ridge: 3 — levelling surfaces (Q_1?); 4 — erosion-denudation planes (Q_2?);5 — terrace levels of Surkhob (Q_3?); 6 — slopes of different age and genesis. III. Longitudinal tectonic depression — Surkhob valley: 7 — accumulation zone: a) Q^2_3; b) Q_4^1; 8 — accumulation zone Q_4^2; 9 — zone of longitudinal Surkhob fault; 10 — cross faults; 11 — Garm polygon as for 1966; 12 — Garm polygon as for 1967.

bench marks 1, 2, 3, 4, 7, 12, 13 placed on the north wing of the fault within the limits of the Surkhob valley and the Hissar uplifts turn out to be static in relations with one another. The bench marks 5 and 6 placed on the south wing of the fault show the velocities up to 10—11 mm/year. According to the data of the geomorphological analysis the similar velocities of uplift can be spread at least during 5 to 6 thousand years.

To reveal character of the movements on the uplifting wing of the fault which is presented by the high step in the relief of the Surkhob terrace valley two bench marks (4a and 7a) were placed in 1966. As it was supposed both bench marks considerably changed their positions during the year. The uplift velocity of the bench mark 7a was about 7 mm/year, the uplift velocity of the bench mark 4a was about 11 mm/year. The velocities

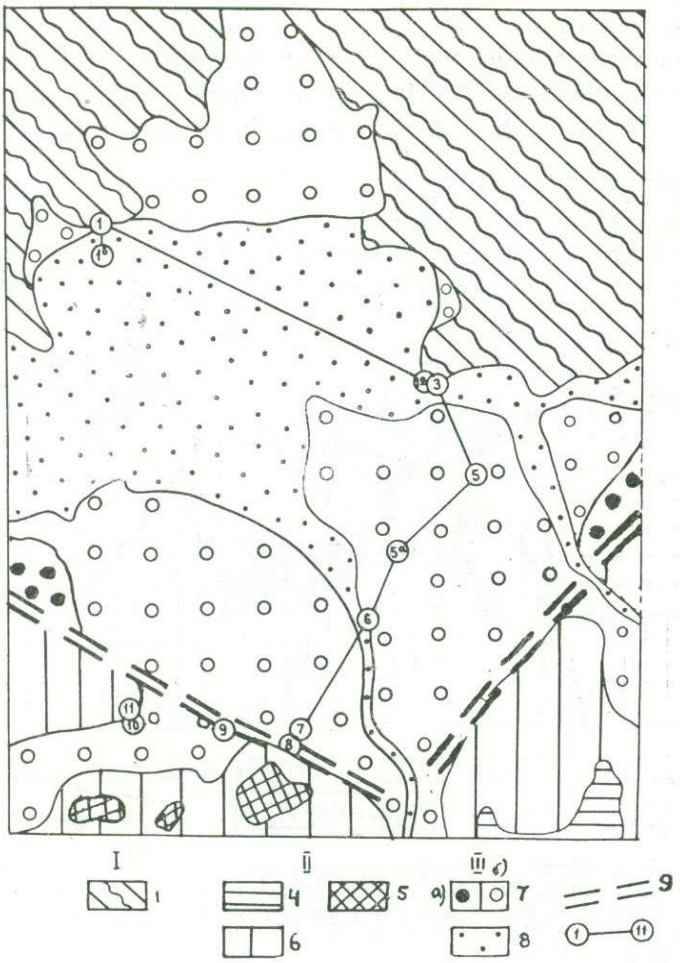


Fig. 2. A scheme of modern morphostructure of Nimich polygon conventional signs are the same

about 10 mm/year and more, which were determined by means of the bench marks 4a, 5 and 6, characterize the Surkhob fault activity on its latitudinal path. The zone of the Surkhob fault has a very complex structure in the region of the Harm loop.

Along with latitudinal breaks which are probably principal, a number of breaks of North-East directions take part in its structure. They form a complex net surrounding a number of small minor blocks. To reveal recent vertical movements of these blocks 7 bench marks were established in the original rock within the limits of the Surkhob fault zone and were levelled in 1967.

Uplift of bench marks 9 and 10 with the velocity of about 3 mm/year which were noted by repeated measurements, reflect probably the activity of the North-East component of the Surkhob fault zone.

At the same time it may be considered that exogenous factors exert a kind of influence on the position of these bench marks, as both bench marks are placed at the active dejection cone which is being forming now.

Bench mark 7a, which changed its height as much as 7 mm for a year reflects complex interaction of breaking displacements in latitudinal and North-East directions, judging by geomorphological data. The fact that displacements of bench marks on the fault is characterized by the constanty of velocities through out the period of investigations (1957—1967) is notable. It is interesting to point out that the region of the Harm loop was aseismic during this period of time, according to seismic data.

Nimichi route with length of about 9 km, is unclosed. A clear picture of the constancy of bench marks movements, which is characteristic of the Harm loop, is absent here.

According to geomorphological data, all Nimichi route is placed within the limits of the zone of the young relative subsidence in relation with longitudinal tectonical depression. In the modern relief the depression is expressed by alluvium and proluvium levels of the Surkhob valley (рис 2).

The zone of Surkhob fault in the Nimichi route region is represented by breaks in North-West and North-East directions. The break of North-West direction was active in the late pleistocene. Its activity diminished in holocene. According to geodetic data the recent movements are not great on it (about 1,4—1,7 mm/year). The break of North-East direction have not been crossed by levelling route and just on it movements with small velocities about 3 mm/year (by analogy with Harm loop) are to be expected.

Ю. Д. БУЛАНЖЕ, А. К. ПЕВНЕВ, Е. А. ФИНЬКО, В. Б. ЭНМАН,
В. Н. ШАТСКИЙ

«СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ АКТИВНОГО СУРХОБСКОГО РАЗЛОМА В СРЕДНЕЙ АЗИИ»

Полный текст на русском языке опубликован в сб. «Современные движения земной коры», вып. 4., изд. АН СССР, 1968.

раздел IV

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Part IV

CRUSTAL MOVEMENTS AND SEISMICITY

M. MIZOUE

TYPES OF CRUSTAL MOVEMENTS ACCOMPANIED WITH EARTHQUAKES IN THE INNER NE JAPAN

Introduction

Seismic activities in Japan and her vicinity have been studied with respect to the difference of ages of the island arcs meeting in the neighbourhood of Japanese islands. Accumulation of new data obtained by geodetic and geological methods allow an interpretation on the interrelation of seismic activities with the types of crustal movements.

Types of crustal movements accompanied with earthquakes have close relation to the types of earthquakes or the seismotectonic nature of earthquakes, namely they depend on the seismic zones to which earthquakes belong. Slow secular movements as well as fast seismic ones have their own regional characteristics. Study of these two different forms of manifestation of the endogenetic forces also confirms the regional characteristics of the interrelation between them.

Types of crustal movements in the Inner NE Japan are investigated along the lines mentioned above relating with (A) Geostructural dependence of modes of crustal movements and (B) Time sequence of crustal movements in special concern to preseismic coseismic and postseismic movements.

Geological structures and seismicity

Epicentral distribution of the destructive earthquakes occurred in the Inner NE Japan for the period of 830∼1964 are given in a map (Fig. 1). It includes smaller or larger earthquakes accompanying the crustal movements differing in their sizes.

Firstly, it is notable that in this region there are very shallow small earthquakes the foci of which seem to lie in the veneer composed of Neogene sediments with a thickness of a few kilometers distributed over the Inner Honshu Arc basement. This region named the U-etsu Geosyncline has been one of the representative subgeosynclinal zone since the Middle Tertiary. The very shallow small earthquakes in this region are associated with the development of the small folding structures the axes of which are running nearly parallel to the Honshu Arc. The movements of the

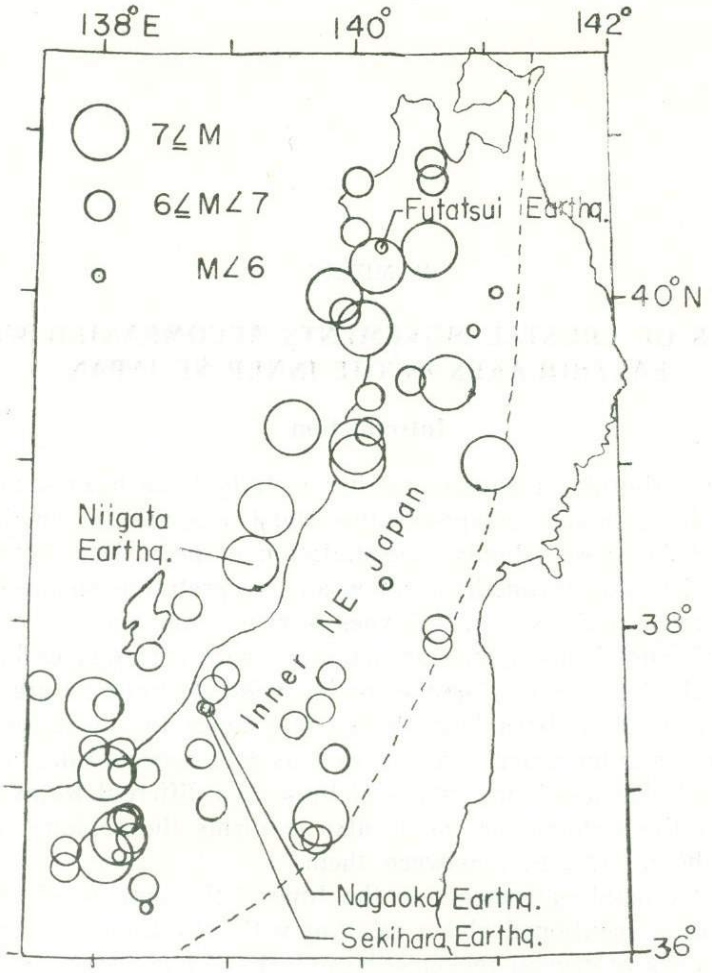


Fig. 1. Epicentral distribution of the destructive earthquakes in the Inner NE Japan for the period of 830～1964.

small folding structures with wave-length of less than 10 kilometers are detected by levelling surveys done decades apart or before and after the earthquake occurrences.

Secondary, it is pointed out that the normal crustal earthquakes separated from the very shallow small earthquakes in this region are related with the movements of the basement block structures of larger scale under Neogene sediments. The crustal block structures have been developed over the Inner Honshu Arc as represented by the Hida gneiss and the Saugun schist touching each other by the so-called Hida Outermargin tectonic line.

Seismic activities in the Inner Honshu Arc zone restricted exlusively to the crust. The maximum magnitude of earthquakes in the Inner Honshu Arc zone does not exceed M=8 with an exception of the Mino-Owari Earthquake of 1891 (M=8.5). The earthquake magnitude frequency relation is quite different from the mantle activity of the newer arcs as the

Ryukyu, the Izu-Mariana and the Kurile Arcs, having much more frequent large shocks in relation to the smaller ones. The seismotectonic environments outlined above seem to be harmonious with the types of the fast seismic movements as well as slow secular ones in the U-etsu Geosyncline.

Crustal movements related with active foldings

As to the folding structures in the present and the latest geologic time, pioneer work was done by Y. Otuka (1942). In his study, the present vertical crustal movements as revealed by precise relevellings were compared with the Quaternary foldings as recognized from deformations of river terraces, and also with tertiary folding structures. He found a remarkable fact that the height of the bench marks nearest to the axes of the anticlines of these foldings are relatively rising and those nearest to the axes of the synclines are relatively subsiding. It is interpreted as one of the evidences showing that some of the foldings indicated by Neogene structure are active still at present.

For effecting the inspection of the evidence pointed out Y. Otuka, repeated levellings were carried out for the levelling routes perpendicularly crossing the axes of the folding structures. The results obtained for the numbered areas in Fig. 2 are summarized as follows.

A r e a 1: Crustal Movements accompanied with the Futatsui Earthquake of 1955.

A destructive local earthquake, the Futatsui Earthquake (M=5.7) occured on October 19, 1955 wth epicenter (Lat.=40.3°N, Long.= = 140.2°E) near the small city Futatsui, Akita Prefecture, NE Japan. Immediately after the earthquake occurrence, precise relevellings were carried out for a part of the levelling route along the River Yoneshiro through the epicentral area.

Crustal movements for the period of 1938~1955 (17 years) include both preseismic and coseismic movements of the earthquake (Fig. 3-a, 3-b). However, the crustal movements larger than ± mm in amplitude for the period will be mostly attributable to the coseismic movements when we take into account the facts as described in the following lines.

1) The movements for the period of 1902~1938 (36 years) not directly associated with the earthquake are less than ±40 mm in amplitude.

2) The largest movement for 1938~1955 is closely restricted to the epicentral area.

3) The pattern of the movements for 1938~1955 is quite similar to that of the coseismic movements generally observed on the levelling route crossing a seismic fault as typically exemplified by the case of the Tango Earthquake (M=7.4) of 1927.

Characteristic pattern of the antisymmetric crustal movements accompanied with the Futatsui Earthquake suggests that the existence of a

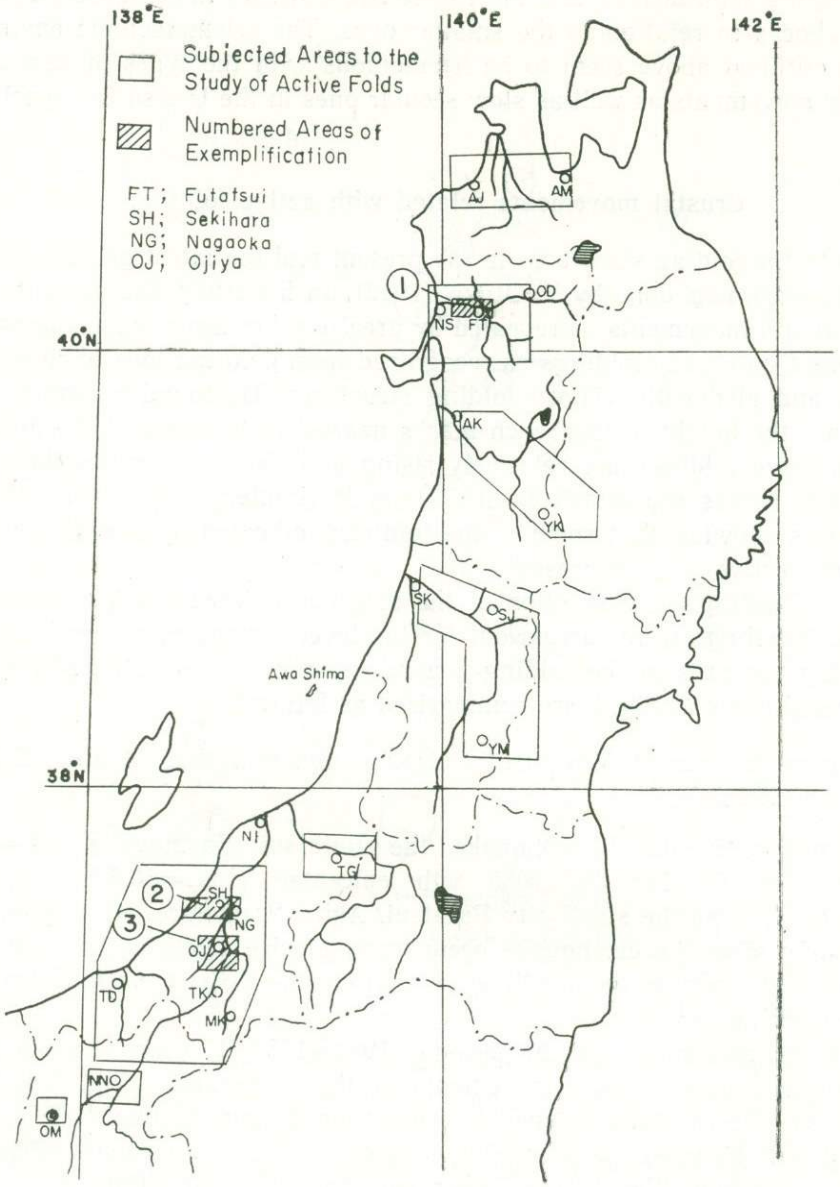


Fig. 2. Subjected areas to the study of active foldings.

hidden seismic fault at depth of a few kilometers in the interaxial folded zone, nevertheless no seismic or even geological faults are observed on the surface (S. Miyamura und A. Okada, 1956). Long continued tendency of movements indicated as upheaval of anticlines and subsidence of synclines can hardly be correlated with the pattern of the coseismic movements.

On the other hand, preseismic crustal movements for 1902～1938 with maximum velocity gradient of 0.5×10^{-6}/year seem to be explained as

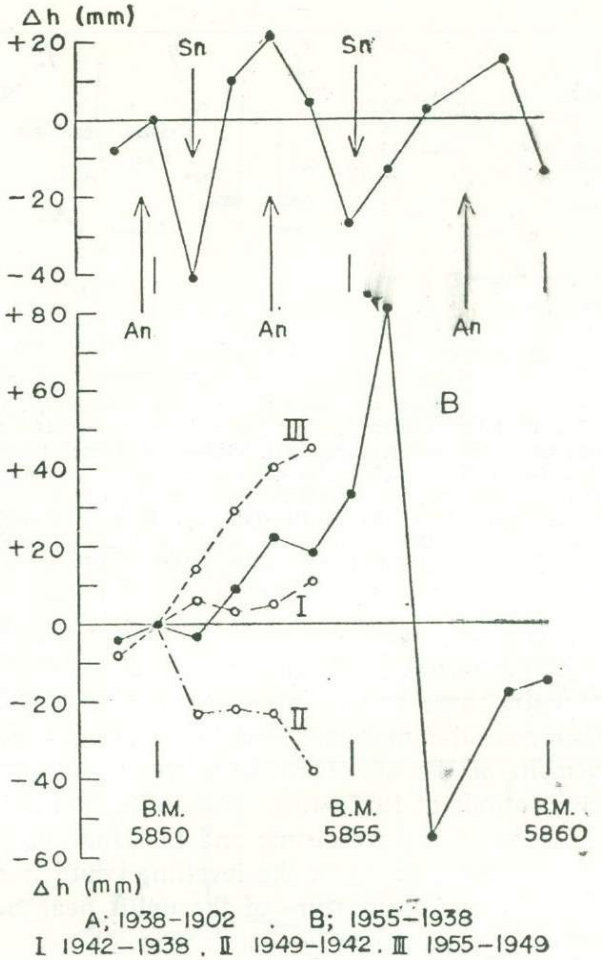


Fig. 3-a. Vertical crustal movements accompanied with the Futatsui Earthquake of 1955. An: Anticline, Sn: Syncline. (after S. Miyamura, und A. Okada, 1956).

progressive tectonic movement related with the growth of the folding structures in the area.

A r e a 2: Crustal Movements accompanied with the Sekihara Earthquake of 1927 and the Nagaoka Earthquake of 1961.

The Sekihara Earthquake ($M=5.4$), local but destructive one, occurred on June 27, 1927 with epicenter (Lat.$=37.4°$N, Long.$=138.7°$E) near Sekihara, Niigata Prefecture, NE Japan. The focal depth of the earthquake is very shallow, presumably a few kilometers. The first levelling was carried out in 1894 for the route through Sekihara. Fortunately the second levelling was done in July, 1927, only two months before the occurrence of the Sekihara Earthquake. The third one was done immediately after the earthquake occurrence. Thus, the coseismic movements were detected almost perfectly separated from the preseismic movements (Fig. 4). Remarkable preseismic uplift for the period of 1894 ~ 1927 near Sekihara

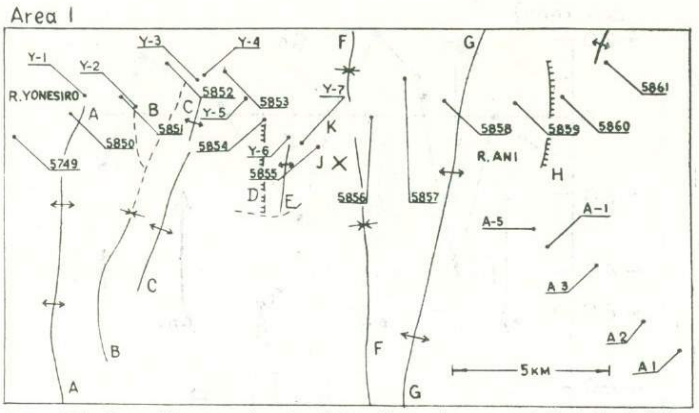


Fig. 3-b. Levelling routes in the adjacent area of Futatsui City. (Bench marks of Geogr. Surv. Inst. 5849—5861, Bench marks of Earthq. Res. Inst. Y-1～Y-7, A-1～A-5). A: Tsurugata Anticline, B: Tomine Syncline, C: Komagata Anticline, D: Cault presumed, E: Kiri-ishi Anticline, F. Futatsui Syncline, G: Nanakura Anticline, H:Maeyama Fault, I: Anticline, J: Epicentre of the Futatsui Earthquake, K: Futatsui City. (after S. Miyamura und A. Okada, 1956).

was succeeded by the coseismic movements, the latter showing the similar pattern to that of the former. It is quite noticeable that the symmetrical uplift of the epicentral area at the time of the earthquakes is harmonious with the preseismic secular movement for 1894～1927 as well as the long continued movement of the anticlinal structure. Postseismic movements for the successive periods of 1927～1930, 1930～1955 and 1955～1958 seem to be the continuation of the preseismic and coseismic uplift. Cumulative curves of the crustal movements on the levelling route from Nagaoka to Kashiwazaki show progressive nature of the uplift near Sekihara superposing the movements of larger wave-length (Fig. 4).

The Nagaoka Earthquake ($M=5.2$) with epicenter (Lat.$=37.5°$N Long.$=138.8°$E) a few kilometers apart from the epicenter of the Sekihara Earthquake occurred on February 2, 1961. The focal depth of the earthquake is reported as very shallow as in the case of the Sekihara Earthquake. Coseismic uplift of the epicentral area is detected by the repeated levellings for the period of 1958 May, 1961. The epicentral uplift is noticeable as it is found on the eastern wing of the anticlinal zone where large velocity gradient of $0.3\sim0.5\times10^{-6}$/year is observed, which is mostly due to the movements accompanied with the Sekihara Earthquake. The preseismic and the postseismic movements have reverse sign to that of the coseismic movement. Thus, the Nagaoka Earthquake seems to be of different nature from the Sekihara Earthquake as pointed out in the previous lines.

A r e a 3: Secular Crustal Movements related with the Folding Structures near Ojiya, Niigata Prefecture.

Folding structures near Ojiya, Niigata Prefecture, can be exemplified as the representative foldings of tectonically active nature, although no

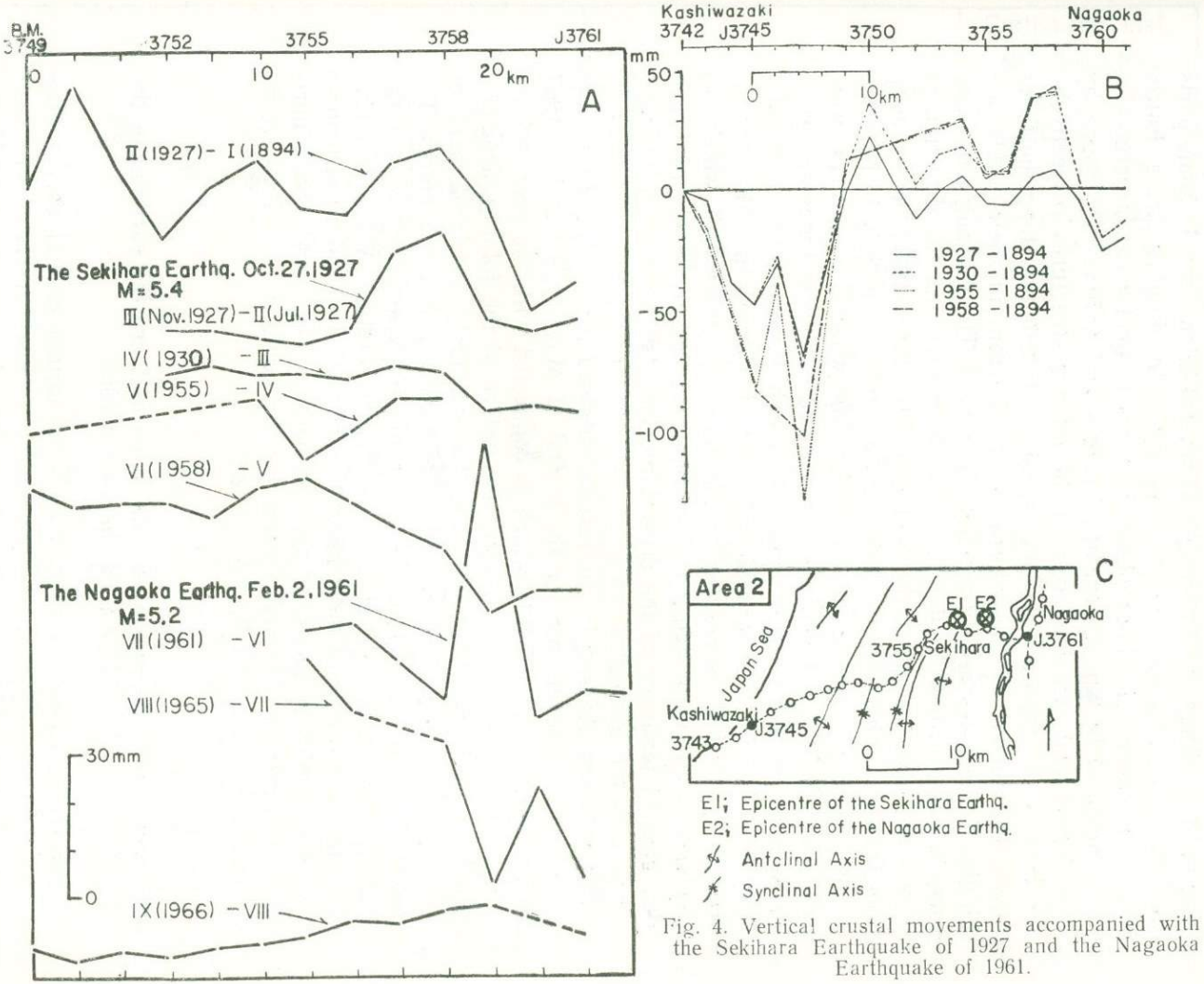


Fig. 4. Vertical crustal movements accompanied with the Sekihara Earthquake of 1927 and the Nagaoka Earthquake of 1961.

destructive earthquake was recorded since historical time. Geological and geomorphological environments of the area are summarized as follows. In this area, the Quaternary strata of initially horizontal layering have been affected by remarkable deformation since the last $10^5 \sim 2 \times 10^6$ years resulting in the foldings of wave-length of several kilometers. In some parts of the folded area, we can observe even vertically dipping strata. Fairly well correspondence of topographical features to geological structures is kept as indicated by an agreement of ridges and valleys of topography with anticlinal and synclinal axes of the folding structures respectively. River terraces of comparatively large scale are distributed along the River Shinano. The surface of these terraces are different in their levels, accordingly, the terraces are different in their ages. The dip angle of these terraces keeps a proportional relation to their ages and the direction of the dip is the same as that of the geological structures under the terraces. The inclination of the river terraces can be attributed mainly to be accumulation of tectonic movements since the time when the terraces were initially formed. Precise levellings were carried out seven times along the River Shinano by E.R.I. (Earthquake Research Institute, the University of Tokyo) and G.S.I. (Geographical Survey Institute, the Ministry of Construction). Except the results for the period of 1927~1957, which are mostly very insufficient owing to too many accidentaly disturbed bench marks, general tendency of the crustal movements seems to be in good harmony with the geological structure as indicated by the subsicence of the synclinal axes. Adding to the results obtained for the levelling route of C.S.I., crustal movements for the period of May, 1958 October, 1967 on the levelling route of E.R.I., which is connected with the precise level nets of G.S.I., also show the progressive nature of the folding structure, though the reliable data were obtained for extremely restricted part of the folded area owing to many accidentally disturbed bench marks. The maximum velocity gradient of the order of 10^{-6}/year characterizes the the crustal movements associated with the small foldings. We have a plan to study the recent crustal movements related with the folding structures in this region which includes the measurements of both vertical and horizontal movements of the earth's crust for the polygon of E.R.I. reconstructed in 1967 shown in Fig. 5.

Crustal movements accompanied with a normal crustal earthquake the Niigata Earthquake of 1964

The crustal movement accompanied with normal crustal earthquakes separated from the very shallow earthquakes are also correlated with geostructural elements of larger scale as exemplified by the case of the Niigata Earthquake of June 16, 1964 with epicenter (Lat.=38.4°N, Long.= =139.2°E) located at 6 km south of the Awa Shima Island in the Japan Sea. Focal depth 40 km estimated by J.M.A. (Japan Meteorological Agen-

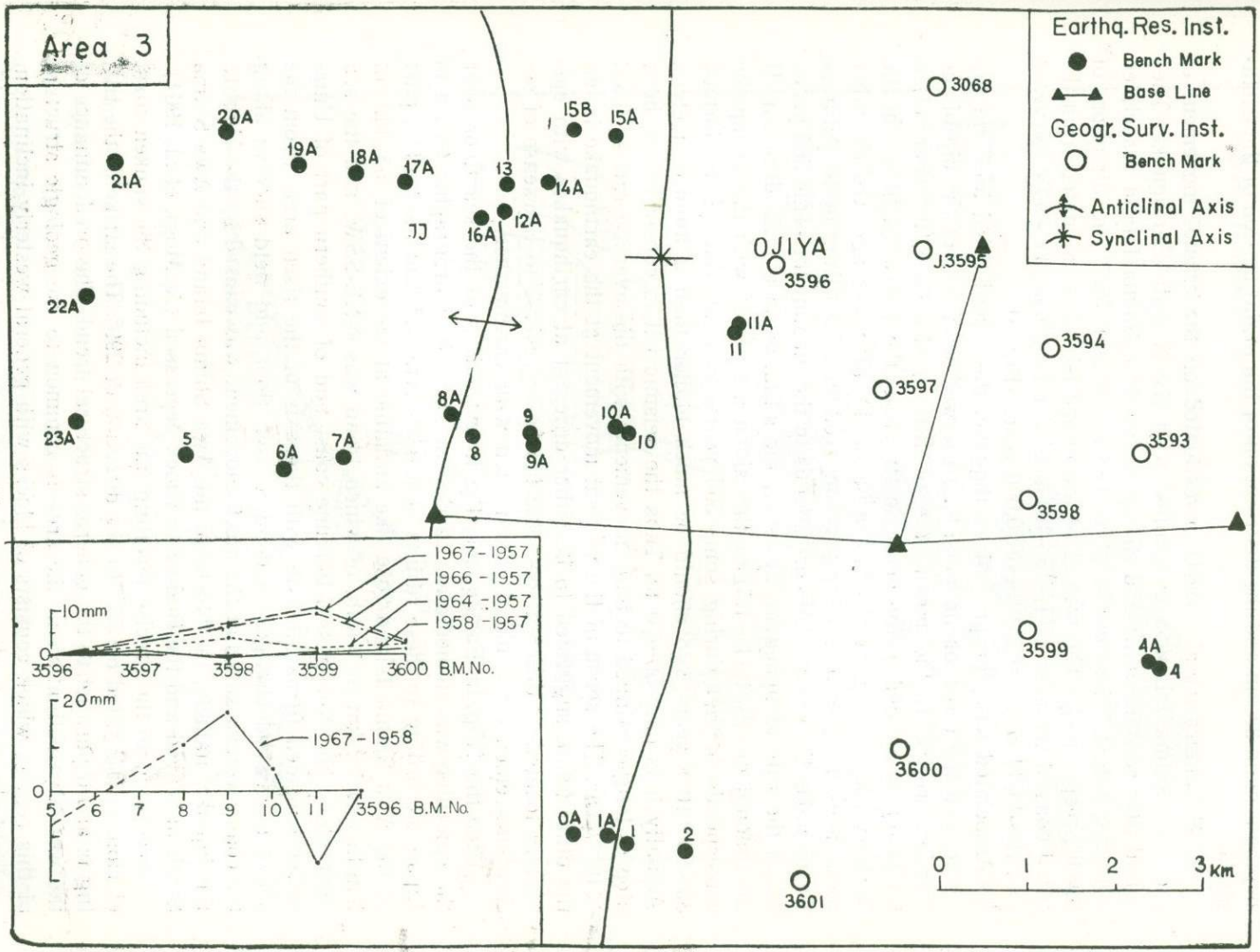


Fig. 5. Levelling routes, base lines and vertical crustal movements related with the folding structures near Ojiya City, Niigata Prefecture.

cy) seems to be a little too deeper than the actual one, considering the focal depths of the aftershocks of the Niigata Earthquake concentrated at depths around 25 km and the distribution of the initial motion of the earthquake.

K. Nakamura, et al. (1964) investigated on the crustal movement of the Awa Shima Island accompanied with the Niigata Earthquake. They found that seismic uplift and tilting of the Awa Shima Island associated with the Niigata Earthquake were 0.8~1.6 m and 55.7″ in direction of 298.6°, respectively. The rate of tilting of the island is estimated from the tilted coastal terraces at 1/(13~15) sec/year for these $80 \sim 90 \times 10^3$ years and (2~1)/11 sec/year for these 10,000 years (Fig. 6).

Associated with the present earthquake, the island tilted 55.7″ in dip angle, and the direction of the tilt agrees well with that of the dip of the Tertiary rocks. If the mean rate of tilting, say 0.5×10^{-6}/year (1/10 sec/year), is applied to the geologic structure, the westward tilting of the Tertiary rocks is regarded to have begun 1×10^6 years ago. On the other hand, if the mean rate of tilting is compared with the tilting by the Niigata Earthquake, the seismic tilt corresponds to the amount for some 560 years. As to the rate of upheaval, however, the situation is a little different. If the amount of uplift (1—1.5) of the island associated with the earhquake corresponds to that during some 560 years, coastal flat plane formed $80 \sim 90 \times 10^{-6}$ years ago should be much higher than a hundrer meters. Actually it is only 50~70 m. Thus the seismic tilt is considered to be a step of long-continued tectonic movements with the average rate of $0.5 \times \times 10^{-6}$/year. The sense of the vertical movement at the earthquake is, on the other hand, suggested to be either different at earthquakes with epicenters located in different geologic blocks or reverse to the sense of secular movements not directly connected with earthquakes.

After the Niigata Earthquake, the investigation of the sea floor near the epicenter was immediately carried out by the Hydrographic Office of Japan. According to these results, it was ascertained that the central part of the Awa Shima Island rose like anticline at the extent of 65 km in length and 20 km in width, of which trend was NNE-SSW, and the sea floor along the Nezugaseki-Iwafune coast and of southern part of Uma--no-se subsided in parallelism with the axis of the risen area. From the above mentioned changes in depth of sea floor and field surveys along the coast, we can say that the block movement was caused by the Niigata Earthquake; namely, the blocks of the Awa Shima Island and Awa Shima Strait upheaved and the Budo San Block depressed (A. Mogi, et al, 1964).

According to the precise levelling, the area including the sunken coast of Honshu has tilted by 3.7″ to the direction of 290°. The strike of the tilting is again parallel to the general structural trend. The predominance of the westerly inclination in the area is common to the geologic structure of this region, which consists of blocks with general westerly inclination.

Field observation also revealed an extensive coastal submergence with maximum amount of about 30~40 cm along the coast of Honshu opposite

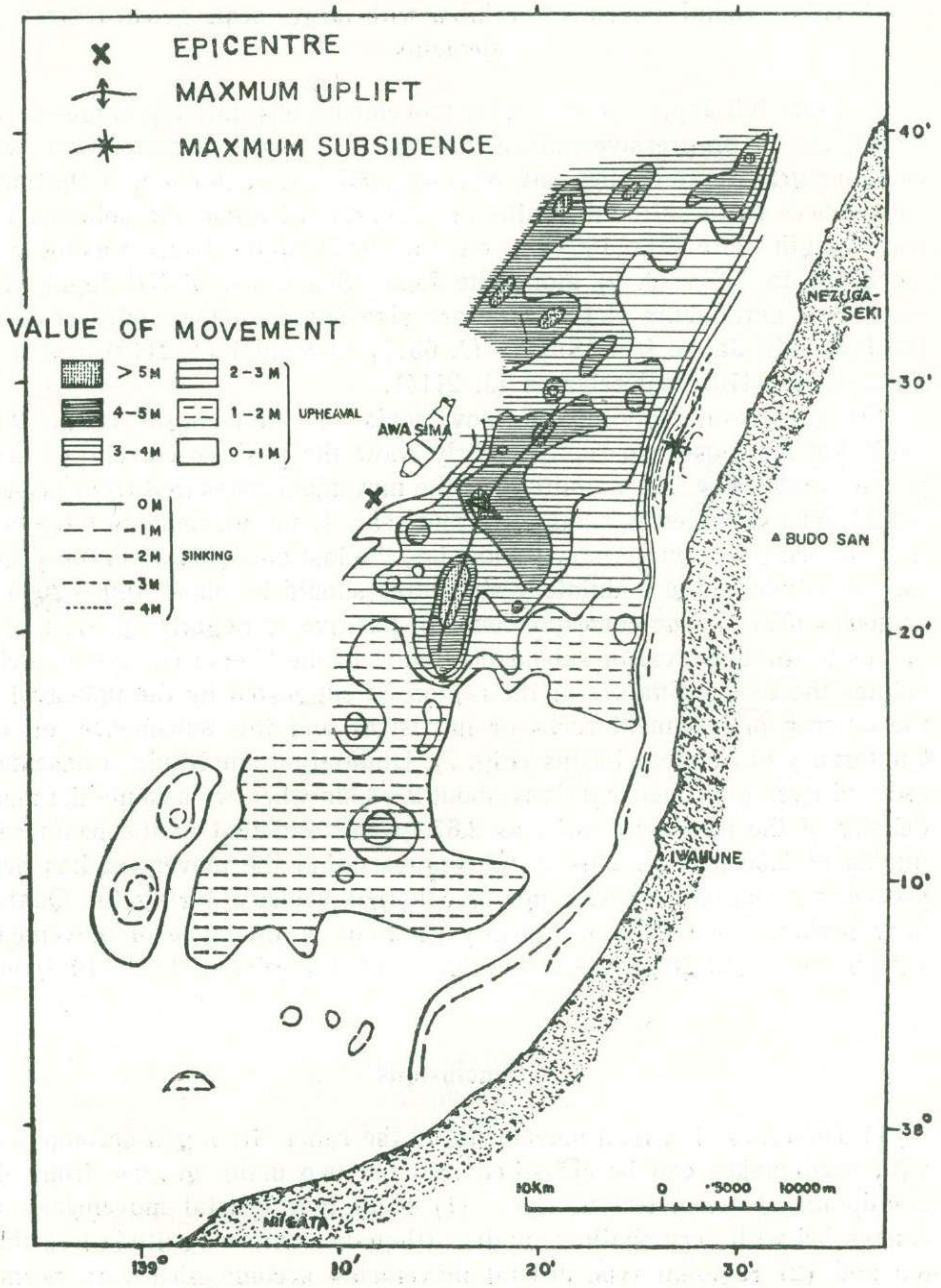


Fig. 6. Vertical crustal movements accompanied with the Niigata Earthquake of 1964. (after A. Mogi, et al, 1964).

to the Awa Shima Island (A. Mogi, et al, 1964), nevertheless this region is regarded as to have been in uplifting tendency during the late Quaternary. The discrepancy between the movements accompanied with the Niigata Earthquake and the movements for long interval of time may be attributable to the existence of secular movements with reverse sence to the fast seismic ones.

Secular crustal movements related with larger scale geostructural elements

In Inner NE Japan, slow secular movements of relatively longer wave-length are of progressive nature having close positive correlation with Bouguer gravity anomalies (M. Mizoue, 1967). It is noted that the large subsidences of the alluvial plains are separated by the flat upheavals of wave-length more than 100 km on the level route from Kashiwazaki (J. 3745) to Akita (J. 9) along the Japan Sea Coast of NE Japan. The prominent movements of this type are also found on the routes crossing the Inner NE Japan from Sakata (J. 6547) to Sendai (J. 2179) and from Shibata (J. 4410) to Koriyama (J. 2114).

Filtering results giving the movements of wave-length range 20~~100 km for those two routes clearly show the positive correlation with gravity anomalies. The amplitude of the movement measured from peak to trough on the routes is about 1~2 mm/year. If the movements have continued during the Quaternary period, i.e., the last one or two million years, the amplitude of the undulatory structures should be about 1000~2000 m or 2000~4000 m. The correspondence of positive or negative gravity anomalies to the upheaval or subsidence found in the U-etsu Geosyncline elucidates the tectonic nature of the region as suggested by the upheaval of the outcrop of basement rocks or intrusives and the subsidence of the Quaternary of Neogene basins (Fig. 7). Undulation amplitude of basement reduced from gravimetric data is about 2~3 km when we assume the mean density of the basement rocks as 2.67 gr/cm^3 and that of the basin sediments as 2.30 gr/cm^3. This result suggests that the movement has been proceeding stationarily with nearly constant velocity during the Quaternary period. The maximum velocity gradient of this type of movements with wave-length 20~100 km or more is of the order of $1\sim2\times10^{-7}$/year.

Conclusions

1) The types of crustal movements in the Inner NE Japan accompanied with earthquakes can be classified into the two main groups from the standpoint of seismotectonics, i.e. (1) local type crustal movements accompanied with very shallow small earthquakes with magnitude less than 6.0 and (2) regional type crustal movements accompanied with normal crustal earthquakes with magnitude more than 6.0.

2) As to the first type of movements, small folding structures with wave-length of less than 10 kilometers are ascertained to be active at present as indicated by the crustal movements accompanied with earthquakes in either anticlinal axial or interaxial zone of the folding structures. Coseismic movements as well as preseismic and postseismic ones seem to be harmonious with the long continued tectonic movements since the last $10^5\sim2\times10$ years except the case of coseismic movements of earthquakes

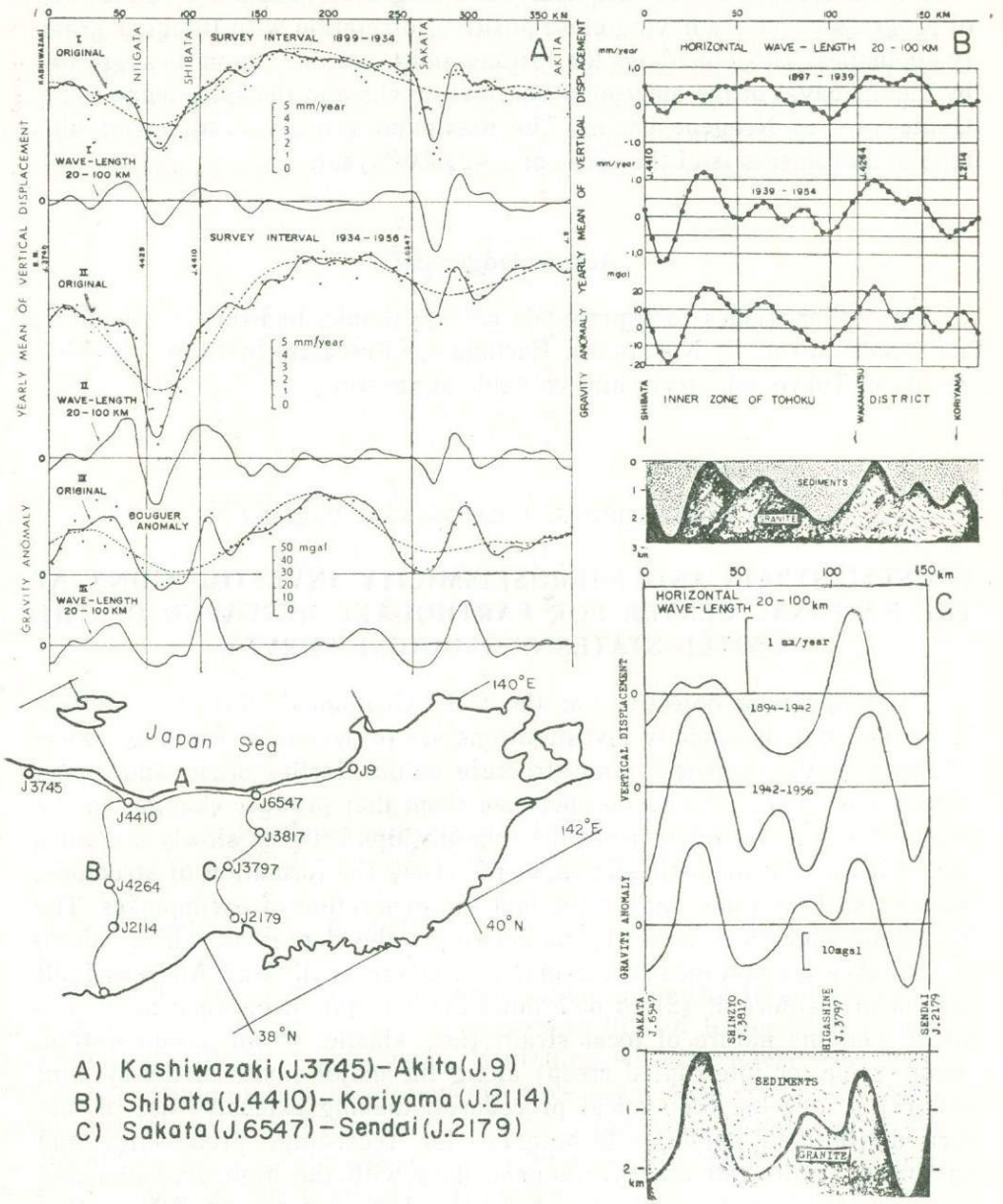


Fig. 7. Secular crustal movements related with larger scale geostructural elements.

with epicenter in the interaxial zone. The rate of tilt of the folded structures detected by precise relevellings is of the order of 10^{-6}/year (1 mm/km/year).

3) Movements of larger crustal blocks with areal extension of approximately 20×60 km^2 are related with normal crustal earthquakes with magnitude more than 6.0 as represented by the case of the Niigata Earthquake of 1964. Seismic tilt of the crustal blocks is considered to be a step of long continued tectonic movements with the average rate of 0.5×10^{-6}/year.

4) Slow secular movements with wave-length 20~100 km or more are of progressive nature having close positive correlation with Bouguer gravity anomalies. This elucidates the tectonic nature of the region as suggested by the upheaval of the outcrop of basement rocks and the subsidence of the Quaternary or Neogene basins. The maximum velocity gradient of this type of movements is of the order of $1 \sim 2 \times 10^{-7}$/year.

Acknowledgement

The writer wishes to express his sincere thanks to Prof. S. Miyamura and Assist. Prof. K. Nakamura, Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, who gave him valuable suggestions.

R. O. BURFORD, J. P. EATON, L. C. PAKISER

CRUSTAL STRAIN AND MICROSEISMICITY INVESTIGATIONS AT THE NATIONAL CENTER FOR EARTHQUAKE RESEARCH OF THE UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

The long-range objectives of the U.S. Geological Survey's crustal-strain and microseismicity investigations are to develop a working understanding of the properties and structure of the Earth's crust and upper mantle and of the interactions between them that produce changes in the crust. Of particular interest are the relationships between slowly accumulating elastic and inelastic strains in the crust, the formation of structural features such as folds and faults, and the generation of earthquakes. The immediate objectives are: (1) to determine the degree to which microearthquakes are confined to the major members of the San Andreas fault system in California; (2) to determine the correlation between microseismicity and the nature of local strain (i.e., elastic strain accumulation, steady creep, or interrupted creep) along the major faults of the system; and (3) to develop economical procedures, making extensive use of modern digital-data handling techniques, for recording, processing, and analyzing strain and microearthquake data with the high precision and on the massive scale required in regional studies of crustal deformation and microseismicity. Development and results of these and other studies on the San Andreas, one of the largest fault systems of the Earth, will be of interest to the I.U.G.G. Commission on Recent Crustal Movements.

Strain measurements program

The U.S. Geological Survey's effort to monitor crustal deformation and local fault slippage has been directed primarily toward large-scale measurement techniques, especially repetition of trilateration and triangulation

observations over networks of monumented points with separation of 1 to 10 kilometers between stations. In addition, 100- to 200-meter-alignment arrays consisting of straight lines of 12 to 22 monuments have been installed across surface traces of recently active faults and have been measured with a precision Wild T3 theodolite in an attempt to detect continuing slippage. Figure 1 shows the locations of a portion of the present

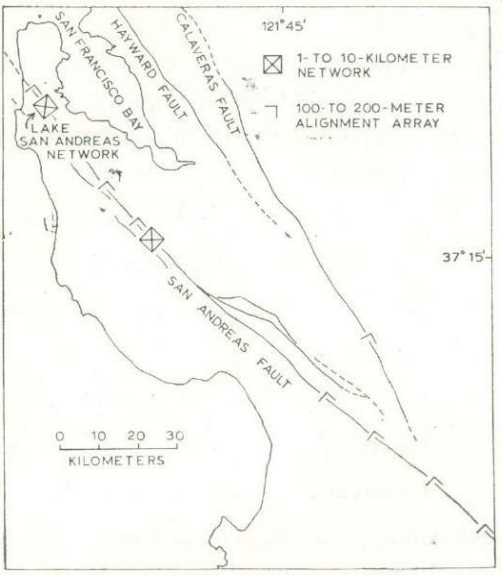


Figure 1. Monument-array installatios of the United States Geological Survey in the San Francisco Bay region for investigation of crustal strain and fault slippage.

system of fault-crossing monument arrays established in the San Francisko Bay region.

Until early this year (1968), measurements on the two larger networks located on the San Francisco peninsula were limited to repeated trilateration using a Model 6 Geodimeter. Beginning with the latest sets of observations, triangulation measurements have been added. Separate treatment of trilateration and triangulation data in the strain analysis program in the future will provide independent checks on the magnitude of shear and on the orientation of principal strain axes.

Strain Computations

Strain parameters were derived from repeated trilateration data by means of the following linear approximation [2, p. 40]:

$$\varepsilon_\psi = \frac{e_{\hat{\psi}} - e_\psi}{e_\psi}$$

$$= \frac{\varepsilon_x + \varepsilon_y}{2} + \frac{\varepsilon_x - \varepsilon_y}{2} \cos 2\psi + \frac{\gamma_{xy}}{2} \sin 2\psi,$$

where e_ψ and e'_ψ are initial and revised lenghts of a line segment between two points in the x-y plane of a right-handed Cartesian coordinate system, ψ is the initial angle between the line segment and the positivex-axis, and ε_ψ is the extensional strain developed in the direction of the line. ε_x and ε_y are extensional strains along lines initially parallel to x- and y-axes, respectively, and γ_{xy} is the incremental shear strain developed between any pair of orthogonal lines parallel to the coordinate axes at the onset of the strain change.

Data from 3 lines in close proximity to a point and having different orientations are thus needed to obtain solutions for ε_x, ε_y, and γ_{xy}. If ε_p, ε_q, and ε_r are measured extensions along line segments p, q, and r, and if ψ_p, ψ_q, and ψ_r are the orientations of these lines, then

$$(1+\cos 2\psi_p)\,\varepsilon_x+(1-\cos 2\psi_p)\,\varepsilon_y+(\sin 2\psi_n)\,\gamma_{xy}=2\varepsilon_p,$$
$$(1+\cos 2\psi_q)\,\varepsilon_x+(1-\cos 2\psi_q)\,\varepsilon_y+(\sin 2\psi_q)\,\gamma_{xy}=2\varepsilon_q,$$
$$(1+\cos 2\psi_r)\,\varepsilon_x+(1-\cos 2\psi_r)\,\varepsilon_y+(\sin 2\psi_r)\,\gamma_{xy}=2\varepsilon_r,$$

By the determinant method:

$$D=\begin{vmatrix} 1+\cos 2\psi_p & 1-\cos 2\psi_p & \sin 2\psi_p \\ 1+\cos 2\psi_q & 1-\cos 2\psi_q & \sin 2\psi_q \\ 1+\cos 2\psi_r & 1-\cos 2\psi_r & \sin 2\psi_r \end{vmatrix}=$$

$$=2\,(\cos\psi_r\sin 2\psi_q-\cos 2\psi_q\sin 2\psi_r+\cos 2\psi_p\sin 2\psi_r-$$
$$-\cos 2\psi_r\sin 2\psi_p+\cos 2\psi_q\sin 2\psi_p-\cos 2\psi_p\sin 2\psi_q),$$
$$D_{\varepsilon_x}=2\,[\varepsilon_p(\sin 2\psi_r-\sin 2\psi_q+\cos 2\psi_r\sin 2\psi_q-\cos 2\psi_q\sin 2\psi_r)+$$
$$+\varepsilon_q(\sin 2\psi_p-\sin 2\psi_r+\cos 2\psi_p\sin 2\psi_r-\cos 2\psi_r\sin 2\psi_p)+$$
$$+\varepsilon_r(\sin 2\psi_q-\sin 2\psi_p+\cos 2\psi_q\sin 2\psi_n-\cos 2\psi_p\sin 2\psi_q)\,],$$
$$D_{\varepsilon_y}=2\,[\varepsilon_p(\sin 2\psi_q-\sin 2\psi_r+\cos 2\psi_r\sin 2\psi_q-\cos 2\psi_q\sin 2\psi_r)+$$
$$+\varepsilon_q(\sin 2\psi_r-\sin 2\psi_n+\cos 2\psi_p\sin 2\psi_r-\cos 2\psi_r\sin 2\psi_p)+$$
$$+\varepsilon_r(\sin 2\psi_p-\sin 2\psi_q+\cos 2\psi_q\sin 2\psi_p-\cos 2\psi_p\sin 2\psi_q)\,],$$
$$D_{\gamma_{xy}}=4\,[\varepsilon_p(\cos 2\psi_q-\cos 2\psi_r)+\varepsilon_q(\cos 2\psi_r-\cos 2\psi_p+\varepsilon_r(\cos 2\psi_p-\cos 2\psi_q)\,],$$

and

$$\varepsilon_x=\frac{D_{\varepsilon_x}}{D},\quad \varepsilon_y=\frac{D_{\varepsilon_y}}{D},\quad \gamma_{xy}=\frac{D_{\gamma_{xy}}}{D}.$$

Principal strain values, maximum shear, and dilatation are obtained through the following relationships:

$$\varepsilon_1=\frac{\varepsilon_x+\varepsilon_y}{2}+\frac{\sqrt{(\varepsilon_x-\varepsilon_y)^2+\gamma_{xy}^2}}{2},$$

$$\varepsilon_2=\frac{\varepsilon_x-\varepsilon_y}{2}-\frac{\sqrt{(\varepsilon_x-\varepsilon_y)^2+\gamma_{xy}^2}}{2},$$

$$\gamma_{max}=\sqrt{(\varepsilon_x-\varepsilon_y)^2+\gamma_{xy}^2}=\varepsilon_1-\varepsilon_2,$$
$$\Delta=\varepsilon_x+\varepsilon_y.$$

The orientation of the principal strain axes is given by

$$\Theta_{\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \tan^{-1}\left(\frac{\gamma_{xy}}{\varepsilon_x - \varepsilon_y}\right),$$

where Θ_1 and Θ_2 are two angle values 90° apart given by the arctangent function that correspond to the orientations of the major and minor axes of the strain ellipse with rotation eliminated.

Results of an analysis of total extensions recorded during a 31-month period by repeated Geodimeter measurements on the Lake San Andreas array are shown in Figure 2. The five measured lines were grouped into two separate triangles for the analysis to obtain the results shown.

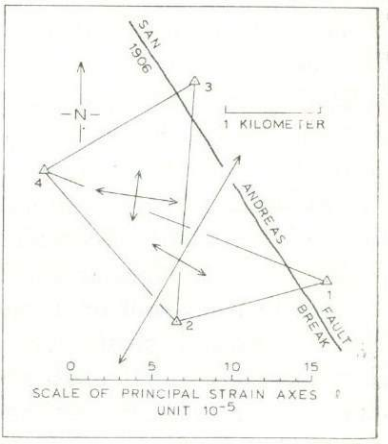


Figure 2. Strain changes at the Lake San Andreas monument array during the period August 1965 to April 1968.

The first triangle, consisting of lines between stations 2, 3, and 4, underwent extension in all directions with maximum extension developed approximately east-west. The level of maximum shear is 1.3×10^{-5} and presumably represents a simple shear component of the strain field acting in a direction approximately parallel to the San Andreas fault trace. The predominant strain component is areal dilatation, which has accumulated to a level of $+7.5\times10^{-5}$ since the first observations were made in August 1965.

The second triangle, combining lines between stations 1, 2, and 4, also underwent extension in all directions with maximum extension developed in an orientation nearly normal to the San Andreas fault. The level of maximum shear change is 1.2×10^{-4}. Because of the wide divergence of possible simple shear orientations from the trend of the regional structural grain, the shear component is thought to represent a change in pure shear. The predominant change in the strain field is reflected in the change in areal dilatation, which is approximately $+1.7\times10^{-4}$.

The larger changes in the configuration of the second triangle are due primarily to an unusually strong extension of $+8.7\times10^{-5}$ along the line between stations 1 and 2. The magnitude of this measured extension and of the calculated maximum extension ($+1.5\times10^{-4}$) are surprisingly large

for a total elapsed time of only 31 months, but intervening sets of measurements made at about 6-month intervals clearly establish that the total measured extension developed at a nearly steady rate of almost $+3/10^6$/month.

The rates of extension of other lines in the array were similarly steady at about $+1/10^6$/month except for a limited period during the summer of 1966 when slight contraction appeared on certain lines, particularly on the line between stations 2 and 3. Lack of evidence for instability of station marks and the steady strain rates observed argue against large, discontinuous movement of surficial material as a possible cause of the observed changes. Possible vertical movements could account for portions of slope-distance changes, but vertical displacement would have to be on the order of meters to account for a significant portion of the total horizontal changes.

During the same period, measurements conducted with the same instrument on another network on the San Francisko peninsula indicated contraction on several lines at similar rates. These results, together with the results of repeated calibrations of the Geodimeter, rule out the possibility of systematic instrument drift.

The absolute state of strain in the area remains unknown, since only changes in the strain field have been measured without knowledge of the level or nature of strain existing at the time of the initial measurements. Thus there are equal possibilities that the observed extensions are a relaxation of previously existing elastic contraction, that these latest strain changes represent a new increment of local elastic loading of the crust, or that the observed strain changes are due to nonelastic deformation.

Predominance of areal dilatation suggests that fault-zone material at a depth of several kilometers beneath the surface may have reached the dilatational stage of response to increasing load which has been found in experimental specimens to precede macroscopic shear failure [1]. There is also a possibility that the observed changes are associated with local slip or tectonic creep nearer the surface on the San Andreas fault and thus represent elastic rebound or concentrated deformation along the fracture complex, but no clear evidence of recent fault activity has been uncovered in the immediate vicinity of the monument array. With due regard for all uncertainties, it is tentatively concluded that earth materials cannot long sustain elastic strains on the order of $1/10^4$, so that if the fault is not slipping at present, failure should occur in the near future provided the recent trend continues.

The pattern of strain developed in the area suggests another possibility. Decreasing areal dilatations and the appearance of a possible right-lateral simple shear component toward the northwest hint that the monument array may have been established near the southeast end of a local segment of the San Andreas fault possibly undergoing steady tectonic creep. This suggestion receives some support from the appearance of fault-line dama-

ge along the San Andreas fault a few kilometers northwest of the monument array. Evidence that the fault-line damage may be due to tectonic creep on the fault is inconclusive at present, but right-lateral as well as extensional components are developed in the local cracking of paved streets, concrete sidewalks, and gutters.

Microseismicity investigations

Installation of a network of seismograph telemetry stations as shown in Figure 3 was completed during 1967. Signals from these stations are transmitted by telephone lines to the central office in Menlo Park, where the data are recorded photographically and on magnetic tape.

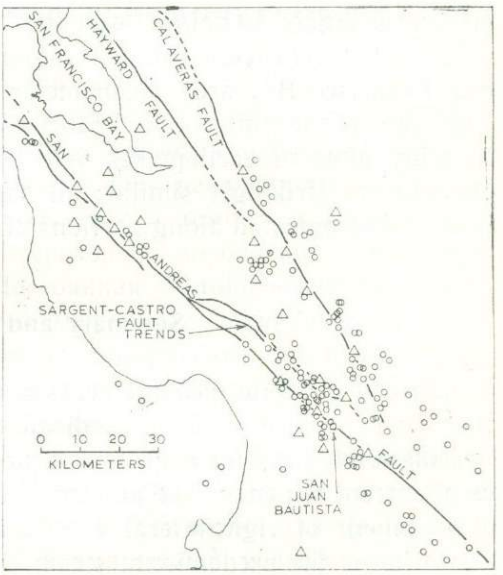


Figure 3. Seismograph telemetry network and computer plot of epicenters for central California earthquakes during March 1968. Triangles represent seismograph stations; heavy lines represent surface traces of major faults; and circles give the locations of epicenters for recorded microearthquakes.

A general pattern of microearthquake locations recorded by stations in the San Francisko Bay region during the month of March 1968 is also shown in Figure 3. This pattern is typical of the records for most of the other compilation periods since the beginning of the network operation in late 1966.

The locations of events shown represent a preliminary effort using a first-approximation crustal model for velocity structure and an epicenter location program utilizing only P_g arrivals. Hypocenters are known to a precision level of about ± 0.5 to ± 1 kilometer in horizontal coordinates, and about ± 1 to ± 3 kilometers in focal depth, depending on density of local control in the seismograph network and on the local degree of "excellence" in the model for velocity structure. The range in Richter Magnitude of the events represented varies from about 0 up to about 4.5.

A more representative crustal model has since been developed, and an improved program for location of epicenters has been written and tested. It has become quite clear that P-wave arrivals at several stations between the San Andreas and Calaveras faults are delayed considerably by low-velocity near-surface materials. Corrections for these delays have been established and incorporated in the revised epicenter location program.

Noteworthy in the pattern of seismicity shown in Figure 3 are the small groups of very well located events on the San Andreas fault zone near the south end of the San Francisco peninsula, the concentration of well located events along the San Andreas fault, Sargent fault, and Castro fault trends northwest and north of the town of San Juan Bautista, and the narrow zone of earthquakes near and parallel to the Calaveras fault trace.

Although the seismograph network was established as individual clusters designed to obtain "excellent" hypocentral locations in only a few critical, but relatively isolated regions, it has developed that the three San Francisco Bay area seismometer clusters provide considerably better coverage of the entire San Francisco Bay region than was anticipated. Monthly plots of earthquakes detected and located by means of these clusters are strikingly similar; all show that microearthquake activity is heavily concentrated along portions of the major faults that cut the region.

Summary and conclusions

Limited geodetic measurements across the San Andreas fault zone on the San Francisko peninsula indicate a level of recent strain activity that is remarkably high for a section of the fault not showing any clear evidence of current slippage. The pattern of strain changes does not show strong development of right-lateral elastic loading or rebound. Instead, areal dilatation is the predominant strain component within the network at Lake San Andreas.

If the observed strain changes are due to elastic loading of the crust or to volume dilatation of fault-zone material at some greater depth within the crust, the magnitude of the strain change would suggest that failure in the form of fault slippage should be occurring at present or in the near future. The possibility that undetected tectonic creep may be occuring along the fault within the vicinity of Lake San Andreas might mean that the large strains detected are in some manner related to concentrated strains surrounding an actively creeping fault segment. Definite conclusions cannot be reached at this stage because of lack of adequate coverage of the area and lack of clear evidence for presence or absence of fault creep.

Early results from the recording of microearthquake activity indicate a close relationship between microearthquakes and the principal faults of the region. It also appears that zones of continuous or intermittent creep

along the faults can be mapped by the microearthquakes stemming from them. Such mapping will provide information on the vertical, as well as the lateral, extent of the zones of creep on the fault-plane "surfaces."

References

1. Brace W. F., Paulding B. W., Jr., Scholz C. H., Dilatancy in the fracture of crystalline rocks: Journ. Geophys. Res., v. 71, p. 3939—3953. 1966.

2. Jaeger J. C., Elasticity, fracture, and flow: London, Methuen and Co., Ltd., 208 p. 1962.

В. П. СОЛОНЕНКО, Р. А. КУРУШИН, О. В. ПАВЛОВ, С. Д. ХИЛЬКО, В. С. ХРОМОВСКИХ, А. П. ШМОТОВ

СОВРЕМЕННЫЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Монголо-Байкальская сейсмическая область (площадь ее около 2 млн. кв. км) по важнейшим сейсмотектоническим характеристикам отчетливо разделяется на две основные сейсмотектонические зоны — Монголо-Алтайскую и Байкало-Становую. Они различаются как характером тектонического (силового) поля, так и темпом и направленностью неотектонических движений. Переходное положение между ними занимает Прикосогольская зона. Постоянная тектоническая активность земной коры выражается здесь как в медленных волнообразных и блоковых колебательных движениях земной поверхности, так и в быстрых, практически мгновенных, вертикальных и горизонтальных движениях, происходящих при сильных землетрясениях.

Не отрицая значения медленных вековых движений земной коры, мы хотим подчеркнуть, что в литературе катастрофическим движениям уделяется незаслуженно мало внимания. Есть основания утверждать, что ведущую роль в живой тектонике, формирующей рельеф земной поверхности в Монголо-Байкальской сейсмической области, играют блоковые движения земной коры, связанные с сейсмическими катастрофами, а не медленные колебательные движения. Последние имеют настолько малый темп развития, что маскируются сейсмотектоническими процессами не только при землетрясениях интенсивностью IX баллов и более ($M \geqslant 6\frac{1}{2}$), но и при менее сильных толчках ($M = 5{,}5—6{,}5$), которые не вызывают геологически резко выраженных смещений земной поверхности. Более того, многочисленные (1000—1500 толчков и более ежегодно только в Байкало-Становой зоне) слабые и умеренные землетрясения, возможно, могут создавать суммарный эффект гораздо больший, чем современные колебательные движения.

Заключения о современных колебательных движениях берегов Байкала, к которым пришел В. В. Ламакин (6, 7), основаны на ошибочной интерпретации геодезических, гидрологических и геоморфологических

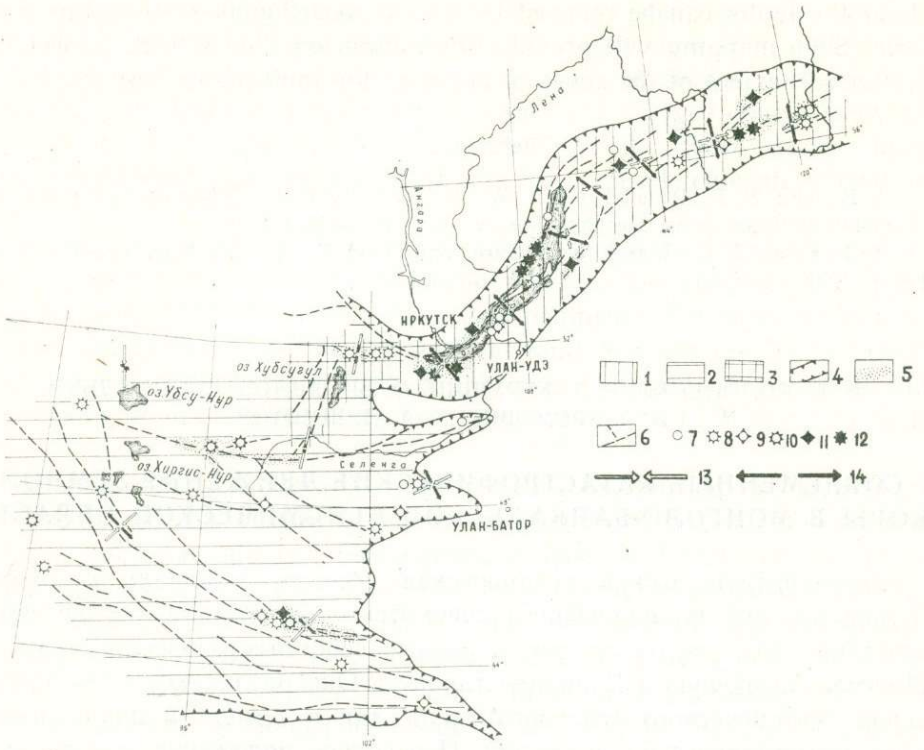


Рис. 1. Область современных катастрофических движений земной коры в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе. Составили: Р. А. Курушин, О. В. Павлов, В. П. Солоненко, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских, А. П. Шмотов. 1968 г.

Зоны с различным характером катастрофических движений земной коры: 1 — Байкало-Становая («байкальский» тип движений); 2 — Монголо-Алтайская («монгольский» тип движений); 3 — Прикосогольская (смешанный тип движений); 4 — область возможных деформаций земной коры при землетрясениях с $M \geqslant 6$; 5 — участки, испытавший катастрофические движения земной коры при землетрясениях; 6 — крупны разрывы, активные в неоген-четвертичное время.

Эпицентры сильных землетрясений (интенсивность в баллах по шкале М К—64; а) сейсмостатистике. 7—VIII ($M = 5\frac{1}{2}—6\frac{1}{2}$); 8—IX ($M = 6\frac{1}{2} - 7$); 9 — X ($M = 7—7\frac{3}{4}$); 10 — XI—XII ($M > 7\frac{3}{4}$); б) по сейсмодислокациям: II — X ($M = 7—7\frac{3}{4}$); 12 — XI—XII ($M > 7\frac{3}{4}$);

Напряжения в очагах землетрясений: 13-напряжение сжатия; 14-напряжение растяжения

данных. Сопоставление результатов повторного нивелирования (1906—1907 гг.—1937—1943 гг.), водомерных наблюдений (с 1869 по 1957 гг.), изучение гидрологического режима Байкала, замеров засечек Черского показали, что амплитуды современных колебательных движений не выходят за пределы точности проведенных инструментальных исследований, а разное высотное положение волноприбойных ниш, которым В. В. Ламакин придает большое значение, обусловлено ветровым нагоном воды в озере и колебаниями его уровня (1, 2, 5, 8).

В районах с высокой сейсмической активностью вряд ли представляется возможным говорить о рельефообразующей роли современных колебательных движений или хотя бы существенном их влиянии на изменение земной поверхности: миллиметровые амплитуды смещений при

этих движениях в сотни и тысячи раз перекрываются амплитудами смещений при сильных землетрясениях.

Естественно, что для подтверждения рельефообразующей роли современных внезапных движений земной коры наиболее важны сведения о сильных землетрясениях. Для территории Монголо-Байкальской сейсмической области за период с 1725 по 1967 гг. мы располагаем сведениями о 29 сильных и катастрофических землетрясениях (IX—XI баллов)[1]. Действительное же число подобных землетрясений значительно выше, но сведения о них отсутствуют вследствие пустынности территории и особых условий исторического развития Монголии и Бурятии. В плейстосейстовых зонах таких землетрясений произошли геологически видимые вертикальные и горизонтальные смещения земной поверхности.

При Цаганском землетрясении 12.I.1862 г. ярко выраженное опускание земной поверхности произошло на территории протяженностью 36 км и шириной до 20 км; земля растрескивалась на расстоянии до 125—130 км от эпицентра (12). Тектонический блок площадью около 260 кв. км опустился на 7—8 м. В результате этой катастрофы образовался залив Провал глубиной до 4—5 м (203 кв. км). Севернее залива в 1959 г. произошло Среднебайкальское землетрясение (IX баллов, $M=6\frac{3}{4}$, $H=18$ км), при котором в плейстосейстовой зоне дно озера опустилось на 10—15 м, а подвижки по разломам наблюдались до 35 км от эпицентра (13).

При Муйском землетрясении 27.VI.1957 г. (X баллов $M=7{,}8$, $H=22$ км) на северо-восточном фланге Монголо-Байкальской сейсмической области эмбриональная впадина байкальского типа опустилась на 5—6 м и сдвинулась к юго-западу; хребет Удокан поднялся на 1—1,5 м и сдвинулся к северо-востоку на 1—1,2 м, одновременно по взбросо-сдвигу надвигаясь на впадину. Подвижки по разломам наблюдались в 90 км к востоку и в 50 км к западу от эпицентра (19). Восточнее Муйского землетрясения в 1958 г. произошли два IX-балльных ($M=6\frac{3}{4}$), а в 1967 г. — IX—X балльное ($M=7—7\frac{1}{2}$) землетрясения, сопровождавшиеся видимыми перемещениями земной поверхности.

Особенно богатый материал для понимания характера катастрофических движений земной коры дало Гоби-Алтайское землетрясение 4.XII.1957 г. (XII баллов, $M=8{,}6$, $H=25—28$ км). При этом землетрясении горная цепь Гобийского Алтая с высотами до 4000 м, протяженностью 275 км и шириной до 30 км поднялась до 10 м и сместилась к востоку почти на 9 м. Образовалась система разрывов общей протяженностью около 850 км. При подъеме клинообразного тектонического блока гор Ихэ-Богдо длиной 80 км и шириной до 30 км, вследствие растяжения земной коры, возник центральный грабен Ихэ-Богдо. Кульминационным актом этого процесса явилось образование гравитационно-

[1] На схеме нанесены эпицентры землетрясений, координаты которых определены уверенно.

сейсмотектонической структуры Битут, сочетающей в себе элементы тектонического опускания и обвала. Горный массив площадью около 3,5 кв. км опустился на 328 м и сместился к востоку на дестяки метров. В районе структуры Битут были сорваны и повернуты против часовой стрелки 3 горных вершины; сечение плоскости склона наиболее крупной из них, заложенной на глубине 350 м, составляет 0,7×1,5 км (4, 23). Позднее подобные же структуры были установлены в Байкальской сейсмической зоне (16, 19, 22).

Напомним еще , что при Хангайских землетрясениях 9 и 23 июля 1905 г. (M=8,4 и 8,7) образовались зоны разломов протяженностью 115 и 350 км, а движения земной коры охватили громадную площадь (4, 23). При Моготском землетрясении 5.I.1967 г. (X баллов, M=7,5) образовалась зона разломов длиной около 45 км, с амплитудой вертикального смещения до 4—4,5 м.

В целом на территории только Монголии в 1905—1967 гг. при землетрясениях образовалось 8 сейсмотектонических трещинных зон, протяженностью от 15 до 350 км. Суммарная длина обновленных и вновь образованных разломов в них превышает 2000 км.

Следует еще учесть, что все приведенные амплитуды смещений показывают лишь разнос крыльев разрывных нарушений; истинная же амплитуда значительно больше, за счет неучтенных изгибовых деформаций.

Подобные катастрофические движения земной коры не являются случайными эпизодическими явлениями. Это подтверждается как систематическим проявлением остаточных деформаций при современных землетрясениях (в наших условиях при M>6), так и многочисленными палеосейсмодислокациями — следами катастрофических землетрясений недавнего прошлого с возрастом от десятков-сотен до первой тысячи лет. Таких структур, фиксирующих плейстосейстовые зоны досейсмостатических землетрясений, в Монголо-Байкальской сейсмической области к настоящему времени выявлено более 80. Эпицентры сильных землетрясений и палеосейсмодислокации рассеяны по всей наиболее активной части Монголо-Байкальской сейсмической области. Неравномерная концентрация эпицентров в различных ее районах отражает, возможно, не столько разный уровень сейсмической активности, сколько разную степень их изученности.

Масштабы выявленных палеосейсмодислокаций свидетельствуют о том, что за последнее тысячелетие на рассматриваемой территории систематически происходили землетрясения интенсивностью от IX до XI—XII баллов. При них возникли сейсмодислокации протяженностью от первых километров до 180 км с амплитудами вертикального смещения от 0,5—1,2 м до 20—30 м и более. В случае сейсмогравитационных структур типа Битут перемещение достигало 880 м (16, 20). Нередко отмечаются и сдвиги, играющие подчиненную роль в Байкало-Становой зоне.

Высокий уровень сейсмической активности Монголо-Байкальской сейсмической области унаследован от ранних этапов неоген-четвертичной активизации. В современную эпоху кривая неотектонического процесса все еще продолжает идти вверх (21). Отсюда чрезвычайно важным представляется вопрос о характере современных движений земной коры, обуславливающих сохранение геоморфологических контрастов. От характера современных движений, от их энергии и направленности в значительной степени зависят размеры плейстосейстовых областей, протяженность обновленных разломов, морфология и морфометрия разрывных деформаций.

Исследование механизма очагов землетрясений (3, 9) показало, что выделение по геолого-структурным и сейсмотектоническим особенностям в Монголо-Байкальской сейсмической области двух зон — Байкало-Становой и Монголо-Алтайской — вполне оправдано и подтверждается разным характером напряженного состояния коры этих зон.

В Байкало-Становой зоне земная кора испытывает близгоризонтальное растяжение, ортогональное к неотектоническим структурам и крутонаклонное (порядка 70°) сжатие вдоль структур. В Монголо-Алтайской зоне оси сжимающих и растягивающих напряжений близгоризонтальны, причем вкрест простирания неотектонических структур ориентированы напряжения сжатия. Соответственно, разрядка тектонических напряжений в Байкало-Становой зоне осуществляется преимущественно за счет сбросов и сдвиго-сбросов с преобладанием вертикальной составляющей, а в Монголо-Алтайской — за счет взбросов и взбросо-сдвигов. В этих условиях при равном сейсмическом потенциале в Монголии происходит значительно больше катастрофических землетрясений, чем в Прибайкалье, где энергия расходуется на более частые, но менее сильные землетрясения. Из этого следует, что в Монголии землетрясения с $M \geqslant 8$ и протяженностью эпицентральных зон в сотни километров — явление вполне закономерное, тогда как в Прибайкалье закономерна протяженность эпицентральных областей наиболее мощных землетрясений в десятки километров, и землетрясения с $M \geqslant 8$ — явление очень редкое (15).

Промежуточное положение занимает Прикосоголье. Здесь поперек неотектонических структур действуют сжимающие напряжения, а растягивающие — близвертикальны и ориентированы также вкрест простирания неотектонических структур или диагонально к ним. Это объясняется наложением «монгольского» поля напряжений на «байкальское». Соответственно, мы можем ожидать здесь и смешанный, «монголо-байкальский» тип тектонических движений земной коры при землетрясениях.

В Монголо-Алтайской зоне идет процесс интенсивного разрастания хребтов за счет межгорных впадин путем вовлечения их в педиментообразование и за счет формирования перед главными глыбовыми поднятиями передовых тектонических клиньев — форбергов. Наиболее круп-

ные форберги имеют перед собой тектонические клинья второго порядка, еще дальше ушедшие во впадины. Воздымание их идет скачкообразно и настолько интенсивно, что верхнечетвертичные отложения на них имеют наклон в сторону главных глыбовых гор до 30°; деформированы даже отложения первой террасы. При Гоби-Алтайском землетрясении все форберги были охвачены мощными трещинами взбросо-сдвигов и взбросов, по которым дочетвертичные образования форбергов были надвинуты на современные отложения (14).

В Байкало-Становой зоне происходит сокращение площади хребтов за счет продольного и поперечного разрастания рифтовых структур и образования молодых нагорных впадин. Сбросы образуются здесь при всех землетрясениях с $M \geqslant 6\frac{1}{2}$ и легко обнаруживаются при сейсмогеологическом обследовании плейстосейстовых областей. Восходящие движения горстов установить значительно труднее. Отсутствие несомненных фактов, доказывающих их активность, стихийно утвердило мнение о современном их пассивном развитии за счет энергии изгибовых деформаций, унаследованной от периода становления Байкальского свода. Ранее мы уже ставили под сомнение сейсмотектоническую пассивность этих структур (17, 18). В настоящее время имеются определенные факты, позволяющие, с известной долей уверенности, рассматривать их как активные. На это указывает концентрация очагов землетрясений под некоторыми хребтами, наличие местами двух параллельных зон разломов, одна из которых ограничивает днище впадины, а другая проходит по тыловому шву косой предгорной равнины (педимента) и, наконец, прямые наблюдения в эпицентре Муйского землетрясения, при котором хр. Удокан поднялся и сдвинулся к востоку, причем тыловая сейсмотектоническая трещина имеет падение под хребет под углом около 70°[2].

Внезапные движения земной коры, естественно, не ограничиваются только непосредственно зоной разломов, а охватывают значительную площадь. В первом приближении для землетрясений с внутрикоровыми очагами ее можно принимать равной (или несколько меньшей) площади над напряженным объемом земной коры, обеспечившим энергию данного землетрясения, которая фиксируется афтершоками (10, 11, 25).

Мы предполагали, что деформации земной поверхности при сильных землетрясениях охватывают значительные площади; однако фактически наблюденные деформации превзошли наши ожидания. Например, площадь внезапных тектонических движений земной коры (с амплитудами до 4 м по вертикали и 3 м по горизонтали) при Аляскинском землетрясении 1964 г. ($M = 8{,}3—8{,}75$) оказалась порядка 200 тыс. кв. км (24).

Изучение сейсмического режима и следов сильных землетрясений показало, что в лучше изученной наиболее сейсмоактивной части Бай-

[2] Все отчетливо выраженные сместители взбросо-сдвигов при Гоби-Алтайском землетрясении имели падение под хребет под углом 68°. Такие же углы имеют здесь и палеосейсмодислокации — факт явно не случайный.

кальской рифтовой системы, площадью 230 тыс. кв. км, можно ожидать следующую повторяемость землетрясений (за 1000 лет): VIII баллов — 508, IX б. — 192, X б. — 68, XI б. — 24 и XII б. — 6.

Используя приведенные данные и принимая за эталон площади афтершоков наиболее полно изученных Кяхтинского, Муйского, Гоби-Алтайского, Восточно-Саянского и Среднебайкальского землетрясений можно вывести корреляционную зависимость между магнитудой землетрясения и площадью деформации (S км^2):

$$\lg S = (0{,}99 \pm 0{,}07)\, M - 3{,}6$$

Даже при этих предварительных расчетах минимальные размеры площадей, испытавших сейсмотектонические движения, оказываются следующими (в тыс. км^2/1000 лет): при VIII балльных землетрясениях — 127, IX б. — 422, X б. — 428, XI б. — 600, XII б. — 240. Общая площадь превышает 1,8 млн. км^2, т. е. земная кора в Байкало-Становой зоне в течение 1000 лет могла быть 8 раз вовлечена в быстрые сейсмические движения. Результаты их можно отчетливо видеть во многих районах Монголо-Байкальской сейсмической области, в то время как почти столетние наблюдения на берегах Байкала не дали никаких достоверных данных о вековых движениях его берегов.

Региональное значение быстрых движений земной коры свойственно не только Монголо-Байкальскому сейсмическому поясу. В настоящее время имеется много данных, указывающих на их существенную роль в Африканской рифтовой системе, на Аляске, Калифорнии, Новой Зеландии, Японии, в Средней Азии, в зоне Анатолийского разлома, Адриатике и многих других высокосейсмических областях Земли.

Литература

1. Афанасьев А. Н.: «Проблемы неотектоники», М., 1964.
2. Афанасьев А. Н., Гречищев Е. К. Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 2. Иркутск, 1959.
3. Введенская А. В. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1961.
4. Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
5. Гречищев Е. К. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 10, М., 1960.
6. Ламакин В. В. Сб.: «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие», М.-Л., Изд.-во АН СССР, 1963.
7. Ламакин В. В. По берегам Байкала. М., Изд-во «Наука», 1965.
8. Лопатин Г. В. Тр. лимн. станции, т. XV, М.—Л., 1957.
9. Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., Изд-во «Наука», 1967.
10. Пшенников К. В. Геология и геофизика, № 4, 1962.
11. Пшенников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М., Изд-во «Наука», 1965.
1. Сгибнев А. С. Отчет Императорского Русского географического общества за 1869 год. Отчет о действиях Сибирского отдела ИРГО. Спб., 1864.
13. Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск, 1959.

14. Солоненко В. П. Геология и геофизика, № 2, 1960.

15. Солоненко В. П. Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18 — Вопроссы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964.

16. Солоненко В. П., Изв. АН СССР, сер. геол. № 11, 1962.

17. Солоненко В. П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.

18. Солоненко В. П. Сб.: «Байкальский рифт.» М., Изд-во «Наука», 1968.

19. Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., Изд-во «Наука, 1966.

20. Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., Изд-во «Наука», 1968.

21. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.

22. Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., Изд-во «Наука», 1965.

V. P. SOLONENKO, R. A. KURUSHIN, O. V. PAVLOV, S. D. HILKO,
V. S. KHROMOVSKIKH, A. P. SHMOTOV

RECENT CATASTROPHIC EARTH-CRUST MOVEMENTS IN THE MONGOLIA-BAIKAL SEISMIC REGION

Summary

The Mongolia-Baikal seismic region is mainly of two zones: Mongolia-Altaiski and Baikal-Stanovoi. They are different as to the tectonical strength field and the rate and direction of neotectonic movements. The Prikossogolsky zone takes between them a transitional position. The stable tectonic activity of the Earth's crust shows up with slow undulatory and block oscillatory movements of the Earth's surface and rapid, in fact immediate, vertical and horizontal movements coming with strong earthquakes.

We do not deny slow secular movements of the Earth's crust but we wish to stress that in literature on recent crustal movements there they pay poor attention to catastrophic movements. There are grounds to stand up for the main part of crustal block movements connected with seismic catastrophes in the present tectonics forming the sculpture of the Earth's surface in the Mongolia-Baikal seismic region, because the oscillating motions have such a low rate of spread that they do not only go as seismotectonic processes in earthquakes of force 9 and higher ($M>6^1/_2$) but also in weaker tremors ($M>5.5$—6.5) not provoking geological well defined displacements of the Earth's surface. Moreover, numerous weak and moderate earthquakes possibly may put up a much greater summary effect than recent oscillatory movements.

The earthquakes of Mongolia alone, from 1905 to 1967, came up with 8 seismotectonic fracture zones of 15 to 350 km long, where renovated and fresh faults make up over 2,000 km.

The catastrophic movements of the Earth's crust are not episodic. This is understood through systematic manifestations of remainder strains during recent earthquakes (in our case by $M>6$) and numerous paleoseismo-dislocations, traces of catastrophic earthquakes of the latest past with an age of tens/hundreds to thousand years. Such structures are ascertained more than 80 in the Mongolia-Baikal seismic region. The epicentres of strong earthquakes and paleoseismo-dislocations are spread all over the active part of the Mongolia-Baikal seismic region. There the odd epicentre concentration in different areas, likely tells more about the how of study than the different levels of seismic acitivity.

Here the scales of paleoseismo-dislocations let us know the pass of systematic earthquakes of force 9 to 11—12 in the latest millennium, resulting in seismodislocations from

several kilometres to 180 km and amplitudes of vertical displacement from 0.5—1.2 to more than 20—30 m, but with seismogravitational structures of the Bitut type there the displacement crept up to 880 m. The shifts, playing a secondary role in the Baikal-Stanovoi zone, are here often noted.

The high seismic activity of the Mongolia-Baikal seismic zone comes from early stages of the Neogene-Quarternary activation, and the curve of the neotectonic process takes up.

In the Mongolia-Altaiski zone there is a process of intensive ridge development going on which is brought up on intermountain basins by drawing them in the sediment-formation and also on forming foothills before the main clumpy uplifts of frontal tectonic wedges.

But the go of the Baikal-Stanovoi zone is a shortening of ridge areas standing on longitudinal and transversal development of rift structures and young upland basin formations. So these faults come up with all earthquakes by $M>6$ and they are easily distinguished in seismological investigations of pleistocene regions.

Sudden crustal movements, naturally do not go within the fault field but take a considerable area. By the first approximation for earthquakes with intracrustal foci it goes equal (or a bitl ess) with the area over the stressed volume of the Earth's crust, giving the energy for the earthquake, fixed by aftershocks.

Investigation on the seismic regime and traces of heavy earthquakes disclosed this possible occurrence of earthquakes in a rather inquired and seismo-active part of the Baikal rift system of 230,000 sq.km (during 1,000 years): force 8=508, 9=192, 10=68, 11=24, and 12=6.

These data and aftershock areas of well investigated earthquakes let us draw up the correlation dependence between earthquake magnitude and strain area (S km^2):

$$\lg S = (0.99 \pm 0.07)\ M - 3.6.$$

Even by these preliminary calculations the minimum dimension of areas suffering from seismotectonic movements are the following, (1.000 sq.km/1.000 years): by earthquakes of force: 8=127, 9=422, 10=428, 11=600, 12=240. The total area is greater than 1.8 mill. sq.km, and this means that the Earth's crust in the Baikal-Stanovoi zone during 1,000 years could undergo 8 rapid seismic movements. Their results are crying in many regions of the Mongolia-Baikal seismic area, while almost a century of observations on the Baikal coast failed to let out any good data on secular movements there.

Г. А. МАВЛЯНОВ, Н. А. КОРЕШКОВ, В. И. УЛОМОВ, Р. Н. ИБРАГИМОВ, К. О. ЛАНГЕ, А. П. РАЙЗМАН, Д. Х. ЯКУБОВ

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ТАШКЕНТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

26 апреля 1966 года в Ташкенте произошло землетрясение силой 8 баллов, причинившее серьезные разрушения (1). Одновременно с ликвидацией последствий землетрясения были начаты широкие комплексные исследования по изучению его природы. В этих исследованиях приняли участие сейсмологи, геологи, геодезисты, геофизики, геоморфологи и специалисты других областей науки.

С целью выявления вертикальных смещений земной поверхности сразу же после землетрясения в Ташкенте на площади 390 км^2 было выполнено более 400 км повторного нивелирования II класса по лини-

ям, проложенным в 1962—1965 годах. При этом были повторно определены высоты 313 знаков (2). Чтобы получить более надежные сведения о вертикальных смещениях, связанных с землетрясением, линии повторного нивелирования II класса были продолжены далеко за пределы города. В северо-западном направлении нивелирование выполнено до ж. д. станции Джилга (50 км от города) вдоль линии нивелирования I класса, проложенной в 1963—1964 годах. В юго-западном направлении — также вдоль линии 1 класса до населенного пункта Пахта (45 км от города).

Наличие в Ташкенте разветвленной нивелирной сети, созданной до землетрясения, позволило произвести сравнение результатов нивелирования 1966 и 1962—1965 гг. В результате анализа и камеральной обработки обширного материала составлена карта относительных вертикальных движений земной поверхности (рис. 1).

Изменение рельефа на территории Ташкента выразилось в образовании куполообразного поднятия. Наибольшее поднятие — на величину порядка 40 мм (относительно реперов 12—480 и 12—864, взаимное положение которых по высоте осталось неизменным), установлено в районе Центральной сейсмической станции «Ташкент». Средняя квадратическая ошибка в определении этого поднятия равна ±12 мм. Восточная часть города претерпела общее относительное поднятие на величину порядка 20—30 мм.

В 1967 году геодезические работы с целью выявления как вертикальных, так и горизонтальных сдвигов земной поверхности были повторены вновь. Проложено более 300 км линий нивелирования I и II классов, включающих 446 знаков. Сравнение результатов нивелирования 1967 и 1966 годов показало, что за это время значительных изменений в высотах нивелирных знаков в западной и центральной части территории города уже не произошло. Следует отметить наблюдающуюся закономерность в уменьшении высот нивелирных знаков в северовосточной части города на величину порядка 15 мм. Наглядное представление об изменении высот знаков в 1966—1967 гг. по сравнению с 1962—1965 гг. дает рис. 2, на котором представлены графики этих изменений с запада на восток через центр города.

Программа высокоточных линейных измерений в настоящее время пока не закончена. Поэтому судить о горизонтальных сдвигах земной поверхности еще не представляется возможным. Для общего суждения о вертикальных движениях на территории Ташкента были сопоставлены данные нивелирования 1894—1907, 1941—1944 и 1963—1964 годов, выполненного вдоль железной дороги. В результате анализа выявляется поднятие района Ташкента относительно станции Арысь (150 км к северу от Ташкента) со скоростью примерно 1,4 мм/год.

Анализ результатов нивелирования, выполненного в Ташкенте до землетрясения в 1939—1940 и 1962—1964 гг. указывает на дифференцированный характер вертикальных движений, т. е. наблюдаются как

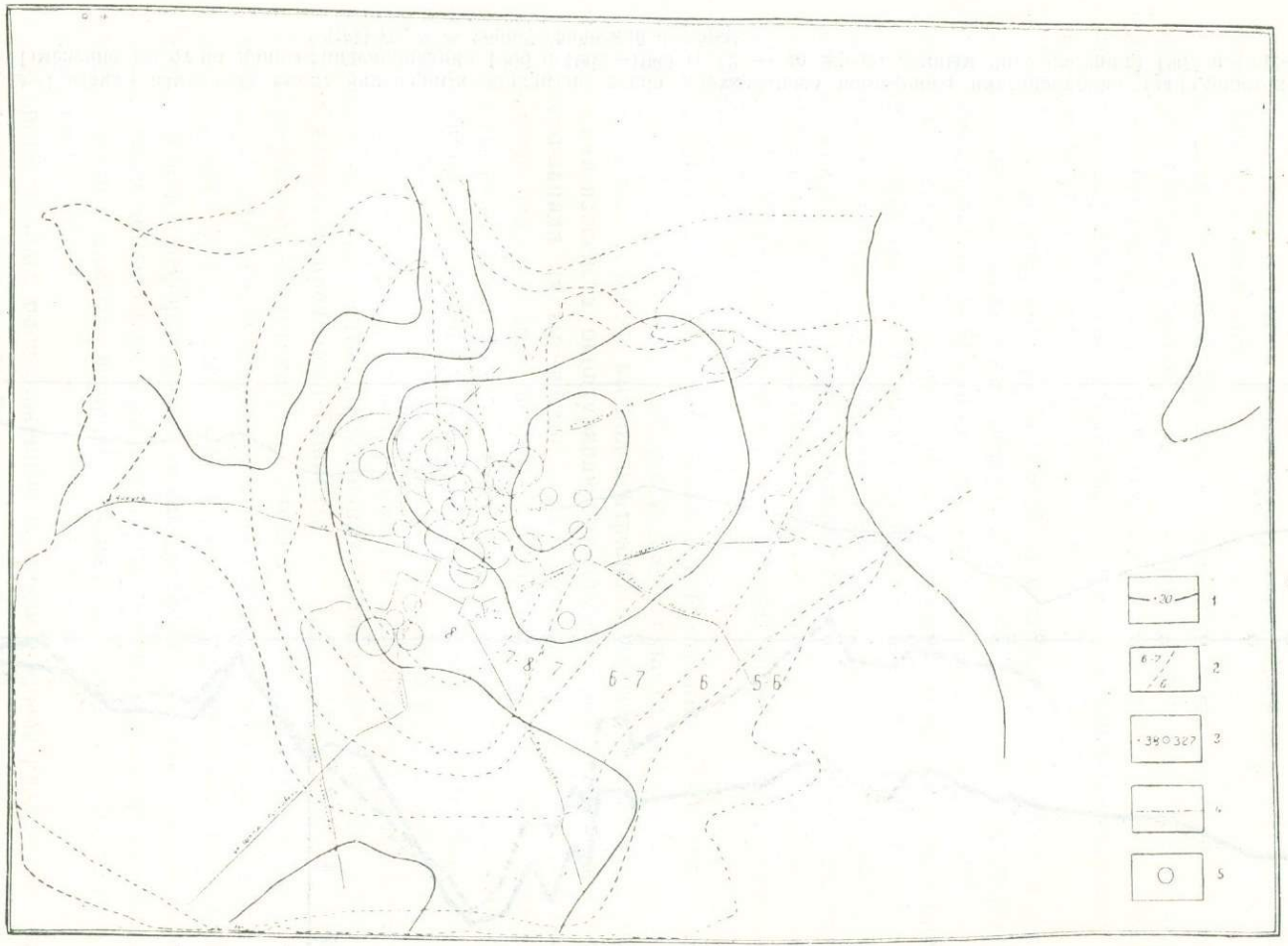


Рис. 1. Карта относительных вертикальных движений и интенсивности сейсмопроявлений на территории Ташкента в 1966 году.
1 — линии равных изменений высот по данным нивелирования 1966 и 1962—1965 гг., 2 — изосейсты и их балльность, 3 — грунтовый репер, его номер и изменение высоты, 4 — граница города, 5 — эпицентры землетрясений.

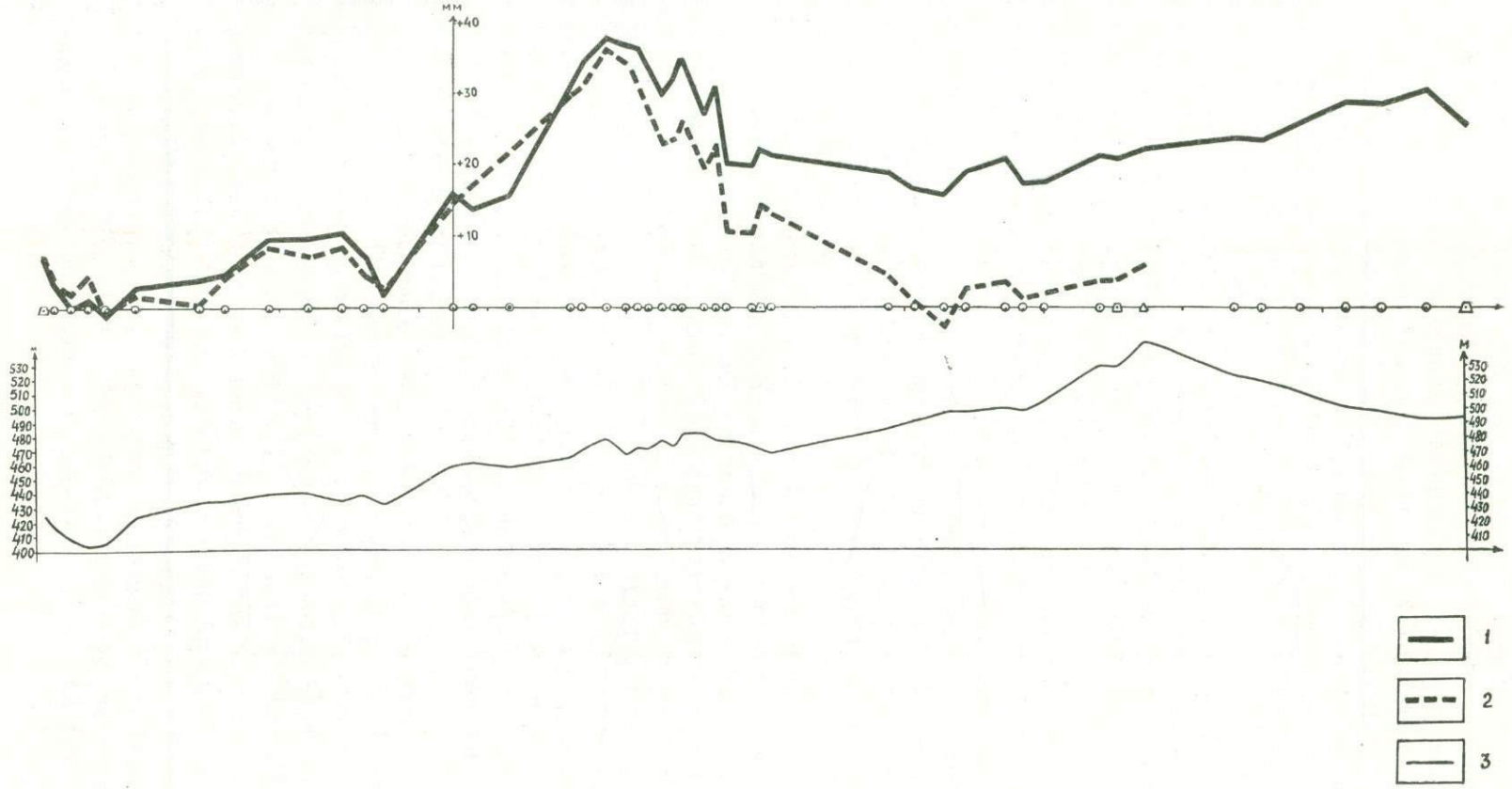


Рис. 2. Графики изменения высот нивелирных знаков по линии двухкратного повторного нивелирования (запад-восток). 1 — Изменение высот по данным нивелирования 1966 и 1962—1965 гг., 2 — то же по данным нивелирования 1967 и 1962—1965 гг., 3 — топографический профиль.

поднятия, так и опускания отдельных точек земной поверхности с общей амплитудой от +25 мм до —15 мм за 24 года. Привлекает внимание отчетливое соответствие характера современных движений морфоструктурному плану территории города и всего Приташкентского района. Это свидетельствует о тесной связи между характером современных и неотектонических движений.

Визуальными наблюдениями в эпицентральной зоне установлено широкое распространение трещин на земной поверхности (3). Выделяются 3 группы трещин: 1) трещины, расходящиеся от эпицентра; 2) трещины широтного направления; 3) трещины северо-восточного направления (рис. 3).

Отдельные трещины достигали 2 см в ширину и 15—20 м в длину. В большинстве случаев они образовывали серию кулис, составляющих зону трещиноватости. Ширина этих зон достигала 2—3 км, длина колебалась от 2 км — для серий трещин 1 группы до 6 км — для второй и 10—12 — для третьей. Системы трещин разбивали поверхность на отдельные полигональные «блоки». Некоторые из трещин представляли собой микросдвиго-сбросы, обусловленные, по-видимому, развитием горизонтальных и вертикальных напряжений во время сейсмического толчка. С зонами трещиноватости связаны наибольшие разрушения зданий.

По данным Центральной сейсмической станции «Ташкент», расположенной в 2 км от оси плейстосейстовой области, очаг землетрясения находился на глубине 8 км под центральной частью города (1,4). Восьмибальная изосейста, оконтуривающая площадь около 10 км^2, вытянута с северо-запада на юго-восток, что, по-видимому, обусловлено «вспарыванием» очаговой зоны в этом направлении (рис. 1). «Вспарывание» началось на глубине около 8 км и распространилось в течение нескольких секунд до глубины 2—3 км от поверхности земли. Вытянутость изосейст более низких баллов в северо-восточном направлении объясняется особенностями грунтовых условий и простиранием складчатого палеозойского фундамента. Аналогичная вытянутость изосейст наблюдается и далеко за пределами Ташкента.

Ташкентское землетрясение — тектонического происхождения и связано с резким перемещением блока кристаллического фундамента вдоль почти вертикального разлома северо-западного простирания. При этом наиболее деформированное северо-восточное крыло разлома оказалось смещенным вверх в виде крутого надвига или взброса. По сейсмологическим данным величина смещения пород на глубине 8 км порядка 10—50 см.

Горные породы, расположенные на правом крыле разлома и сильно сдавленные в результате подвижки по разлому, сразу же после основного землетрясения начали «рассасывать» возникшие в них упругие напряжения. Анализ распределения очагов афтершоков в пространстве и во времени позволил обнаружить постепенное их «всплывание» с

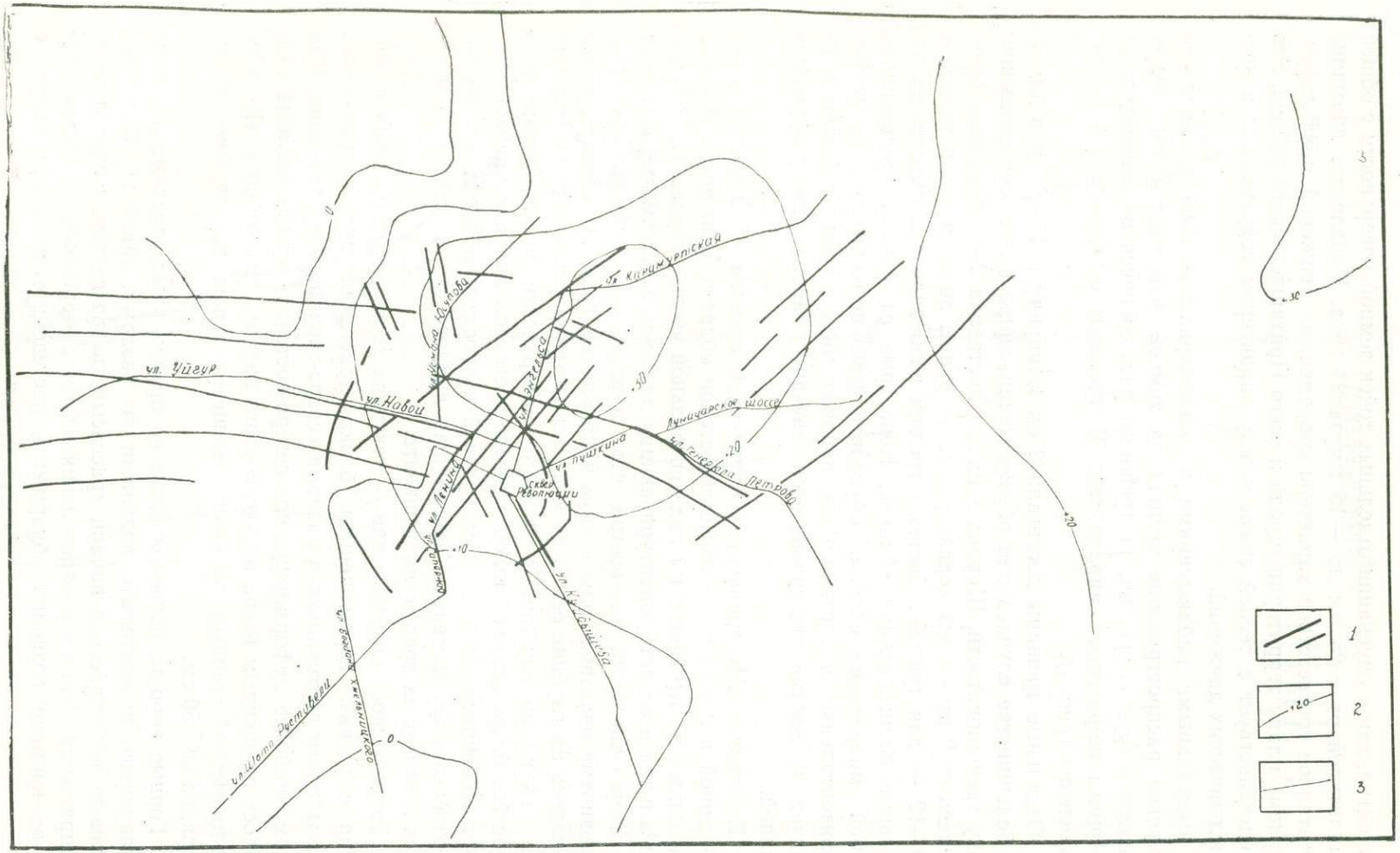


Рис. 3. Карта остаточных деформаций на поверхности земли при Ташкентском землетрясении 1966 года.
1 — трещины на поверхности земли, 2 — линии равных изменений высот по данным нивелирования 1966 и 1962—1965 гг., 3 — улицы.

глубин 7—8 км до 2—3 км и периодическую миграцию с северо-запада на юго-восток и обратно. Упруго-пластическая релаксация происходит как непрерывно, так и дискретно (повторные толчки — рис. 1), способствуя разуплотнению деформированных пород. Немаловажную роль в этом процессе вероятно играет свободная от напряжений поверхность земли, подвергающаяся в результате деформации «вспучиванию» (1, 4). Не исключено, что такое «вспучивание», вызываемое пластической деформацией, могло иметь место до землетрясения.

С точки зрения современных движений земной коры представляется интересным рассмотреть кривую изменения содержания радона в термоминеральной воде глубинного происхождения, полученную непосредственно в эпицентральной зоне (5). На рис. 4 по оси абсцисс отложено время (годы), по оси ординат — концентрация инертного газа радона (единицы Махе). Следуя принципам механики деформируемых сред, одновременно имея в виду возможную ограниченность этих принципов в реальных условиях неоднородных сплошных сред, протекание деформации некоторого объема горных пород гипоцентральной области можно с достаточной степенью надежности представить в виде четырех этапов (см. рис. 4):

I этап-длительная упруго-пластическая деформация вмещающих капиллярные воды горных пород способствует на протяжении нескольких лет «выжиманию» (а возможно и усилению растворения в них радона) и «транспортировке» его внутрь артезианского бассейна.

II и III этапы характеризуются наиболее интенсивной упругой, а затем пластической деформациями горных пород в очаговой зоне и усилением «выжимания» радона.

IV этап — релаксация упругих напряжений, возникших в результате перемещения горных масс в момент землетрясения. Этот процесс сопровождается серией упруго-пластических нарушений в надочаговой зоне (повторные толчки землетрясения) и завершается максимальным снятием упругих напряжений в зоне очага, а следовательно и уменьшением концентрации радона.

Важно заметить, что эти этапы замечательно согласуются с тремя типами движений земной коры α, β и γ, описанными Ю. А. Мещеряковым (6).

История тектонического развития Приташкентского района обусловлена местоположением исследуемой территории в зоне перехода от орогена к платформе. Это в свою очередь определило особенности проявления здесь сейсмичности, являющейся результатом сложного механизма силовых полей в земной коре. С точки зрения динамики земной коры и механизма очагов землетрясений структуры северо-восточного простирания, вероятно, испытывают поперечные сжимающие напряжения, а структуры, расположенные к северо-западу от Ташкента, — интенсивное горизонтальное растяжение. Об этом свидетельствует, в частности, проявление современной тектоники в Центральных Кызылкумах в виде

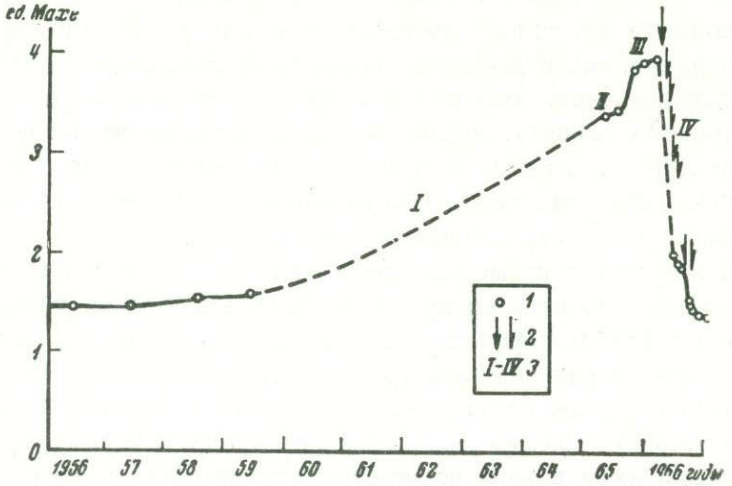


Рис. 4. Изменение содержания радона в термоминеральной воде Ташкентского водного бассейна в районе эпицентра землетрясения 26 апреля 1966 г.
1 — замеры содержания радона (последний замер максимального содержания радона М—3,98 сделан 20.IV—1966 г.), 2 — моменты землетрясения 26.IV—1966 г. и сильных повторных толчков, 3 — этапы деформации

трещинообразования на поверхности земли, наиболее явно наблюдаемого незадолго до Ташкентского землетрясения (7, 8). Особенности глубинного строения земной коры и ее верхней части, а также характер проявления современной тектоники и сейсмичности в исследуемом районе говорят о значительной роли тангенциальных сил в тектогенезе.

Ташкентское землетрясение было вызвано тангенциальными напряжениями, возникшими в толще фундамента в процессе развития преимущественно складчатой структуры Полторацко-Сырдарьинской антиклинальной зоны, лежащей на периклинали альпийского поднятия хребта Каржантау (рис. 5). Тангенциальному сжатию подверглась основная продольная структура территории города, выраженная в строении фундамента линейным поднятием, ограниченным, по-видимому, разломами северо-восточного простирания (7, 9, 10). В современном рельефе ей соответствует морфоструктура Главного Ташкентского водораздела, а в строении осадочного чехла — Ташкентская антиклиналь, которая составляет часть Приташкентской флексурно-разрывной зоны, разделяющей поднятие Полторацко-Сырдарьинской антиклинальной и прогиб Чирчикско-Голодностепской синклинальной зон и являющейся продолжением Каржантауского разлома. Флексурно-разрывная зона, протяженность которой достигает 120 км, а ширина 15—20 км, характеризуется значительной активностью (11). Она представляет собой систему разрывов (параллельных, поперечных и кулисообразных), чередующихся с флексурами.

Строение флексурно-разрывной зоны, унаследованное в общем от плиоцен-раннеплейстоценового этапа тектонического развития, в

течение среднего и позднего плейстоцена претерпело значительное усложнение, обусловленное усилением дифференцированных движений и образованием локальных поднятий и прогибов. В региональном плане в это время продолжался процесс непрерывно-прерывистого втягивания в область поднятия Чаткальского и Каржантауского хребтов примыкающих к ним участков предгорных впадин.

Тектоническая активность территории города в позднем плейстоцене и голоцене подтверждается геоморфологическими исследованиями (12). Наглядное представление о характере дифференцированных движений позднего плейстоцена-голоцена дает карта, приведенная на рис. 6. Общая амплитуда относительного поднятия осевой части Ташкентской антиклинали (Главного Ташкентского водораздела) над ограничивающими ее локальными прогибами достигла за это время 30—35 м, а

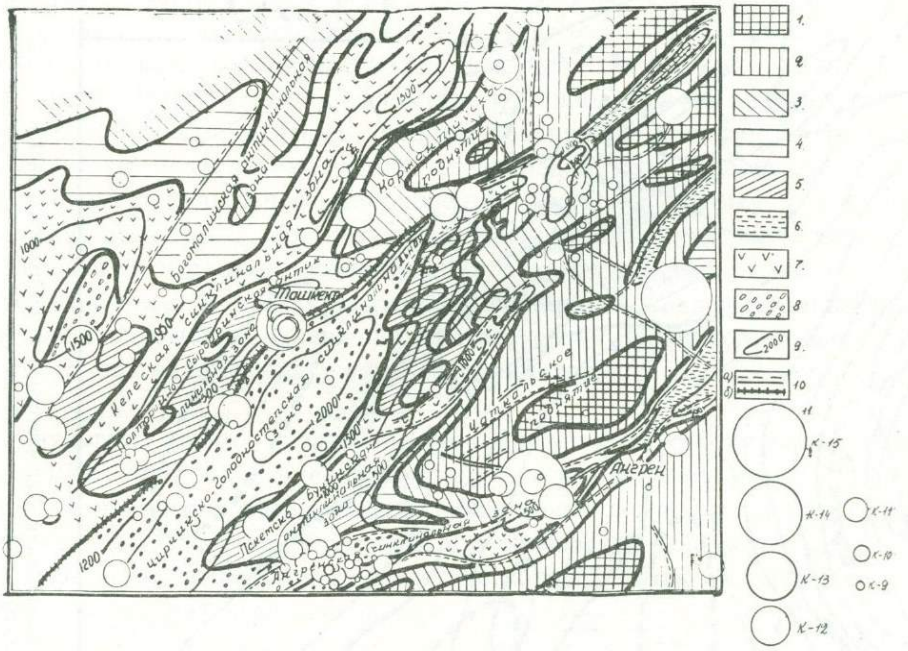


Рис. 5. Схема сопоставления новейшей тектоники и локализации эпицентров землетрясений Приташкентского района.

1 — участки, интенсивно поднимающиеся с миоцена, 2 — участки, интенсивно поднимающиеся с позднего плиоцена, 3 — участки, интенсивно поднимающиеся с раннего плейстоцена, 4 — участки, интенсивно поднимающиеся со среднего плейстоцена, 5 — участки, интенсивно поднимающиеся с позднего плейстоцена, 6 — участки позднеплиоценовых прогибаний, вовлеченные в поднятие в раннем антропогене, 7 — участки ранне- и среднеплейстоценовых прогибаний, вовлеченные в поднятие в позднем плейстоцене, 8 — участки современных прогибаний, 9 — изопахиты неоген-антропогеновых отложений, 10 — разломы: а) разрывные нарушения; б) флексурно-разрывные зоны, 11 — эпицентры землетрясений

над прогибом Чирчикской депрессии порядка 50 м. Амплитуда ундуляций оси складки колеблется в пределах 5—15 м.

Установленные геодезическими измерениями максимальные смещения земной поверхности приурочены к периклинали локального кулисо-

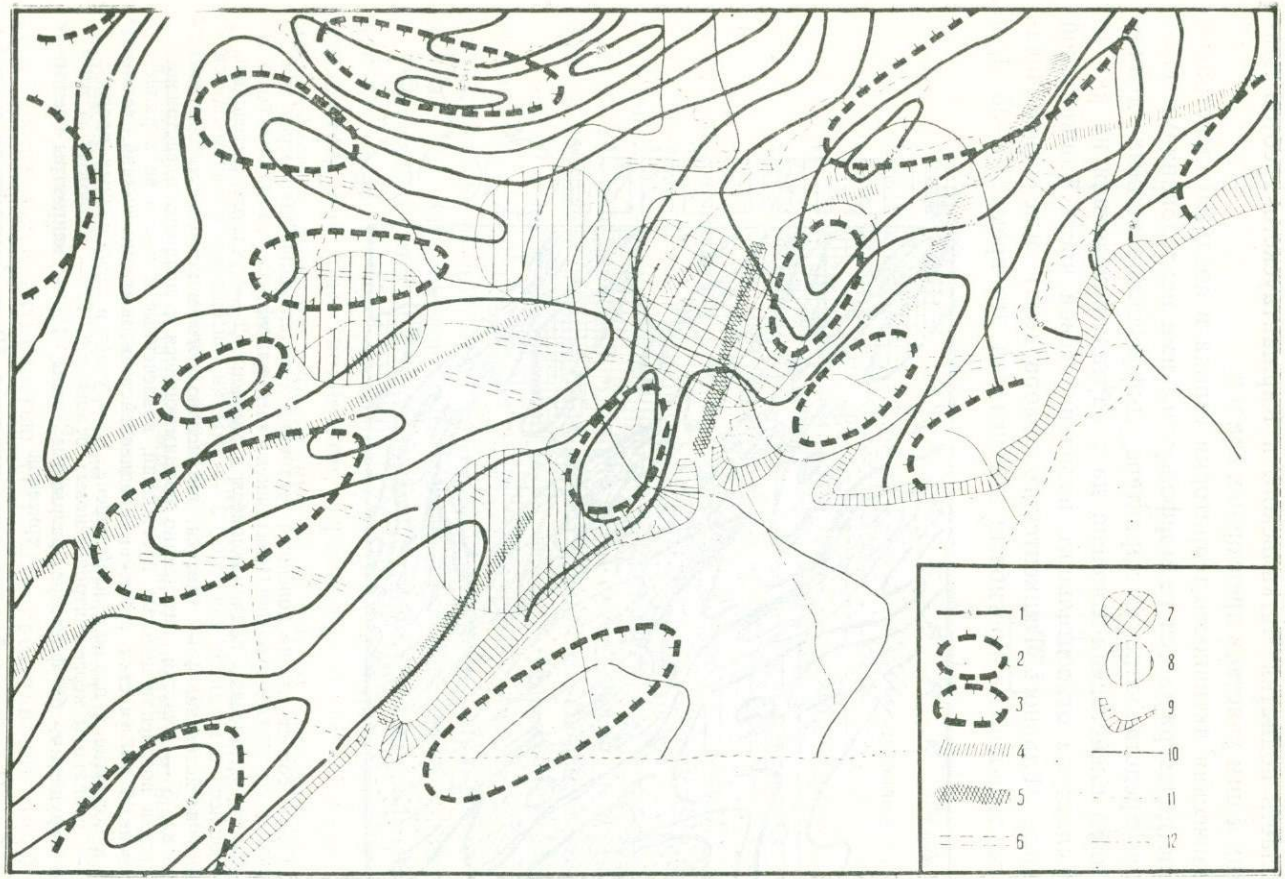


Рис. 6. Схематическая карта молодых деформаций Ташкентского сейсмического района.
1 — линии равных амплитуд относительных деформаций первичной поверхности среднеплейстоценовых (ташкентских) лесов (в м), 2 — участки голоценовых относительных поднятий, 3 — участки голоценовых относительных опусканий, 4 — направления предполагаемых разломов, 5 — участки средне- и позднеплейстоценовых тектонически ослабленных зон, 6 — предполагаемые направления древних (позднеплейстоценовых) зон трещиноватости, 7 — область преимущественной локализации эпицентров землетрясения 1966 г., 8 — сейсмоопасные участки, 9 — склон долины реки Чирчик, 10 — линии равных изменений высот по данным нивелирования 1966 и 1962—1965 гг., 11 — граница города, 12 — улицы.

образного поднятия, осложняющего Ташкентскую антиклиналь над приподнятым крылом разрыва, и, по-видимому, связаны с разуплотнением пород, деформированных во время толчка. Эпицентры землетрясения и большинства его повторных толчков локализируются в пределах пологой тектонической седловины, отделяющей это поднятие от соседнего, расположенного в 2,5—3 км юго-западнее.

Прямого выражения в рельефе современных и молодых разрывных нарушений, осложненных заметными вертикальными смещениями крыльев, на территории города и его ближайших окрестностей не обнаружено. Однако прямолинейность наиболее крупных элементов долинно-балочной сети, их несогласие с общими уклонами поверхности и простиранием водоразделов позволяют выделить в морфоструктуре территории, наряду с участками молодых поднятий и опусканий, связанных с развитием складок осадочного чехла, линейные тектонически ослабленные зоны и зоны трещиноватости, обусловленные, по-видимому, напряжениями, возникающими в толще осадочного чехла при деформации фундамента. Направление древних зон трещиноватости совпадает с направлением серий широтных трещин, возникших при землетрясении. Тектонически ослабленные зоны, предопределившие заложение ряда долин субмеридионального направления, секут под острым углом направление осей складчатой структуры, располагаясь в пределах пологих тектонических седловин, осложняющих антиклинальные складки.

По-видимому, в местах ундуляций шарниров складок развиваются локальные разрывные нарушения, что позволяет предположительно выделить их как участки возможных сейсмопроявлений или сейсмоопасные зоны.

Результаты работ, проведенных в Ташкентском сейсмическом районе в 1966—1967 гг., подтверждают важность и плодотворность всесторонних комплексных исследований, давших возможность установить тесную связь сейсмичности территории и особенностей современных движений с региональным планом геологического строения и характером тектонического развития земной коры.

Литература

1. Уломов В. И., Захарова А. И., Уломова Н. В. Докл. АН СССР, т. 177, № 3, 1967.

2. Корешков Н. А., Райзман А. П. «Геодезия и картография», № 6 1967.

3. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Якубов Д. Х., Ибрагимов Р. Н., Арипов А. А. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

4. Уломов В. И. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землятрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

5. Уломов В. И., Мавашев Б. З. Докл. АН СССР, т. 176, № 2, 1967.

6. Мещеряков Ю. А. Сб. «Современные движения земной коры», № 3, изд. АН СССР, М., 1968.

7. Уломов В. И. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

8. Каржауб Т. К., Уломов В. И. Узбекский геол. журнал, № 3, 1966.

9. Якубов Д. Х., Ибрагимов Р. Н. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

10. Захаревич В. А., Алферов Г. Ю., Гончаренко А. И., Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

11. Рыжков О. А., Ибрагимов Р. Н., Юрьев А. А. Узбекский геол. журнал, № 5, 1961.

12. Ланге К. О., Пшенин Г. Н., Руссу К. И., Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения, изд. «ФАН», Ташкент, 1967.

G. A. MAVLYANOV, N. A. KORESHKOV, V. I. ULOMOV, R. N. IBRAGIMOV,

K. O. LANGE, A. P. RAYZMAN, D. Kh. YAKUBOV

RECENT MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST IN THE AREA OF THE TASHKENT EARTHQUAKE

Summary

An earthquake of 8 ball intensity occured in Tashkent on April 26, 1966, which brought in serious destructions. A large complex of research work to study the nature of the earthquake was started simultaneously with the liquidation of its consequences. Specialists of different branches of science — seismologists, geologists, geodesists, geophysicists, geomorphologists — took part in these works.

Immediately after the earthquake more than 400 km of rerunning of the 2nd class levelling was carried out in Tashkent in the area of 390 km^2 along the lines laid in 1962—1965 and a map of relative vertical movements of the Earth's surface was drawn up. The alteration of the relief of the city territory had the form of a cupola-shaped uplift of NE direction. The highest elevation (of about 40 mm) was determined in the vicinity of the Central Seismic Station "Tashkent".

An analysis of the precise levelling data of 1930—40, 1962—65 showed that during the period of 34 years the altitudes of the levelling marks underwent no perceptible changes. So the rise of the Earth's surface can be considered as connected with 1966 earthquake.

Visual observations in the epicentral area determined an expansion of echelon-like fractures forming series of zones of jointing. Separate fractures were up to 2 cm broad and up to 15—20 m long. Some fractures had the nature of microshiftfaults. They broke the surface into polygonal "blocks". The most serious destructions of buiIrings were connected with the zones of jointing.

According to the seismological data the earthquake (magnitude of 5,3) had a tectonic origin and was caused by an intense displacement of rocks of the crystalline basement along the almost vertical fault plane of NE strike. "Ripping up" began at the depth of 8 km and extended in the SE direction up to the depth of 2—3 km from the Earth's surface. The most deformed NE side of the fault was lifted up thus causing the localization of the foci of aftershoks above it. An analysis of distribution of aftershock foci in space and time allowed to find out some peculiarities of the elastic-plastic relaxation in the strongly deformed epifocal area of the Tashkent earthquake.

The earthquake was caused by tangential elastic strains which arose in the process of the development of a mainly folded structure of the Poltoratsko-Syrdaryinskaya anticlinal zone lying at the periclinal plunge of the alpine uplift of the Karzhantau mountain range. It was the main linear structural unit of the city territory — the Tashkent anticline, a part of the Tashkent flexural-fractural zone which marks the continuation of the

Karzhantau fault, that underwent the tangential compression. The feature corresponding to the Tashkent anticline in the structure of the Paleosoic basement is an uplift apparently bounded by faults of NE direction and in the present relief — the morphostructure of the Main Tashkent watershed.

The maximal displacement of the Earth's surface as estimated by geodetic method is located on the pericline of a small echelon-like uplift complicating the Tashkent anticline above the upthrown side of the fault and is apparently connected with discondensation of the rocks deformed at the moment of the main shock.

The tectonic activity of the Tashkent anticline during Late Pleistocene and Holocene is confirmed by geomorphological investigations. The overall amplitude of the relative uplift of the axial part of the anticline above the depressions bounding reached during this time 30—50 m and the amplitude of undulations of its axis — 5—15 m.

The results of the complex research allow to ascertain that the seismicity of the territory and the peculiarities of the recent movements are closely connected with the regional pattern of the geological structure and with the character of the tectonic development of the Earth crust.

О. И. ЮРКЕВИЧ

О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ВРЕМЕНИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО МЕДЛЕННЫМ ДВИЖЕНИЯМ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Исследование вопроса о прогнозе землетрясений развивалось в двух направлениях — прогноз места и силы землетрясения без указания момента его возникновения и прогноз времени возможного землетрясения на некоторой известной уже территории.

На вопрос о месте и силе отвечают детальные исследования сейсмичности — строятся карты землетрясений, представляющие дискретные данные по площади и во времени, или карты, характеризующие сейсмичность как непрерывное явление во времени: сейсмической активности, распределения потока энергии, сейсмической опасности или сотрясаемости. Вместе с графиком повторяемости, благодаря учету промежутков времени, для которых они строятся, карты количественной сейсмичности позволяют определить средние периоды повторения землетрясений различной энергии [1].

График повторяемости землетрясений представляет вероятность возникновения землетрясений определенного энергетического класса. Однако изгиб графика повторяемости в области сильных землетрясений и неизвестность функции, его описывающей, не дают возможности оценки, хотя бы в среднем, промежутка времени повторяемости сильных, наиболее нас интересующих землетрясений. Для этого используются, в последнее время, совместные данные графика повторяемости и площадного распределения количественной сейсмичности. Но для оценки промежутока времени подготовки сильного землетрясения, а тем более момента его возникновения, необходимо, по-видимому, попытаться объ-

яснить причину изгиба графика повторяемости в области сильных землетрясений, исходя из соображений о физических свойствах среды. Оказывается, что формальная экстраполяция не может дать удовлетворительных результатов, если вообще экстраполяция может быть оправдана. Если разделить определение «прогноз» на два — долгосрочный и краткосрочный, тогда сейсмические методы, несомненно основные, могут дать только долгосрочный прогноз — вернее, указать промежуток времени, через который землетрясение данной энергии может повториться.

Некоторым приближением графиков повторяемости можно упомянуть изосфигмические кривые, или кривые равной повторяемости землетрясений, предложенные в прошлом веке Ф. Омори. Изосфигмические кривые строились месячные, годовые, или по длительным сейсмическим наблюдениям для больших отрезков времени. Для прогноза землетрясений во времени они не оправдались, как не оправдались и попытки установить строгую периодичность сейсмических явлений во времени: за 11 лет, средние за год, квартальные или суточные. Закономерности эти связывались с внешними полями — 11—летним периодом появления солнечных пятен, фазами Луны. Целью всех этих исследований было указать на влияния внешних сил на Землю и увязать их с сейсмичностью. Р. Фальбом было предсказано землетрясение в Верном во время полулуния, но землетрясение не произошло (2).

При исследовании проблемы прогноза землетрясений необходимо исходить из изучения внутренних процессов, а не формальных сопоставлений внешних признаков с землетрясениями, исходить из корреляции явлений сейсмичности и сопутствующих явлений, связанных причинной зависимостью процессов подготовки землетрясений, накопления внутренних напряжений, преодоления предела прочности — значит, их физических основ процесса подготовки землетрясений.

Рассматривая сопутствующие землетрясениям явления: изменения геофизический полей — магнитного, гравитационного, электрического, возникновение открытых в последнее время сейсмоэлектрических волн, геологического строения данного района, можно отметить, что одно из видных мест занимает изучение связи между сейсмическими явлениями и медленными движениями поверхности Земли.

В первых исследованиях отмечалась только качественная зависимость между вертикальными поднятиями и наклонами поверхности Земли и прошедшими уже землетрясениями. Построение векторных диаграмм давало некоторую корреляцию этих двух явлений и позволяло, в некоторой степени, установить закономерность совместного их проявления.

По результатам проведенных наблюдений повторного нивелирования в сейсмоактивных зонах по ходам, окружающим гипоцентральные зоны, или вдоль отдельных разломов с разной частотой повторения измерений во времени, можно вывести некоторые общие закономерности: в некоторых случаях наблюдалось общее поднятие всей зоны до землетря-

сения или одновременное поднятие одного крыла и опускание второго вдоль разлома или будущей возможной дислокации. Часто наблюдалось изменение знака движений до и после землетрясения при достаточно больших абсолютных значениях поднятий или опусканий. Особенно примечательным признаком подготовки землетрясения является нарастание скорости движений во времени.

Все эти признаки дали возможность выработать некоторые общие принципы для математического моделирования наблюдаемых явлений. Так в работах А. Окады, Ч. Цубои, Т. Мариуама, Л. Кнопова, Л. А. Латыниной, Р. М. Кармалеевой, М. К. Чернявкиной (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) и других очаг землетрясения представляется некоторой замкнутой областью (шаром, эллипсом или сложной формой, моделирующей не только область очага, но и приближающейся к модели разрыва) и определяется связь перемещений, заданных на границе очага с перемещениями, наблюдаемыми на поверхности Земли, или углами наклонов. Недостаточность наблюдений по площади и во времени не позволяет поставить более детальные исследования и сопоставить, например, зоны растяжений и сжатий, получаемые из наблюдений сейсмических волн и медленных движений поверхности Земли.

В некоторых исследованиях — Г. Де-Нойер, П. Байерли, К. Касахара, Ч. Цубои, А. Стар, К. Сагисака, Дон-Точер (12, 13, 14, 15, 16, 17) — проводится попытка определения энергии землетрясения по зависимостям между вертикальными и горизонтальными перемещениями и внутренними напряжениями, полученными при определенных постановках задач. Все эти задачи решены для упругой среды, следовательно характеризуют само землетрясение.

В настоящее время основным и даже в первом приближении нерешенным вопросом в исследовании связи медленных движений с землетрясениями является использование их для оценки времени возникновения сильного землетрясения или оценки промежутка времени для его подготовки. Для полного использования наблюдений современных поднятий поверхности Земли необходимо установить закономерности проявления их в процессе подготовки землетрясений. Установление зависимости между медленными движениями и внутренними напряжениями в процессе их нарастания даст возможность оценить критические величины напряжений и, исходя из наблюдаемых на поверхности Земли перемещений, проследить процесс их накапливания во времени.

Для определения зависимости между вертикальными и горизонтальными перемещениями и внутренними напряжениями была исследована передача напряженного состояния в земной коре. Некоторая область земной коры, моделирующая область подготовки землетрясения, описывается экспоненциальной функцией. Амплитуда определяется величиной напряжения, сама функция ограничивает область напряженного состояния. Физически, в основу задачи положено утверждение, что процесс нарастания внутренних напряжений, подготовляющих землетрясе-

ние, должен отображаться по поверхности Земли в виде медленных ее деформаций, значит имеет место передача напряжений из внутренних частей земной коры до ее поверхности.

Задача решена для принятого физического тела — модели Максвелла. Исходные положения: земная кора представлена плоскопараллельных пластом толщиною 2h. Внутри задана функция, ограничивающая область подготовки землетрясения. Граничные условия

$$x_y = y_y = 0, \qquad y = h,$$

$$x_y = 0, \qquad y = -h,$$

$$y_y = g(x) \qquad g(x) = Pe^{-k^2 x^2}$$

Решаются уравнения упругого состояния среды с физическими параметрами λ, μ и плотностью ρ:

$$\mu\left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right] + (\lambda+\mu)\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right] = 0,$$

$$\mu\left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right] + (\lambda+\mu)\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right] = -2\rho g$$

и переход к упруго-вязкой модели производится с помощью преобразования Лапласа

$$\mu = \frac{\mu_0 + p}{\left(p + \frac{1}{\tau}\right)}.$$

Зависимость между скоростью вертикальных перемещений поверхности Земли, внутренними напряжениями и временем их действия записывается

$$\frac{dv}{dt} = \left\{ \frac{\mu_0}{2\tau(\lambda+\mu_0)^2}\, e^{\frac{\lambda t}{\tau(\lambda+\mu_0)}} + \frac{1}{2\tau\mu_0} \right\} \cdot$$

$$\cdot \frac{P}{k} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{\alpha^2}{4k^2}} \frac{(1-2\alpha h)\, e^{-2\alpha h} - (1+2\alpha h)\, e^{2\alpha h}}{(e^{2\alpha h} - e^{-2\alpha h})^2 - 16\alpha^2 h^2} \cos x\alpha\, d\alpha$$

при обозначениях: P — амплитуда заданного напряжения, x — расстояние до точки наблюдения, τ — время релаксации напряжений и t — время.

В результате проведенных вычислений получены численные значения вертикальных поднятий для разных расстояний и при разных глубинах залегания области подготовки землетрясения — все вычисления отнесены к одному году.

Таблица 1

Вертикальные поднятия поверхности Земли v на расстояниях (x) и глубинах залегания области подготовки (h), при $P=10^8$ *дин/см²*, полуоси области заданного напряжения $R=50$ *км* и $t=3\cdot10^7$ *сек*

	v *см*			
h *км* \ x *км*	0	5	10	20
5	21,14	13,67	2,63	0,089
10	10,67	6,43	1,37	0,046
20	5,37	3,27	0,66	0,047
30	3,53	2,17	0,55	0,019
40	2,65	1,61	3,40	0,013
50	2,14	1,29	0,27	0,009

Принимая, что деформация нарастает с постоянной скоростью и что в начальный момент напряжение и деформация равны нулю, можно из уравнения Максвелла произвести оценку времени подготовки землетрясения по формуле (18)

$$t \sim \frac{P}{\frac{\partial v}{\partial t}\cdot\mu}.$$

Подставляя полученное значение скорости деформации при $P=10^8$ *дин/см²*, $\mu=3{,}3\cdot10^{11}$ *дин/см²*, $h=20$ *км*; $x=0$; $\frac{\partial v}{dt}=16{,}1\cdot10^{-7}\ \frac{см}{год}$ и время подготовки землетрясения оценивается в 200 лет.

Полученные данные согласуются с известными периодами повторяемости катастрофических землетрясений в отдельных районах и полученных средних периодов из графиков повторяемости землетрясений. В конкретных случаях периоды повторения катастрофических землетрясений в отдельных районах порядка 60—100 лет и больше. Можно, однако, поставить вопрос, следует ли отождествлять эти два понятия: период повторяемости землетрясений и период подготовки.

Корреляцию медленных движений поверхности Земли с землетрясениями, особенно в процессе их подготовки, до некоторой степени иллюстрирует сравнение графиков нарастания вертикальных поднятий поверхности Земли в гипоцентральных зонах отдельных землетрясений во времени с кривой нарастания напряжений и их разрядки для физического тела. Графики хода вертикальных поднятий для разных землетрясений позволили Ю. А. Мещерякову выделить три этапа подготовки сильного землетрясения, названные им α, β и γ. Сравнение построенного графика для землетрясения в Ниигата (19) с графиком зависи-

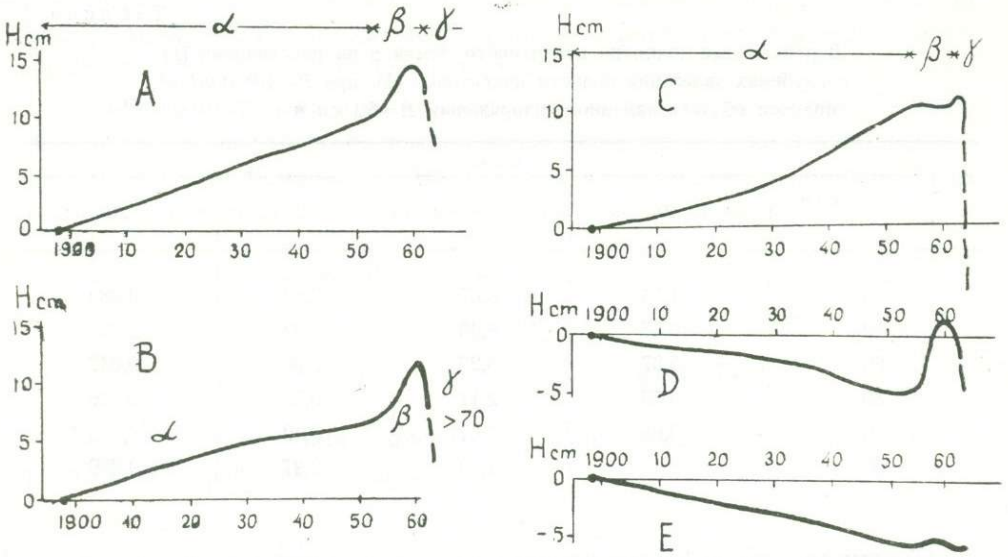


Рис. 1. Ход нарастания деформаций во времени пяти точек (A, B, C, D, E,) района Ниигатского землетрясения 16.VI.1964 г.

мости деформаций от напряжений (20) показывает, что участок α соответствует участку, отображающему нарастание упругих и пластических деформаций (в модели Максвелла упругие и вязкие деформации нарастают одновременно с начала процесса), участок β представляет зону упрочения, достигая в точке перегиба уже неустойчивости, а участок

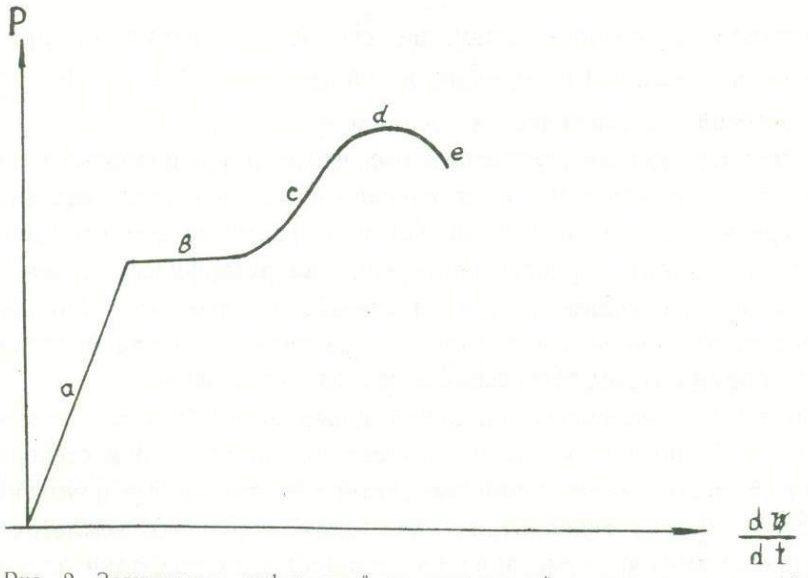


Рис. 2. Зависимость деформаций от напряжений в процессе подготовки разрыва.

a — упругая деформация
в — идеальная пластичность
c — упрочнение
d — неустойчивость
e — разрыв.

γ свидетельствует уже об явной тенденции к разрушению (следует указать, что не во всех случаях ход графиков α, β и γ носит такой же характер).

Использование медленных движений поверхности Земли для оценки промежутка времени подготовки сильного землетрясения заключается в том, что при дальнейшем уточнении зависимости нарастания и освобождения накопившихся внутренних напряжений от физических параметров среды возможно проследить процесс нарастания внутренних напряжений во времени и проводить постоянную корреляцию между величинами вертикальных и горизонтальных перемещений поверхности Земли и достижением границы прочности, обусловливающим катастрофическое землетрясение.

В исследованиях связи медленных движений с землетрясениями необходимо учитывать и те факторы, которые не принимались во внимание при постановке задачи в первом приближении; провести корреляцию между непрерывными во времени наблюдениями наклонов с дискретными значениями вертикальных поднятий по нивелирным данным; определить, какая часть земной коры принимает участие в деформациях, вызванных процессом подготовки землетрясений; исследовать вопрос, почему в некоторых случаях нет кореляции между медленными движениями поверхности Земли и землетрясениями; проводить корреляцию между медленными движениями поверхности Земли и землетрясениями не по одной наклономерной станции, а по их сети и, что весьма важно,— исследовать скорости и ускорения современных движений и в первую очередь сопоставлять их с процессами нарастания внутренних напряжений в процессе подготовки землетрясения. Более детальные данные позволят вывести более четкие зависимости между медленными движениями поверхности Земли и землетрясениями.

Литература

1. Ризниченко Ю. В. Труды Института физики Земли АН СССР, № 25, Москва, 1962.
2. Falb R. Erdbeben und Vulkaniusbrüche, Graz, 1880.
3. Okada A. Some investigations on the Character of Crustal Deformation. Earthquake Research Institute, N 40, 1962.
4. Tsuboi C. Deformation of the Earth's Crust. Japanese Journal of Astronomy and Gephysics, Vol. X, No. 2. 1933.
5. Tsuboi C. Investigations on the Deformation of the Earth's Crust Found by Precise Geodetic Means. Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, Vol. X, No. 2. 1933.
6. Maruuama T. Statical Elastic Dislocations in an Infinite and Semi-Infinite Medium. Bulletin of the Earthquakes Research Institute, Vol. 42, 1964.
7. Knopoff. Energy release in earthquake. Доклад на XI ассамблее Межд. Геофизического Союза, Торонто, 1957 г.
8. Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. Сб. «Современные движения земной коры. «Изд. АН Эст.ССР, Тарту, 1965.
9. Латынина Л. А., Старкова Э. Я., Подгорных В. А., Кармале-

ева Р. М. — Известия АН СССР, Физика Земли, № 3, Москва, 1968.
10. Кармалеева Р. М. Известия АН СССР, сер. геоф., № 11, Москва, 1962.
11. Чернявкина М. К. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, Москва, 1966. 1966.
12. Byerly P. Energy in eatrhquakes as computed from geodetic observations. Contribs Geophys., London, 1958.
12. Byerly P. Energy in earthquakes as computed from geodetic observations. and Geodetic Observations. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 36, 1958.
14. Tsuboi C. Energy accounts of earthquakes in and near Japan. J. Phys. Earth., N. I. 1957.
15. Starr A. Slip in a cristal and rupture in solid due chec. Press. Roy. Soc.
16. Сагисака К. Сб. «Слабые землетрясения», Изд. ИЛ, Москва, 1961.
17. Дон Точер. Сб. «Слабые землетрясения», Изд. ИЛ, 1961.
18. Магницкий В. А. Основы физики Земли. Москва, 1953.
19. Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi T. Crustal Movements before and after the Niigata Earthquake. Geodetic Society of Japan, Vol. 10, No. 3—4, 1965.
20. Реология под редакцией Ф. Эйриха). Москва, 1962.

O. I. YURKEVICH

ON THE POSSIBILITY OF EVALUATION OF THE PREPARATION TIME OF EARTHQUAKES ACCORDING TO THE SLOW MOVEMENTS OF THE EARTH'S SURFACE

Summary

The investigation of the problem of prognosis of earthquakes has been developing in two directions: the prognosis of the locality and the strength of the earthquake without fixing the moment of its occurrence, and the prognosis of the time of a possible earthquake on a yet established territory.

To the question of the place and intensity answer detailed investigation of seismicity — by aid of drawing of earthquake's maps, being discrete data of area and time, or maps, characteristic of seismicity as a continuous phenomenon in time: seismic activity, distribution of the flow of energy, seismic danger, or tremblement. Together with the energy-frequency occurrence graph thanks to the calculation of the time intervals, which they are built for, the quantitative seismic maps permit us to determine the medial periods of recurrence of earthquakes of different energy.

When investigating the prognosis-problem of earthquakes it is necessary to study the inner processes, but no formal correlation of outer signs with earthquakes; to begin with the correlation of phenomena of seismicity and of accompanying phenomena, connected by causal dependence of the processes of earthquake's preparation, of the accumulation of inner stresses of surpassing the limit of stability — so to say, one have to study the physical foundation of the earthquake preparation process.

According to the results of the performed observations by aid of repeated levelling in the seismoactive zones allowed to work out some general principles for mathematical modelling of the observed phenomena and to determine the energy of an earthquake according to the relation between the vertical and horizontal displacements and the inner stresses. All these problems are solved for an elastic medium, consequently they are characteristic of the earthquake itself.

For the present time the most essential and in first approximation yet unsolved question in relation with the slow movements together with the earthquakes is their application for the definition of the origin time of a strong earthquake, or the estimation of the time interval for its preparation. For the full exploiting of the observations on the recent upliftings of the Earth's surface it is necessary to establish the regularity of their

occurrences in the preparative processes of earthquakes. The establishment of a dependence between slow movements stresses and inner stresses during the process of increase will allow us to establish the critical units of stresses and, deducing from the displacements observed on the Earth's surface, to follow up the process of their increase in time.

In order to determine the dependence between the vertical and the horizontal displacements and the inner stresses there was investigated the transmission of the stresses state through the Earth crust. Some area of the crust, modelling the area of earthquake's preparation is described by aid of exponential function. The amplitude is determined by the height of the stress, the function itself is limiting the area of stress state. Physically, at the ground of the problem lays the assumption that the process of arising of inner stresses, preparing the earthquake has to be displayed on the Earth's surface as its slow deformations, thus a transmission of stresses is taking place passing from inner parts of the Earth crust to its surface.

Assuming, that the deformation increases with a constant and that in the initial moment the stress and the deformation are null, one may from Maxwell's equation deduce the estimation of the preparation time of an earthquake. Introducing the received meaning of the deformation speed, when we estimate the preparation time of the earthquake as being of 200 years duration.

The comparison of the diagrams of the increase of vertical upliftings of the Earth's surface within the hypocentral zones of different earthquakes in time with the curve of stress increase and their relaxation and of their discharge for a physical body proved about the caused dependence with the process of increase of the stresses in the inner parts of the Earth crust and revealed as the slow movements of the Earth's surface and directed to the necessity to study the slow movements of the Earth's surface as a problem about the reology properties of the inner parts of the Earth crust.

М. В. ГЗОВСКИЙ, А. А. НИКОНОВ

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННЫХ И МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ С РАЗНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Накопленный в последние годы фактический материал по современным и молодым (преимущественно вертикальным) движениям как платформ, так и высоко подвижных областей земной коры [1—6] позволяет предпринять первую попытку количественного сопоставления современных движений в областях с разным тектоническим режимом. Это особенно важно в связи с оценкой сейсмической опасности, когда требуется делать определенные инженерные выводы из полученных результатов измерения движений.

Выяснилось, что кроме тектонических условий на результаты измерений большое влияние оказывают методы измерений. Каждый из методов позволяет получать средние величины, относящиеся к существенно различным по продолжительности промежуткам времени: тектонический — 10^8—10^6 лет, геоморфологический — 10^7—10^3 лет, исторический и археологический — 10^4—10^2 лет, геодезический — 10^2—10^1 лет, наклономерный — 10^0 лет.

В настоящей статье рассматриваются преимущественно современные и молодые движения земной коры. Количественное сопоставление данных о современных и молодых движениях в разных геотектонических областях Земли стало возможным в результате широко развернувшегося повторного нивелирования и специальных методических работ. В соответствии с предложениями Ю. А. Мещерякова [7], мы понимаем под современными — движения, происходящие в последние десятилетия и годы и измеряемые инструментальными методами; молодыми — считаем движения последних тысяч (2000—5000) лет, фиксируемые геоморфологическими, археологическими и другими методами. Суммарные движения неоген-четвертичного времени (примерно за 25 млн. лет) называются новейшими.

По материалам около 60 публикаций нами анализируются движения материковых частей Земли, главным образом, Евразии.

Имеет смысл раздельно оценивать движения крупных структурных элементов коры — региональные и движения более мелких — локальные. К региональным относятся плиты и щиты, синеклизы и антеклизы — на платформах, мегантиклинории и мегансинклинории, антиклинории и синклинории — в геосинклиналях: к локальным — глубинные внутрипокровные складки и разрывы. Такое подразделение особенно важно при сопоставлении с сейсмичностью, которая (применительно к земной коре) определяется, в первую очередь, напряжениями, связанными с ростом отдельных структурных элементов и разрывов.

Два основных показателя принимаются в качестве количественных характеристик движений земной коры: скорость и градиент скорости движений.

Скорости современных движений брались по геодезическим данным в среднем за 20—50 лет (средняя квадратическая ошибка за этот промежуток времени наименьшая $\pm 0{,}5 \div \pm 1$ *мм/год*); из рассмотрения исключались участки, где установлено влияние экзогенных факторов на величины современных движений.

Градиент скорости рассчитывался по методу, предложенному в работе [8]. Практически градиент скорости региональных движений рассчитывался для участков в десятки и первые сотни км, а градиент скорости локальных движений — для участков в первые километры или менее.

На рис. 1, составленном в логарифмическом масштабе, приведен фактический материал по количественной характеристике современных (А) и молодых (Б) движений. Каждая точка на графике в подавляющем большинстве случаев отражает не одно измерение, а соответствует максимальному значению из протяженной кривой вдоль линий повторного нивелирования.

Из графика вытекают следующие выводы:

1. По количественным характеристикам молодых и современных движений удается различать два типа областей с разной тектонической

активностью — малоподвижные и высокоподвижные, каждый из которых имеет свое поле величин скорости и градиента на графике. К малоподвижным, спокойным областям (поле с горизонтальной штриховкой на графике) относятся платформы. К высокоподвижным областям горообразования (поле с вертикальной штриховкой на графике) относятся геосинклинали и активизированные области платформ и геосинклиналей.

2. Скорости современных (рис. 1, А) региональных и локальных движений на платформах имеют одинаковый порядок величин — первые миллиметры в год. В геосинклиналях и активизированных областях скорости локальных движений выше региональных на порядок и более.

При сравнении мало- и высокоподвижных областей оказывается, что скорости региональных движений в них нередко соизмеримы (участок на графике с перекрещивающейся вертикальной и горизонтальной штриховкой). Весьма возможно, что по мере появления данных для внутренних частей активизированных горных стран различия в скорости будут проявляться более отчетливо. Что касается скоростей современных локальных движений в высокоподвижных областях, то они на 0,5—2 порядка выше соответствующих скоростей на платформах и достигают десятков и сотен миллиметров в год.

3. Распределение скоростей молодых движений (рис. 1, Б) показывает такие же закономерности. Однако величины скоростей обычно на 0,5 порядка меньше единицы мм/год. Исключения составляют области недавнего покровного оледенения на платформах, где скорости региональных движений достигают 10 и более мм/год. Эти области следует рассматривать отдельно и высокие скорости связывать с послеледниковым изостатическим поднятием.

4. Градиент скорости и современных и молодых локальных движений как в малоподвижных, так и в высокоподвижных областях ($1 \cdot 10^{-7}$—$1 \cdot 10^{-5}$ год$^{-1}$) на 1—2 порядка выше градиента скорости региональных движений ($1 \cdot 10^{-8}$—$1 \cdot 10^{-7}$ год$^{-1}$). Следовательно, по имеющимся пока данным, малоподвижные и высокоподвижные области различаются между собой значительно больше по градиенту скорости локальных, чем по градиенту скорости региональных движений.

Полученные закономерности распределения и приведенные величины движений позволяют судить о напряжениях в земной коре, что помогает перейти к сопоставлению медленных движений с сейсмичностью. Связь между максимальной интенсивностью землетрясений и величиной градиента скорости тектонических движений показана в одной из предыдущих работ М. В. Гзовского [9]. Она осуществляется через скорость деформации пород на определенной глубине, величину максимальных касательных напряжений и вязкость вещества. Корреляционная зависимость между названными величинами явствует из диаграммы (рис. 2), составленной в логарифмическом масштабе. По вертикальной оси отло-

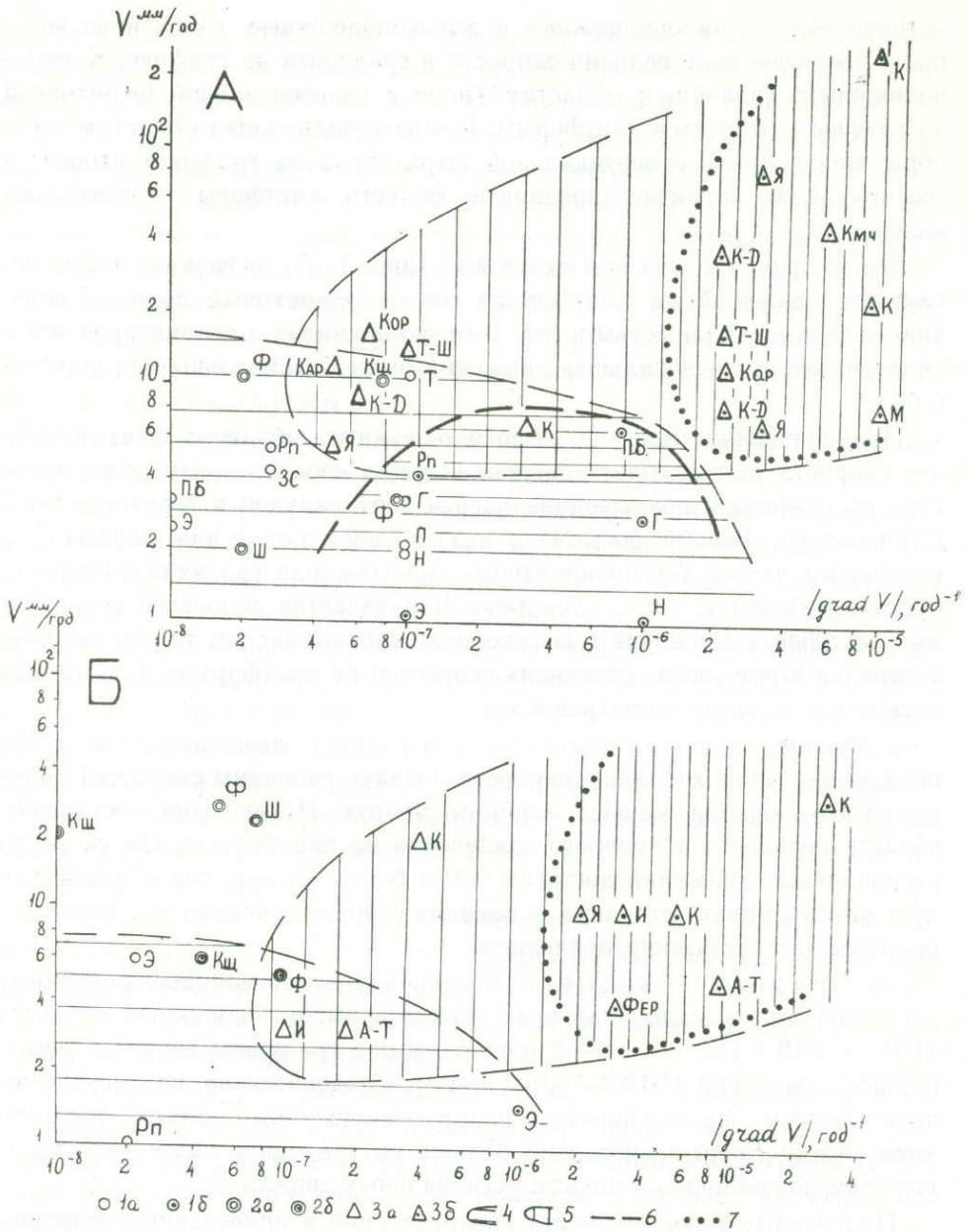


Рис. 1. Графики максимальных скорости и градиента скорости современных (А) и молодых (Б) движений земной коры в областях с разным тектоническим режимом.

1а — региональные движения платформ, не подвергавшихся верхнечетвертичному оледенению или рано от него освободившихся (Р. п — Русская платформа, центральные части, Э — Эстония, П — Польша, Г — Северная Германия, Н — Нидерланды. П. Б. — Парижский бассейн, З С. — Западно-Сибирская плита, Т — Туранская платформа). 1 б — локальные движение тех же областей. 2а — региональные движения платформенных областей недавно освободившихся от ледниковой нагрузки (Ф — Фенноскандия, Ш — Шпицберген, Кщ-Канадский щит). 2б — локальные движения тех же областей. 3а — региональные движения высокоподвижных областей земной коры — геосинклинальных и активизированных (Ап — Северное Апеннины, М — Македония, Скопленская котловина, Кар. — Предкарпатье и Карпаты, К — Предкавказье, частично Закавказье, К-Д — Копет-Даг, северный склон, И — Ирак, А-Т — Афгано-Таджикская депрессия. Фер — Ферганская депрессия. Т-Ш — северные предгорья Тянь-Шаня, Я — Япония, Кор — Северо-Американские Кордильеры, Кмч — Камчатка) 3б — локальные движения тех же областей, — 4 поле малоподвижных областей, 5 — поле высокоподвижных областей. 6 — граница поля локальных движений малоподвижных областей, 7— граница поля локальных движений высокоподвижных областей.

жены максимальные величины среднего градиента скорости, соответствующие в детально изученных районах локальным движениям. По горизонтальной оси отложена продолжительность периода, для которого произведен подсчет величины градиента скорости, так как было выяснено, что эта величина сильно зависит от времени осреднения.

Многие районы изображены несколькими значками, соответствующими разным участкам и разным временам осреднения. Характеристика движений этих районов выглядит в виде линии на диаграмме. Наклон большинства линий в одну сторону отражает важнейшую общую закономерность — уменьшение величины градиента по мере увеличения времени осреднения [10]. Физической причиной такого уменьшения служит неравномерность и даже переменность знака градиента с течением времени. Обратный наклон линий, свидетельствующий о замедлении тектонических движений во времени, характерен только для районов недавнего оледенения в связи с их гляциоизостатическим выравниванием в последние 10 000 лет.

Две генеральные наклонные прямые на диаграмме грубо разделяют точки районов с разной степенью сейсмической опасности. Верхняя наклонная прямая органичивает сверху районы с малой сейсмической опасностью (максимальная интенсивность землетрясений $I \leqslant 7$, энергия $K \leqslant 12 \div 13$, магнитуда $M \leqslant 5$). Нижняя наклонная прямая ограничивает снизу районы с большой сейсмической опасностью ($I \geqslant 8$, $K \geqslant 14$, $M \geqslant 5$). Соответственно все районы, точки которых находятся выше верхней прямой, имеют большую сейсмическую опасность; все районы, точки которых располагаются ниже нижней прямой, имеют малую сейсмическую опасность.

Предлагается к районам с малой величиной максимального градиента скорости относить те, в которых $\lg/\mathrm{grad}\, V/m < -6 - \frac{2}{3} \lg t$ (точки ниже нижней прямой), а районами с большой величиной градиента скорости считать те, для которых $\lg/\mathrm{grad}\, V/m > -4{,}5 - \frac{2}{3} \lg t$ (точки выше верхней генеральной прямой).

В промежутке между генеральными прямыми находится поле неопределенности с точками районов переходного типа.

При отсутствии в каком-либо районе инструментальных сейсмических данных или их недостатке по величине максимального градиента скорости с учетом других факторов можно приближенно определить возможную сейсмическую опасность района.

Указанные количественные соотношения между сейсмичностью и тектоническими движениями, по-видимому, справедливы по отношению к районам преобладания как вертикальных так и горизонтальных движений; последние также частично нанесены на диаграмму.

Окончательная оценка опасности должна, конечно, выноситься по совокупности ряда сейсмологических и тектонических критериев; вели-

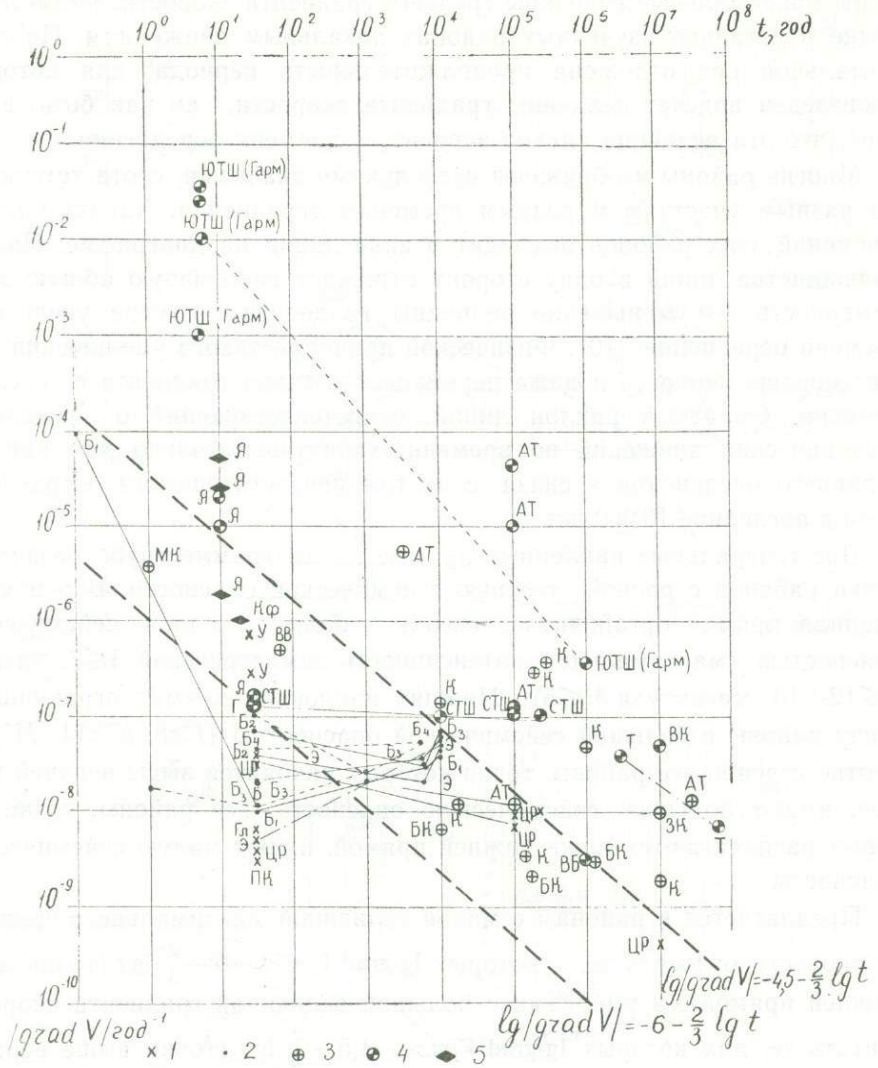


Рис. 2. Диаграмма соотношений между наибольшей величиной среднего градиента скорости (gradV/m [год$^{-1}$] тектонических движений земной коры и временем осреднения t[год]

По данным о вертикальных движениях: *1* — сейсмически пассивные районы — очень редко 7 баллов; *2* — слабо активные районы — редко 7 баллов; *3* — активные районы — часто 8 баллов; *4* — активные районы — часто 9 и более баллов. По данным о горизонтальных движениях: *5* — активные районы — часто 9 баллов; АТ — Афгано-Таджикская впадина; $Б_1$ — Центр Балтийского щита; $Б_2$ — Край Балтийского щита (Кольского полуострова); $Б_3$ — Край Балтийского щита (Ю. З. Финляндия); $Б_4$ — Край Балтийского щита (С. З. Норвегия); ВБ — Венгрия (у Будапешта и Вышеграда); ВВ — Большая Венгерская впадина; ВК — Восточные Карпаты (горы Вранча); ЗК — Западные Карпаты; Г — Германская часть платформы (ГДР); Гл — Голландская часть платформы; БК — Большой Кавказ; МК — Малый Кавказ; К — Крым; Кф — Калифорния; ПК — Предкарпатье; СТШ — Северный Тянь-Шань (Киргизский хребет); СрТШ — средний Тянь-Шань; ЮТШ — Южный Тян-Шань (Гарм); Т — Туркмения; У — Украинская часть Русской платформы; ЦР — Центр Русской платформы; Э — Эстонская часть Русской платформы; Я — Япония.

чина градиента скорости движений является одним из важнейших среди них.

По мере накопления новых измерений скорости и градиента скорости выведенные зависимости будут уточняться.

Литература

1. Сб. «Живая тектоника». ИИЛ, М., 1957.
2. Сб. «Современные движения земной коры». № 1, М., 1963.
3. Сб. «Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике». Вильнюс, 1964.
4. Сб. «Современные движения земной коры». № 2, Тарту, 1965.
5. Рихтер В. Г. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М., Недра, 1965.
6. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A, III, Helsinki, 1966.
7. Мещеряков Ю. А. — Сб. «Современные движения земной коры», № 1, М., 1963.
8. Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. — Изв. АН СССР, серия геофизич., № 8, 1959.
9. Гзовский М. В. — Сб. «Современные движения земной коры», № 1, 1963.
10. Гзовский М. В. — Сб. «Современные движения земной коры», № 1, 1963.

M. V. GZOVSKY, A. A. NIKONOV

COMPARISON OF QUANTITATIVE CHARACTERISTICS OF RECENT AND YOUNG CRUSTAL MOVEMENTS IN DIFFERENT TECTONIC AND SEISMIC AREAS

Summary

1. According to J. A. Mescherikov's suggestion among recent crustal movements are considered those which have taken place within last decades and can be measured by some instrumental methods. The crustal movements which date back to some thousands of years and can be fixed by geomorphological and archeological methods are considered to be young movements.

2. For the quantitative characteristics of crustal movements it is necessary to use two signs: velocity and velocity gradient of crustal movements. Each of them should be considered separately for regional (epeirogenetic) and local (folding and fracture) crustal movements.

3. The data on the recent and young movements (both regional and local) accumulated all over the world give us an opportunity for the first time to define the present tectonic activity of different geotectonic areas.

One can distinguish two types of areas with different tectonic conditions: slightly mobile (platform) and mobile (geosynclines and activated regions).

4. As to the platform the mean velocities of recent regional and local movements are fairly similar (several mm/year). But in the geosynclines and activated regions the velocities of local movements are about ten times as high or more than regional ones.

The velocity of regional movements of slightly mobile and mobile areas are commensurable while the velocity of local movements in mobile regions are from 5 to 20 times higher than the velocity of regional movements (tens-hundreds mm/year).

5. The distribution of velocities of young crustal movements has the same regularity, but their values usually are from 3 to 10 times less. The areas of the last glaciation of platforms should be considered separately.

6. The velocity grandient of recent and young local crustal movements ($1 \cdot 10^{-7} \div 1 \cdot 10^{-5}$ year^{-1}) are from 10 to 20 times higher than the velocity gradients of regional movements ($1 \cdot 10^{-8} \div 1 \cdot 10^{-7}$ year^{-1}) in both slightly mobile and mobile areas.

On the whole the slightly mobile and mobile regions differ in the velocity gradient of local crustal movements.

7. These quantitative characteristics of slow crustal movements give a possibility to compare them with seismicity.

The published results of the measurement of crustal movements velocities permit us to light the strong dependence of the velocity gradients upon the duration of the medial alligation, i.e. upon the method of measurement.

Two general inclined lines divide the regions with a different extent of the seismic danger. The upper inclined straight line limits the regions with a slight seismic danger from above (the maximum registered intensity of earthquakes is $I \leqslant 7$, the energy $K \leqslant 12 \div 13$, the magnitude $M \leqslant 5$).

The lower inclined straight line limits the regions with a great seismic danger from below ($I \geqslant 8$, $K \geqslant 14$, $M \geqslant 5$). Accordingly all the regions which have their points above the upper straight line are characterized by a great seismic danger; all the regions with points situated below the lower straight line are characterized by a small seismic danger.

The regions should be considered areas with a small quantity of the maximum velocity gradient (the points are situated below the lower general straight line) if they answer the following ratio:

$$\lg/\mathrm{grad}\ V/m < -6 - \frac{2}{3} \lg t.$$

The territories should be considered areas with a great quantity of the velocity gradient (the points are situated above the upper general straight line) if they answer the ratio:

$$\lg/\mathrm{grad}\ V/m > -4{,}5 - \frac{2}{3} \lg t.$$

The fields of uncertainty (with points of the regions of a transitional type) are situated between two general straight lines.

Final conclusions of seismic danger should be based on the whole complex of seismologic and tectonic criteria. The velocity gradient is one of the most important criteria.

The afore-said quantitative ratios between seismicity and tectonic movements are apparently true of areas where both vertical and horizontal movements are predominant.

The accumulation of quantitative characteristics of recent and young crustal movements makes clear the regularity of the present geotectonic development of the Earth.

Раздел V

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

Part V

CONTINENTAL DRIFT

А. А. МИХАЙЛОВ, В. П. ЩЕГЛОВ

ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ АСТРОНОМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Изучение дрейфа континентов астрономическими методами охватывает почти полстолетия. Проблема, потребовавшая для своего решения международной кооперации, стала на реальную почву после Первой мировой войны, когда в 1922 г. на съездах международных астрономического и геофизического союзов в Риме была обсуждена методика и организация астрономических наблюдений для ее решения. Три международные долготные работы, проведенные в 1926, 1933 и 1957—1959 гг., дали большой материал для решения этой проблемы и критики применявшихся методов. К нему добавились многочисленные исследования, проводившиеся различными обсерваториями на основе регулярных определений времени и обмена его сигналами.

В итоге этих работ нигде не обнаружено дрейфа континентов в размерах и в соответствии с гипотезой Вегенера. Однако это положение не решает поставленной задачи.

Сторонники неомобилизма, исходя из геологических и геофизических предпосылок, прогнозируют движение материков со скоростью 3—5 см в год. Это логично. Известно, что вертикальные движения блоков земной коры проявляются в размерах 1—1,2 см в год. Такого же порядка могут быть и горизонтальные смещения. Для выявления столь малых величин точность применявщихся методов недостаточна. В основу решения проблемы должны быть положены новые методы и другая организация работы. По современным представлениям причиной движения материков являются течения, происходящие в верхней мантии. Но нам не известны преимущественные направления этих течений, а потому следует искать движения материков не только в долготном, но и в широтном направлениях. В 1964 г. Н. Стойко (8) обратил на это внимание, но ограниченный материал, которым он располагал, не дал возможности сделать уверенные выводы.

Поскольку для решения проблемы необходимы определения обеих координат, целесообразно выполнять их в одних и тех же точках Земли. Для этого следует международные станции службы движений полюса реорганизовать в станции изучения изменяемости географических координат. Расположение станций на одной параллели для долготных опре-

делений совершенно необходимо, так как при условии одинаковой программы наблюдений ошибки положений и собственных движений звезд не будут оказывать никакого влияния на разность долгот. А эти ошибки при современном состоянии вопроса следует считать наиболее трудно устранимыми. Между тем, даже лучший современный каталог FK4 имеет случайные ошибки собственных движений порядка $\pm 0''{,}2$ в столетие. К ним добавляются еще систематические ошибки.

В связи с необходимостью определения обеих координат, целесообразным инструментом для этого следует признать фотографические зенитные трубы, применение которых для долготных определений нигде не может быть так оправдано, как при установке их на одной географической параллели.

Таким образом, первой задачей на пути новой организации астрономических наблюдений с целью использования их для изучения дрейфа континентов является снабжение существующих международных станций северной параллели ($\varphi = +39°08'$) фотографическими зенитными трубами и кварцевыми часами. Таких станций пять: Юкая и Гетерсбург на Американском континенте, Карлофорте в Европе, Китаб в Средней Азии и Мицузава на Японских островах. В последней фотографическая труба имеется.

Вторым организационным мероприятием следует считать реконструкцию и пополнение станций, изучающих движение полюса и расположенных в южном полушарии. Кольцо этих станций должно связать три материка — Ю. Америку, Африку и Австралию. Такое требование накладывает условие на выбор параллели: она не может быть южнее $\varphi = -34°40'$ (мыс Игольный на южной оконечности Африки). В настоящее время вблизи этой параллели широтные наблюдения ведутся в Сант-Яго (Ю. Америка $\varphi = -33°23'$, $\lambda = +70°33'$) и на мысе Кап (Африка $\varphi = -33°56'$, $\lambda = -18°30'$) призменными астролябиями и в Моунт-Стромло (Австралия $\varphi = -35°19'$, $\lambda = -149°0'$) фотографической зенитной трубой (6). Эпизодически работает также станция в Ла Плате (Ю. Америка $\varphi = -34°55'$, $\lambda = +57°56'$), снабженная визуальным зенит-телескопом). Перечисленные станции лежат в пределах широтного пояса в 2° и могут быть без особых затруднений перенесены на одну параллель, например, с широтой —34°. Создание кольца южных станций (не менее трех) чрезвычайно важно для решения многих вопросов, связанных с изменяемостью географических координат. Попарная близость долготного расположения станций северной и южной параллели (Гетерсбург—Сант-Яго, Карлофорте — мыс Кап, Мицузава—Аделаида) должна дать ценные материалы для изучения неполярных изменений широты (1).

Предложения о реогранизации наблюдений с целью изучения движения континентов были высказаны также Марковицем (4) на Международном симпозиуме по движениям земной коры в Финляндии в 1965 г. И те, и другие были предметом дискуссии в заседаниях Комиссии № 19 (вращения Земли) Международного астрономического союза во

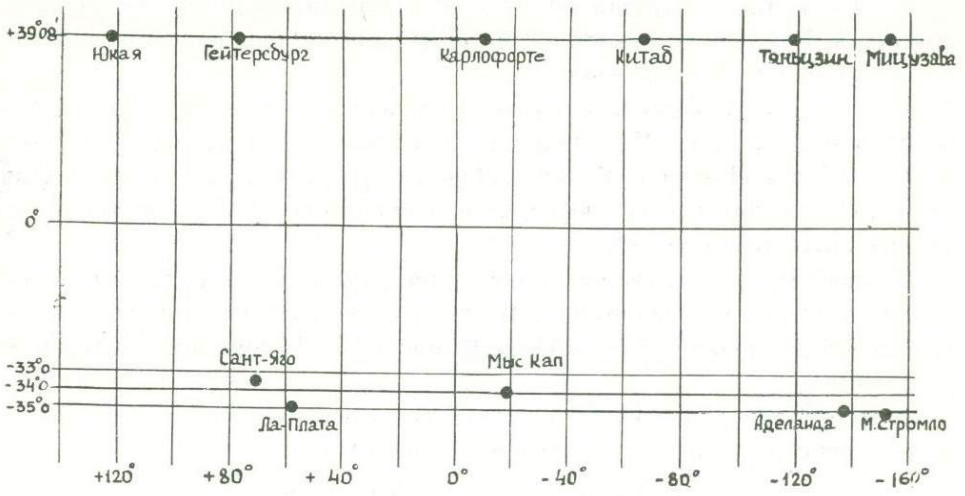


Рис. 1. Станции изменяемости географических координат.

время XIII Ассамблеи в Праге в августе 1967 г., которой были приняты следующие рекомендации.

1. Учитывая, что проблема движения материков имеет большое значение и что скорости и направления относительных движений материков могли бы быть подтверждены и измерены астрономическими наблюдениями, рекомендуется соответствующим инстанциям:

а) чтобы существующие станции, которые пользуются фотографическими зенитными трубами (ФЗТ) или астролябиями Данжона и которые расположены на достаточно близких между собой параллелях, производили согласованные наблюдения времени и широты. Это означает, что одни и те же звезды входят в программы наблюдений каждой из станций цепи;

б) чтобы все действующие международные широтные станции на северной параллели 39°08′ были снабжены ФЗТ и производили регулярные и общие наблюдения времени и широты, не прекращая визуальных наблюдений широты;

в) чтобы подобная цепь из ФЗТ была установлена в южном полушарии на широте, близкой к — 34°, на материках Австралии, Африки и Южной Америки;

г) чтобы обсерватории в Маунт Стромло, Капе, Лаплате и Сант-Яго образовали цепь астролябий и производили общие наблюдения времени и широты;

д) чтобы при организации новых станций они были установлены в таких местах, чтобы они образовали часть существующей цепи или новую цепь;

е) чтобы было сохранено регулярное распределение астролябий по широте для изучения движений материков между станциями на разных широтах;

ж) чтобы была изучена возможность использования искусственных спутников Земли и отражателей на Луне для измерения движений материков с большой точностью.

Такая же резолюция и рекомендации были приняты и на 14-ой Генеральной Ассамблее Международной геодезической ассоциации в октябре 1967 г. в Люцерне. В них требование расположения инструментов на одной параллели с целью полного исключения ошибок звездных каталогов является основным.

В проблеме изучения движения материков важную роль играет вековое движение полюса Земли. В связи с этим следует иметь в виду, что на той же пражской Ассамблее Комиссия № 19 приняла следующую резолюцию.

1. Координаты мгновенного полюса должны быть отнесены к началу, определенному следующими исходными широтами:

Мицузава	$\varphi + 39^\circ 08'$	03″,602
Китаб		01″,850
Карлофорте		08″,941
Гейтерсбург		13″,202
Юкая		12″,096

Это начало называется «Условное международное начало (01С)».

Приведенные здесь широты международных станций взяты из обработки Чеккини и относятся к средней эпохе 1903,0 г. Для определения положения полюса достаточно задать широты двух пунктов, не лежащих на одном меридиане. Здесь полюс определен широтами пяти станций, которые выравнены так, чтобы разногласия между ними были как можно меньше, т. е. удовлетворяли принципу наименьших квадратов.

В последней сводке Международной службы движения полюсов проф. Юми (9) за начало прямоугольных координат принял именно это положение полюса. На графике, изображающем движение полюса с 1960 по 1965 г., показаны почти совпадающие между собой положения среднего полюса на 1960, 1961, 1962, 1963 годы, отстоящие от начала координат немного больше, чем на 0″.2. Юми приводит такие координаты среднего полюса для эпохи 1963.0: $x = +0''.044$, $y = +0''.211$. Если считать за протекшие 60 лет движение среднего полюса равномерным, то это дает годичное изменение: $\Delta x = +0''.00073$, $\Delta y = +0''.00352$, что соответствует полному движению $0''.00359 = 111$ мм в год в направлении меридиана 78° западной долготы. Это довольно близко к тому, что получали и другие авторы, в частности А. Я. Орлов (см. сводку в (3).

Вполне возможно и даже вероятно, что действительное движение среднего полюса гораздо сложнее, как это, например, получил Секигучи (7). Марковиц, помимо годового движения в 0″.0032, нашел еще периодическую составляющую с амплитудой 0″.022 и периодом в 24 года. Но все же общее вековое движение с начала 20 века примерно на 0″.3 в столетие и в направлении Северной Америки несомненно.

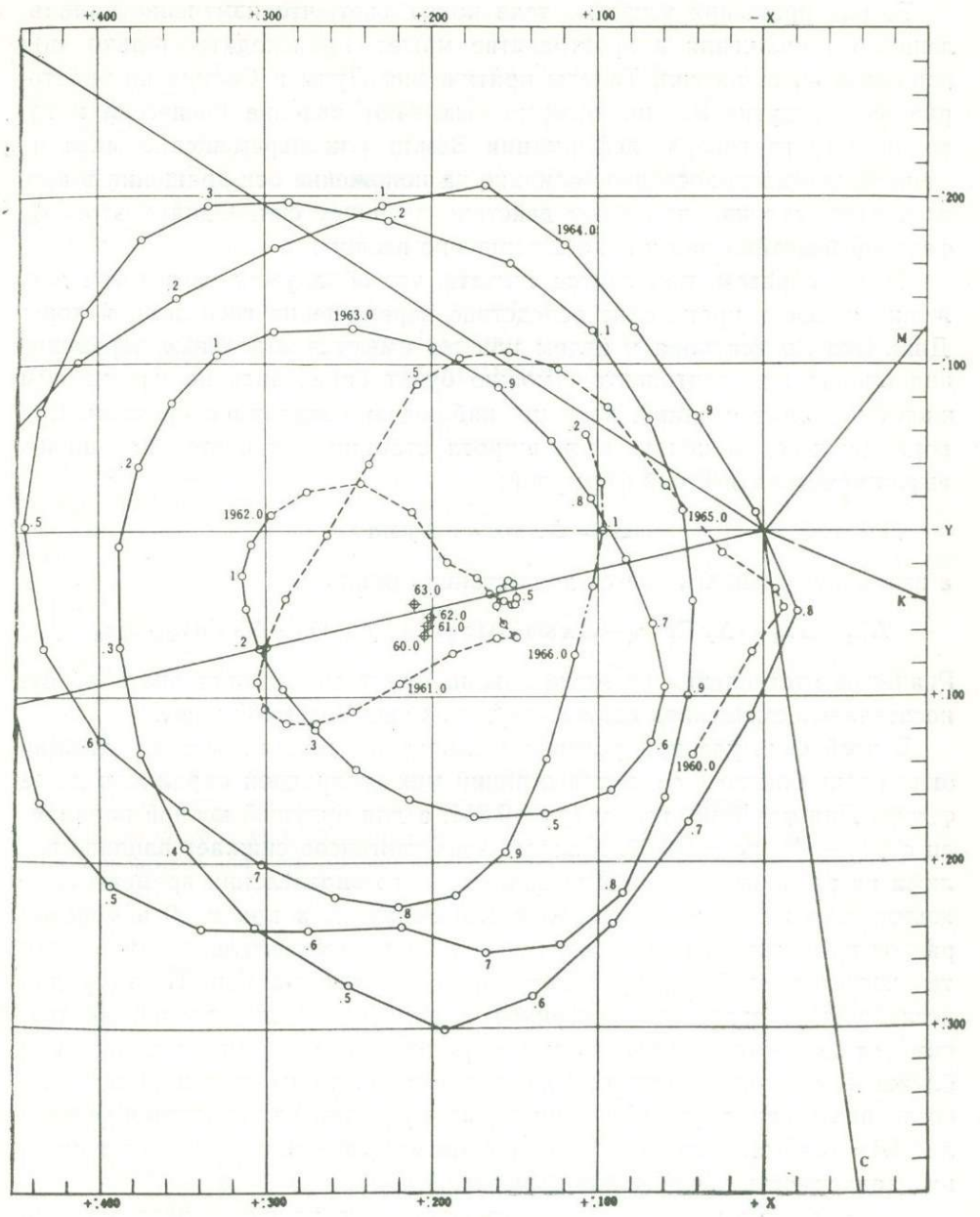


Рис. 2.

Конечно, нельзя делать на этом основании уверенные выводы о движении полюсов в течение многих тысячелетий. Во всяком случае нельзя объяснить на основе наблюденных движений полюса больших изменений климата в геологические эпохи. Действительно, вековое движение в 0″.3 дает 10 км за 100000 лет, во время которых было несколько ледниковых периодов. Это обстоятельство неоднократно отмечалось разными авторами, например, Миланковичем (5) и Ламбертом (2).

Теория вращения твердого тела показывает, что изменение направления оси вращения в пространстве может происходить только под влиянием внешних сил. Таковы притяжения Луны и Солнца на экваториальное вздутие Земли, которые вызывают явление прецессии и нутации. Строго говоря, деформации Земли или перемещение масс на Земле оказывают косвенное влияние на положение оси вращения в пространстве, так как изменяют действие внешних сил. Однако этот эффект чрезвычайно мал и пока совершенно неощутим.

Таким образом, приходится считать, что обнаруженное вековое движение полюсов происходит вследствие перемещения всей земной коры. Движется ли вся кора в целом или же имеются отдельные перемещения блоков или континентов, можно будет определить по изменениям широт и долгот станций, ведущих наблюдения широты и времени. Вся кора движется в целом, если широта станции изменяется по закону, выражаемому известной формулой:

$$\Delta\varphi = \Delta x \cos\lambda + \Delta y \sin\lambda,$$

а изменение разности долгот двух станций равно

$$\Delta\lambda_1 - \Delta\lambda_2 = (\Delta y \operatorname{Cos}\lambda_1 - \Delta x \sin\lambda_1)\operatorname{tg}\varphi_1 - (\Delta y \cos\lambda_2 - \Delta x \sin\lambda_2)\cdot\operatorname{tg}\varphi_2.$$

Реальные отступления от этого закона будут свидетельствовать об относительных смещениях соответствующих частей земной коры.

В этой формуле при условии наблюдения общих звезд φ_1, должно быть очень близко к φ_2, а для станций международной параллели даже $\varphi_1 = \varphi_2$. Для $\varphi = 39°08'$ имеем $tg\varphi = 0.814$, а для будущей южной параллели с $\varphi = -34°$ $tg\varphi = -0{,}67$. Малость этих тангенсов снижает влияние полюса на разность долгот. Для более точного определения времени тоже желательно иметь возможно малые значения φ, а при $\varphi = 0$ изменения разности долгот целиком зависят только от относительных смещений тех частей земной коры, на которых находятся станции. Поэтому для исследования движений материков в долготном направлении независимо от движения земных полюсов выгодно иметь станции как можно ближе к экватору. Движение же полюсов на таких станциях выгодно исследовать наряду с наблюдениями азимута, так как известная формула: $\Delta A = (ax\operatorname{Sin}\lambda - \Delta y\operatorname{Cos}\lambda)\cdot\operatorname{Sec}\varphi$ при малых значениях φ сохраняет сильную зависимость от движения полюсов.

Таким образом, для наилучшего решения вопроса об исследовании относительных движений материков нужно иметь станции близ экватора, причем движение полюсов получится из комбинации наблюдений широты и азимута, а движение материков — из комбинации наблюдений широты и времени.

Литература

1. Щеглов В. П. Современные движения земной коры, вып. 3, М., 1968.
2. Lambert W., Schlesinger F., Brown E. Physics of the Earth, II. Washington, 1931.

3. Markowitz W. Methods and techniques in geoph. London, 1960.
4. Markowitz W. Ann. Acad. Sci. Fenn. III. Helsinki, 1965.
5. Milankowitch M. Handb. d. Geoph. Bd. I. Berlin, 1933.
6. Monthly Not. of the Intern. Polar Motion Service, No 12. Mizusawa, 1967.
7. Sekiguchi N. Publ. astr. soc. Japan, 5, 1954.
8. Stoyko N. Abhand. d. Deutschen Akad. d. Wiss. No. 2, Berlin, 1962.
9. Yumi S. Ann. report of the intern. polar motion service for the year 1965. Mizusawa, 1967.

A. A. MIKHAILOV, V. P. SCEGLOV

ON THE INVESTIGATION OF CONTINENTAL DRIFTS BY ASTRONOMICAL OBSERVATIONS

Summary

In the course of three international longitude campaigns and systematic determinations of longitudes by many Time Services a vast amount of data was accumulated, that lead to the conclusion that there are no drifts corresponding to Wegener's theory. However these data do not allow a detection of possible crustal movements of a few centimetres per annum owing to systematic errors in the determination of differences of longitudes arizing mainly from errors in the positions and proper motions of the observed stars.

Geophysical considerations point to an equal probability of drifts in direction of longitude as well as latitude.

A new program of astronomical observations for the study of continental drifts was proposed at the last meetings of the International Astronomical Union and the International Geodetic Association. For its realisation the International latitude stations on the northern parallel +39°8′. have to be reorganized into stations for the study of both geographical coordinates by installing photographic zenith tubes for simultaneous observations of latitude and time. Stations on a new southern international parallel near —34° are to be set up in South America, Africa and Australia for the study of variations of geographical coordinates, where observations must be made with similar instruments according to an identical program.

The importance to investigate the secular motion of the pole for a detection of continental drifts is pointed out. A most favourable distribution of stations in latitude is considered.

WM. MARKOWITZ

THE DETECTION OF CONTINENTAL DRIFT

Introduction.

The theory of continental drift has received wide-spread support in recent years, but there has been no direct confirmation by measurement as yet.

The importance of attempting to detect continental drift was recognized at the Second Symposium on Recent Crustal Movements, held in Aulanko, Finland, August 1965. This resulted in the holding of a Symposium on Continental Drift, Secular Motion of the Pole, and Rotation of

the Earth, in Stresa, Italy, 21 to 25 March, 1967, which was sponsored by the International Astronomical Union in cooperation with the International Union of Geodesy and Geophysics. The proceedings were published as IAU Symposium No. 32 [1]. Various methods of detecting continental drift through the use of astronomical and satellite techniques were discussed. Cooperative astronomical programs were organized to determine differences in latitude and longitude by chains of photographic zenith tubes (PZT) and astrolabes, both in the northern and southern hemispheres. Attention was invited to the use of corner reflectors placed on the moon to allow laser range measurements.

A new method, recently suggested by several investigators, is the use of two radio telescopes as an interferometer.

Continental drift, if it exists, might be detected as follows:

(a) By observing progressive changes of astronomical latitude and longitude between stations on different continents (but distiguished from changes due to the secular motion of the pole.).

(b) By corner reflector, laser range measurements.

(c) By radio telescope interferometry.

The last two methods provide direct distance measurements. Satellite tracking techniques, optical and radio, have also been discussed, but the accuracies which may be obtained do not seem sufficiently high, in comparison to the other methods given.

Estimates of the present rate of continental drift vary for different parts of the earth and according to the investigator. We will assume a value of 3 cm/yr, purely for working purposes (it may be zero).

Latitude and Longitude Observations.

The expected accuracy of a difference in relative position for two stations is about 1 meter for PZTs and 2 meters for astrolabes for 1 year of concurrent observation. Thus, it would take about 30 to 50 years to detect continental drift by the classical astronomical methods if the drift rate is 3 cm/yr.

The secular motion of the pole must be considered. Observations made by the International Latitude Service (ILS) from 1900 to 1966 were analyzed to determine the secular motion of the pole and for evidence of possible secular drifts in latitude of the station [2, 3]. The mean pole is moving secularly about 10 cm/yr in the direction 65°W. There is also an oscillation (libration) of 24-yr period along the meridian 122°W (or 58°E). The variations in latitude of the 5 stations correspond to that expected from the progressive and librational motions. In particular, the deviations from a linear change for Mizusawa are very small. This is to be expected from the fact that Mizusawa is located on a meridian nearly at right angles to the librational motion. This point is important because it has often been asserted that Mizusawa is subject to crustal displace-

ments, and these results contradict this. Within the errors of observation, about 1 cm/yr, the latitudes of the 5 ILS stations have not changed because of continental or island drift

Relative drift, however, may occur in longitude. Past observations for time, however, are too hetrogeneous to be useful. Different star programs were used by different observatories, changes have been made in which astronomical instrument was used, instruments have been moved, and the methods of registering time signals have been changed.

Even when two instruments are placed side by side, large systematic differences, of the order of 10 milliseconds, appear, which change from season to season. I have noticed this, in particular, for a 3-month interval in 1954 for PZT's No. 1 and 3, which were located side by side in Washington, D.C. M. Torao noted a change during one year of 20 milliseconds. If these two instruments had not been located within 100 meters of each other this change would have been interpreted as being due to a drift in longitude.

The polar motion is being kept under continuous observation to determine the nature of the periodic, progressive, and librational motions.

Laser ranging.

In this proposed method a corner reflector is placed on the Moon [4]. Pulses are sent from stations on the Earth and returned from the Moon. The round trip time of 1 pulse is expected to be measured to 10 nanoseconds. By processing 100 pulses an accuracy in distance of 15 cm is expected. The difference in longitude between stations is expected to be of the same accuracy. The difference in latitude will be less accurate.

Radio Telescope Interferometer.

The use of two radio telescopes located at the ends of a long base line, several thousand kilometers, has recently come into use for locating radio sources and resolving details. It has been proposed that such interferometers be used to measure linear distances between the ends of the base line to detect continental drift.

The radio waves from a distant source arrive at two stations at a slightly different time, which depends upon their location in space relative to the source. Thus, there is a phase difference in the radiation as received at the stations. This phase difference depends upon a number of quantities, such as the celestial coordinates of the source, the latitude and longitudes of the two stations, their linear separation, the angular position of the earth about its axis, and the relation between the atomic clocks used at the stations. This difference in phase changes as the earth rotates. Through ana-

lysis, it has been possible to determine structural details of several radio sources.

According to the proposals made, it is not necessary that the rates of the two atomic clocks be known with very high precision; the analysis of the observation will serve to determine the difference in rates as one of the unknowns, along with the linear separation.

If the wavelength used is 3 cm and if analysis can be made to a resolution of 1 wave, then the linear separation between the antenna to 3 cm can be determined. A higher accuracy of about 1 cm has been mentioned, but we do not now know what can be achieved.

A source of error would be the effect of refraction, which would be greater for radio wavelengths than for the optical wavelengths of the lunar-laser method. However, the total effective change in path length due to refraction at an altitude of 20° is about 1 meter, and it is expected that by taking measurements of water vapor content near the stations the uncertainty in the correction can be reduced to 1 or 2 cm.

It may be noted that an accurate value for the speed of light is not necessary. Measurements may be given in terms of a number of wave lengths.

A point which will have to be considered carefully is that the reference point of each antenna from which distance is measured does not change.

Discussion.

Assuming that the rate of continental drift is 3 cm/yr, we would expect to detect this in about 30 years with the chains of PZT's and astrolabes being formed. If the lunar laser method proves successful, we might detect it in about 5 to 10 years. The radio interferometric method, if successful, could give us an answer in 5 years.

References

1. Markowitz, W., Guinot, B. Editors, **Continental Drift, Secular Motion of the Pole, and Rotation of the Earth,** D. Reidel Publ. Co., Dordrecht-Holland, (1968).
2. Markowitz, W. in **Methods and Techniques in Geophysics,** Ed. S. K. Runcorn, Interscience Publ., New York, (1960).
3. Markowitz, W. in first reference, (1968).
4. Alley, C. O., Bender, P. L. in first reference, (1968).

Discussion

Yoseleva: The solution of a fundamental problem in geology, that of displacements in the lithosphere demands using of methods of different branches of science. This largely applies to the Geophysics, Astrophysics and Physics. It is generally accepted that volcanic activity is caused by tectonic processes. But as Drs. Tamrazian and Maximov have shown it depends on the solar activity and subjected to variations, determined in the Gurevitch—

Joseleva Quant law of solar activity, according to which the periods of Solar activity are proportional to the main quant figures squared and to the monar.

$$N = 2Mh^2 \qquad \begin{matrix} M = 3{,}5 \cdot 10^8 \text{ sec} \\ h = 1,\ 2,\ 3 \ldots \end{matrix}$$

The periods of 100 yrs. and that of 22—24 yrs. established by Mizue, Kasahara and Markovich attract our attention. The 100 yrs, period is known in the Geo — and Astrophysics as Taisberg—Eigenson period and is being determined according the Quant law of Solar activity by the quant figure 2. The period established by Markovich and used by Mizue is known as Hyle period and is being determined by main quant figure of 1.

The problem of continental drift is being treated by Dirac and Kozyrev. All this make us believe that using of physical methods for resolving of geological problems is very fruitful.

Троцкий: Требуемая для измерений точность в настоящее время недостижима?.

В. Марковиц: Цезиевые часы — достаточны.

Леннон: Не может ли оказать влияние на результаты эффект приливов?.

В. Марковиц: Мы хотим сперва получить результаты, а затем их анализировать.

Леннон: Не окажет ли влияние на эксперимент с Луной физическая либрация Луны?

В. Марковиц: У эксперимента с Луной — около 30 задач, в том числе и определение этого явления.

Троицкий: Я занимаюсь радиоастрономией и утверждаю, что точность этих методов недостаточна для определения дрифта континентов.

Михайлов: Обсуждения сейчас бесполезны. Очень часто прогресс науки обгонял самые оптимические прогнозы.

A. STOYKO, N. STOYKO

VARIATIONS DE LATITUDES ET LONGITUDES ET LE MOUVEMENT DE L' ÉCORCE TERRESTRE

Le problème de la détermination du déplacement des continents d'après les observations astronomiques a été déjà discuté par divers auteurs (1—6) dont les conclusions ont été parfois contradictoires. Ce désaccord provenait du fait que les résultats des observations traités n'étaient pas toujours réduits à un même sistème et correspondaient souvent aux intervalles de temps différents.

Nous avons pu discuter les résultats continus de la détermination de l'heure et des longitudes depuis 1925. Les observations faites pendant les années antérieures à 1925 n'ont pas été traitées en raison de leur précision insuffisante pour ce genre d'étude. Nous avons réduit toutes les observations, autant que possible, aux longitudes conventionnelles des stations du système de 1962 (7), au pôle moyen de l'époque d'après la définition de A. J. Orlov (8) et au catalogue d'étoiles fondamentales FK4 (9). Ces réductions étaient néseccaires du fait que pendant l'intervalle de temps considéré des différents changements sont intervenus aussi bien dans les instruments d'observation et de leur position, que dans les catalogues

d'étoiles fondamentales, dans le système des coordonnées du pôle instantané, etc.

Nous avons adopté comme référence le système composé de 11 observatoires ayant travaillé depuis 1925 d'une façon prasque continue (l'Observatoire moyen 11). Ce système comprend les observatoires de Greenwich, Hambourg, Léningrad Mesures, Neuchâtel, Ottawa, Paris, Potsdam, Poulkovo, Tokyo, Uccle et Washington. Dans le cas de l'interruption du travail de l'une des stations individuelles nous avons remplacé les résultats manquants par des valeurs interpolées. Dans les tableaux Ia et Ib nous donnons les corrections annuelles des longitudes ainsi calculées par rapport aux longitudes conventionnelles.

Comme nous avons rapporté les résultats des tableaux Ia et Ib au pôle moyen de l'époque et comme, actuellement, on commence à utiliser le pôle conventionnel international (10) dont l'origine est définie par les latitudes initiales conventionnelles de 5 stations nord du Service International des Latitudes (SIL), nous donnons les valeurs des coordonnées du pôle nécessaires pour ramener les longitudes à cette origine internationale. Ainsi, dans le tableau II nous donnons les moyennes annuelles des coordonnées x_0 et y_0 par rapport à cette origine conventionnelle internationale. Pour affranchir le mouvement du pôle instantané de l'influence de la nutation libre, nous avons calculé les moyennes glissantes de ces coordonnées de 6 en 6 ans (tableau II, colonnes x_{06} et y_{06}). La représentation graphique de ces moyennes glissantes (figure 1) indique le mouvement séculaire du pôle instantané, ainsi défini, de 1900 à 1967.

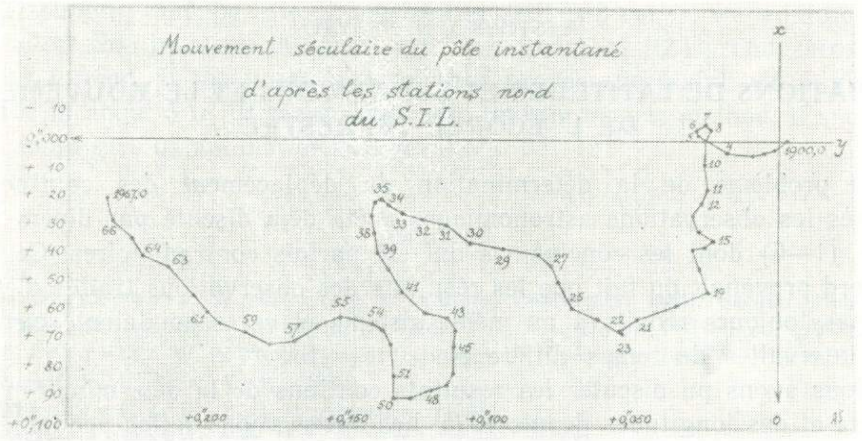


Fig. 1.

Dans le tableau III nous donnons les valuers moyennes annuelles de la vitesse et de la direction du mouvement du pôle instantané, calculées d'après divers auteurs, en indiquant l'intervalle de temps considéré (en années à partir de 1900) et le nombre des résultats traités. Dans les deux dernières lignes de ce tableau nous donnons les conclusions faites d'après l'ensemble de toutes les observations (67 ans). La direction

Tableau Ia—Corrections annuelles des longitudes
(Observatoire moyen 11, pôle moyen de l'époque, catalogue FK4, $0^{s},0001$)

Date	Gr	H	Lm	N	O	Pa	Pt	Pu	To	U	W	BAg	Mo	RJ	Ta	Zi
1	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1925,5	−231	+90	+176	+14	+177	+65	−196	−6	+101	−142	+385					
26	−6	−296	+247	−157	−113	−238	+51	−585	+64	+263	+254					
27	−18	−147	+151	+29	+101	−7	−100	−131	−34	−137	+230					
28	−30	+153	+211	+190	+91	+42	+112	−51	−32	−659	−22					
29	−194	−46	+195	+406	+274	−82	+4	−87	−135	−354	+18					
1930	−288	+94	+143	+558	+179	−276	+177	−6	−54	−643	+111					
31	−145	+143	+59	+638	+119	−233	+145	+71	−99	−746	+149					
32	−150	+66	−10	−16	+95	−198	+47	+239	−1	−410	+343	+13	+75	−25	+73	
33	+8	+124	+22	+83	−47	−258	+132	−11	−52	−239	+239	−28	+171	−38	+25	
34	−123	+223	+94	+441	−37	−279	+112	−69	−86	−449	+175	+10	+134	−119	−28	
1935	−64	−12	+137	+440	+13	−260	+193	−31	−257	−410	+250	+147	+12	+201	−182	
36	−14	+105	+12	+453	−194	−101	+159	−48	−203	−347	+176	+80	+172	−162	−101	
37	−66	−10	+13	+449	−84	−105	+87	−110	−113	−229	+166	+16	+17	+83	−296	
38	−89	−29	+2	+428	+38	−236	+206	−92	−85	−294	+153	+113	+236	+79	+135	
39	−278	−42	−179	+652	+145	−211	+276	−89	−98	−365	+194	+32	+166	+130	+159	+107
1940	−18	+5	−221	+408	+13	−59	+473	−184	−160	−410	+154	+12	+162	+5	+120	+240
41	−33	+60	−100	+394	+33	−32	+140	−79	−12	−434	+59	+150	+90	−45	+139	+230
42	−58	+51	−111	+418	+75	+95	+86	−133	−135	−353	+66	+152	+103	+13	+238	−14
43	−53	−62	−115	+228	+218	+206	+198	−181	+31	−207	+169	+138	+56	+177	+223	−67
44	+35	−6	−132	+300	+184	−76	+60	−210	−7	−314	+165	−16	+12	+72	+103	−88

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1945	+28	−3	−111	+177	+70	+35	+47	−223	+23	−221	+176	−36	−7	+60	+183	−13
46	+28	+45	−251	+196	−13	−66	+98	−247	+13	−91	+292	+86	+188	+183	+212	−139
47	+68	+63	−366	+61	+36	+48	+85	−311	+65	−86	+239	+43	−17	+153	−29	+49
48	+133	+60	+25	+65	+3	−146	+80	−176	+58	−256	+152	+29	+66	+246	+54	−56
49	−130	+86	+3	+146	0	−56	+49	−71	+4	−219	+189	+80	+13	+372	+159	+67
1950	−133	+82	−29	+166	+117	−127	+58	−99	−16	−221	+157	−23	+129	+208	+66	−26
51	−190	−4	+193	+309	−21	−246	+34	−93	−16	−126	+165	+89	−32	+104	+79	−156
52	−232	−114	+205	+59	+3	−99	+42	+3	−70	+24	+175	+183	+134	+106	+67	−23
53	+28	−15	+73	+26	+11	−104	+42	−56	−78	−59	+135	+68	+38	+22	+145	−37
54	+58	+13	−10	−14	+73	−44	−20	−158	+39	−94	+153	+142	−62	+138	+191	−122
1955	−26	+90	−74	−73	+26	+15	+21	−115	+66	+38	+109	+60	−159	+102	+295	−141
56	+7	+139	−153	−125	+67	−26	+110	−139	+97	−64	+83	+81	−96	+51	+497	+68
57	+5	+96	+20	−69	−14	−68	+38	−117	−3	+102	+15	+37	−86	+162	+303	−106
58	+3	−52	+116	+14	−54	+45	−8	−101	0	+40	0	−15	−46	−56	+29	+70
59	−3	−3	−213	+55	+63	+3	+54	−45	+55	−20	+50	−66	−73	+27	+56	+51
1960	+32	+18	−184	+108	+98	+16	−64	−121	+22	−10	+85	−7	−14	+164	+29	−47
61	+41	−182	−26	+44	+64	+71	+15	−7	+40	−118	+56	+121	+14	+277	−61	+61
62	+30	−213	+127	−32	+58	+32	+7	+7	+15	−54	+28	+177	+120	−15	−92	+131
63	−7	−126	+28	−45	+122	+42	+131	−85	+2	−157	+97	+115	+151	+45	+13	+109
64	+1	−40	+210	−109	+35	+31	+118	−121	+8	−180	+44	+72	+54	−95	+29	+110
1965	+3	+9	+208	−113	+33	+8	+115	−105	−15	−182	+40	+52	+210	−232	+60	+47
66	+22	+44	+82	−45	+31	−24	+114	−40	+3	−224	+40	+47	−50	−132	+89	+103
1967,5	+28	+41	+152	−24	+40	+6	−9	+8	+12	−289	+32	+135	−1	+13	+9	–

Tableau 1b—Corrections annuelles des longitudes.
(Observatoire moyen 11, pôle moyen de l'epoque, catalogue FKH, Os,0001)

Date	Mm	Ira	La	MS	BAn	Irm	Nk	Rc	Bl	Bo	Mz	Pr	Al	Mi	MP	SF	LP	Bs	Nm
1945,5	−144																		
46	−32																		
47	+210																		
48	+295	−399	+88																
49	+273	+120	−180	−34															
1950	−370	−143	−392	−42	−89														
51	−129	+104	−187	−71	−88	+104	+64	+38											
52	−21	+2	−127	−37	−54	−150	−222	+41											
53	+240	+142	−96	−8	−135	−186	−98	−5	−50										
54	−42	+162	+191	+147	+79	+21	−280	+27	−150	−228	−41	−51							
1955	−310	+33	+247	−30	+102	−115	−188	−14	−354	+229	+78	0							
56	−4	+314	+17	−18	−11	−88	−82	+82	−259	+94	+130	+149							
57	−39	−299	−144	−102	−118	−106	−126	+17	−260	−273	+222	−4	−144	−150	+63	+233			
58	+243	−69	−148	−43	−38	+44	+69	−9	−91	+26	+116	+88	−12	−47	+100	+99	−59		
59	+22	+85	−13	−23	−22	+89	+65	+11	−34	−107	+41	+73	+47	−145	+113	−32	−19	−20	−148
1960	+6	−8	+129	−44	−38	−143	+115	+17	+236	+53	−22	−115	+71	+343	−114	+68	−48	+21	+90
61	−157	−82	+156	−62	+148	−307	+221	−16	+213	−28	−119	−148	+10	+256	−11	+178	+31	+159	+9
62	−89	−26	+46	−46	+76	−159	−111	+63	+403	+86	−138	−182	−78	+94	−62	+240	+46	+109	−19
63	+87	+230	+186	−59	−146	−57	−114	+99	+188	−74	−50	−145	−105	−60	−44	+387	−12	+111	−60
64	−49	+145	+140	−105	−197	−66	−504	+12	+390	−70	−44	−102	−127	−137	−14	+543	−44	+105	−43
1965	−219	+43	+246	−101	+46	−287	−211	+14	+357	−74	−37	−98	−228	−274	−131	+553	+12	+49	+8
66	−70	−128	+160	−71	+86	−315	−306	+8	+416	+73	−121	−145	−84	−185	−222	+496	+33	+79	−22
1967,5	−54	−120	+30	−59	+127	−331	−273	+38	+273	+105	−12	−172	−97	−261	−	+140	+138	+107	+25

Tableau II—Mouvement seculaire du pôle instantané du SIL (moyennes annuelles (X_0. Y_0) et moyennes de 6 en 6 années (X_{06}, Y_{06}, Z_{06}) en O″,001)

Date	X_0	Y_0	X_{06}	Y_{06}	Z_{06}	Date	X_0	Y_0	X_{06}	Y_{06}	Z_{06}
1900	−13	−16	0	−3	−4	1934	+14	+139	+23	+138	−6
01	+15	−28	+3	+1	−3	1935	+29	+139	+21	+141	−14
02	+17	+17	+4	+5	−2	36	+17	+154	+22	+143	−19
03	+11	+35	+5	+9	0	37	+26	+152	+27	+144	−25
04	+3	+22	+4	+18	−3	38	+33	+144	+33	+143	−26
1905	0	+22	−2	+28	−6	39	+45	+138	+40	+142	−29
06	−20	+40	−4	+29	−3	1940	+50	+133	+46	+138	−33
07	−22	+35	−6	+26	−4	41	+68	+130	+54	+133	−34
08	+2	+20	−4	+24	−3	42	+56	+131	+61	+125	−37
09	+2	+17	0	+26	+6	43	+74	+122	+63	+117	−39
1910	+12	+10	+8	+26	+12	44	+72	+98	+67	+114	−43
11	+28	+34	+17	+25	+18	1945	+60	+89	+73	+115	−46
12	+26	+38	+22	+27	+19	46	+73	+114	+82	+115	−46
13	+35	+31	+26	+30	+19	47	+101	+134	+86	+117	−48
14	+29	+34	+32	+28	+15	48	+111	+129	+88	+123	−46
1915	+27	+33	+35	+23	+9	49	+100	+134	+91	+130	−48
16	+46	−4	+37	+26	+8	1950	+84	+134	+91	+136	−52
17	+48	+6	+38	+30	+7	51	+79	+132	+83	+136	−57
18	+38	+56	+45	+28	+6	52	+68	+150	+72	+137	−62
19	+42	+54	+53	+25	+5	53	+53	+140	+67	+140	−69
1920	+69	+23	+58	+36	+6	54	+51	+133	+65	+144	−78
21	+73	+16	+63	+50	+2	1955	+67	+149	+63	+155	−88
22	+80	+61	+67	+56	−1	56	+70	+157	+66	+163	−100
23	+76	+88	+68	+55	−4	57	+70	+195	+71	+171	−115
24	+61	+91	+63	+64	−3	58	+84	+204	+72	+180	−127
1925	+51	+53	+59	+73	−5	59	+85	+185	+68	+189	−134
26	+35	+72	+50	+78	−4	1960	+54	+188	+65	+198	−140
27	+48	+71	+44	+80	0	61	+47	+204	+61	+202	−143
28	+26	+90	+40	+85	+4	62	+49	+212	+55	+207	−140
29	+41	+102	+38	+98	+7	63	+48	+218	+45	+216	−133
1930	+40	+122	+36	+109	+6	64	+44	+234	+41	+225	−129
31	+35	+132	+30	+118	+6	1965	+29	+241	+35	+229	−126
32	+26	+136	+28	+126	+2	66	+28	+241	+29	+236	−125
1933	+14	+128	+26	+133	−2	1967	+14	+229	+21	$+23_8$	−125

moyenne du mouvement du pôle déterminée d'après la moyenne de 5 stations du SIL est de 69°,8 W (vers l'Amérique du Nort: Labrador). Les résultats de 3 stations du SIL donnent pour la direction moyenne du mouvement du pôle la valeur de 73°,0 W. Les vitesses correspondantes sont de 0″,0032 (9 cm) et 0″,0040 (11 cm) par an respectivement.

La variation périodique du mouvement du pôle instantané n'est pas

Tableau III—Vitesse et direction moyennes du mouvement du pôle instantané

Intervalle considéré (en années a partir de 1900)	Vitesse moyenne annuelle du mouvement du pôle instantané	Direction du Mouvement du pôle instantané	Remarques
20	0″,0051	59°,7	9 determinations
42	33	65,8	5 „
57	36	64,3	3 „
60	32	66,4	5 „
67	32	69,8	5 Stations
67	40	73,0	3 Stations

apparente, mais on remarque les changements assez brusques dans sa direction. Ces changements ne coïncident pas toujours avec les modifications du programme d'observations du SIL. On constate que pendant les 15 dernières années le mouvement du pôle instantané reste presque linéaire et sa vitesse moyenne déterminée d'après les 5 stations du SIL devient égale à 0″,0076 par an dans la direction 112° W (figure 1). Pour les 3 stations du SIL (Mizusawa, Carloforte et Ukiah) et pour de même intervalle de temps la vitesse annuelle du pôle instantané atteint 0,″0133 dans la direction 104° W. Cette augmentation de la valeur de la vitesse du mouvement du pôle pourrait provenir de l'augmentation de la variation de latitudes des stations de Mizusawa et Ukiah.

La détermination de la variation séculaire des latitudes des stations présente des difficultés plus importantes que la détermination du mouvement du pôle instantané. La formule

$$\Delta\varphi_i = x\cos\lambda_1 + y\sin\lambda_i + Z$$

employée pour la détermination des coordonnées du pôle instantané élimine presque automatiquement les erreurs systématiques du catalogue d'étoiles utilisé et les différéntes erreurs communes à toutes les stations nord du SIL à condition de ne pas changer leurs latitudes conventionnelles (9). Ces erreurs communes à toutes les stations du SIL entrent dans le terme non polaire Z (tableau II).

En partant des valeurs observées des latitudes des stations du SIL (φ_{oi}), de leurs valeurs conventionnelles (φ_{ci}) et du terme Z, on trouve les corrections des latitudes conventionnellos affranchies des erreurs communes de catalogue d'étoiles:

$$\Delta\varphi_i = \varphi_{oi} - \varphi_{ci} - Z_0.$$

Nous avons représenté graphiquement les corrections $\Delta\varphi_i$ sur la figure 2. Elles donnent les variations séculaires et à courte période des latitudes des stations du SIL de 1901 à 1966 inclus. D'après ces courbes nous avons trouvé que les valeurs des latitudes des stations de l'Amérique du Nord (Gaithersburgh et Ukiah) augmentent de 0″,003 par an, tandis que la latitude de la station de Mizusawa diminue de la même quantité. Les

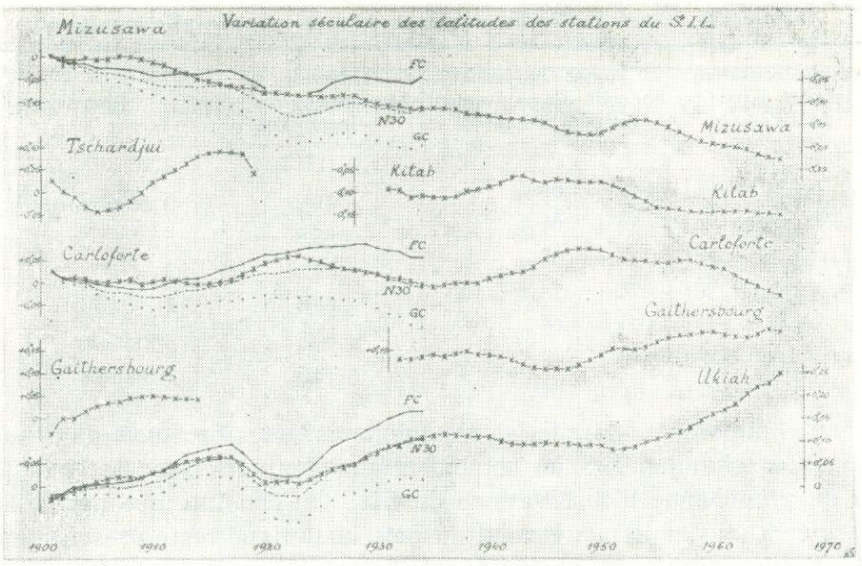


Fig. 2.

résultats de l'Europe Occidentale (Carloforte) n'indiquent qu'une variation séculaire de latitude négligeable, tandis que ceux de l'Asie Centrale (Kitab) montrent le déplacement vers le Sud égal à la moitié de celui de Mizusawa, comme si le continent de l'Eurasie tournait autour de l'Europe Occidentale dans le sens de l'aiguille d'une montre. Cette conclusion est en accord avec celle de P. S. Voronov (11).

E. I. Obrezkova (12) a déterminé les variations des latitudes des stations internationales de Mizusawa, Carloforte et Ukiah de 1901 à 1934 en réduisant les résultats d'observations de latitude aux trois catalogues différents : F. Cohn (FC), N30 et GC. Les moyennes des corrections des latitudes de ces 3 stations d'après Obrezkova sont représentées également sur la figure 2. Nos courbes déterminées jusqu'à 1966 se rapprochent le plus des courbes correspondantes de N30 d'Obrezkova. En outre, on remarque que le catalogue FC utilisé par le SIL au début de son activité donne la variation séculaire de latitude la plus faible pour Mizusawa et la plus forte pour Ukiah, tandis que le catalogue GC donne le résultat opposé. Ainsi, pour déterminer la variation séculaire de latitude des stations par la méthode directe, il faudrait éliminer au préalable l'influence des erreurs des catalogues d'étoiles sur les résultats des observations.

D'après les résultats des tableaux I et II nous avons calculé par la méthode des moindres carrés les variations annuelles de longitudes par rapport au pôle moyen de l'époque (Δm_{ep}), les corrections supplémentaires dues à l'adoption de l'origine conventionnelle internationale (Δp_i) et les variations annuelles de longitudes par rapport au pôle conventionnel international (Δ_{pi}). Ces résultats (tableau IV) sont donnés en considérant l'intervalle total des observations, l'intervalle de 20 annés d'observations (1948—1967) et l'intervalle de 10 années d'observations (1958—1967).

Tableau IV—Variations annuelles des longitudes par rapport au pôle moyen de l'époque (M_{ep}) et au pôle conventionnel international (M_{pr})

en $O^s.00001$

Observatoire	Ind	Intervalle	Mep	Pi	M_{pi}	M_{ep}	Pi	Mpi	Mep	Pi	Mpi
Greenwich	Gr	1925–67	+37	+6	+43	+59	+16	+75	+10	+17	+27
Hambourg	H		−13	+9	−4	−50	+15	−35	+103	+11	+114
Léningrad mes.	Lm		−18	+16	−2	+28	+7	+35	+256	−13	+243
Neuchatel	N		−98	+3	−95	−175	+6	−169	−149	+5	−144
Ottawa	O		−7	−20	−27	+22	−3	+19	+24	+25	+49
Paris	Pa		+40	+4	+44	+98	+11	+109	−36	+12	−24
Potsdam	Pt		−9	+8	−1	+20	+11	+31	+111	+5	+116
Poulkovo	Pu		−5	+16	+21	+25	+7	+32	+5	−13	−8
Tokyo	To		+22	−28	−6	+8	−71	−63	−30	−75	−105
Uccle	U		+77	+6	+83	−17	+13	−4	−324	+13	−311
Washington	W		−40	−20	−60	−79	−3	−82	+10	+13	+23
Buenos-Aires g.	BAg	1932–67	+3	−22	−19	+11	−66	−55	+132	−73	+59
Moscou Obs.	Mo		−35	+10	−25	+184	−8	+176	+116	−27	+89
Rio de Janeiro	RJ		+3	−23	−20	−163	−57	−220	−196	−57	−253
Tachkent	Ta		+18	−18	0	−74	−43	−117	+47	−57	−10
Zi-Ka-Wei	Zi	1939–66	−7	−39	−46	+82	−62	+20	+9	−68	−59
Moscou mes.	Mm	1945–67	−55	−4	−59	−75	−8	−83	+244	−27	+217
Irkoutsk as.	Ira	1948–67	+25	−80	−55	+25	−80	−55	−38	−103	−141
Léningrad as.	La		+172	+7	+179	+172	+7	+179	+228	−13	+215
Mont Stromlo	MS	1949–67	−37	−4	−41	−37	−4	−41	−50	+10	−40
Buenos Aires nav.	BAn	1950–67	+60	−68	−8				+90	−73	+17
Irkoutsk mes.	Irm	1951–67	−146	−80	−226				−350	−103	−453
Nikolaiev	Nk		−104	−10	−114				−581	−22	−603
Richmond	Rc		+4	−27	−28				+31	−6	+25
Belgrade	Bl	1953–67	+513	−4	+509				+444	−11	+433
Borowiec	Bo	1954–67	+77	+8	+85				+105	0	+105
Mizusawa	Mz		−146	−83	−229				−124	−80	−204
Prague	Pr		−170	+6	−164				−205	+1	−204
Alger	Al	1957–67	−122	−4	−126				−122	−4	−126
Milan	Mi		−249	+1	−248				−249	+1	−248
Mont-Pourpre	MP	1957–66	−282	−66	−348				−282	−66	−348
San Fernando	SF	1957–67	+470	+2	+472				+470	+2	+472
La Plata	LP	1958–67	+132	−74	+58				+132	−74	+58
Besançon	Bs	1959–67	+129	+6	+135				+129	+6	+135
Novossibirsk	Nm		+54	−91	−37				+54	−91	−37

Pour les 16 stations qui ont travaillé pendant la durée la plus longue, nous avons obtenu les résultats moyens suivants:

Intervalle total			Intervalle de 20 ans			Intervalle de 10 ans		
(en 10^{-5} seconde comme unité)								
Δm_{ep}	Δp_i	Δm_{pi}	Δm_{ep}	Δp_i	Δm_{pi}	Δm_{ep}	Δp_i	Δm_{pi}
± 27	15	31	± 68	25	78	± 97	30	102

On voit que la moyenne des valeurs absolues des variations annuelles des longitudes augmente avec la diminution de l'intervalle considéré. De plus, on remarque que les variations annuelles des longitudes déterminées par rapport au pôle conventionnel international (Δm_{pi}) sont supérieures à celles qui sont déterminées par rapport au pôle moyen de l'époque (Δm_{ep}). Ce résultat montre l'existence des variations à courte durée dans la détermination de longitudes de différents continents et le fait que ces variations ne dépendent pas toujours du mouvement du pôle instantané.

La représentation graphique des valeurs lissées de corrections des longitudes des stations principales (figure 3) montre l'existence de ces variations quasi-périodiques. De plus, cela montre l'existence descordances dans la détermination de variations séculaires de longitudes en fonction de l'intervalle considéré et le l'origine du pôle instantané (voir le tableau IV). L'erreur de la détermination de la variation annuelle de longitude d'après l'intervalle de 40 ans est égale à $\pm 0{,}00014$ d'après l'ensemble de 16 stations horaires.

Pendant la période de 17 ans (1951—1967) les trois stations horaires (Ottawa, Washington et Richmond) ont travaillé en Amérique du Nord. La représentation graphique de leurs longitudes, ainsi que de leur moyenne affranchies du terme séculaire montre une rassemblance réciproque frappante (figure 4). Les crochets annuels de variations de longitudes du même aspect coïncident presque exactement. Par conséquent, il devrait exister des variations communes de longitudes des trois stations d'Amérique du Nord par rapport à l'Observatoire moyen 11 composé à 80% par les stations d'Eurasie. L'aspect général des courbes faites par rapport à la moyenne de 15 observatoires est le même.

On peut utiliser une autre méthode pour déterminer l'existence des variations de longitudes des stations de l'Amérique du Nord: c'est la méthode de la détermination du mouvement séculaire du pôle instantané d'après les variations des longitudes. Pour l'intervalle de 1925 à 1967 inclus nous avons calculé la vitesse moyenne annuelle du déplacement du pôle instantané en utilisant les moyennes annuelles des coordonnées du pôle recalculées par nous (tableau II), ainsi que les variations annuelles des longitudes (tableau IV). Nous avons trouvé les résultats suivants:

On voit que les valeurs de la vitesse annuelle du mouvement du pôle déterminées d'après les stations du SIL et d'après les stations de longitu-

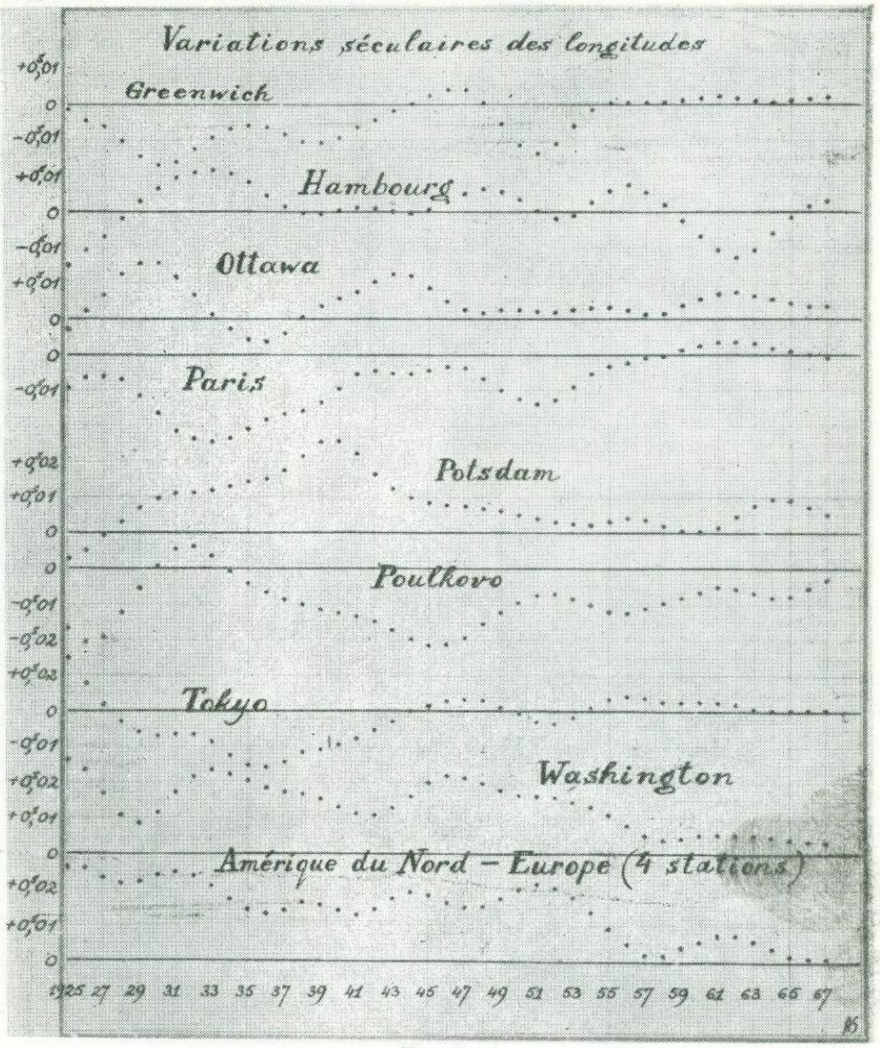


Fig. 3.

des de l'Eurasie sont du même ordre de grandeur aux erreurs de détermination près. Un bon accord s'observe également pour la détermination de la direction du pôle (SIL et l'Eurasie). Par contre, l'ensemble de toutes les stations des longitudes (AN+Eur) donnent la direction du mouvement du pôle qui diffère presque de 90° des valeurs précédentes.

On arrive à la même conclusion pour la différence des directions du mouvement du pôle instantané en faisant l'étude des intervalles de 20 et

Mouvement du pôle	Latitudes SIL	Longitudes	
		Eurasie	AN+Eur
Vitesse annuelle	0″,0032	0″,0024	0″,0009
Direction	74° w	52° w	139° w

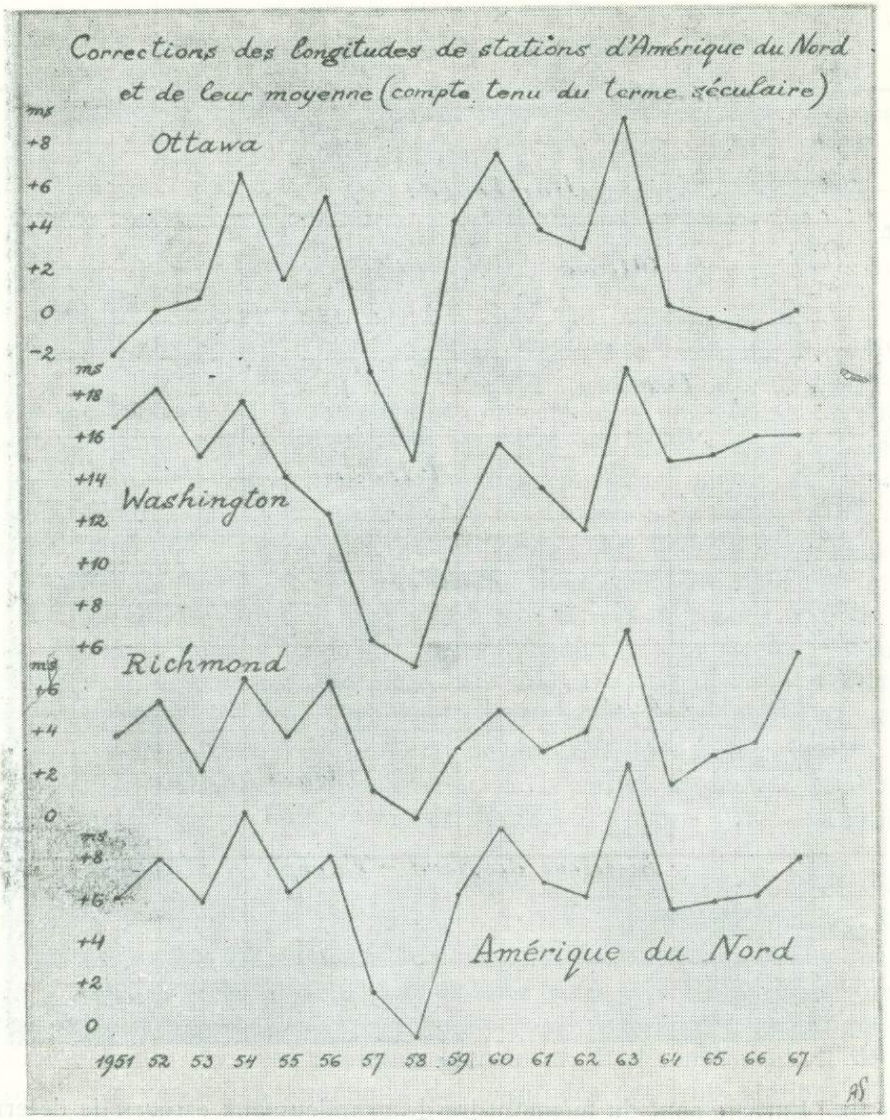


Fig. 4.

10 ans. Pour éliminer cette contradiction apparente, il faudrait supposer l'existence d'un déplacement de l'Amérique par rapport à l'Eurasie.

Ainsi, d'après les deux méthodes différentes, l'une traitant directement les variations des longitudes et l'autre traitant les variations des longitudes et des latitudes par le mouvement du pôle instantané, on arrive à la conclusion qu'il doit exister un déplacement de l'Amérique du Nord par rapport à l'Eurasie dans le sens des longitudes.

L'étude du déplacement en longitude de l'Europe par rapport au Japon (Tokyo) montre que ce déplacement est presque inéxistant pour l'intervalle étudié (43 ans). Donc, on peut conclure qu'il y a seulement le déplacement de l'Amérique par rapport à l'Eurasie dans le sens des longitudes. L'étude des intervalles plus courts ne peut pas nous donner les résultats

satisfaisants pour l'étude de la variations séculaire des longitudes en raison de l'existence des variations quasi-périodiques dans la détermination des longitudes (figure 3, tableau IV).

On remarque que la présicion de la détermination des longitudes s'accroit progressivement (tableau Ia et Ib). Pour calculer la précision avec laquelle on peut déterminer actuellement les longitudes des stations en service continu, nous avons étudié les résultats des six dernières années (1962—1967). On peut diviser les stations horaires modernes en trois groupes d'après les instruments astronomiques dont elles se servent pour leurs observations:

1) Lunettes zénithales photographiques (PZT), 9 stations;
2) Astrolabes Danjon (Astr.), 8 stations;
3) Instruments des passages de types divers (In. pas.), 18 stations.

Les erreurs annuelles réduites à l'équateur donnent les résultats suivants:

	Toutes les stations			Meilleures stations (50%)		
PZT		±0^s,0016	± 74 cm		±0^s,0011	± 51 cm
Astr.	22		101 „	14		64 „
In. pas.	46		212 „	28		129 „

La moyenne annuelle de 3 meilleures stations utilisant les PZT peut déterminer la position de la région correspondante à 29 cm près en un an.

Pour la meilleure station de chaque groupe nous donnons en conclusion la précision de la détermination annuelle de sa position:

Greenwich ±29 cm, Paris ±46 cm, Poulkovo ±85 cm.

Bibliographie

1. Scheglov V. P. Certains results and new aspect of the solution of the problem of continental drifts by astronomical methods. Recent crustals movements of the Earth, Moscou, 3, 1968.

2. Stoyko A. Mouvement séculaire du pôle et la variation des latitudes des stations du SIL. Symposium nº 32 de l'UAI, 1968, Reidel ed., Dordrecht-Holland.

3. Stoyko N. Variation séculaire des longitudes. Symposium nº 32 de l'UAI, 1968, Reidel ed., Dordrecht-Holland.

4. Stoyko A. La troisième Opération Internationale des Longitudes. Annals of the International Geophysical Year, Pergamon Press, 1966, Vol. XLII.

5. Stoyko A, Stoyko N. Determination du mouvement de l'écorce terrestre d'après les observations astronomiques. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, 90, 1966, Helsinki.

6. Torao M., Okazaki S., Fujii S. Secular variation of longitude and related problems. Symposium nº 32 de l'UAI, 1968, Reidel ed., Dordrecht-Holland.

7. Stoyko A., Stoyko N. Révision des longitudes conventionnelles. Bulletin Horaire, Série 5, nº 16, 1961.

8. Orlov A. J. Service des latitudes. Ed. Académie des Sciences de l'URSS, 1958, Moscou.

9. Fricke W., Kopff A. Fourth fundamental catalogue (FK4). Veröof. Astron. Rechen-Instituts, Heidelberg, nº 10 1963.

10. Résolutions proposées par la Commission nº 19. Transac. Intern. Astr. Union, Vol. XIII-B, Proceedings, 1968, Reidel ed.; Dordrecht-Holland.

11. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли, Изд. «Наука», Л., 1968.

12. Obrezkova E. I. On changes in latitude and the position of the median pole of the Earth. Geoph. and Astron.; Inform. Bull. nº 9, 1966. Kiev.

Е. ХЕПФНЕР

О ТОЧНОСТИ КЛАССИЧЕСКОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДОЛГОТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При комплексном изучении современных движений земной коры геодезия может давать некоторые данные для анализа горизонтальных движений. Из геодезических определений координат, проводимых через возможно большие промежутки времени, методом сравнения можно определить движения по направлению и скорости. Изучаемая область при этом ограничивается по-разному. Геодезической астрономией можно достигнуть того же самого, но указанных органический уже не будет.

Результаты измерения долготы и широты, получаемые современными инструментами (астролябия, PZT) на особо выбранных пунктах, позволяют дать решение поставленной задачи. Возможность использования при этом пассажных инструментов до сих пор остается неясной. Цель данного доклада состоит в том, чтобы оценить точность классического метода определения долгот для решения данной задачи. Для анализа были использованы результаты определения долготы в пунктах Боровец, Дрезден и Потсдам 1966 года. В наблюдениях принимали участие: Астрономическая широтная станция Польской Академии наук в Боровце (Познань); Институт имени Лормана Дрезденского университета и Потсдамский геодезический институт Немецкой Академии наук в Берлине.

С 1 апреля по 10 августа определение времени проводилось цейсовскими пассажными инструментами 100/1000 с переменой наблюдателя методом прохождения через меридиан. Помимо этого, на станциях Боровец и Потсдам проводились параллельные наблюдения для контролирования «Системы времени» главного наблюдателя и наблюдателей на других инструментах, а также для учета систематических ошибок. Главными наблюдателями на станциях являлись:

Станция	Географ. координаты	Наблюдатели
Боровец (Бо)	$+52°16'38''$—$1^{ч}08^{м}19^{с}$	Мочко (М)
Дрезден (Др)	$+51°03'15''$—$0^{ч}54^{м}56^{с}$	Вехтер (В)
Потсдам (Пт)	+52 22 55 —0 52 16	Хепфнер (Хр)

Одинаковая программа звезд была составлена из фундаментальных звезд FK4 с подгруппами по 10 экваториальных и 2 полярных звезд. Для следующих друг за другом подгрупп станций Боровец и Потсдам учтено условие $\Sigma\ K \leqq +0{,}1$, чтобы влияние ошибки азимута было по возможности небольшим. Наблюдения проводились цепным способом, где две подгруппы образовали одну группу вечера. В четырех периодах требовалось пронаблюдать 30 определений, из них по 5 — в первом и четвертом периодах и по 10 — во втором и третьем периодах. Среди них в соответствующих периодах 3 и 6 групп наблюдения проводились на двух станциях в один вечер. В 6.00 и в 18.00 ТУ принимались сигналы OMA 50, HBG, DGI и DIZ.

Детали, касающиеся проведения наблюдений и организации совместных работ, были указаны в совместно разработанной программе работ. Ниже приводятся число наблюденных групп каждого периода, станция и главный наблюдатель:

Станция	Бо	Др	Пт
1 период	8(М)	6(В)	9(Хо)
2 период	10(Хо)	11(М)	12(В)
3 период	12(В)	9(Хо)	10(М)
4 период	9(М)	9(В)	11(Хо)
Сумма	39	35	42

Общее число 116 определений времени соответствует 2577 отдельным прохождениям звезд.

Полученный материал был обработан единообразно. После уравнивания групп с учетом необходимых поправок (поправки сигналов времени, времени распространения волн, приведение на средний вектор вращения Земли) вычислялись разности долгот в виде как двухсторонней, так и односторонней привязок. Результаты каждого наблюдателя были обработаны отдельно. Внутренняя точность групп характеризуется средними ошибками одного наблюденного прохождения. Из разброса отдельных долгот можно вывести среднюю ошибку внешней точности. Внутренними и внешними ошибками одной отдельной долготы являются $m_{\Delta}v$ и m_L.

Получились следующие значения:

Наблюдатель

М	В	Хо
$m_0 \pm 22.1$	± 23.7	± 26.9
$m \pm 32.0$	± 38.4	± 38.6
$m_{\Delta} v \pm 6.7$	± 7.2	± 8.2
$m_L \pm 9.7$	± 11.6	± 11.8 мсек.

Разногласие между внутренней и внешней точностями результатов наблюдений в общем известно, и при объективированных системах регистрации оно проявляется еще ярче.

Изучение влияния разных внешних условий на групповые наблюдения необходимо для повышения внешней точности. Это справедливо для всех типов инструментов. Применение методов математической статистики улучшает результаты только незначительно, т. к. существует тесная связь между техникой наблюдения и теорией ошибок. Относительная внешняя точность выведенных разностей долгот из результатов главных наблюдений при двухсторонней привязке долгот $<\pm 3.5$ м.сек, а при односторонней привязке $<\pm 3.0$ м.сек. Разности долгот свободны от систематических ошибок, вызванных наблюдателями, но производные, составляющиеся от инструментов, возможны. Из сравнения односторонних долгот, выведенных из результатов главных и параллельных наблюдений, следует, что долгота станции Боровец имеет систематическую ошибку порядка $+10$ м/сек. Чтобы получить окончательный результат, долготы станции Боровец и Потсдам были осреднены. Собственные результаты подчеркивают разности договорных долгот. Подробное изложение результатов и их анализ будут опубликованы позже.

Исследования для изучения горизонтальных движений дали следующие результаты:

1) Относительная внешняя точность классического метода определения долгот соответствует точности современных инструментов ($<\pm 3$ м.сек). Поэтому для решения данной проблемы пассажные инструменты можно привлекать;

2) Независимо от применяемого метода влияние систематических ошибок должно быть изучено особо;

3) Пока наше знание внешних влияний на групповые наблюдения недостаточно для их учета, необходимо использовать разные инструменты для наблюдения. Тогда систематические ошибки в арифметическом среднем будут играть роль случайных;

4) Целесообразно использование определенного типа инструмента по цепям для изучения движений континентов и полюса. Если этими инструментами мы будем наблюдать через некоторые промежутки времени на центральной станции в одинаковые вечера, то, возможно, удастся выявить систематические ошибки.

G. TELEKI

THE COMPARISON OF LATITUDE VARIATIONS CALCULATED FROM OBSERVATIONS IN BELGRADE AND JOZEFOSLAW (NEAR WARSAW)

The latitude stations in Belgrade and Jozefoslaw are situated almost on the same meridian — their longitudes differ for 2^m05^s. The polar latitude variations are at both stations practically the same, so that the difference

in latitudes of these stations vary only because of non-polar, local variations.

Using the data from the International Polar Motion Service in Mizusawa for the period from 1962,0—1967,0, we calculated the mean latitude for both stations using Orlov's formula. As it can be seen on Fig. 1 (Jo —

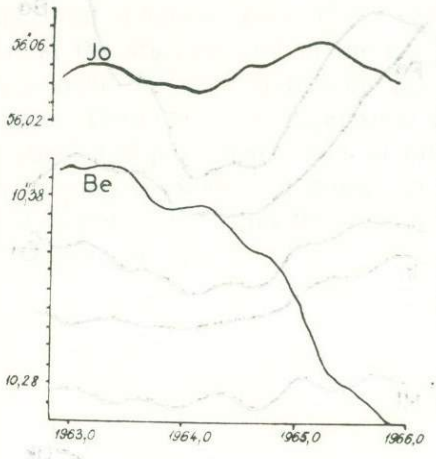


Fig. 1.

Jozefoslaw, Be — Belgrade), the variations of mean latitudes have the same directions at the beginning, but they later separate. A fairly intensive decrease in the mean latitude of Belgrade (approx. 0,13 arises).

The question arises as to the reason for this decrease? Has it to do with local or polar latitude variations?

To approach the conclusion for this problem, for the same observation period, we also calculated the mean latitudes for the following stations: Paris (astrolab), Borowiecz (VZT), Poltava (VZT), Engelhardt (ZTL-180), Irkutsk (ZTL-180), Mizusawa (VZT), Ukiah (VZT) and Gaithersburg (VZT) and they are given in Fig. 2 (Pa — Paris, Bo — Borowiecz, etc.). We see that after 1962,9, the mean latitude decreased at the stations east of Paris to Mizusawa, and increased at the stations Ukiah and Gaithersburg which are on the west. The variations are different in values. At most of the stations from 1963,9 to 1965,1 there occurs extremes and later goes in the opposite direction. At the data for Belgrade and Ukiah there are no extremes.

Using the calculated data, we conclude that the mean pole had moved from 1962,9 to about 1964,5 in the direction of $+9^h$ longitude with a mean yearly velocity of 0,″05 and later a change in direction occurs.

The calculated direction of motion agrees with the possible direction ($+8^h,1$) of periodic libration supplied by Wm. Markowitz (Methods and Techniques in Geophysics, Ed. Runcorn, 1960). Therefore it is possible to suppose that the libration of the mean pole started in 1952, continued to about 1964,5 and later then began a motion in the other direction. Maybe

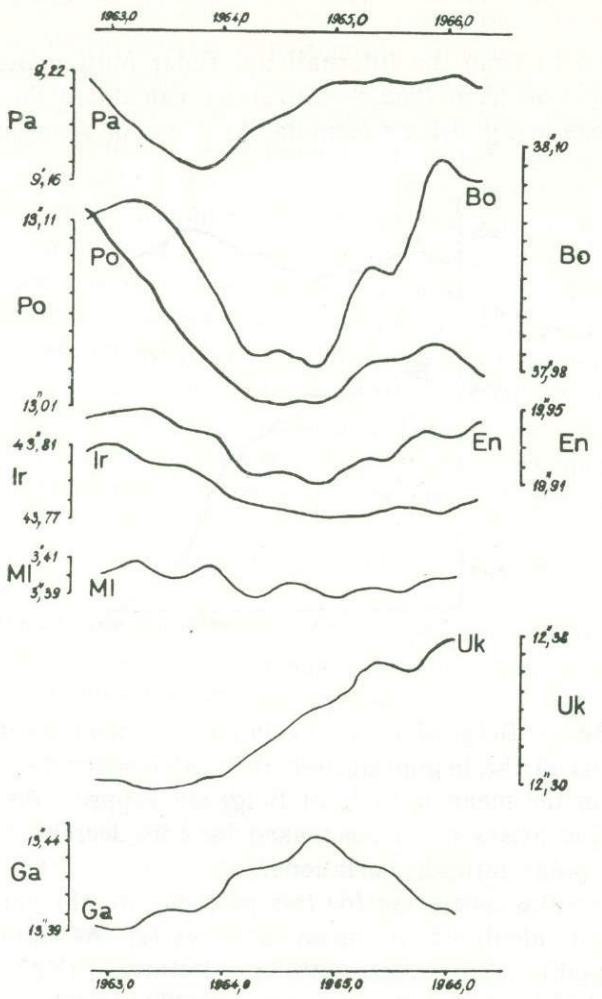


Fig. 2.

just at this singular-point, stressed changes occur from which the yearly velocity of about 0".05 is explained.

From this analysis we conclude that there is an influence of real motion of the mean pole which, in the related value, changes the mean latitudes of the stations. At the same time, however, variations in mean latitudes are shown which are local in character. Therefore polar and non-polar factors are involved in the variations of the mean latitudes.

The possible factors of influence in Belgrade and Jozefoslaw are especially analized. If the previously given data for the libration motion of the mean pole are taken into consideration, then the mean latitudes of these stations — in the given period would decrease for about 0".07. However the real variations in Jozefoslaw are much smaller and in Belgrade much greater than this value. So we must suppose that important local factors exist. For non-polar reasons the latitudes of these two stations

can differ up to 0,″2. The complete explanation for this has not yet been discovered.

Not only at these two stations but at all the stations in general, certain questions arise as to the possibility of introducing and separating the local and polar factors in the variation of latitudes. The sources of disagreements must firstly be looked for in the instruments, in atmospherical influences, in the horizontal displacements of the stations, in the local changes in the vertical at the stations and in the calculation methods of data. But it is not yet possible for us to determine reliably the individual values of these influences. Therefore it is impossible to really determine and separate both the local and polar variations of latitude. The decision must be looked for in intensive research of non-polar factors at latitude variations — but still it is not certain that the existing classical methods will finally give satisfactory results.

Раздел VI

МЕТОДЫ И ИНСТРУМЕНТЫ

Part VI

METHODS AND INSTRUMENTS

Н. С. БЛАГОВОЛИН, А. Н. ЩЕГЛОВ

ПРИМЕНЕНИЕ АРХЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

Успехи в изучении вековых движений земной коры позволяют вполне определенно установить их колебательный характер. Однако вопрос о периоде колебаний до сих пор остается открытым. Хотя в отдельных пунктах удалось выявить смену знака вертикальных движений за 50—100 лет, инструментально еще нигде не был прослежен полный цикл колебаний (поднятие-опускание-поднятие), который, видимо, значительно превышает по продолжительности это время. Поэтому приходится прибегать к косвенным методам, менее точным, чем геодезический, но позволяющим установить характер вековых движений на протяжении тысячелетий. Это прежде всего археологический метод в сочетании с геолого-геоморфологическим. Он был применен еще в прошлом веке Ч. Лайелем, установившим последовательность поднятий и опусканий участка берега Неаполитанского залива в районе Поццуоли по положению руин античного храма (1). Полный период колебаний охватывает здесь отрезок времени с II в. до н. э. по XVIII в., т. е. около 2 тыс. лет. Понятно, какой большой теоретический и практический интерес представляет решение этого вопроса для таких обширных и разнообразных в структурном отношении регионов как Средиземноморье и Причерноморье.

Изучение современных (имея в виду последние 2—3 тыс. лет) колебательных движений земной коры в приморских районах осложняется тем, что здесь мы встречаемся обычно с суммарным результатом собственно тектонических движений суши и вполне автономных вековых колебаний уровня океана и морей, имеющих скорости одного порядка. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в настоящее время изучены довольно детально. Многочисленные радиоуглеродные датировки погруженных ниже уровня моря торфяников на условно принимаемых стабильными побережьях Австралии, Новой Зеландии, США, Англии, Швеции, Ирана показывают, что в период между 14 и 6 тыс. лет назад эвстатическое повышение уровня океана в результате особенно активного таяния ледников проходило со средней скоростью 9 мм/год и уровень поднялся за этот период примерно на 70 м, достиг-

нув современного или несколько превысив его. На протяжении последних 5—7 тыс. лет уровень моря испытывал значительно меньшие колебания в пределах нескольких метров выше и ниже современного уровня. Значительные успехи достигнуты в изучении колебаний уровня Черного моря за историческое время и в определении скоростей современных тектонических движений его берегов (2, 3, 4, 5). Однако в оценке скорости современного эвстатического поднятия уровня Черного моря существуют большие различия. По мнению разных авторов, она составляет от 0,8 до 4—5 мм/год. В различных работах одни и те же показания футштоков трактуются то как скорость современных тектонических движений побережья, то как скорость эвстатического поднятия уровня моря — в зависимости от того, что изучает автор работы.

Отдавая себе отчет в том, что для решения сложного вопроса о роли обоих факторов в изменении взаимного положения суши и моря за историческое время предстоит еще большая работа, мы хотим осветить некоторые интересные данные, полученные при недавних исследованиях в районе Херсонеса (юго-западный Крым).

Херсонес Таврический — один из древнейших городов Северного Причерноморья — существовал с конца V в. до н. э. по XIV — начало XV вв., т. е. около двух тысяч лет. Четкая стратиграфия культурных (антропогенных) напластований, хорошая сохранность городских построек разных эпох, детальные археологические, гидрогеологические и геоморфологические исследования, проведенные на территории города и в его окрестностях, позволяют рассматривать этот район в качестве эталона для изучения вековых движений земной коры и колебаний уровня Черного моря в историческое время. Херсонес находится на северном берегу Гераклейского п-ова (юго-западная оконечность Крыма), представляющего невысокое денудационно-структурное плато, полого-волнистая поверхность которого постепенно повышается от нескольких метров (на северо-западе) до 150 м абс. у мыса Фиолент, в соответствии с общим наклоном пластов верхнего сармата. Плато расчленено многочисленными балками. Наиболее крупные из них (Стрелецкая, Камышевая и Казачья) своими верховьями проникают почти до южного берега полуострова.

Неотектоника полуострова определяется его положением в зоне сочленения двух структур: северо-западного крыла Крымского мегантиклинория, имеющего общую тенденцию к поднятию, и Альминской впадины — зоны преобладающего слабого опускания. Повторное нивелирование и уровномерные наблюдения показывают, что в течение последних 50 лет район Херсонеса испытывает опускание со скоростью до 1 мм/год (0,5±0,3 мм/год). Морфологические признаки погружения обнаруживаются на всем северном побережье от устья р. Черной до мыса Херсонес. В рисунке изобат подводной абразионной террасы Черного моря хорошо прослеживаются долины всех крупных балок. Устья

балок в результате недавней ингрессии моря превращены в глубокие бухты; внешний берег между бухтами усиленно абрадируется.

Значительная часть городской застройки Херсонеса и многочисленные сельские усадьбы в западной части Гераклейского п-ова расположены на поверхности молодых морских террас — новочерноморской (1,5—3,0 м) и карангатской (6—9 м). Геологический возраст террас определен как по находкам морской фауны, так и косвенным методом. Абсолютный возраст нижней террасы по аналогии с другими районами Причерноморья (4, 5) составляет около 5 тыс. лет. Юго-восточный портовый район Херсонеса занимал днище и берега отрога Карантинной балки, выполненного осадками смешанного континентально-морского генезиса.

На основании археологических и геоморфологических исследований, а также изучения материалов специальной гидрогеологической съемки 1958 г. и результатов многолетних раскопок, можно заключить, что за время существования Херсонеса, т. е. с конца V в. до н. э. по конец XIV—начало XV в. территория города и прилегающие части Гераклейского п-ова испытывали колебательные вертикальные движения, знак и скорость которых менялись.

Ко времени основания города и в первые столетия его существования уровень моря находился ниже современного минимум на 2—3 м. Об этом свидетельствуют положение дна колодцев и водосборных цистерн в северном районе Херсонесского городища и реконструкция ныне частично затопленных усадеб на северном побережье Гераклейского п-ова. Сходную картину дают и античные поселения, возникшие в конце IV в. до н. э. в западном Крыму (Беляус, Чайка, Калос Лимен, Панское), и находящиеся в разных структурных условиях. Детальное обследование колодцев, подвалов, рыбозасолочных и водосборных цистерн в северном прибрежном районе Херсонеса показало, что они сооружались и использовались в период с конца IV в. до н. э. по X—XI вв. н. э. Непрерывное использование северного района Херсонеса человеком на протяжении почти 2400 лет надежно зафиксировано раскопками (7, 8). С конца V в. до н. э. по IV в. до н. э. здесь находился некрополь (городское кладбище). С конца IV в. до н. э. в процессе расширения городской застройки некрополь был ликвидирован, и на его месте возникли городские кварталы, просуществовавшие (со многими перестройками) до гибели города в конце XIV — начале XV в. Время основных перестроек определялось изменениями экономического и политического уклада жизни и средней продолжительностью существования построек, которая, как правило, не превышала 100—200 лет. Археологические материалы показывают, что в мощных культурных слоях, вскрытых в 1931—1968 гг., на значительной площади (более 9000 м^2) до коренных пород, не обнаружено ни одного слоя морских осадков. Нет также ни следов морской абразии, ни следов деятельности моллюсков-камнеточцев. Все это говорит о том, что уровень моря с момента осно-

вания города и до X—XI вв. либо оставался стабильным — ниже современного на 2—3 м — либо даже несколько понижался.

После X—XI вв. картина меняется. Начинается опускание берега, темп которого постепенно возрастает. Прибрежная часть северного района Херсонеса в настоящее время находится на уровне современного пляжа, в результате чего раскопанный участок в районе XIV квартала во время штормов заливается водой и забрасывается морской галькой и водорослями. В зоне прибоя на высоте 0,5 м над ур. моря находятся устье колодца и донные части цистерн винодельни первых веков нашей эры в XXVIII квартале. Такое же явление обнаруживается в ряде других античных поселений Западного Крыма (Чайка, Беляус, Калос Лимен, Панское), где дно колодцев находится ниже уровня моря, а в некоторых случаях (Калос Лимен, Панское) подтоплены и фундаменты стен.

Анализ северного района Херсонеса не дает возможности представить более детальную картину колебаний уровня моря, начиная с X—XI вв. Поэтому обратимся к юго-восточному портовому району города, изученному с такой же детальностью. Юго-восточный район занимает участок с современными отметками поверхности от 0 до 6 м. Как показали многолетние раскопки и бурение, современный рельеф района образован культурными слоями. Если удалить последние, то обнажится слабо наклоненная поверхность, падающая к тальвегу балки. На этой низменной равнине и прилегающем к ней с севера возвышенном плато и было основано первое поселение греков. Наибольший интерес представляет система крепостных сооружений портового района. Здесь открыт раскопками комплекс из трех разновременных башен и отходящих от них прибрежных стен (6), а также проведены подводные археологические исследования дна Карантинной бухты (9, 10, 12, 13). Возведенная к концу IV в. до н. э. 18-я куртина оборонительных стен заканчивалась круглой башней. В первых веках нашей эры была построена приморская оборонительная стена (22-я куртина), прошедшая вдоль берега бухты. Позднее строится башня XX, выдвинутая к берегу бухты, а вслед за нею, не ранее IX—X в., башня XXI. Последняя соединялась с воротами порта новой стеной, построенной на 30—40 м ближе к берегу бухты. Последовательное трехкратное выдвижение башен и оборонительных стен в сторону бухты было возможно, разумеется, лишь при прогрессирующем осушении этого низменного участка берега и, соответственно, при сохранявшемся до IX—X вв. низком уровне моря. Об этом же, по-видимому, говорят и недавно обнаруженные на дне Карантинной бухты новые строительные остатки, предварительно датированные раннесредневековым временем (13).

Период после X в. ознаменовался постепенным опусканием берега: в настоящее время не только затоплены фундаменты башни XXI и отходящей от нее стены, но усиленно заболачивается более высокая территория у крепостных стен юго-восточного участка. Раскопки в ци-

тадели Херсонеса и периболе у 17-й куртины показали, что слои древнее II в. до н. э. подтоплены.

Хорошим доказательством продолжающегося и сейчас погружения берега может послужить сличение планов Херсонеса, выполненных в первой половине XIX в., и современных. На плане Херсонеса, составленном Дюбуа де-Монпере в 1832—33 гг. (11) участок приморской стены, лежащий ныне ниже уровня моря, на дне Карантинной бухты, показан на ее берегу, в приурезовой зоне.

Подобные описанным явления наблюдаются на всем северном побережье Гераклейского п-ова. Расположенные на современных берегах бухт Круглой и Камышевой усадьбы и каменные ограды херсонесских клеров (земельных наделов) подтоплены. На картах конца XVIII и начала XIX вв. посредине Круглой бухты показан островок. В настоящее время он затоплен и частично абрадирован; на месте острова еще сохраняется отмель с минимальными отметками — 0,2 м. На глубинах 2,5—4 м к юго-востоку от центра отмели обнаружено большое скопление переотложенной в результате абразии культурного слоя керамики, в т. ч. и строительной (кирпичи, черепица), которая позволяет считать, что постройки здесь существовали до XIII—XIV вв. Анализ положения сохранившихся остатков межевых стен клеров конца IV—II вв. до н. э. показывает, что почти вся акватория нынешней Круглой бухты, по крайней мере до глубины 3 м, представляла собой земельный надел древнего Херсонеса. Таким образом бухта, в современных ее очертаниях, образовалась за время, протекшее после XIII в.; скорость погружения берега характеризуется здесь теми же величинами, что и в Херсонесе.

Археолого-геоморфологическое обследование Херсонеса и других античных памятников в Крыму позволяет построить график вековых колебаний земной коры. Точнее его следовало бы назвать графиком вековых изменений взаимного положения суши и моря. За исходный репер на графике принята поверхность новочерноморской террасы в районе Херсонеса (рис. 1). Левая часть графика (4 тыс.—1 тыс. лет до н. э.) характеризует этап постепенного поднятия побережья и осушения новочерноморской террасы. Средняя часть отвечает стабильному, высокому положению берега в период V в. до н. э.—IX в., когда заселялись и осваивались низкие приморские территории. И наконец, правая часть графика свидетельствует о быстром и однонаправленном опускании побережья, начавшемся в X—XI вв. и продолжающемся в настоящее время. Похожие, отличающиеся лишь в деталях кривые характеризуют ход молодых и современных движений побережья в Ольвии (Бугский лиман), Фанагории (Таманский п-ов) и всего Западного Крыма. Это позволяет сделать некоторые интересные выводы. Можно установить, что полный период колебаний (опускание-поднятие-опускание), применительно к современному положению суши и моря, составляет около 5 тыс. лет. Размах движений (6—7 м в Херсонесе, 8—9 м

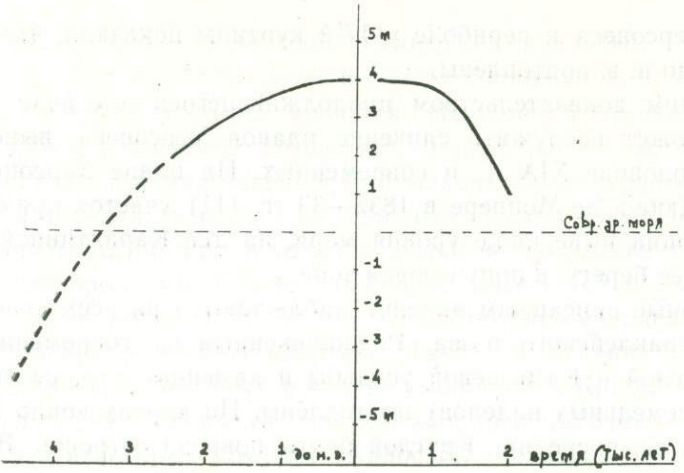


Рис. 1. График колебаний земной коры в юго-западном Крыму (за исходный уровень принята поверхность низкой абразионной террасы в северном районе Херсонеса)

в Бугском лимане и до 10—15 м в Сухумской бухте) значительно превышает амплитуду эвстатических колебаний уровня океана, что свидетельствует о существенной роли тектонической составляющей.

Следует более детально остановиться на правой части графика, отражающей интенсивное однонаправленное опускание побережья. Предварительные археолого-геоморфологические данные по другим, тектонически различным участкам Черного моря (устье Дуная, Бугский лиман, Керченский п-ов, Таманский п-ов, район Сухуми, район Поти), обнаруживает примерно тот же ход вековых движений за последнее тысячелетие. Такое сходство результирующих движений несомненно обусловлено ведущей ролью эвстатического фактора, создающего единый фон, на котором, однако, проявляются и индивидуальные особенности отдельных участков, связанные с их структурными условиями. Учитывая однонаправленность движений, можно рассчитать скорость опускания района Херсонеса за последнее тысячелетие с достаточной точностью. Она составляет 2,5—3,0 мм/год, то есть значительно превышает скорость современного опускания, вычисленную по геодезическим и уровнемерным данным (менее 1 мм/год). Ориентировочные подсчеты, проведенные для других пунктов побережья, обнаруживают сходную закономерность. Интересно подчеркнуть, что те пункты, где бóльше скорость опускания, вычисленная по археолого-геоморфологическим данным за историческое время, характеризуются соответственно большей скоростью и современных тектонических движений за последние 50 лет. Это свидетельствует о сохранении и определенной преемственности и знака и порядка величин скорости движений на всем протяжении последнего тысячелетия, а для некоторых пунктов — на протяжении и еще более длительного времени. Что же касается отмеченных выше расхождений в скоростях для района Херсонеса, то причина их пока не ясна. Вероятнее всего, что при современных уровнемерных исследова-

ниях недостаточно учитывается влияние эвстатического повышения уровня Черного моря; возможно, что за последнее столетие произошло некоторое региональное замедление тектонических движений или эвстатического повышения уровня моря.

Есть основания полагать, что детальное изучение богатых археологическими памятниками районов Причерноморья, где существует густая сеть уровнемерных постов и линий повторного нивелирования, даст возможность накопить достаточное количество фактов для решения вопроса о периоде вековых колебаний в этом регионе, а также о роли тектонического и эвстатического факторов на разных этапах колебательных движений.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
2. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Под общей редакцией И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 123, М., 1958.
3. Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т. I, Изд-во АН СССР, М., 1958.
4. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крыско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд-во АН СССР, М., 1963.
5. Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Изд-во «Наука», М., 1967.
6. Гриневич К. Э. Стены Херсонеса Таврического. Херсонесский сборник, т. 2. Севастополь, 1927.
7. Белов Г. Д. Северный прибрежный район Херсонеса (по новейшим раскопкам). Материалы и исследования по археологии СССР, № 34. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
8. Белов Г. Д. Итоги раскопок в Херсонесе за 1946—1950 гг. История и археология древнего Крыма. Изд-во АН УССР, Киев, 1957.
9. Блаватский В. Д. Работы подводной Азово-Черноморской экспедиции 1960 г. Советская археология, 1961, № 4.
10. Blavatsky V. D. An underwater expedition to the Azov and Black seas. Archaelogy. New York, 1963, vol 16; N 2.
11. Du Bois de Montpereux F. Voyage autour de Caucase chez les Therkesses et les Abhases, en Colchide, en Géorgie, en Arménie et en Crimée. Atlas, t. I, Paris, 1843.
12. Кадеев В. И. Подводные археологические исследования в районе Херсонеса в 1964—65 гг. Тезисы докладов на Пленуме Института археологии АН СССР в 1966 г. Секция «Античная археология», М., 1966.
13. Кадеев В. И., Вишневский В. И. Подводные исследования у берегов Херсонеса. Археологические открытия, 1966. Изд-во «Наука», М., 1957.

N. S. BLAGOVOLIN, A. N. SHCELOV

THE APPLICATION OF ARCHAEOLOGIC-GEOMORPHOLOGICAL METHOD TO THE ANALYSIS OF RECENT DEFORMATIONS OF THE EARTH'S CRUST AND SEA LEVEL CHANGES

Summary

The period of the Earth's crust oscillation preceeds the time interval when repeated levellings and level measuring observations were put on. Therefore when studying this

problem we are still obliged to use indirect methods including archaeological and geologic-geomorphological methods. Being less exact than the geodetical methods they permit to determine the tendency of oscillating motion during last thousands years. The study of the Earth's crust in the coastal areas is complicated because we meet here a result of tectonic movements and eustatic sea level changes. In the Black Sea area the changes of the mutual position of the land and sea for five thousand years can be rather exactly proved to be the location of a precisely dated middleholocene (Flandrian) terrace. Antique and medieval settlements (from VII—VI up to XIV centuries B. C.) are located on its surface. A detailed investigation of ancient settlements was made on the western coast of Crimea in 1967. This survey permitted to determine several stages of differently directed secular oscillations of the shore and to show them in a diagramm. The left part of the diagram (4000—1000 years B. C.) indicates the stage of a gradual uplift of the coast and the formation of the middle Holocene terrace. The middle part corresponds to the stable (height) position of the coast from 500 years B. C. up to 900 years A. D. when the coastal lowlands were populated and cultivated. The right part of the diagram marks a recent quick subsidence of the coast which is still continuing at present. Similar tendencies were established for young and recent movements in Olvia (Bugsky Liman) and Phanagoria (Taman Peninsula). The represented diagram permits to make some interesting conclusions. Complete period of oscillation (subsidence-uplift-subsidence) is about 5000 years. The amplitude of movements in the area of Khersones rached 6—7 meters and in other coastal regions, for instance Bugsky Liman and Sukhum Bay, up to 10—15 meters i.e. more than the amplitude sea level changes during 5000—6000 years. These data prove the essential contribution of the tectonic component. To do more detailed analysis it is necessary to use the right part of the diagram, which shows a gradual subsidence of the coast. Similar course of secular oscillations can be indentified by means of archeologicgeomorphological analysis of coastal areas with different tectonic regime (delta of Danube, Bugsky Liman, Kerch Peninsula, Taman Peninsula, Sukhumi and Poti regions). Such resemblance of resulting oscillations can be explained by the leading influence of the eustatic factor only, creating a common background for all the Black Sea coast. But there is a marked difference between individual areas, for example, the subsidence of the north-western areas of the Black Sea (Bugsky Liman) began about 200 years A. D., i.e. that there is difference of about 800 years between these areas and south-western Crimea. The amplitude of subsidence in the Bugsky Liman was twice larger during the last 1000 years. Taking into consideration the one-sided direction of oscillations during the last 1000 years it is possible to calculated the mean year rate of the resulting subsidence in the Khersoness area. It makes 2,5—3,0 millimeters per year that exceeds twice-thrice the rate of present subsidence ($0,5 \pm 0,3$ millimeters per year) calculated according to geodetic and level measuring data. Approximate calculations were carrid out for other points of the coast and reveal a similar regularity. It is interesting to emphasize that the areas with large rates of subsidence (calculated according to archeologic-geomorphological data) during the historical time showed also greater recent tectonic oscillations for the last 50 years. Those data confirm the stability and inheritance of direction and amplitude of coastal movements during the last 1000 years.

Above mentioned differences in rate in the area of Khersones are still not clear. Its possible cause is a noncalculated influence of eustasy; it is possible that during the last century there has been some regional delay of tectonic movements or eustatic rise of Sea level.

It is possible to suppose that a detailed study of the areas of the Black Sea with numerous archeological sites, dense net of level measuring marks and relevelling lines will help to accumulate a sufficient quantity of facts to resolve the question of the period of secular level oscillations in this region and also of the contribution of tectonic and eustatic factors at the different stages of oscillating movements.

SHORE-DISPLACEMENT IN THE VICINITY OF STOCKHOLM DURING THE LAST C. 4.000 YEARS

Introduction.

The first studies on shore-displacement within the area of investigation were done as early as the end of the 18th century. The general thought at that time was that the water level of the oceans was gradually diminishing (since The Deluge). At about the middle of the 19th century it became clear from the studies of Ch. Lyell, A. Erdmann, and others that the phenomenon was on the whole caused by the isostatic land rise since the last ice age. Shore displacement, evidently, was not uniformly distributed all over the world. However, it must be kept in mind that eustatic and meteorological influences may work upon shore-displacement too.

The most extensive work on shore displacement in the vicinity of Stockholm has been done by E. Granlund [3, 4, 5]. This material is, however, to a certain degree antiquated and has also been very strongly criticized by N. Hörner [6], one of the reasons for the criticism being that Granlund obviously used the neolithic isobase-system constructed by

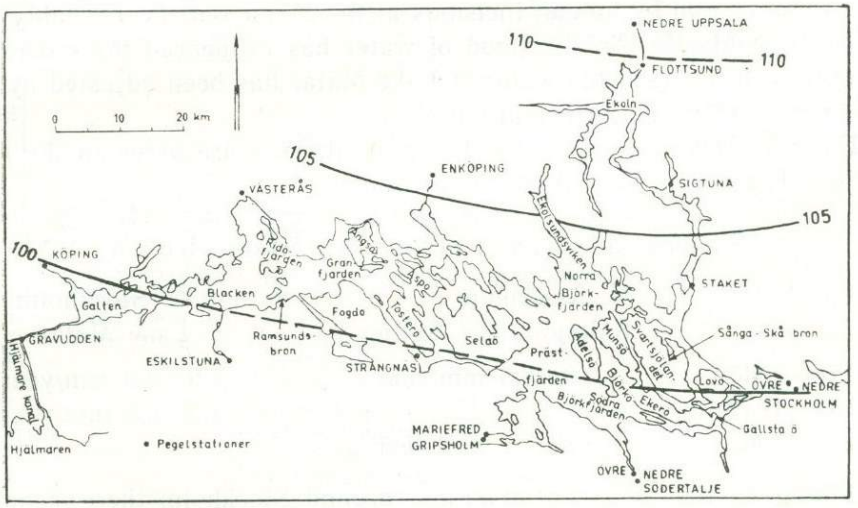


Fig. 1. Map showing a recent isobase index-system for the vicinity of Stockholm according to the tide-pole observations at Stockholm (index=100) and comparison between two precise-levellings.

G. de Geer [2] even for corrections to Stockholm's isobase of, for instance, medieval buildings. — Fig. 1 shows a recent isobase system for the vicinity of Stockholm constructed from water-level observations at Stockholm and differences between two precise-levellings.

Water-level observations

From one point of view Stocklom is perhaps the most suitable place in which to attempt a shore-displacement study. For the tide-pole observations at the lock of Stockholm (Sw. "Slussen") started as early as 1774 and have continued ever since. Excepting Amsterdam this seems to be the longest water-level series on earth. Unfortunately, however, the series were not continuous until 1847. The tide-pole observations have also shifted from Karl-Johan slussen to Hammarby-slussen (c. 2 km southwards). There are, however, overlapping observations at the two places and, moreover, the mareograph observations at Skeppsholmen which started in 1888 allow valuable comparison. For the time before 1888 I have tried to correct the original values given by Lilienberg [7] up to 1889 and those of the Meteorological and Hydrological Office of Sweden (SMHI) since then. (N. Stockholm means observations in "Saltsjön" a part of the Baltic. Ö. Stockholm means observations in Lake Mälar).

The statistical treatment started by testing the material with the variate-difference method, "runs" and "turning points" to find out whether the material could be regarded as a linear function distributed at random or not. — For the continuous observations (1847—1965) at N. Stockholm there seems to be no obvious reason against a linear distribution. The observations at Ö. Stockholm are in this case more doubtful. Obviously, the water level of Lake Mälar has on the whole sunk side by side with that of the Saltsjön, but there are several irregularities too. These seem to be caused by human incisions at the Mälar outlets. Probably also natural irregularities in the flood of water has influenced the erosion at the outlets. Since 1943 the water of Lake Mälar has been adjusted by sluices in Norrström, the principal outlet.

The numerical values for the linear treatments are given in the table below. (The errors are standard-deviations.)

Shore displacement at Stockholm

Period	N. Stockholm Saltsjön (the Baltic)	Ö. Stockholm Lake Mälar
1774—1846	4,9±0,6 mm/year	7,9±0,9 mm/year
1847—1942	—	4,0±0,6 mm/year
1847—1965	3,8±0,1 mm/year	—

Among all the water-marks around Stockholm there is hardly more than one that can possibly give additional information, namely the water-mark at Baggensstäket. The results of levellings at this mark come out from fig. 2.

Presumably more reliable results since the 18th century appear from comparisons that have been made between the shoreline at that time shown by the old maps and the present shoreline. A discussion about the errors is given in an earlier study [1 p. 179—180].

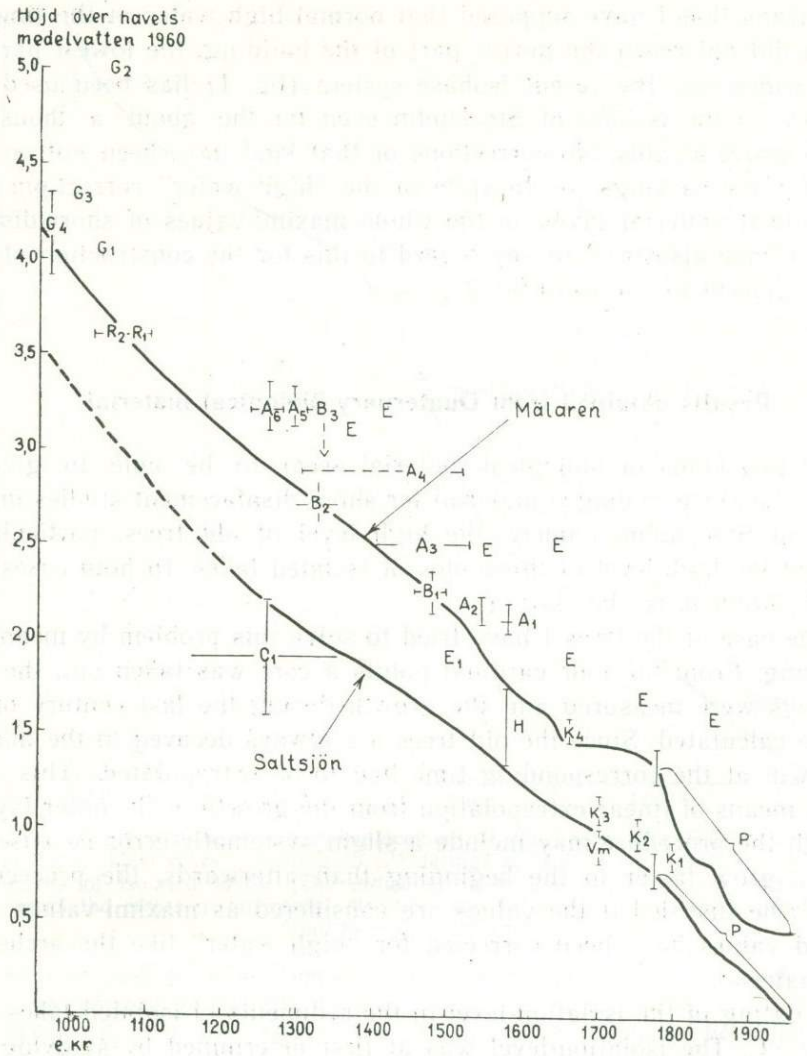


Fig. 2. Shore-displacement at Stockholm during the last c. 1.000 years

P = Tide-pole observations
Vm = water mark observations
B = Observations from old bridges
K = —„— —„— old maps
A = —„— —„— old buildings
R = —„— —„— rune -stones
G = —„— —„— grove -mounds
E = —„— —„— old trees
C = —„— —„— C^{14} determinations.

Results obtained from archeological material

For times before the 18th century indications about the contemporary water-level are fairly accidental. However, some results have emerged from archeological material such as medieval piers and bridges, medieval buildings, the lowest rune-stones, grove mounds and carvings from the bronze age. The obtained values have been corrected for "high water",

which means that I have supposed that normal high water at the time in question did not reach the lowest part of the building, the lowest part of the cut runes etc. The recent isobase system (fig. 1) has been used for reductions to the isobase of Stockholm even for the about a thousand year old grove-moulds. No corrections of that kind have been put on the values for the carvings. — In spite of the "high water" corrections the archeological material gives on the whole maximi-values of shore-displacement. I have also tried to pay regard to this for the construction of the shore displacement curves in fig. 2.

Results obtained from Quaternary biological material

Only two kinds of biological material seem to be able to give a quantitative valuable material for shore displacement studies in the vicinity of Stockholm, namely: the high level of old trees, particularly oaks, and the high-level of thresholds of isolated lakes. In both cases the greatest problem is the dating.

In the case of the trees I have tried to solve this problem by means of tree-boring. From the four cardinal points a core was taken out, the annual rings were measured and the growth during the last century or so could be calculated. Since the old trees are always decayed in the middle the growth at the corresponding time had to be extrapolated. This was done by means of linear extrapolation from the growth of the outer layers. Although the procedure may include a slight systematic error because some trees grow faster in the beginning than afterwards, the proceeding seems to be justified if the values are considered as maximi-values. The obtained values have been corrected for "high water" like the archeological material.

The dating of the isolation-level in the sediments of isolated lakes was done by ^{14}C. The isolation-level was at first determined by studying the diatoms of the sediments. Fig. 3 gives data about localities studied in this connection including the results obtained by some other authors. The figure gives the age according to a ^{14}C half-life of 5730 ± 50 years. The errors indicated in vertical direction are due to difficulties in finding the original height of the threshold.

Literature

1. Åse, L. E. Nivåförändringen i östra Svealand och Åland beräknad med utgångspunkt från äldre kartmaterial. **Ymer** 84, 1964.

2. De Geer, G. Förhhistoriska tidbestämningar och kulturutvecklingen. **Ymer** 45, 1925.

3. Granlund, E. Landhöjningen i Stockholmstrakten efter människans invandring. **Geol. Fören. Stockholms Förh.** 50, 1928.

4. Granlund, E. De geografiska betingelserna för Stockholms uppkomst. **Ymer** 50, 1930.

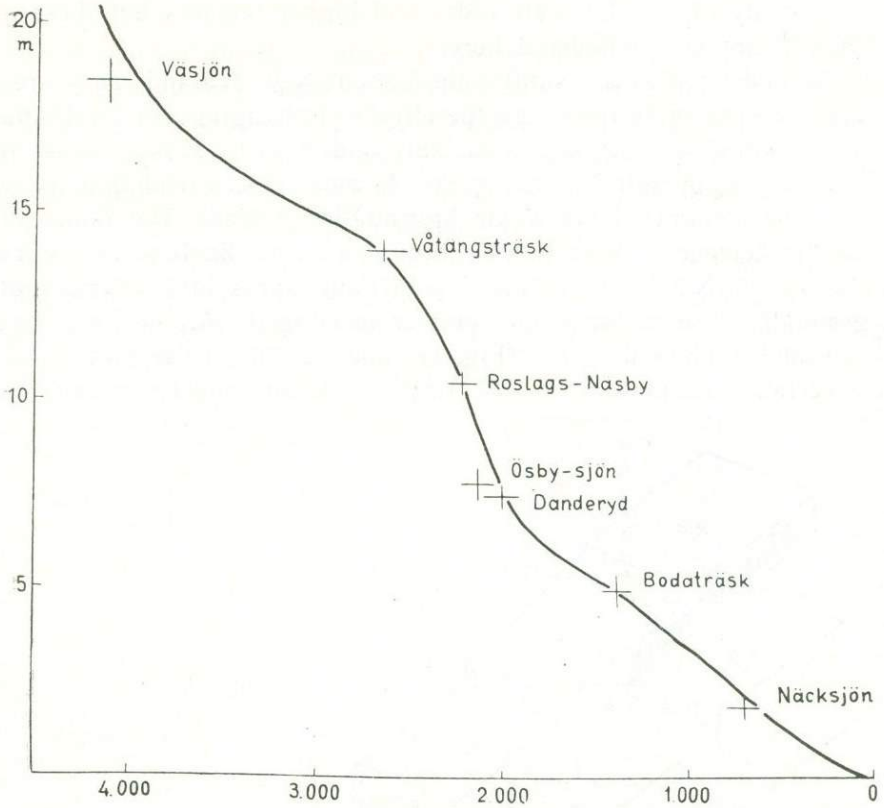


Fig. 3. Diagram showing shore-displacement at Stockholm (the Baltic) during the last c. 4.000 years according to C^{14} datings of isolation — levels in the sediments of isolated lakes. (The indicated in vertical direction are estimated whereas the errors in horizontal direction are the standard-deviations obtained from the C^{14} — datings).

5. Granlund, E. Kungshamnsmossens utvecklingshistoria ... **Sv. Geol. Unders.** Ser. C 368 (Årsbok 25:1), 1931.

6. Hörner, N. Fyrisåmynningen och landhöjningen. **Upplands Fornminnesförens. Tidskr.** 46, 1943.

7. Lilienberg, V. E. Om strömmarna i Stockholm, 1891.

H. W. WELLMAN

ACTIVE FAULTING IN NEW ZEALAND

Fault-displaced topographic features define the active faults of New Zealand, the amount and direction of displacement being clearly shown where flights of river terraces have been faulted. The terraces are cut in river-deposited gravels that accumulated during the late Würm and extend down from the aggradation surface at the top of the gravels to the flood plain of the present day. The aggradation surface is about 15,000 years old, and the terraces provide a record of the faulting for the last 15,000

years. At many places there are older and higher terraces but these are distinct and are not considered here.

The faulted terraces are similar throughout New Zealand. They are in the upper reaches of rivers where the effects of changing sea level would have been negligible. They are invariably underlain by strong rocks, and not for instance, by soft Tertiary rocks. At most places from 3 to 10 terraces can be recognized below the aggradation surface. The faults that displace the terraces extend N.N.E. throughout New Zealand as a recurved arc. To the N.N.E. the single Alpine Fault splits into several faults that gradually diverge, the whole complex forming the Alpine Fault Zone.

An isometric block diagram (Fig. 1) shows a typical flight of terraces with a vertical exaggeration of X5. Matching treads and risers are given

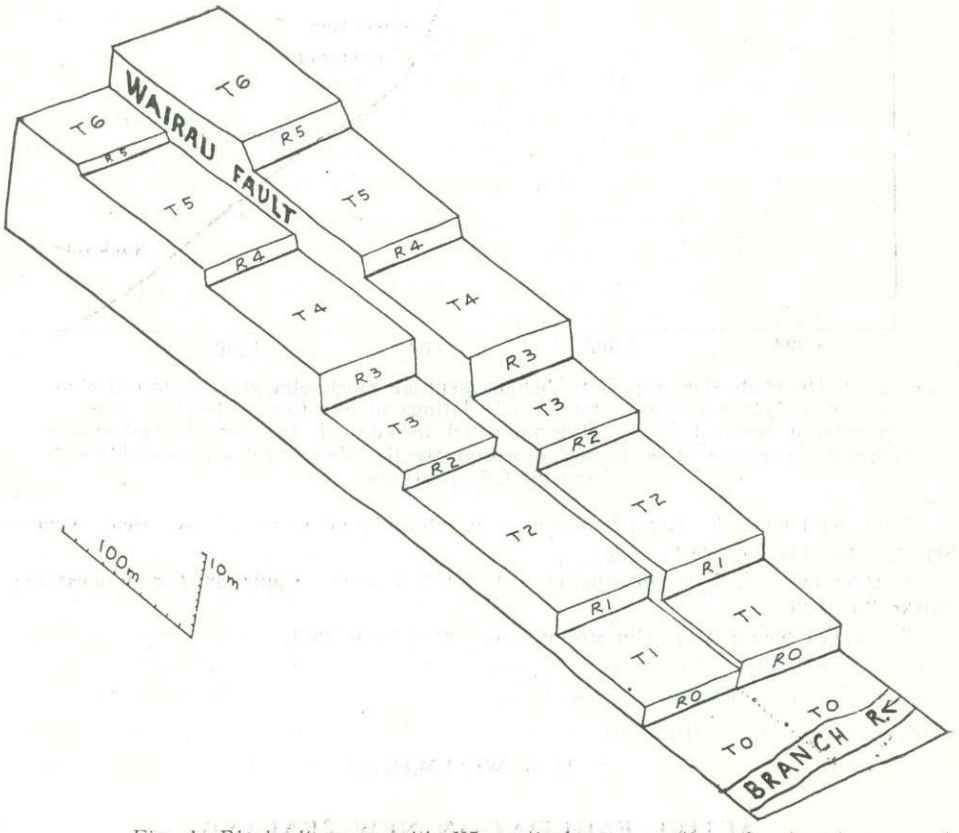


Fig. 1. Block diagram with X5 vertical exaggeration showing terraces at Branch River displaced by movement of Wairau Fault. The same numerical suffix is given to treads (T) and risers (R) of the same age, those of the present day being TO and RO.

the same numerical suffix: TO and RO being the tread and riser of the present day and T6 the 15.000 year old aggradation surface which is without a matching riser.

At the time when any particular terrace formed — say number 5 — then T5 was the fload plain and R5 was a continuous feature like the riser

RO at the back of the flood plain of the present day. The lines of intersection of matching treads and risers are thus reference lines that were once continuous but are now interrupted to indicate the amount of horizontal and vertical faulting that has taken place since they formed. On Fig. 1 the general uniformity of faulting is shown by the upper and older terraces being more displaced than the lower and younger ones.

For the example chosen — Wairau Fault at Branch River [2] — the actual amount of displacement in metres is shown by Fig. 2. Accuracy is limited by the degree of definition of the reference lines to about 0.5 metres horizontally and 0.1 metres vertically.

Terrace height upthrown side (m)	Horizontal Displacement (m)	Vertical Displacement (m)	Ratios		
T	H	V	H/T	V/T	H/V
3·3	9·9	0·9	3·0	0·30	11·0
6·6	27·9	1·5	4·2	0·23	19·6
8·4	37·5	1·9	4·5	0·23	19·1
12·9	46·5	2·4	3·6	0·19	24·5
14·1	57·0	3·0	4·0	0·21	19·0
16·2	57·5	n.d	3·6	n.d	n.d.

Fig. 2. Table for terraces shown in Fig. 1 giving height of treads on upthrown side of fault above flood plain in metres (T): amount of horizontal displacement of reference lines at intersection of treads and risers (H): vertical displacement of reference lines in metres (V): and the ratios H/T, V/T, and H/V.

The difference between the two rates is probably due to only a small part of the total displacement being represented by faulting.

Although at almost all places the vertical displacement is very much less than the horizontal it is more conspicuous, being the latest part of block mountain uplift that started several million years ago. Side of upthrow changes across the centre of the country: in the North Island and in the extreme north-eastern part of the South Island the western side of the faults is upthrown to form parallel block mountain ranges; in the rest of the South Island the eastern side is upthrown to form the single high mountain range of the Southern Alps. As with the horizontal movement, only part of the vertical uplift takes place at the faults, the greater part being distributed. From study of elevated Holocene marine beach ridges uplift on the crests of the most rapidly growing anticlines it is known to be as much as 4 mm/yr. and is probably twice as high inland, but the vertical rate at the faults at most places is less than 2 mm/yr. [4].

Finally and with regard to the dextral movement, it is important to note that the whole of the postulated 480 km total dextral displacement on the Alpine Fault Zone as determined from displaced geological reference lines [1] would be accomplished in a mere 50 million years if the present terrace rate continued back that long.

Ratios are the most important numbers on Fig. 2. The most easily interpreted is the ratio of horizontal to vertical displacement (H/V). It does not change significantly with time. Hence for the last 15,000 years horizontal (dextral) displacement has been dominant, and the vertical displacement (either normal or reverse, it is uncertain which) has remained in almost a fixed ratio to it.

The first two ratios H/T and V/T give the relation between faulting and river downcutting with respect to the upthrown side of the fault. They also are substantially constant with time and are consistent with faulting and river downcutting having both taken place at an average uniform rate since the first downcutting terrace formed.

By using all the known displaced terrace sequences in New Zealand the total dextral displacement of the Alpine Fault Zone for the last 15,000 years can be determined (Fig. 3) to be about 250 m for the width

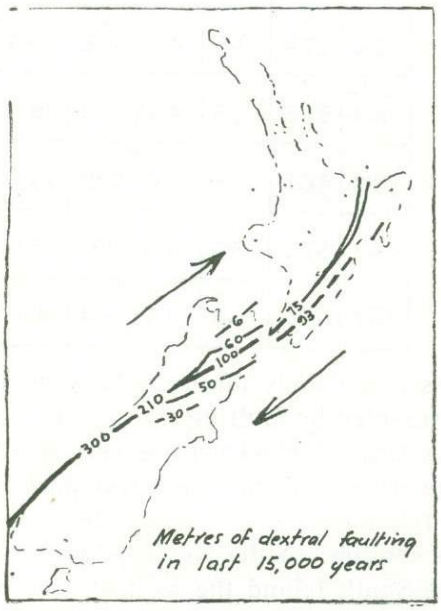


Fig. 3. Sketch map of New Zealand showing main active dextral faults and the amount of dextral displacement that has taken place in the last 15,000 years in metres.

of the whole fault zone. It is of interest that in the central part of the country the rate of displacement is most in the central (Awatere) fault.

The 250 m total displacement is equal to an average annual movement of about 17 mm/yr, a value considerably less than the 50 mm/yr rate determined by geodetic measurements for the San Andreas Fault of California [5]. A geodetic rate [3] is known for New Zealand only across the two middle faults in the central part of the country. (Wairau and Awatere).

The geodetic rate for the two faults together is about 50 mm/ yr and the geodetic rate for the whole of the Alpine Fault Zone is estimated to be about 75 mm/yr which is some five times the rate determined from the terraces and not very different from the geodetic rate for the San Andreas Fault Zone.

Literature

1. Suggate R. P. The Alpine Fault of New Zealand. Trans. Roy. Soc. N. Z. (Geology) 4(1), 1961.

2. Wellman H. W. Data for the study of Recent and late Pleistocene faulting in the South Island of New Zealand. N.Z.J.S.&T B34, 1953.

3. Wellman H. W. New Zealand Quaternary Tectonics. Geol. Rdsch 43(1), 1955.

4. Wellman H. W. Report on Studies related to Quaternary Diastrophism in New Zealand. **The Quaternary Research,** Vol. 6(1), 1967.

5. Whitten C. A. Horizontal Earth Movements in California. J. Coast & Geod. Surv., No 2, 1949.

L. JONES, A. VAN DEN AUWELANT

MESURE DE MOUVEMENT VERTICAL À L'AIDE DE NIVEAUX HYDROSTATIQUES ET OPTIQUES

Introduction

Lors de la XIVème Assemblée Générale de l'UGGI — Sept-Oct 1967 — nous avons exposé à la Section II de l'AIG les recherches effectuées à l'Institut Géeographique Militaire sur de nouveaux instruments de nivellement de précision (1). Cette communication a fait l'objet d'une publication (2). Depuis lors, nos travaux ont porté essentiellement sur des mesures expérimentales sur pilier de laboratoire avec les niveaux hydrostatiques Modèles I et II et sur la fabrication du niveau optique auto-enregistreur.

Les niveaux hydrostatiques seront mis en oeuvre à partir de juin sur des bases tiltmétriques spécialement équipées. Le niveau optique auto-enregistreur sera monté vers la même époque; sa mise au point et les mesures expérimentales seront effectuées durant le second semestre de 1968.

L'objet de cette communication est de résumer les points saillants de notre expérience actuelle, sans revenir sur ce qui a déja étè publié (1)—(2).

Niveaux hydrostatiques

Mise en station des niveaux. Le pot à eau est fixé sur l'assise scellée dans le pilier à l'aide d'un seul boulon pour le Modèle I, de trois boulons pour le Modèle II. On a constaté qu'il est indispensable d'assurer le serrage de manière identique lors de chaque mise en station. On utilise à cet effet une *clé dynamométrique à déclenchement* réglée à 0,5 kg de couple de serrage.

La planéité des surfaces en contact (assise scellée, embase du pot) doit être parfaite. Les pots doivent toujours être placés dans la même position : traits de repérage graés sur l'embase et l'assise.

Remplissage des pots à eau (=„refoulement"). Le refoulement d'eau précède chaque série d'observations; il permet l'évacuation (au mieux) des petites impuretés et des bulles d'air, une certaine stabilisation de la température. Cette opération doit être réalisée avec précaution en veillant à ce que l'écoulement de l'eau par l'orifice de trop-plein se fasse sous la forme d'un mince filet d'eau. On évite ainsi les parois mouillées au-dessus du niveau d'équilibre de l'eau dans les deux pots. La durée du premier refoulement doit être suffisamment longue (30 minutes?); les refoulements suivant peuvent être plus courts (3 minutes?).

La canalisation comporte un filtre en amont et plusieurs robinets dont certains de sécurité (Fig. 1a).

Modifications apportées aux niveaux depuis septembre 1967. Le pointeau immergé a été réalise à l'aide de pivots en acier inoxydable et amagnétique dont les dimensions sont : longueur 2,35 mm; diamètre 0,50 mm; pointe arrondie 45° de rayon 0,010 mm. Ce type de pointeau donne entière satisfaction : l'identité des images dans les deux pots à eau est réalisée; les pointés sont meilleurs qu'auparavant.

Le dispositif d'éclairage du milieu aqueux a été modifié afin de supprimer la source de chaleur qu'il constituait. Pour le niveau Modèle I la graduation du tambour actionnant le pointeau et celle de son échelle verticale sont en cours d'amélioration.

Les premières mesures expérimentales avec le niveau Modèle II ont montré la nécessité de modifier le cadran et l'aiguille du comparateur afin de sociliter la lecture du micron.

Procédure pour les mesures (Fig. 1-b). L'observation est réalisée aux environs immédiats du niveau d'équilibre de l'eau soit pour une seule position du pointeau, soit pour quelques positions différentes en faisant monter, puis descendre le pointeau.

On n'a pas encore suffisamment d"éléments pour donner la préférence à l'un ou l'autre procédé. Les observations à chaque pot sont simultanées (liaison par radio portative). L'observation près du niveau de l'eau réduit à moins du micron les effets perturbateurs du mouillage des parois et des variations d'immersion de la tige portant le pointeau.

La qualité de l'éclairage du milieu aqueux est importante : l'intensité de la lumière doit rester constante, suffisamment forte (6v—3w) sans l'être trop.

Quelques données numériques actuelles:

Etalonnage de l'échelle micrométrique:

Modèle I:		Modèle II:
c=0,211 mm	— Pot A	c=0,162 mm
c=0,292 mm	— Pot B —	c=0,161 mm

Ecart type sur le niveau de l'eau M:

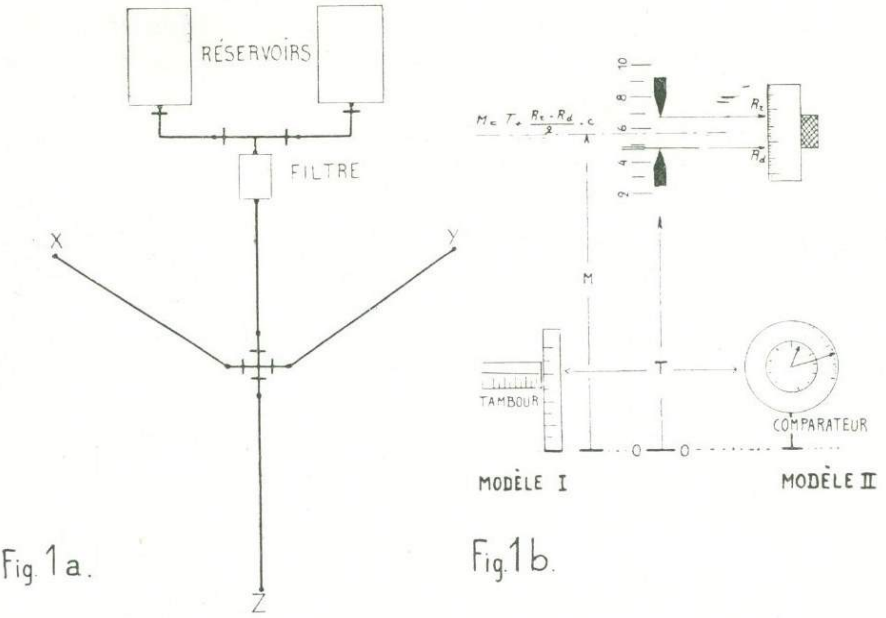


Figure 1. — Niveaux hydrostatiques; 1a : alimentation en eau; 1b = mesures.

1,5 à 1,9 μ pour le modèle I; cette valeur sera améliorée après les transformations évoquées au § 1.3.

de l'ordre de 0,5 μ pour le modèle II.

Les bases tiltmétriques (Fig. 1.a). Trois bases formant les sommets d'un polygone — test de quelque 60 km de périmètre sont installées dans des carrières désaffectées, localisées sur le Primaire.

Chaque base comporte trois points X, Y, Z dont les mouvements verticaux différentiels sont à surveiller. En ces points les assises pour niveau hydrostatique sont scellées très généralement dans la roche même, sinon dans de petits piliers en béton ancrés dans la roche. La canalisation d'alimentation d'eau est constituée de tubes en PVC pur: elle est permanente et enterrée. Un „centre hydraulique" permet l'envoi de l'eau dans les directions voulues. Lors du refoulement d'eau dans les pots, ceux-ci sont munis d'un tuyau d'évacuation qui déverse l'eau au-delà de l'emplacement des observations. Une assise pour la station du niveau optique est installée au centre de la base. Chaque point X, Y, Z doit encore recevoir son dispositif d'installation de la source lumineuse (laser) qui actionnera l'équipement de niveau optique auto-enregistreur. Les mesures au niveau hydrostatique seront faites de nuit, avant l'aube. L'enregistrement optique sera réalisé en permanence au début.

Niveau optique auto-enregistreur IGM (Capt VAN DEN AUWELANT — ir). Le projet de ce niveau a été présenté dans (1) et (2). Sa réalisation a été entamée fin 1967; en mai 1968 toutes les parties constitutives de l'équipement sont construites. Le montage et les premières mesures expérimentales vont commencer et seront poursuivies jusqu'à fin 1968.

La figure 2 précise le premier schéma du projet (2). Rappelons-en le principe: le point dont on surveille le mouvement vertical est muni d'une source lumineuse qui, au travers d'un niveau automatique Zeiss Ni2, agit

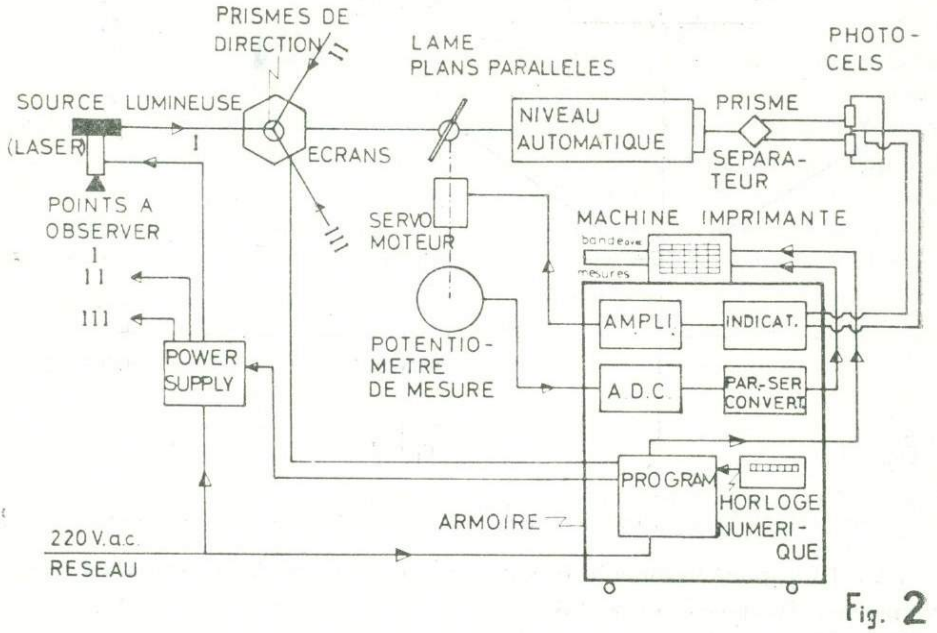


Figure 2. — Schéma du niveau optique auto-enregistreur IGM.

sur une paire de cellules photo-électriques. Celles-ci actionnent un dispositif réalisant en permanence un retour à une position de référence; un ensemble électronique conduit à l'enregistrement des écarts observés par rapport à cette position de référence, c'est-à-dire les mouvements verticaux différentiels du point surveillé.

Le programmateur permet de réaliser périodiquement (toutes les heures par exemple) la séquence d'opérations suivantes:

a) Mise sous tension des sources lumineuses (laser). Un trigger-pulse est envoyé pour allumer les sources lumineuses dès leur mise sous tension. De nouveaux trigger-pulses sont éventuellement envoyés jusqu'au moment où l'équipement central reçoit le faisceau de lumière.

b) Un des trois faisceaux lumineux (I sur la Fig. 2), qui jusqu'alors étaient interrompus par des écrans (voir d) ci-après), passe par les prismes de direction, traverse le niveau et agit sur les photo-cellules. Le servo-mécanisme cherche la position de référence.

c) Un ordre est donné pour enregistrer l'heure et la position de la lame plans parallèles.

d) Immédiatement après, le faisceau I est coupé, un électro-aimant ouvre une fenêtre aux prismes de direction pour laisser passer le faisceau II; les opérations b) et c) sont exécutées.

e) Répétition de l'opération, d) pour le faisceau III.

f) L'alimentation des sources luminieuses est coupée; le cycle des opérations est terminé. Il sera repris selon le réglage de la périodicité des observations.

Il convient de remarquer que l'angle dont on a tourné la lame plans parallèles pour revenir à la position de référence est enregistré par un potentiomètre en vue d'aboutir, dans le système actuel à une inscription par machine imprimante qui, en outre, inscrit l'heure de la mesure. Il est évidemment envisagé de réaliser par la suite l'enregistrement sur cartes perforées et, pour certaines applications, la célé-transmission.

Les essais qui ont été faits préalablement à la fabrication des diverses parties de l'équipement — notamment pour le choix des photo-cellules et du servo-moteur — permettent de croire que le montage d'ensemble donnera satisfaction. Mais il est certain que les mesures expérimentales conduiront à diverses améliorations de détail, notamment en ce qui concerne les caractéristique du laser (dont, par précaution, un seul exemplaire a été acheté), et le système de prismes directionnels.

Il n'est pas encore possible de fournir des renseignements sur la précision que le niveau optique auto-enregistreur pourra réaliser.

Literature

1. Jones L., Van den Auwelant A.— Nouveaux instruments de nivellement de précision pour observation en station fixe. (XIVe Assemblée Générale de l'UGGI — 1967 — Communication à la Section II de l'A.I.G. — A paraître dans le Bul. Géod. de l'A.I.G.).

2. Jones L. — Surveillance des mouvements verticaux du sol — Recherches sur les appareils de mesure (Ac. Roy. des Sc. d'Outre-Mer — ARSOM — Bull. des Séances — 1967 — 4 — Bruxelles.

U. ROSENBACH, H. JAKOBY

FIRST EXPERIENCES WITH THE ASKANIA BOREHOLE TILTMETER (EARTH TIDE PENDULUM)

Introduction

Measuring extremely minute variations of a physical magnitude is often accomplished by taking advantage of the principle of mechanical astatization. This is especially true when measuring the three components of the gravity vector variations due to earth tides and/or tilt.

The registration of the component in the direction of the vector of the gravity variation is made by sensitive gravimeters, mostly with electrical output that is amplified and recorded on a stripchart recorder. Astatized and non-astatized types of gravimeters have been used for this purpose. The Askania gravity meter Gs 11, for example, which is being used for earth tide registration on a very wide scale is of a non-astatized type.

Obviously the astatization giving the advantage of great mechanical sensitivity demands a constancy of the astatizing element that is much greater than with a non astatized type. In some cases this task has been fulfilled very well.

But as far as the measuring of the variation of the direction of the gravity vector, the plumbline variations, are concerned the disadvantages of the astatization have not fully been coped with. In horizontal pendulums, till now mostly used for this purpose, the astatizing is accomplished by the gravity force itself, i.e. by adjusting the ideal axis nearly vertical. Very minute changes of this axis may cause changes in the sensitivity or in the zero position. Continuous calibration has been used sucessfully for eliminating this error.

Another approach to this problem is a non-astatized vertical pendulum having constant sensitivity by definition. In this case the measurement of the angle must be very accurate the amplitude of the earth tide variation being only .02 sec of arc and this can be accomplished by a displacement transducer mounted at the end of the pendulum. It is interesting that the first tests of this kind used vertical pendulums. Besides experiments by other scientists Bouguer installed 1756 a pendulum in the Dome of Invalides in Paris, without getting meaningful results. Modern electronics made it possible to measure such small displacements, so that a handy instrument could be built using the vertical pendulum principle. For a length of the pendulum of 1 m we get for a tide amplitude of .02 sec of arc a displacement of .1/um that has to be measured with 1% accuracy that is .001/um.

For the measurement of plumbline variations the location of the instrument is critical because at a depth smaller than 20--30 m below the surface the influence of temperature causes tilts disturbing the earth tide effect. Therefore, horizontal pendulums have been installed in mine galleries or natural caves. Unlike a horizontal pendulum a vertical pendulum can easily be built as borehole instrument, having the great advantage that measurements can be made with relatively small effort at places that the geophysicist appoints for example in tectonically active zones or between other observation stations.

It is the merit of A. Graf to have suggested a vertical pendulum as borehole instrument for earth tide measurements at the second international colloquy of the commission of the C.S.A.G.I for earth tides 1958 in Munich. He has built a test instrument and reported on the results at the fifth international symposium for earth tides 1964 in Brussels. Another vertical pendulum, not as borehole instrument, has been built and used by Schneider, Freiberg.

The Askania-Company has developed such a Graf type instrument and delivered three of them. In contrast to the test models, this instrument is pressure-tight, requiring no readjustment after transport and relatively

simple to operate. Dimensions of this two component system are 140 mm diameter, 1.7 m total length. Fig. 1.*

All parts of the instrument that transfer the tilt to the measuring element and the pendulum itself must keep their place to better than .001/um. It shall be shown now, how this task is accomplished together with all other necessary functions of the instrument. Fig. 2.

The connection of the instrument to the earth

To connect the instrument to the rock or the stratum into the lowest part of the caged borehole a fitting steel tube (2) closed at the lower end with a plate (1) is cemented, to which the instrument is coupled. In this case the disturbance in the rockmaterial which could cause errors is by far smaller than in a mine or a cave. When lowering the instrument by a rope wire the cone of the bottom-plate sets into the ball surface of a bolt welded into the steel tube bottom. This is one fixed point. Fig. 2 a. The other one is given by three radial spikes at the upper end of the instrument casing, that are pressed outwards by a spring force as soon as the wire slackens.

The azimuth direction is measured by a grating plate (20 also to be seen in Fig 3) on the front end of the instrument which can be read by a telescope. Accuracy is 1°, even when only a small part of the plate can be seen.

Coping with the borehole deflection

Boreholes of small depth will normally have deflections of the vertical up to 3°. This value is $5 \cdot 10^5$ times greater than the amplitude of the earth tide effect. To adjust such a small angle in such large a range, a special feature has been designed using the gravity force itself. Fig. 2. The measuring pendulum is embodied in another pendulum called pendulum holder (14) that is swinging free with two degrees of freedom about a point on a cardan joint. The pendulum holder can be arrested by a hollow surface (8) that is pressed against the lower end of the pendulum holder. Thus, after lowering the instrument into the borehole the pendulum holder is unclamped, will swing nearly into the vertical position and will than be clamped again. The last small deflections are adjusted by a two-coordinate cross-slide (7) the driving motors of which can be pulse actuated. Besides high precision in the construction and great care in chooosing and treating the material a lot of design features render possible the high accuracy in spite of the relatively complicated functions. The bearing of the pendulum holder consists of two independent joints (12 and 13). The one

*) The authors presented for publication only the following illustrations: 1, 2, 4, 6, 7, 11, 12, 14, 15. The rest of the illustrations (3, 5, 8, 9, 10) which are being referred to in the contents of the articles as well, were demonstrated only when the report was made.

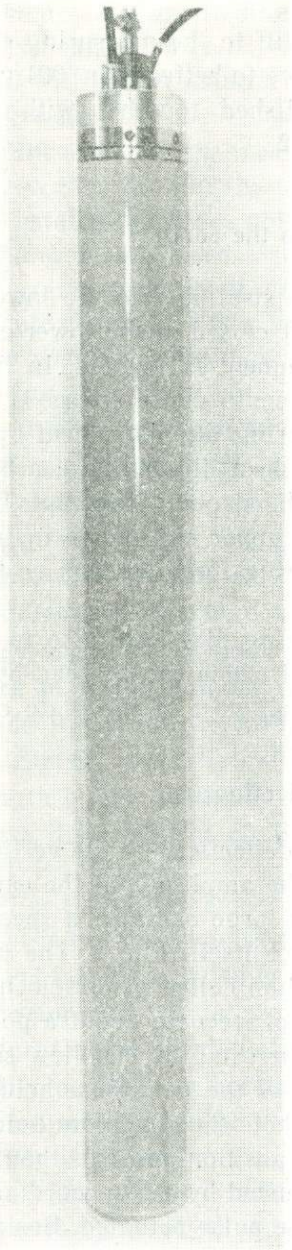


Fig. 1. Borehole tiltmeter.

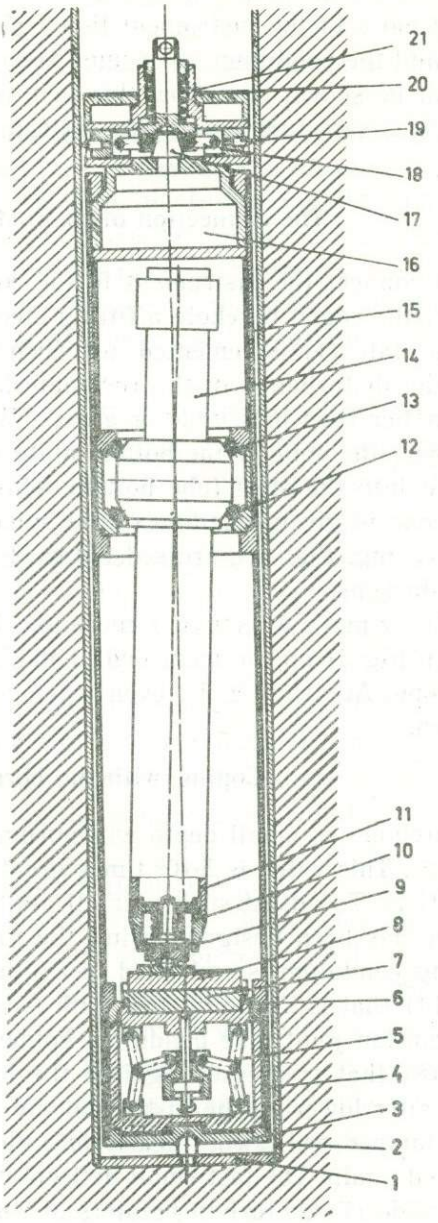


Fig. 2. Design sketch of the borehole Tiltmeter. 1 — bottom of borehole caging; 2 — borehole caging; 3 — bottomplate; 4 — instrument casing; 5 — knee joint; 6 — pressing cone; 7 — cross slide; 8 — hollow pressing surface; 9 — diaphragm; 10 — compensating spring; 11 — supporting tube; 12 — cardan joint; 13 — spherical ball bearing; 14 — pendulum holder, containing measuring pendulum; 15 — pressing tube; 16 — electronics; 17 — supporting cone; 18 — connection level; 19 — spikes; 20 — grating plate; 21 — spring for pressing the spikes.

that bears the pendulum holder when it is free is a cardan joint with ball bearings having very small friction (drawn as spherical ball bearing (12) for simplicity). In the clamped position the pressing force, however, is led through a rigid spherical ball bearing (13) while the cardan joint is relieved. The connection between this bearing and the casing is by a cone into which the counter cone of a tube (15) is pressed. The pressing force between the bearing and the lower end of the instrument acts through a supporting tube (11) so that the pendulum holder is free of stress. Fig. 2b.

The device bearing the cross-slide with the hollow pressing surface is pressed into a hollow cone with three connection points by a knee joint (5) guaranteing a very tight connection. To get a defined pressing force on the pendulum holder, the force is acting through a spring device (10). The connection between the movable parts is by two diaphragms (9). Thus no errors in the measuring direction are introduced.

The measuring pendulum

The pendulum holder is containing the measuring pendulum as fig. 2 c shows. This slide is a sketch of both parts besides each other and the next one shows the pendulum holder arrangement with the measuring pendulum built in and the supporting tube being removed. The displacement transducer of the pendulum must have a resolution of better than 1 nm and a small drift rate. Differential transformers have been found to have too large a drift rate. Therefore, the Askania Company has developed a capacitive transducer operating on a carrier frequency of 10 kHz, with a three plate capacitor to be seen in fig. 4, enlarged in fig. 5, where the preamplifier is to bee seen or in fig. 4 which is a sketch (3). This is the measuring element in a capacitive bridge with the central plate connected to the measuring pendulum, ac-voltage amplification and phase sensitive rectification. It gives with 20×54 mm plate dimensions and.5 mm distance between the plates a sensitivity of .1 V/um. The advantage of this transducer is that it can be built such that a movement of the central plate at right angles to the measuring direction has no influence on the output. Therefore it is possible to build one pendulum with two degrees of freedom measuring both components of tilt.

For this purpose a special cross spring joint (7) has been constructed carrying the pendulum and constituting one point of suspension. It is shown in fig. 7. The reacting moment of this joint is 1000 times smaller than the moment of gravity. The pendulum consists of brass, the lengths between the pivot point and the transducers are 569 mm and 651 mm respectively. Fig. 6.

This design may seem more complicated than the one embodying two pendulums for each direction but it has several advantages; the adjustment is much more simple and the omission of a second pendulum is advantageous at the radially restricted dimensions.

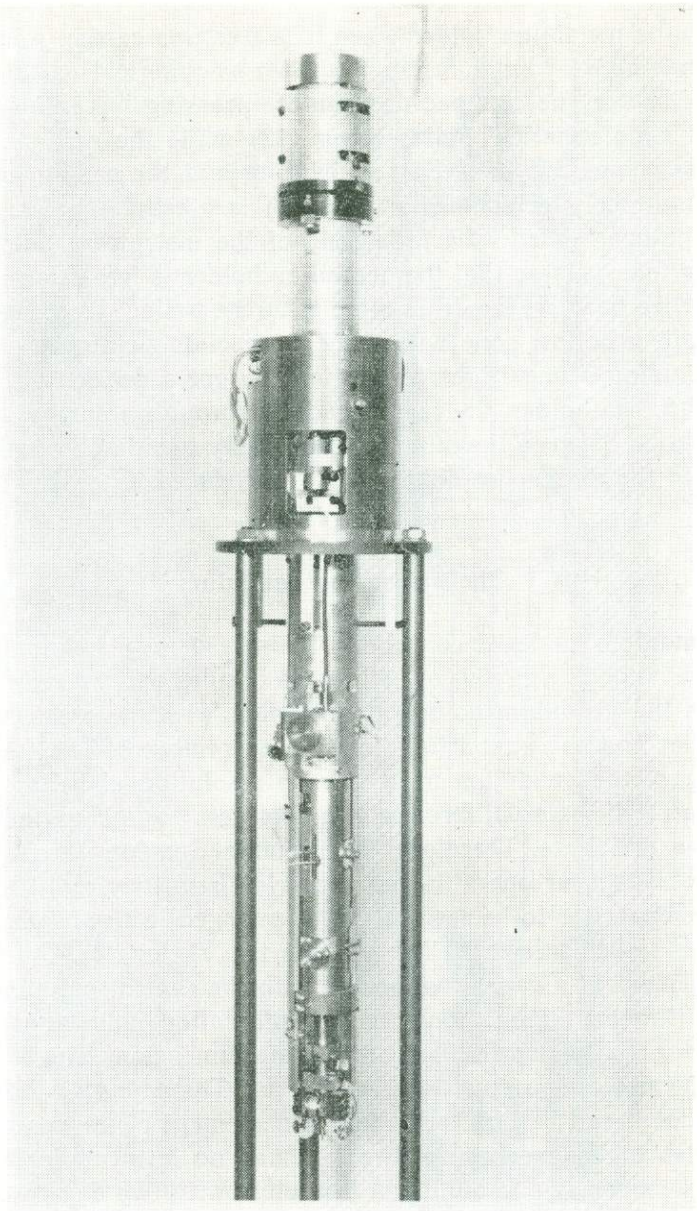


Fig. 4. Pendulum holder shown as being drawn out of the instrument casing containing the measuring pendulum. The pressing tube and the supporting tube have been removed. The bearings for the pendulum holder are contained in the greater cylinder.

For the transportation and the lowering of the instrument into the borehole a clamping device is needed. By a motor driven sleeve (4) the pendulum is lifted against a three point bearing (6) while the bands of the cross spring joint are stressed by a spring (2.9). Fig. 8 contains the eccentric drive of the clamping sleeve.

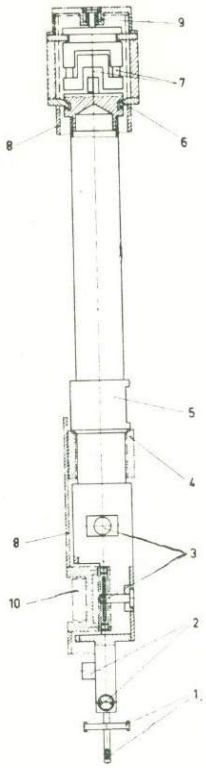


Fig. 6. Design sketch of the pendulum, contained in the pendulum holder. 1 — magnets for continuous calibration; 2 — ball calibration devices; 3 — capacitors of the transducers; 4 — clamping sleeve; 5 — weight for adjusting the centre of gravity; 6 — bearing for clamped position; 7 — cross spring point; 8 — pendulum holder; 9 — spring; 10 — preamplifier of the capacitive transducer.

Calibration

Calibration of such a sensitive instrument is a serious problem especially during measurement. Since it is possible to obtain the weight and the distance between the centre of gravity and the suspension point with high accuracy an absolute calibration can be made by displacing a small weight a small distance. Fig. 9. A 16 mgr steel ball is contained in a cage with two defined places with 6 mm distance. A current pulse in a coil between the ball places is drawing the ball into the middle from where it moves into the other position by inertia. The amount of calibration is that of the earth tide amplitude. In fig. 10 the arrangements in both directions may be seen. Another continuous calibration is possible by two Helmholtz coils in the centre of which are small magnets fastened to the pendulum. The deflection is proportional to the current being fed in from the surface. Fig. 11 shows the lower ends of the pendulum holder and pendulum disassembled, with capacitor plates, the ball calibration and the continuous coil calibration to be seen.

Instrument cabinet

All functions and adjustments are introduced from above by an instrument cabinet, fig. 12, containing a power supply, switches and control devices for the motors and the calibration and both the measuring signals.

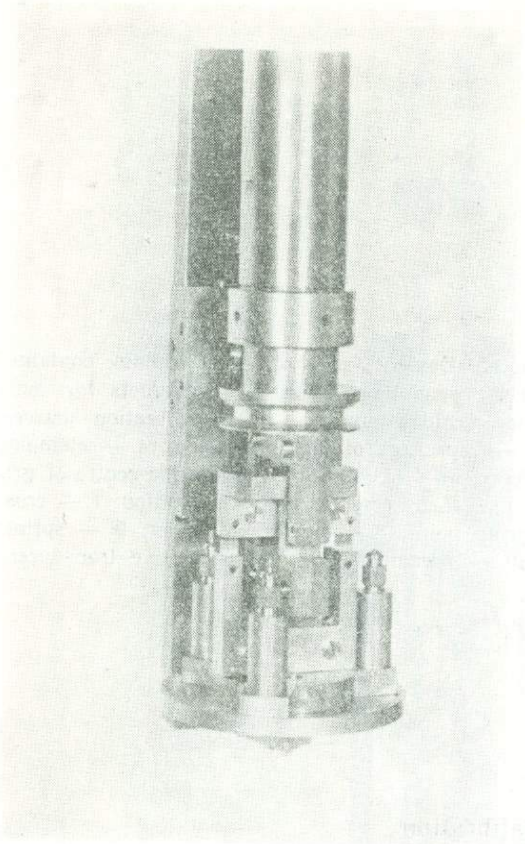


Fig. 7. Cross spring joint of the measuring pendulum shown side by side.

Connection to the instrument is by two 14-wire cables. The cable resistance must not exceed 15Ω. The instrument cabinet comprises damping filter chains for suppressing microseism and devices for compensating the measuring output by ±10 times the earth tide amplitude.

The output of the cabinet is suitable without change to a 20 mV to 50 mV strip chart recorder, multipoint recorder or a similar analogue or digital recording apparatus. Battery powered operation is possible when a recorder with small power consumption is used because the consumption of the borehole tiltmeter with its cabinet is low (15 W).

First field tests

The Institute of Geophysics of the Technical University Clausthal, W.-Germany, has installed a test station called „Zellerfeld-Mühlenhöhe".

Fig. 13 shows the siteplan of the test station with:

(1) 3 boreholes; the depth of 2 boreholes being 30 m and ofe the 3rd being 15 m;

(2) a hut for control;

(3) the cable connection of about 100 m length to the registration room in a house.

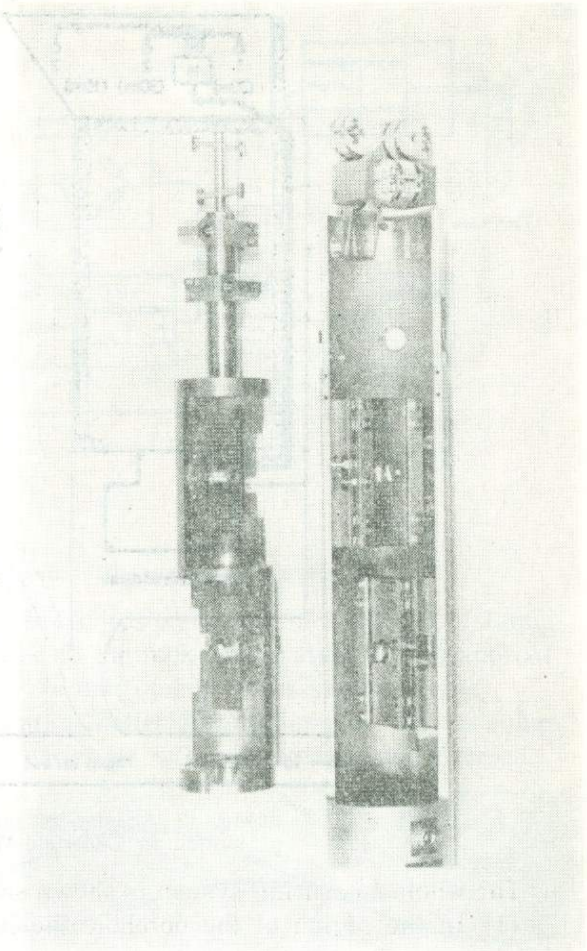


Fig. 11. Lower ends of the pendulum holder and of the measuring pendulum shown side by side.

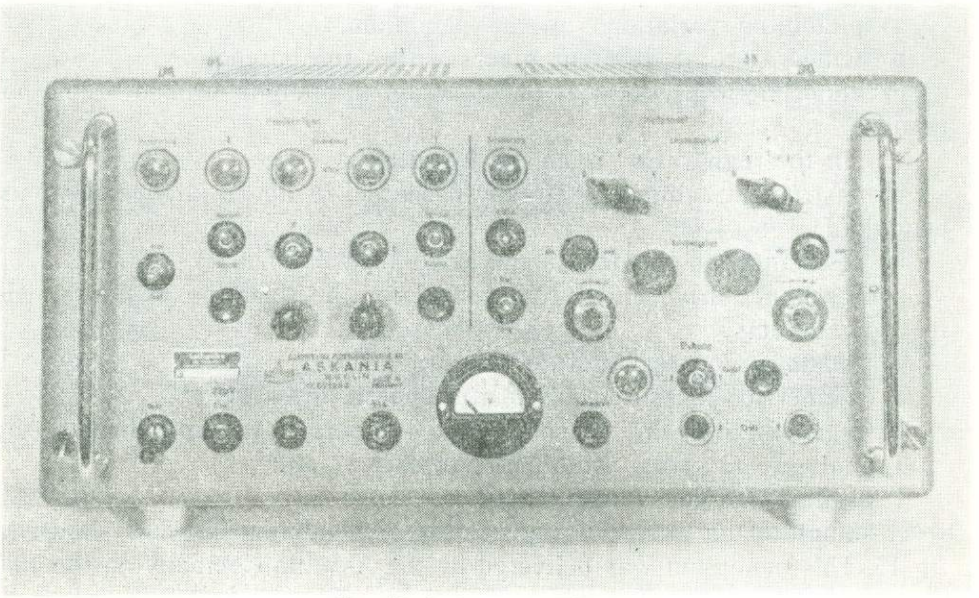


Fig. 12. Instrument cabinet.

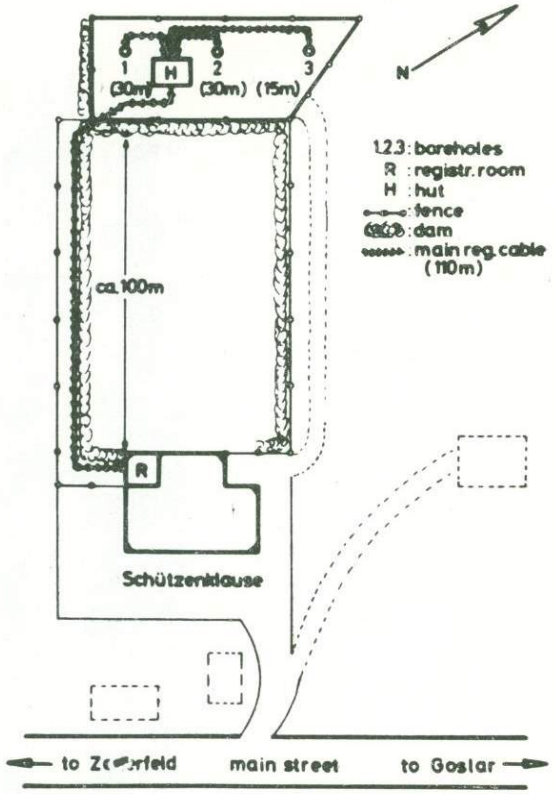


Fig. 13. Siteplan of the pendulum station in Zellerfeld-Mühlenhöhe.

The whole measuring system is shown schematically in fig 14:

(1) In the region of the borehole the following magnitudes are measured.

a) plumbline variations by the pendulum,

b) temperature at different places within the borehole,

c) atmospheric pressure at one place in the neighbourhood of the boreholes.

(2) In the registration room are installed:

a) instrument cabinet as already described in fig 12 for operating the pendulum,

b) resistance bridge for temperature measurement,

c) a scanner drive unit, programmed for the scanning of 6 channels for 3 pendulums,

12 channels for temperature-measurements,

1 channel for measurement of atmospheric pressure,

d) registration of the measuring dates is performed simultaneously by

1 analogue recorder (multipoint recorder), and

1 digital recorder (paper tape).

A sample of an analogue registration of pendulum Nr. 2 is shown in fig 15. This pendulum was delivered by the Askania-Company on the 10th

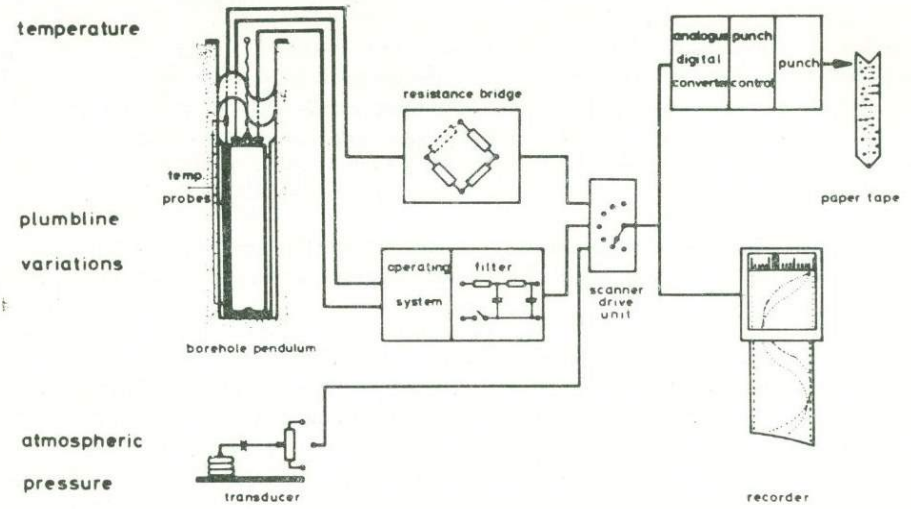


Fig. 14. Blockdiagram of the measuring system.

of January 1968. The first readable records were got since the end of January, i.e. the instrument was adapted to the rock temperature within approximately 2 weeks. Since that time the instrument works satisfactorily.

In the next future the test station Zellerfeld-Mühlenhöhe will be completed; the relevant reports of experiences will be given in due course.

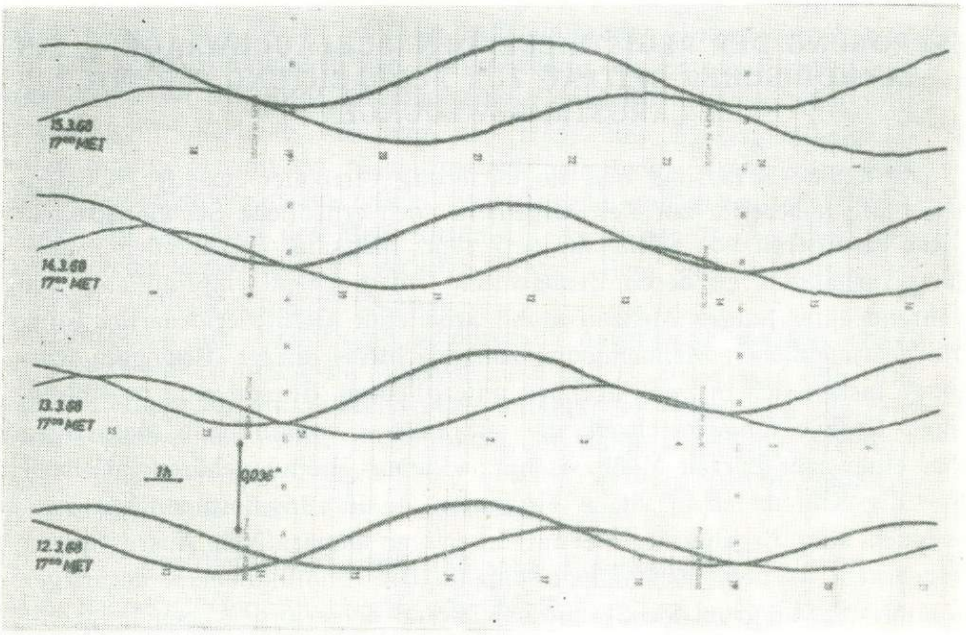


Fig. 15.

Discussion

Bonatz: A tiltmeter not only does record earth-tides but also microseisms. What about the order of magnitude of the noise-voltage due microseism?
It seem to be better to have not such a high damping to get smoothed curves in order to avoid errors in the calculated phase of tides?

What about the temperature in the meter and the influence on caliberation, as a recording is only so good as the calibration quality?

Jacoby: The movement of the pendulum is by far greater than the earth tide effect (10 to 50 times). The time lag effect can be eliminated because it is easy to measure it being due to electronic passive filter only. Depending on the way of making the analysis the time lag can be optimally designed. It is also possible to second the infiltered output by using the instrument as seismometer when the dynamic behaviour of pendulum has been corrected for and furthermore it can be used to study free oscillations of the earth after earthquakes.

Rosenbach: The first experiences with the borehole pendulum indicate that the drift caused by temperature is very small. Up to now I cannot say at what range the tempe rature must be stable.

Lennon: In using tiltmeter for a study of recent crustal movements one is presumably concerned with long period movements. I would like to ask Prof. Rosenbach what he thinks about using cement as a medium to provide an interface between the instrument case and the natural rock. We know that cement has a long curing period.

Supplementary comment.

In certain cases of the use of tiltmeter where the instrument is set on metal giving a clearance of only a few thousands of a centimeter in drilled holes, very disturbing effects have been experenced.

Rosenbach: We have still no experience concerning the behaviour of cement. We hope that the influence of the cement will be neglectable because of the fact that the distances between bedrock, casing and mounting box are only in the range of 1 cm.

W. MANTHEY

ERPROBUNG DER REGISTRIERENDEN SCHLAUCHWAAGE — EIN METHODISCHER BEITRAG ZUR BEOBACHTUNG REZENTER KRUSTENBEWEGUNGEN

Die exakte Erfassung und Registrierung vertikaler rezenter Krustenbewegungen bereitet zur Zeit allgemein noch erhebliche Schwierigkeiten. Diese resultieren vor allem aus den sehr langsam ablaufenden Bewegungsvorgängen, zu deren Beobachtung entsprechend empfindliche und während einer langen Meßzeit stabil arbeitende Geräte erforderlich sind. Die gebräuchlichen Meßmethoden zum Nachweis dieser Bewegungsvorgänge lassen sich in zwei Gruppen untergliedern. Einmal sind dies diejenigen Beobachtungsverfahren, die auf äußerst empfindliche Messungen über einer sehr kurzen Meßbasis hinauslaufen. Hierzu gehören insbesondere die Klinometer in vielen bekannten Ausführungsformen. Aus zwei Gründen sind Ergebnisse, die mit derartigen apparativen Ausrüstungen beigebracht werden, noch unbefriedigend. Die Empfindlichkeit derartiger Geräte ist zwar groß, die Stabilität während der erforderlichen langzeitigen Registrierdauer genügt aber in sehr vielen Fällen nicht den Anforderungen. Zudem wurde inzwischen die Erkenntnis gewonnen, daß die registrierten Bewegungen oft nur für die kurze Meßbasis der genannten Instrumente zutreffen. Es ließ sich hingegen bei vielen Untersuchungsob-

jekten nicht der Beweis erbringen, daß die Beobachtungen für ein größeres Meßgebiet repräsentativ sind.

Zur zweiten Gruppe sollen diejenigen Meßverfahren gezählt werden, bei denen die Beobachtung über eine möglichst große Meßbasis durchgeführt wird. Für die Feststellung von Krustenbewegungen sind diese Verfahren erfolgversprechender. Das geodätische Präzisions-Nivellement gehört hierzu. Die Meßgenauigkeit eines solchen Nivellements beträgt jedoch nur 0,2 ... 0,4 mm/km Basislänge.

Es soll im vorliegenden Bericht ein methodischer Beitrag zur Beobachtung rezenter Krustenbewegungen gegeben werden. Der Bericht beinhaltet die Beschreibung eines erprobten Meßverfahrens, das eine kontinuierliche Beobachtung rezenter Bewegungen über eine im Prinzip beliebig große Meßbasis gestattet. Die erreichbare Genauigkeit ist dabei um mehr als eine Zehnerpotenz höher als bei dem geodätischen Präzisions-Nivellement. Gleichzeitig wird eine der Genauigkeit entsprechende instrumentelle Nullpunktkonstanz gewährleistet.

Die Darlegungen sind eine Zusammenfassung von Ergebnissen mehrerer Diplomarbeiten, die am Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg angefertigt wurden [1, 2, 3].

Physikalische Grundlagen der Meßmethode

Grundlage der Registriermethode ist das hydrostatische Nivellement. Das Verfahren ist schon seit längerer Zeit für ingenieurgeophysikalische Aufgaben gebräuchlich; eine Ausführungsform ist zum Beispiel die Schlauchwaage nach Meißer [5]. Die weiterführenden Untersuchungen betrafen vor allem Maßnahmen zur Vergrößerung der Empfindlichkeit, Genauigkeit und der Stabilität des Meßsystems. Insbesondere war eine automatische, kontinuierliche Messung der Höhe des Flüssigkeitsniveaus erforderlich, um die mit der diskontinuierlichen Beobachtung zusammenhängenden Meßfehler auszuschalten (mechanische und thermische Veränderungen bei Berühren des Meßinstruments durch den Beobachter). Die kontinuierliche Registrierung gestattet es vor allem, das Verhalten des Meßobjekts laufend zu kontrollieren.

In Bild 1 ist das Meßprinzip schematisch dargestellt worden. Zwei Flüssigkeitsbehälter bilden die Meßsysteme I und II. Diese sind über eine Ausgleichsleitung für die Meßflüssigkeit miteinander verbunden. Die Entfernung zwischen den beiden Meßpunkten und damit die Länge der Ausgleichsleitung kann prinzipiell beliebig gewählt werden, so daß Registrierungen über einer großen Basisstrecke möglich sind.

Das Registriersystem und seine Eigenschaften

Mechanischer Aufbau. Für die kontinuierliche Erfassung der Höhe des Flüssigkeitsniveaus in den Meßgefäßen wurde nach verschiedenen Voruntersuchungen ein Plattenkondensator-Meßsystem gewählt, bestehend aus der Flüssigkeitsoberfläche im Meßgefäß und einer in einiger Entfernung darüber befindlichen Metallplatte (vergleiche Bild 1, Meßsys-

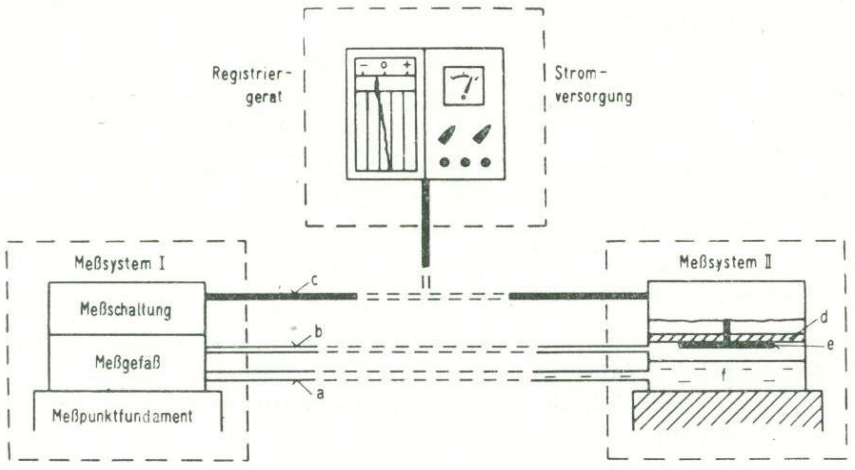


Bild. 1. Schema der Anordnung der Mess — und Registriersysteme für die registriedende Schlauchwage. a) Ausgleichsteilung für Messflüssigkeit; b) Ausgleichsleitung für Luft; c) Stromversorgungs — und Meszleitungen; d) Isolator; e) Messplatte; f) Flüssigkeit.

tem II). Dieser Luftkondensator bietet den Vorteil, daß sich die Di-Elektrizitätskonstante des Luft-Wasserdampf-Gemisches zwischen den Kondensatorplatten im Temperaturbereich von 0°C bis 40° C nur um $5 \cdot 10^{-4}$ ihres Betrages ändert. Der Meßwertwandler ist daher unter diesem Gesichtspunkt stabil.

Es soll auf einige weitere Betrachtungen eingegangen werden, die zur Gewährleistung einer exakten Messung der Flüssigkeits-Niveauhöhe erforderlich waren.

Die Meßkondensatorplatte hat eine endliche Ausdehnung (Durchmesser der Kondensatorplatte bei dem verwendeten Geräteaufbau 64 mm). Die dieser Platte gegenüberliegende Flüssigkeitsoberfläche ist infolge der Grenzflächenspannung zwischen Flüssigkeit und Meßgefäß nicht exakt eben. Daraus resultiert ein bestimmter minimaler Gefäßdurchmesser, der für eine vorgegebene Meßgenauigkeit nicht unterschritten werden darf. Auf Grund der nicht idealen Gefäßwandung und durch temperaturbedingte Veränderungen der Grenzflächenspannung können geringe Variationen in der Höhe des Flüssigkeitsspiegels verursacht werden, die während der Registrierung mit diesem Meßsystem eine Bewegung vortäuschen würden. Andererseits verhindert eine große Oberflächenspannung der Flüssigkeit geringfügige Änderungen der Niveauhöhe. Ebenso sind Meßfehler wegen der Abhängigkeit dieser Oberflächenspannung von der Temperatur in Betracht zu ziehen. (Hierzu wurden theoretische Betrachtungen nach BÜNNAGEL [4] zugrunde gelegt.)

Es wurden verschiedene Untersuchungen ausgeführt, um durch Verwendung grenzflächenaktiver Stoffe als Zusatz zur Meßflüssigkeit (Was-

ser) die Auswirkungen der Grenz- und Oberflächenspannungen zu verringern. Kurzzeitig ließen sich dabei zwar merkliche Verbesserungen durch Herabsetzung der Oberflächenspannung erzielen, jedoch waren fast alle benutzten Zusätze während einer Versuchsreihe über mehrere Monate nicht stabil. Es ergaben sich im Laufe der Zeit Ausfällungen und Trübungen, so daß von einer Verwendung derartiger Zusätze bei langzeitigen Registrierungen in Anbetracht der notwendigen Konstanz abgeraten werden muß. Alle weiteren Messungen erfolgten mit reinem Leitungswasser als Meßflüssigkeit.

Neben dem genannten Einfluß der Temperatur auf die Grenz- und Oberflächenspannung sind auch die Dichte der Meßflüssigkeit und die Abmessungen des Meßgefäßes, insbesondere die Gefäßhöhe und somit der Abstand Kondensatorplatte-Flüssigkeitsoberfläche, temperaturabhängige Größen. Für exakte Registrierungen muß unbedingt die Einhaltung einer weitgehend konstanten Temperatur am Meßort gefordert werden. Außerdem ist die vertikale Flüssigkeitssäule zwischen den beiden Meßgefäßen so kurz wie möglich zu halten. Denn nur Dichteunterschiede der Meßflüssigkeit in den vertikal verlaufenden Teilen der Verbindungleitung sowie der Meßgefäße bewirken eine verfälschte Einstellung des Flüssigkeitsspiegels, während Dichteschwankungen in einem exakt horizontal verlaufenden Verbindungsrohr ohne bedeutenden Einfluß auf das Registrierergebnis sind.

Letztere werden nur gleichsinnige Niveauänderungen in beiden Meßgefäßen hervorrufen. Die Meßgefäße sollten demnach flach gehalten werden, die Verbindungsleitung ist zeitlich herauszuführen und horizontal zu verlegen, wie es in Bild 1 skizziert worden ist. Die vertikale Flüssigkeitssäule beträgt dabei maximal 50 mm.

Um zu verhindern, daß Luftdruckdifferenzen an beiden Meßorten eine Veränderung des Flüssigkeitsniveaus bewirken, ist das gesamte Meßsystem über eine Luftausgleichsleitung (vergleiche Bild 1) in sich abgeschlossen. Es existiert maximal eine Öffnung, die die Verbindung zur äußeren Atmosphäre herstellt.

Auf Grund der geometrischen Abmessungen des Meßsystems ist die Flüssigkeitsbewegung zum Ausgleich von Niveauänderungen — abhängig vom Durchmesser der Meßgefäße und der Ausgleichsleitung — stark gedämpft. Im allgemeinen erfolgt dieser Ausgleich kriechend; periodische Schwingungen der Flüssigkeitssäule treten nicht auf. Dieses Ergebnis, das aus der hydrodynamischen Theorie [6] folgt, wird vom Experiment bestätigt. Die Dämpfung des Systems bewirkt, daß kurzperiodische Bewegungen auch größerer Amplitude die Registrierung rezenter Bewegungen nicht beeinflussen.

Besondere Beachtung ist dem zu verwendenden Material der Meßgefäße einschließlich der Verbindungsleitungen zu schenken, da die Korrosionsgefahr groß ist und die Registrierung bei auftretender Korrosion im Meßgefäß wertlos wird. Bei den bisherigen Untersuchungen wurde mit

Aluminiumgefäßen gearbeitet, die durch einen Überzug aus Epoxydharz geschützt worden waren. Als Verbindungsleitungen dienten Plastschläuche. Die Ergebnisse aller unternommenen Versuche ergaben aber, daß für einen dauerhaften Aufbau nur Edelstahl oder Glas verwendet werden sollte.

Elektrischer Aufbau und Registrierung. Die vom Flüssigkeitsspiegel im Meßgefäß und der darüber angeordneten Metallplatte gebildete Meßkondensator C_M ist Teil einer kapazitiven Meßbrücke (vergleiche Bild 2). Diese Meßbrücke wird von einem 5kHz-Sinusgenera-

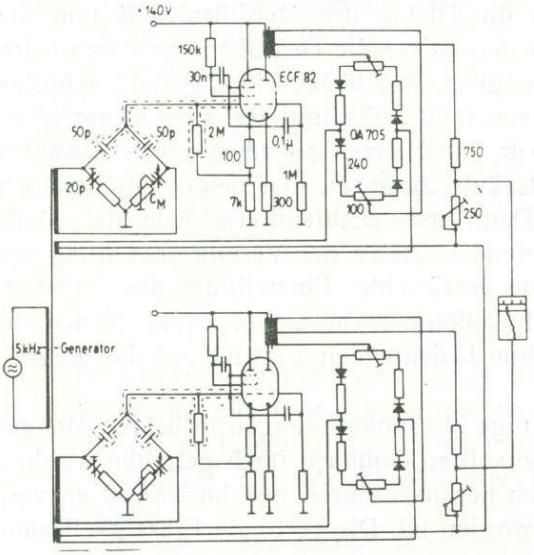


Bild 2. Elektronischer Gesamtschaltplan für zwei Messysteme (C_M — Messkondensator).

tor gespeist. Sie enthält Abgleichelemente zur Anpassung an den jeweiligen Wasserwiderstand im Meßgefäß sowie an den jeweiligen mittleren Abstand Kondensatorplatte-Flüssigkeitsoberfläche. Die Brückenausgangsspannung wird geeignet verstärkt, phasenrichtig gleichgerichtet und dann einem Registriergerät zugeführt. Meßbrücke und elektronischer Verstärker sind im oberen Teil eines jeden Meßgefäßes untergebracht, während das Registriergerät an einer entfernten Meßstation aufgestellt werden kann. Die zu registrierende Spannung ist die Differenz der Ausgangsspannungen zweier Meßsysteme, sie stellt ein Maß für nicht gleichsinnige Niveauänderungen in den beiden Meßgefäßen dar.

Ergebnisse einer mehrmonatigen Erprobungsmessung mit der registrierenden Schlauchwaage

Eine registrierende Schlauchwaage-Meßanordnung mit einer Basislänge von 60 m wurde in einem Stollen in der Nähe des Ortes Königstein, Kreis Pirna, einem vermutlich rezent aktivem Gebiet, erprobt.

Die Eichung des Systems erfolgt durch Einspritzen einer definierten Flüssigkeitsmenge mittels einer Injektionsspritze in eines der Meßgefäße.

und nach erfolgtem Ausgleich der Flüssigkeitsspiegel wird die Spannung am Ausgang eines jeden Verstärkers registriert. Die Registrierspur der Differenz-Niveauhöhe zwischen den beiden Meßgefäßen darf dabei nach erfolgtem Ausgleich keine Veränderung des Meßwertes anzeigen. Anderenfalls ist die Empfindlichkeit beider Systeme unterschiedlich und eine Korrektur macht sich erforderlich. Der mittlere Abstand zwischen Meßplatte und Flüssigkeitsoberfläche war 2,4 mm. Die Empfindlichkeit der Anordnung beträgt für diesen Fall 0,01 mm/mm Registrieramplitude, der Meßbereich erstreckt sich über $\pm 0{,}6$ mm. Dabei ist die Anzeige über einen Bereich von etwa $\pm 0{,}3$ mm linear. Die Nichtlinearität bei größeren Niveauänderungen wird durch die reziprokproportionale Beziehung zwischen der Kapazität des Meßkondensators und dem Plattenabstand verursacht.

Für die Beobachtung rezenter Bewegungen dürfte der angegebene Meßbereich für viele Anwendungszwecke zufriedenstellend sein. Ist dennoch ein größerer Bereich erforderlich, so muß der mittlere Abstand Flüssigkeitsoberfläche-Meßplatte vergrössert werden, die Registrierempfindlichkeit wird dabei geringer. Entsprechendes gilt für eine Vergrößerung der Empfindlichkeit, dann wird der verfügbare Meßbereich kleiner.

Die vorläufige Erprobung der Meßanordnung erstreckte sich über einen Zeitraum von zwei Monaten. Das Ergebnis, aus den Registrierungen des Direktschreibers umgezeichnet und zeitlich gerafft, gibt Bild 3 wie-

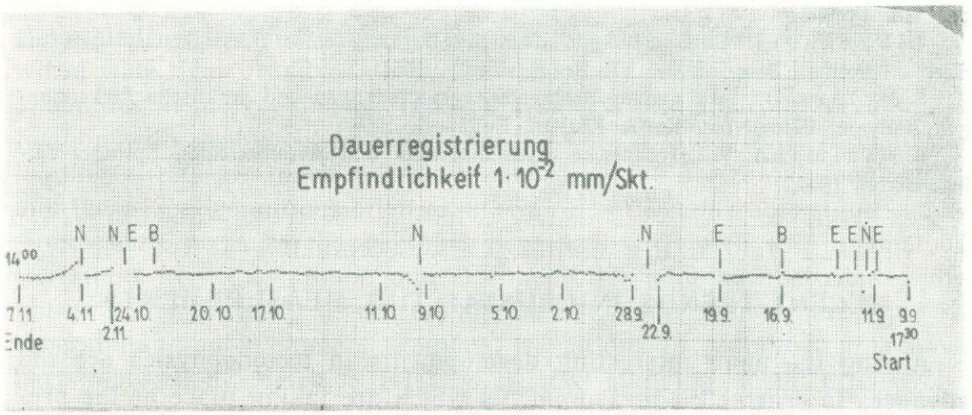


Bild 3. Ergebnis einer zwei monatigen Registrierung (E-Eichung, N-Netzausfall, B-Batteriewechsel).

der. Die Temperaturänderungen am Meßort waren während der Registrierdauer kleiner als 0,5° C. Wie Bild 3 erkennen läßt, verläuft die Registrierspur nahezu geradlinig, abgesehen von den Einlaufvorgängen jeweils nach einem Netzausfall. Das berechtigt zu der Aussage, daß im Meßgebiet während der Beobachtungszeit keine rezenten Bewegungen innerhalb der Nachweisgrenze des Instrumentes auftraten. Zugleich, und das ist eine wichtige Folgerung, unterstreicht das Ergebnis die Brauchbarkeit der Meßmethode. Die absolute Registriergenauigkeit unter den genannten Bedingungen beträgt 0,01 mm. Bezogen auf die verwendete Basislänge von 60 m entspricht dies einer Neigungsänderung von 0,03 Bogensekunden.

Auch bei größerer Basislänge bleibt die absolute Genauigkeit praktisch unverändert. Sehr geringe Neigungsänderungen in einem Meßgebiet lassen sich daher exakt kontinuierlich registrieren, ohne daß die Nachteile vieler Klinometer bezüglich Anzeigestabilität und lokal begrenzter Aussagekraft in Kauf genommen werden müssen. Es ist möglich, eine große Anzahl derartiger Meßsysteme längs eines Profils anzuordnen und alle Systeme untereinander zu verbinden. Die Meßwerte werden auf einen gemeinsamen Meßort bezogen. Dann kann aus dem Ergebnis abgeleitet werden, ob sich ein Meßgebiet kontinuierlich neigt, oder ob vertikale Verschiebungen zwischen einzelnen Schollen auftreten.

Die Einrichtung einer registrierenden Schlauchwaage-Meßstrecke erfordert zwar einen relativ großen Aufwand. Ein einmal erstelltes System kann jedoch bei sorgfältigem Aufbau lange Zeit nahezu wartungsfrei arbeiten und wertvolle Ergebnisse liefern.

Literatur:

1. Pieper, U.: Registriereinrichtung zur Schlauchwaage für ingenieurgeophysikalische Probleme, 1965.
2. Schüler, W. Weiterentwicklung der selbstregistrierenden Schlauchwaage, 1966.
3. Hörig, P.: Weiterentwicklung und Erprobung der selbstregistrierenden Schlauchwaage 1967. 1 bis 3 unveröff. Diplomarbeiten am Institut für Angewandte Geophysik der BA Freiberg.
4. Bünnagel: Untersuchungen über die Eignung eines Flüssigkeitsspiegels als Ebenheitsnormal. Diss. an der TH Braunschweig, 1954.
5. Meißer, O.: Sehr genaue Schlauchwaagenmessungen und praktische Anwendungen Banyam. Földmeröm. Karok Közlem, Budapest, 1956.
6. Kaufmann, W.: Technische Hydromechanik und Aeromechanik. Springer-Verlag, Berlin, 1954.

G. H. CABANISS, R. K. MCCONNELL

RECENT TRENDS IN CRUSTAL TILT MEASUREMENTS

Among the more interesting developments in tectonophysics are the advances in crustal tilt measurements which are taking place at the present time. As new data are accumulated it appears that many of the so-called anomalous effects can no longer be attributed to instrumental peculiarities and drift but can only be explained by ocean tidal effects and real differences in the deformation properties of the earth's crust and upper mantle. Thus, tilt measurements appear to provide a method of obtaining an understanding of the detailed deformation of the earth's interior at frequencies intermediate between those of seismic waves and those of tectonic deformation. In this paper we attempt to summarize the effects that have been observed to date and speculate on types of measurements and analyses which will become important in making these measurements in the future.

Classical analysis of the horizontal (tilt) and vertical (gravity) components of the solid earth tides has been directed toward determination of loworder Love numbers from the harmonic analysis of the semi-diurnal and diurnal tides. These results have shown unexpected regional anomalies which have been ascribed to "indirect" effects of ocean tides and heterogeneities of the elastic properties of the crust and upper mantle by Melchior [5, pp. 210, 301].

As pointed out by Melchior and Brouet [5] and Picha [6] at Aulanko in 1965, the long-term tilts and transitory events recorded by horizontal pendulums and tiltmeters are of possibly greater interest to attendees of the Symposium than tidal effects. However, before one is able to observe such famous examples of the tilt as the upwarping of Fennoscandia und Hudson's Bay, and the tilting of fault blocks in the Basin and Range Province of the western United States, one will have to be able to remove the tidal effects either by extremely long time observations or by better understanding of tidal deformations. Thus, until recently, exept in areas of very large tectonic tilts such as Japan, the study of geological and tectonic influences on crustal movements have been incidental to the acquisition of basic tidal data.

In the past few years development of instrumentation, theory, and computational methods have made it possible to start to systematically investigate the causes of anomalous tidal effects. Recent gravimeter measurements in the northeastern United States and analysis of accumulated world wide tidal gravity data by Kuo and Ewing [2] have indicated that anomalies in the gravimetric factor are caused principally by ocean tidal loading with geological structure playing only a minor role. In contrast, loading effects are much more pronounced on the horizontal components and there local conditions often assume a role of considerable significance. Atmospheric pressure changes have been well correlated with anomalous variations in tilt by Simon and Buchheim [7] who have attributed the observations to tilting of crustal blocks with dimensions of the order of several hundred kilometers. Regional variations in a limited area have been reported by Melchior [4] who is now studying them extensively. Anomalously large tilts with periods of the order of half a lunar month have been reported by Decae [1] at the CERN accelerator site near Geneva.

All the above observations point towards a crust whose tilt properties vary at all scales from a few meters to hundreds of kilometers. Local effects may be attributed to regional geology, tectonics, and local water motion in aquifers while differential motion of the larger blocks can probably be attributed to gross differences in geology, external loads by atmosphere or oceans, or by subcrustal movements. By examining the spatial coherence under the influence of tidal loading one should be able to differentiate between the near surface and deep effects.

While the theory and calculation of the effects of various types of static and moving loads over realistic multi-layered earth models is under de-

velopment (Kuo, personal communication, 1967, 1968), it is clear that for this approach to succeed, a far better distribution of tidal stations, a better knowledge of buried geological structure, and better measurements of the tides on the continental shelves will be required.

To improve the spatial distribution of stations we have planned to install arrays of borehole tiltmeters and thus avoid the limitations imposed by the necessity of placing installations in mines and tunnels. The use of such arrays should have several additional advantages including a variety of techniques available to analyze the daia. Simple averaging should eliminate much of the individual site noise but more sophisticated array processing including velocity and spatial filtering will probably be required for signal anhancement.

Borehole installation, however, imposes severe constraints on instrument capabilities. The measurement of earth tides requires an instrument which is able to detect tilts of less than 0.001″ (5×10^{-9} radians), and to detect tectonic tilts the monthly drift must be of this order or less. Quartz pendulums and water or mercury tube tiltmeters are sufficiently sensitive but are impractical for borehole installation. The small size, adequate sensitivity, and apparent long-term stability of the magnetic tiltmeters developed by Simon and his associates [8] make them attractive for this type of installation. In this device a diamagnetic mass is suspended in the potential well of a suitably shaped magnetic field formed by permanent magnets (Figure 1). The depth of the potential minimum determines the

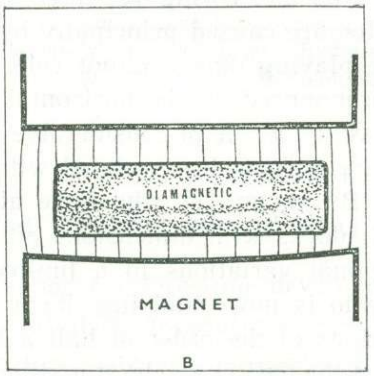


Figure 1. Schematic view of diamagnetic tiltmeter.

restoring force and, therefore, the period and sensitivity. Thus, all elastic springs, fibers, etc., are replaced by field forces and the mass is free to respond to tilts or accelerations without friction. Displacement of the mass is sensed by a miniature electro-optical system. The natural period of a typical tidal model is 8.4 seconds; the response to tilts is essentially flat from 0 to 0.01 Hertz. The linear operating range is about ±1 arc sec ($\pm5\mu$ radians). The range can be increased at the expense of sensitivity. The tracing of a record from a field test of this instrument at the Lamont Geological Observatory site (depth 560 m) in a deep mine at Ogdensburg, New Jersey, shows (Figure 2) excellent stability with some suggestion of

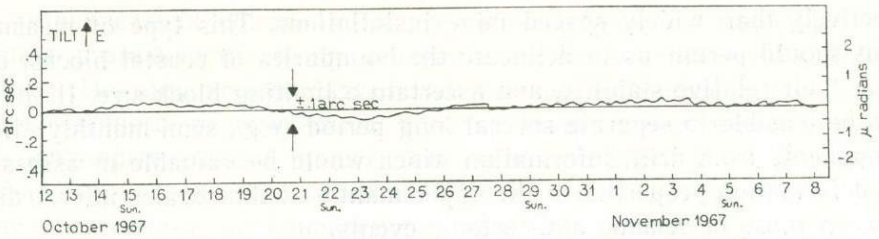


Figure 2. Daily record of tilt measured with the ADL model V tiltmeter at 1850 ft below the ground at Ogdensburg, New Jersey.

a tide with a period of half a lunar month. No filter or amplifier was used, and no particular site preparation techniques were employed. A second test of this instrument, with a gain of about 10 and a 100 sec low-pass filter, clearly recorded (Figure 3) the tidal tilt component at an

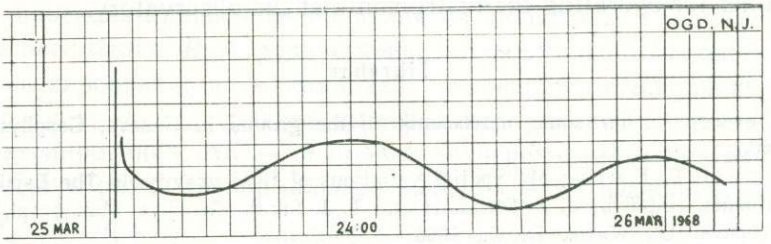


Figure 3. Recording of tidal record from Ogdensburg, New Jersey, obtained using low-pass filter amplifier to eliminate microseisms.

azimuth of 148° from north. Typical drifts of about 0.020″ (10^{-7} radians) per day were observed during the three-week recording period, about the same magnitude as those noted by Melchior (1966, p. 188) for a new installation. Both of these examples illustrate sudden offsets and long-period variations of unknown origin and emphasize the need for installing several instruments together to isolate the respective causes.

We are now planning to install a three-element array in the northeastern United States (Massachusetts). This area is far from tectonically active regions and is subject to a very slow tilt to the southeast. Aside from possible local and ocean loading effects, this environment should be ideal for studies of longperiod phenomena, including drift. The array will consist of biaxial (i.e., with two orthogonal elements) tiltmeters of appropriate range and sensitivity, equipped with a remote-levelling mechanism in 30—100 m boreholes (15 cm diameter) with recording on the surface. While some difficulty with effective coupling to the rock might be anticipated, the disadvantages should be more than compensated by the almost infinite number of low cost sites available.

In summary, we consider the measurement of tilt an effective method of monitoring the stability of crustal blocks. Digital array-type processing should virtually eliminate site noise problems and permit the spatial and temporal mapping of loading effects and aperiodic phenomena much more

effectively than widely spaced mine installations. This type of measurement should permit us to delineate the boundaries of crustal blocks, discover their relative stability, and ascertain a limiting block size. It should also be feasible to separate several long period (e.g., semi-monthly) tidal components from drift, information which would be valuable in assessing the deformation properties of the upper mantle at time scales intermediate between those of seismic and tectonic events.

Finally, it should be pointed out that the measurements of the earth's tilts and strains of the order of 10^{-6} is not without practical significance, for the precision requirements and capabilities of tracking, communication, and geodetic systems are rapidly approaching this level.

Acknowledgments. We wish to thank Dr. Ivan Simon for providing copies of the earth tide recordings, Prof. John Kuo, Columbia University, for permission to use the Ogdensburg Observatory, and Mr. Merrill Conner for operating the instruments at the observatory.

Literature

1. Decae, A. On some movements of the ground in Geneva, **Geophysical Jour.** 3(1), 1960.

2. Kuo, J. T., Ewing M., Spatial variations of tidal gravity, in **The Earth Beneath the Continents,** edited by J. S. Steinhart and T. J. Smith, Geophys. Monograph 10, American Geophys. U., Wash., D. C., 1966.

3. Melchior, P., **The Earth Tides,** Pergamon Press, New York, 1966.

4. Melchior, P., Oceanic tidal loads and regional heterogeneity in western Europe, **Geophys. Jour.,** 14, 1967.

5. Melchior, P., and J. Brouet, Contributions des stations clinometriques de marees terrestres a l'etude des mouvements recents de l'ecorce, in **Proc. of the Second Int. Symp. on Recent Crustal Movements,** Ann. Acad. Sci. Series A, 90, 1966.

6. Picha, J., Use of non-tidal effects from records of tidal observations in studying recent crustal movements in **Proc. of the Second Int. Symp. on Recent Crustal Movements,** Ann. Acad. Sci. Fennicae, Series A, 90, 1966.

7. Simon, D., and W. Buchheim, Systematic errors of earth-tide results due to block tilts induced by atmospheric pressure, preprint of paper presented at IAG Meeting, Lucerne, 1967, IUGG General Assembly, 1968.

8. Simon, I., A. G. Emslie, R. K. McConnell, Jr., Some recent developments in tiltmeter technology (abstract), **Trans. Amer. Geophys. Union,** 49 (1), 1968.

Д. И. МАСЛИЧ

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОДНОВРЕМЕННОГО ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Большинство районов современных вертикальных движений, где колебания достигают иногда несколько сантиметров в год, приурочено к горным и предгорным районам. Для выявления таких движений и

их интерпретации обычно применяется геометрическое нивелирование. Однако возможности его применения в горной местности сильно ограничены. Поэтому весьма актуальным становится вопрос о применении одновременного геодезического нивелирования, которое при соблюдении некоторых условий может дать ошибку ±2 см. Если на каждом пункте, кроме зенитных расстояний, измерять и горизонтальные углы (или расстояния), то одновременно получим данные и для интерпретации горизонтальных смещений.

Полная формула одновременного геодезического нивелирования имеет вид:

$$h = H_2 - H_1 = s \operatorname{tg} \frac{z_2 - z_1}{2} \left(1 + \frac{H_m + N_m}{R}\right) + \frac{i_1 + l_1}{2} - \frac{i_1 + l_2}{2} + \\ + \frac{(k_2 - k_1)\, s^2}{4R} + \left(\frac{u_1 + u_2}{2} - u_m\right) \frac{s}{\rho''} + \Delta E \qquad (1)$$

где s — проекция линии нивелирования на эллипсоид; z — измеренное зенитное расстояние; R — радиус кривизны нормального сечения вдоль линии нивелирования; u — компонент уклонения отвеса вдоль линии нивелирования; u_m — среднее интегральное уклонение отвеса вдоль линии нивелирования; ΔE — поправка за переход от измеренной разности высот к разности нормальных высот; k — коэффициент рефракции; $H_m = \frac{1}{2}(H_1' + H_2')$ — среднее из приближенных высот точек над поверхностью квазигеоида; N_m — среднее из приближенных высот соответствующих точек квазигеоида над эллипсоидом.

Индексом 1 обозначены величины, относящиеся к начальному пункту, а индексом 2 — относящиеся к конечному пункту.

Таким образом ошибка определения превышения будет слагаться из ошибок определения z_1, z_2, s, R, k_1, k_2, i_1, i_2, l_1, l_2 и членов, учитывающих влияние уклонений отвесных линий и непараллельность уровенных поверхностей.

В горных районах при расположении пунктов на отдельных вершинах ошибка измерения зенитного расстояния 10—16 приемами при помощи высокоточных оптических теодолитов может быть доведена до ±0″,5 [3]. Ошибка определения s из современной триангуляции (полигонометрии) и R — незначительна. При надлежащей постановке работ можно свести до ±0,5 см ошибки элементов приведения — i_1, i_2, l_1, l_2. Ошибки членов, учитывающих влияние уклонений отвесных линий и непараллельность уровенных поверхностей, зависят от густоты и точности гравиметрической съемки, которая в современных условиях позволяет определять эти величины с большей точностью. При одновременном измерении зенитных расстояний ошибка за разность $(k_2 — k_1)$ становится равной 0,01 и меньше, если профиль линии s симметричен относительно ее середины. При большой разности высот точек 1 и 2 (более 1 км) или значительной асимметрии профиля линии s в разности $(k_2 — k_1)$ будет содержаться систематическая ошибка за устойчивое влияние рефракции [3].

Наиболее благоприятным временем для одновременного измерения зенитных расстояний является период перехода через нуль вертикальных градиентов температуры. Это совпадает с периодом спокойных изображений, который наступает 2 раза в сутки между 7—10 и 17—19 часами. В этот период колебания коэффициентов рефракции подчиняются нормальному закону, т. е. не зависят от высоты луча и других факторов. Этот период может определяться простым прибором фиксирующим изменение вертикального градиента температуры. Пункты следует располагать так, чтобы избежать значительного систематического влияния рефракции и длины линий не превышали 10 км.

Для проверки этих предположений были использованы продолжительные экспериментальные измерения зенитных расстояний на пунктах триангуляции, выполненных автором в 1953—1955 гг. в Карпатах. Расположение пунктов их отметки и длины линий показаны на схеме (рис. 1). Целью этих работ являлось исследование влияния рефракции

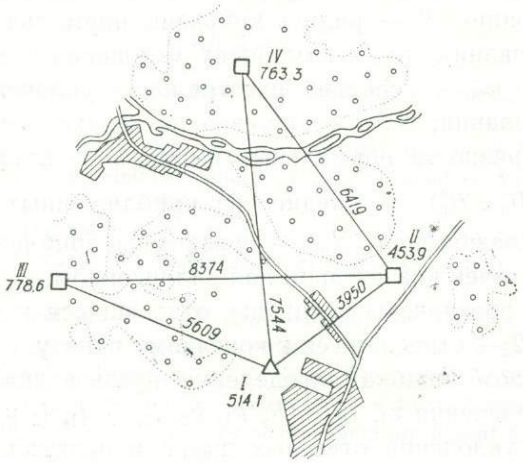


Рис. 1.

и точности различных методов геодезического нивелирования в горных условиях [1].

Методика этих наблюдений заключалась в измерении в продолжении всего дня, с интервалами в 1 час, двумя приемами зенитных расстояний по нескольким направлениям с одновременным измерением основных метеорологических элементов (температуры, вертикального температурного градиента, влажности, давления, направления и скорости ветра, облачности). Отметки пунктов были определены из геометрического нивелирования.

Для указанной цели использовались только одновременные измерения зенитных расстояний, которые выполнялись в продолжение 8 дней летом. При вычислении превышений поправки за отклонение отвесных линий от нормалей к эллипсоиду и непараллельность уровенных поверхностей вычислялись с использованием топографической и гравиметрической карты. Для каждого часа наблюдений по линиям, на

концах которых одновременно измерялись зенитные расстояния, были вычислены превышения по формуле (1). Всего было получено 162 серии определений h. Затем, сравнивая с геометрическим нивелированием и по невязкам в треугольниках, была определена средняя ошибка определения h. Она оказалась равной 0,06 м.

Особое внимание было уделено результатам одновременного измерения зенитных расстояний в утренние и вечерние периоды спокойных изображений. Для вычисленных в эти периоды превышений были подсчитаны разности Δh между ними и превышениями полученными из геометрического нивелирования. Результаты этих вычислений помещены в таблице 1, где эти разности приводятся для каждой линии. В конце таблицы приводятся средние значения Δh для каждой линии и общее среднее для всех наблюдений. Наиболее точные результаты получились по линии II—III, где были наилучшие условия видимости. Наименее точные — по линии II—IV, что можно объяснить худшими

Таблица 1

Точность одновременного геодезического нивелирования в периоды спокойных изображений

Дата (1955)	Период спокойных изображений	Значение Δh по линиям в м				
		I–II	II–III	II–IV	I–IV	I–III
11.VII	утро	+0,011	–	–	–	–
	вечер	+0,014	–	–	–	–
12.VII	утро	+0,013	–	–	–	–
	вечер	−0,031	–	+0,036	+0,014	–
13.VII	утро	−0,012	–	−0,039	−0,040	–
	вечер	+0,014	–	−0,033	−0,016	–
14.VII	утро	+0,032	–	−0,001	+0,006	–
	вечер	+0,025	–	+0,036	+0,010	–
15.VII	утро	–	–	–	–	–
	вечер	+0,011	+0,014	–	–	+0,017
16.VII	утро	−0,004	−0,002	–	–	+0,020
	вечер	+0,033	–	–	–	+0,006
17.VII	утро	–	+0,009	–	–	–
	вечер	–	−0,004	–	–	–
18.VII	утро	–	−0,018	–	–	–
	вечер	–	–	–	–	–
Среднее	утро	0,014	0,010	0,020	0,023	0,020
	вечер	0,021	0,009	0,035	0,013	0,011

Общее среднее: для утренних периодов – 0,016 м
для вечерних периодов – 0,020 м
для всех наблюдений – 0,018 м

условиями визирования с пункта IV на пункт II. Точность в утренние и вечерние периоды оказалась примерно одинаковой. Средняя разность для всех наблюдений равна 0,018 м.

Примерно такое же по величине Δh получилось и для холмистого района (Закарпатья), где автором также были выполнены экспериментальные работы по одновременному измерению зенитных расстояний на пунктах триангуляции [2]. Можно предположить, что эти результаты были бы точнее, если бы зенитные расстояния измерялись большим числом приемов порядка 10—16, когда можно добиться значительной компенсации ошибок собственно измерений и короткопериодического влияния рефракции.

При выявлении вертикальных движений на данной территории, т. е. при проведении повторного одновременного геодезического нивелирования большинство его ошибок исключается. К ним относятся ошибки s, r, i_1, l_1, i_2, l_2, членов, учитывающих влияние уклонений отвесных линий, непараллельности уровенных поверхностей и устойчивое влияние рефракции (большая разность высот и асимметрии профиля линии). Будут действовать только ошибки собственно измерений зенитных расстояний и короткопериодические ошибки рефракции. Таким образом ошибка разности высот, определенная из повторного одновременного геодезического нивелирования, будет значительно меньше первоначально полученной ошибки.

Литература

1. Маслич Д. И. О точности геодезического нивелирования в горных условиях., Львов, 1957.

2. Маслич Д. И. Тр: Ворошиловского горно-металлургического института, т. I, Луганск, 1960.

3. Пеллинен Л. П. «Геодезия и картография», № 6, 1956.

D. I. MASLICH

POSSIBILITY OF APPLICATION OF SIMULTANEOUS GEODETIC LEVELLING FOR INVESTIGATION OF CURRENT VERTICAL MOVEMENTS OF EARTH CRUST IN MOUNTAIN REGIONS

Summary

1. Most regions of current vertical movements, with deviations in some cases amounting to several centimetres a year, are situated in mountain and submountain regions. In order to reveal such movements and to make a comprehensive interpretation geometric levelling of high accuracy is used. But the possibility of its application in mountain regions is restricted; therefore it is very important to apply simultaneous geodetic levelling which at certain conditions can be performed with the accuracy ± 2 cm.

The full equation of simultaneous geodetic levelling is:

$$h=H_2-H_1=s\,\mathrm{tg}\,\frac{z_2-z_1}{2}\left(1+\frac{H_m+N_m}{R}\right)+\frac{i_1+l_1}{2}-\frac{i_2+l_2}{2}+$$

$$+\frac{(k_2-k_1)S^2}{4R}+\left(\frac{u_1+u_2}{2}-u_m\right)\frac{s}{\rho''}+\Delta E, \qquad (1)$$

where s — projection of levelling line on ellipsoid; z — measured zenith distance, R — radius of curvature of normal section along the levelling line; u — component of plumb deviation along the levelling line; u_m — average integral deviation of plumb along the levelling line, E — correction for transition from the measured difference of heights to the difference of normal heights; k — refraction coefficient: $H_m=\frac{1}{2}(H_1'+H_2')$ — mean value of average point heights over the quasigeoid surface; N_m — mean value of average heights of corresponding points of quasigeoid over ellipsoid.

Thus the error of determination of difference of heights is summed up of the errors of determination of z_1, z_2, s. R, k_1, k_2, i_1, i_2, l_1, l_2 and terms showing the contribution of deviation of upright lines and nonparallelism of level surfaces.

2. If the points in mountain regions are located on certain summits the error of zenith distance from 10—16 receptions, measured by up-to-date highly accurate optical theodolite does not exceed ±0,5. The error of determination of s from up-to date triangulation (polygonometry) and R is negligible. The accurate operations make it possible to reduce the errors of elements of reduction i_1, i_2, l_1, l_2 to ± 0,5 cm. The errors of the last two terms of the equation depend upon the density and accuracy of gravimetric levelling and by up-to-date methods can be determined with high accuracy. At simultaneous measurements of zenith distances the error contributed by the difference (k_2-k_1) is reduced to 0,01 and less if line S profile is not asymmetrical.

The most favourable time for simultaneous measurement of zenith distances is the period of tranquil representation taking place twice a day between 7 and 10 o'clock a.m. and between 5 and 9 p.m. At that period refraction coefficients are in accordance with normal law. i.e. they do not depend on the beam height and other factors. This period can be determined with the aid of a simple device, measuring the change of vertical gradient of temperature.

3. For checking up these assumptions the author performed experimental measuring of zenith distances in the triangulation points, performed in Carpathian region. Line length did not exceed 8 km, and the mean height of visual beam was no lower than 20 m. For calculation of the corrections of deviation of vertical lines from normals to the ellipsoid and non-parallelism of level surfaces, topographic and gravimetric maps of the region have been used. The mean error of the elevation differences in simultaneous geodetic levelling, performed in one-hour intervals all the day on the lines, forming closed figures (triangles) is equal to 0,06 m. From these data for further analysis have been taken only those taken during the periods of tranquil representation. Calculated mean error of elevation difference in this case is less than 0,02 m. The simultaneous geodetic levelling showed high accuracy during the periods of tranquil representation in hill regions too. This has been confirmed by experimental works in Transcarpathian region.

4. In case when the vertical movements have been revealed on that territory i.e. when the repeated simultaneous geodetic levelling has been performed errors s, R, i_1, l_1, i_2, l_2 and those of terms representing the effect of upright lines deviation, nonparallelism of levels and steady effect of refration are excluded. In such a case we have only the errors of measurements of zenith distances and short-time errors of refraction. Thus the error of elevation difference, will be considerably less than that of the initial measurements.

T. J. KUKKAMÄKI

ON OBSERVATION OF SECULAR VARIATION OF GRAVITY IN FENNOSCANDIA

Earlier it was generally understood that the Fennoscandian land uplift is caused by an isostatic rebalancing of the glacial ice load. In recent years our Soviet colleagues and others have pointed out that this explanation is not as certain as have been thought earlier, but that the main cause of the land uplift might be a long term geological development of the Earth's crust.

Restaration of isostatic equilibrium means that the heavy material below the crust returns under the centre of the area and pushes the crust up. Such a procees would cause an observable decrease in gravity of 1.7 μGal per 1 cm of land uplift.

Long term geological movements can be of many different characters. From the point of view of the secular variation of gravity the extreme possibility would be that the Earth's crust is becoming thicker in this area, so that the lighter crust is pushing the heavier material out from the centre of the uplift area, i.e. the result would be the opposite of that of the ice isostasy: it would cause a decrease in gravity of 3.1 μGal per 1 cm of uplift.

With regard to the possibility of clearing up the causes of land uplift by observing variation of gravity, the Finnish Geodetic Institute observed in 1966 the differences of gravity between three stations, one near the centre of the uplift area, one as far in the East as possible and one midway between these stations. To improve accuracy the statioins have been selected in such a way that the gravity differences to be measured are smaller than 1.5 μ Gal. Using four La Coste-Romberg gravimeters and repeating the measurements more than ten times an accuracy of ±3 μ Gal was obtained.

Since the difference between the changes in gravity caused by the different types of movements under the Earth's crust can be 1.4 μGal per 1 cm of uplift and as the difference between the land uplift stations is 5 mm per year, a significant result can be expected when the measurement is respeated after ten years' time.

In cooperation with Rikets allmänna kartverk the Finnish Geodetic Institute continued measurement across the Gulf of Bothnia, and the Rikets allmänna kartverk has measured four more stations up to the Atlantic coast, i.e. across the uplift area. The differences of gravity were not greater than the Finnish part of the line and the accuracy obtained was of the same magnitude.

Supplementary comment:

Kukkamäki: The Finnish and Swedish measurements on the secular variation of gravity comprises a line of stations from the Atlantic coast to East-Finland i.e. from the zero-isobase over the 9 mm isobase to the 5 mm isobase. This investigation could be

improved essentially, if the measurement was extended East across the Finnish-Soviet border, especially because it would then be possible to establish the last station outside of the uplift area, which is not possible in the West because the zero-isobase there runs along the Atlantic coast. I propose that the CRCM issue a resolution emphasizing the importance of this investigation and recommending that the line be extended, as I have suggested.

The proposal was accepted and the Closing Session issued a resolation to this effect (Resolution).

Artyushkov called attention to the difficulties in interpreting the possible results of measurement.

Märmo emphasized the importance of getting quantitative data on the phenomenon. Those must help understanding of the reasons of the land uplift in Fennoscandia. His wording is enclosed.

В. К. ХРИСТОВ

УРАВНИВАНИЕ СКОРОСТЕЙ НИВЕЛИРНЫХ ТОЧЕК

В докладе мы стремимся продемонстрировать точный способ выведения скоростей современных вертикальных движений земной коры, при котором мы принимаем, что нивелирные реперы имеют представительный характер, т. е. они отражают тектоническое движение, и это движение в каждом пункте является поступательным, т. е. ускорением практически можно пренебречь. Кроме того, мы абстрагируемся от внезапных перемен движения сейсмического характера.

Предположим, что мы имеем нивелирную линию между реперами i и k, которую пронивелировали больше одного раза за отрезки времени T_1, T_2, ... и получили наблюдаемые превышения h_{ik1}, h_{ik2}, ... в смысле $h_{ik}=H_k-H_i$, где H_i и H_k абсолютные высоты относительно одного принятого твердого репера H_0. Соответствующие скорости реперов i и k отмечаем как V_0 и V_k. В последующем нам необходимо будет определить и длины нивелирных линий, которые мы обозначим через S_{ik}.

Примем следующие единицы измерения: для абсолютных отметок H_i и превышений h_{ik} — метры, для времени $T_к$ — год и части года, для временных интервалов $t_{12}=T_2-T_1$ — год и части года, для длин S_{ik} — километр, и для скоростей V_i — миллиметры в год, для абсолютных членов в уравнениях наблюденных величин при уравнивании, которое мы проведем по косвенным наблюдениям — миллиметры. Средние случайные ошибки при нивелировках будем считать известными и выраженными в миллиметрах на километр.

Пусть v_{ik_1}, v_{ik_1} ..., относительные ошибки наблюденных превышений, а σ_1, σ_2, ..., неизвестные километрические систематические ошибки нивелировок, если нивелировали от i к k, а если нивелировали от k к i, то будем обозначать — σ_1, $-\sigma_2$...

Следовательно, для уравненных превышений мы имеем уравнения

$$\begin{cases} h_{ik_1 1} + V_{ik_1 1} \pm \sigma_1 \cdot S_{ik} \\ h_{ik_1 2} + V_{ik_1 2} \pm \sigma_2 \cdot S_{ik} \\ h_{ik_1 3} + V_{ik_1 3} \pm \sigma_3 \cdot S_{ik} \end{cases} \tag{1}$$

Верхний знак при нивелировке от i к k. Нижний знак при нивелировке от k к i.

Вычислив разницу в (1) и разделив ее на временные интервалы t_{12}, t_{23}, ..., мы получим разницу $V_k - V_i$ для скоростей точек i и k

$$\begin{cases} V_k - V_i = \dfrac{h_{ik_1 2} - h_{ik_1 1}}{t_{12}} \pm \dfrac{\sigma_2 \cdot S_{ik}}{t_{12}} \mp \dfrac{\sigma_1 \cdot S_{ik}}{t_{12}} + \dfrac{V_{ik_1 2}}{t_{12}} - \dfrac{V_{ik_1 1}}{t_{12}}, \\ V_k - V_i = \dfrac{h_{ik_1 3} - h_{ik_1 1}}{t_{23}} \pm \dfrac{\sigma_3 \cdot S_{ik}}{t_{23}} \mp \dfrac{v_2 \cdot S_{ik}}{t_{23}} + \dfrac{V_{ik_1 3}}{t_{23}} - \dfrac{V_{ik}}{t_{23}}. \end{cases} \tag{2}$$

Если принять, как мы уже отмечали, известные средние случайные километрические ошибки нивелировок 1, 2, 3, ..., как m_1, m_2, m_3, тогда средние случайные ошибки превышений $h_{ik_1 1}$ $h_{ik_1 2}$ $h_{ik_1 3}$ ..., будут соответственно $m_1\sqrt{S_{ik}}$, $m_2\sqrt{S_{ik}}$, $m_3\sqrt{S_{ik}}$, ... Отсюда можно найти величины средних ошибок абсолютных (т. е. выведенных) членов из наблюдений в уравнении (2):

$$\begin{cases} ikM_{12}^2 = \dfrac{1}{t_{12}^2}\ (m_1^2 + m_2^2) \cdot S_{ik} \\ ikM_{23}^2 = \dfrac{1}{t_{23}^2}\ (m_2^2 + m_3^2) \cdot S_{ik} \end{cases} \tag{3}$$

Чтобы вывести корреляционные коэффициенты между абсолютными членами в уравнении (2) для случая более чем двух нивелирований, определяем возможные отклонения от средних значений:

$$\begin{cases} \dfrac{-\delta h_{ik_1 1}}{t_{12}} + \dfrac{\delta h_{ik_1 2}}{t_{12}} - \dfrac{\delta h_{ik_1 2}}{t_{23}} + \dfrac{\delta h_{ik_1 3}}{t_{23}} \end{cases} \tag{4}$$

и образуем коварианц::

$$ik\,\rho_{12,\,23} \cdot ikM_{12} \cdot ikM_{23} = -\frac{1}{t_{12}\,t_{23}} \cdot \delta\, h_{ik_1 2} \cdot \delta\, h_{ik_1 2} = -\frac{1}{t_{12}\,t_{23}} \cdot m_2^2\, S_{ik}, \tag{5}$$

из которого явствует:

$$ik\rho_{12,\,23} = -\frac{m_2^2}{\sqrt{m_1^2 + m_2^2}\ \sqrt{m_2^2 + m_3^2}}. \tag{6}$$

Для весов получаем величины непосредственно из формулы (3):

$$\begin{cases} ikP_{12} = \dfrac{t_{12}^2}{S_{ik}} \cdot \dfrac{c}{m_1^2 + m_2^2}, \\ ikP_{23} = \dfrac{t_{23}^2}{S_{ik}} \cdot \dfrac{c}{m_2^2 + m_3^2}, \end{cases} \tag{7}$$

где c является подходящей константой.

Следовательно, корреляционная матрица будет:

$$Q_l = \left\| \begin{array}{cc} \frac{1}{ikP_{12}} & \frac{ik\rho_{12,13}}{\sqrt{ikP_{12}}\sqrt{ikP_{23}}} \\ \frac{ik\rho_{12,23}}{\sqrt{ikP_{12}}\sqrt{ikP_{23}}} & \frac{1}{ikP_{23}} \end{array} \right\| \tag{8}$$

Вставив в уравнение (2) для абсолютных членов:

$$\begin{cases} ikl_{12} = \frac{h_{ik_1}2 - h_{ik_1}1}{t_{12}}, \\ ikl_{23} = \frac{h_{ik_1}3 - h_{ik_1}2}{t_{23}}, \end{cases} \tag{9}$$

и для остатков:

$$\begin{cases} ikV_{12} = \frac{V_{ik_1}2}{t_{12}} - \frac{V_{ik_1}1}{t_{12}}, \\ ikV'_{23} = \frac{V_{k_1}3}{t_{23}} - \frac{V_{ik_1}2}{t_{23}} \end{cases} \tag{10}$$

мы получаем следующие уравнения наблюдений:

$$\begin{cases} -1 \cdot V_i + 1 \cdot V_k \pm \frac{S_{ik}}{t_{12}} \cdot \sigma_1 \mp \frac{S_{ik}}{t_{12}} \cdot \sigma_2 = ikl_{12} + ikV'_{12} \\ -1 \cdot V_i + 1V_k \pm \frac{S_{ik}}{t_{23}} \cdot \sigma_2 \mp \frac{S_{ik}}{t_{23}} \cdot \sigma_3 = ikl_{23} + ikV'_{23} \end{cases} \tag{11}$$

Верхний знак при нивелировании от i к k. Нижний знак при нивелировании от k к i.

Выведя из условия минимума:

$$V'^* Q_l^{-1} V^1 = Min \tag{12}$$

составляем нормальные уравнения (Христов, 1966).

Главными неизвестными при этом являются скорости V_1, V_k, ..., узловых точек, а при длинных линиях нивелирований и некоторых промежуточных точек. Для этих точек необходимо вывести не только скорости, но и средние ошибки определения величины последних. Второстепенными неизвестными являются систематические километрические ошибки. Для близко расположенных точек нивелирных линий скорости вычисляются дополнительным уравниванием. Сами изолинии скоростей движений необходимо проводить в соответствии с геолого-геоморфологической интерпретацией.

Уравнивание особенно облегчается, если можно принять:

$$m_1 = m_2 = m_3 = \ldots = m \tag{13}$$

а также:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \ldots = \sigma \tag{14}$$

В этом случае:

в уравнении (7) средние ошибки объединяются с множителем c

$$\begin{cases} ikP_{12} = C\,\frac{t_{12}^2}{S_{12}}, \\ ikP_{23} = C\,\frac{t_{23}^2}{S_{23}} \end{cases} \tag{15}$$

корреляционные коэффициенты в уравнении (6) становятся равными

$$ik\,\rho_{12,23} = -\frac{1}{2}\,; \tag{16}$$

а корреляционная матрица в уравнении (8) вычисляется непосредственно из уравнений (15) и (16).

В уравнении (11) имеется один параметр для систематических ошибок; это значит, что существует только одна неизвестная, которая при группировании может быть и уничтожена, если два нивелирования были проведены в одном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Христов В. К. — Решение уравнивания по способу наименьших квадратов. Труды Центр. лаборатории по геодезии, София, 1966.

V. VYSKOCHIL

MAPS OF RECENT VERTICAL CRUSTAL MOVEMENTS AND THEIR ACCURACY

Recent vertical movements of the Earth's crust are indicated in maps [1, 2, 3] by isolines of identical changes of height over a certain time interval, the existence of a continuous field of these changes (or their rate in mm per year) on the Earth's surface being assumed.

On the basic of repeated levelling measurements the changes in height z_i are determined at discrete levelling points P_i. The observed change z_i is the result of the effect of several heterogeneous influences. Principally it may be expressed as the sum $z_i = s_i + q_i$ of two partial values, the change in height s_i being caused by tectonic movements of the Earth's crust, and q_i containing, apart from the levelling errors, various unfavourable surface influences (meteorological, local movements of the foundation soil, human activity) on the vertical displacement of the height mark. These surface influences can be restricted by a suitable choice of place and stabilization of the height mark.

In investigating the recent tectonic movements of the Earth's crust, the sought true values s_i are considered to be unknown and q_i to be the "noise". From the point of view of mathematical-statistical processing $z(P)$, $s(P)$ and $q(P)$ are considered to be stationary random functions, the characteristics of which are mean values $M(z_i)$, $M(s_i)$ and $M(q_i)$ and the covariances $K_{zz}(\overline{P_iP_k}) = \{[z_1 - M(z_i)] \cdot [z_k - M(z_k)]\}$, $K_{ss}(\overline{P_iP_k})$ and $K_{qq}(\overline{P_iP_k})$, computed for typical distances $\overline{P_iP_k} = 0, r_1, r_2, \ldots$ between levelling points. The following relation holds for the covariances mentioned:

$$K_{zz}(\overline{P_iP_k}) = K_{ss}(\overline{P_iP_k}) + 2K_{sq}(\overline{P_iP_k}) + K_{qq}(\overline{P_iP_k}), \tag{1}$$

where $K_{sq}(\overline{P_iP_k}) = M\{[s_i - M(s_i)] \cdot [q_k - M(q_k)]\}$ is the crosscovariance.

A precise identification of the "noise" q from the true values s is impossible. Let us assume that between the values s and q there is no correlation, so that

$$K_{sq}(r_j)=0; \quad K_{ss}(r_j)=K_{zz}(r_j)-K_{qq}(r_j). \tag{2}$$

It may also be expected that the autocorrelation function $K_{qq}(r)$ approximates to zero much faster than $K_{ss}(r)$. Let us assume that $K_{qq}(r_j)=0$ for distances $r_j>0$. Then $K_{zz}(r_{j=1}) \leqq K_{ss}(0) \leqq K_{zz}(0)$ and the "noise" variance is

$$D_q=K_{qq}(0) \leqq [K_{zz}(0)-K_{zz}(r_1)]. \tag{3}$$

From the values of $K_{zz}(r_j)$ found, it is then possible to construct a continuous autocorrelation function $K_{zz}(r)$ and, given a suitable choise of the function $K_{qq}(r)$ satisfying the conditions mentioned above, also an autocorrelation function $K_{ss}(r)$. The autocorrelation function $K_{ss}(r)$, determined in this way, may be considered as typical for the whole chosen region only if a sufficient number of initial values z_i are available in it, if possible at equally spaced points P_i.

Maps of recent vertical crustal movements should illustrate the function $s(P)=s(x, y)$ the true values of which are unknown. Practically only its approximate values can be determined:

$$\tilde{s}=L\{z\}, \tag{4}$$

where L is generally a linear operator applied to the observed values z_i. Basically, it is a question of interpolation in which the noise q is removed by smoothing the function $z(P)$. Mathematical-statistical methods of interpolation and smoothing were introduced by Wiener [4]. They have been applied to the anomalous gravity field in papers [5, 6, 7].

Although we do not know the error $\varepsilon=\tilde{s}-s=L\{z\}-s$, defined in an arbitrary point P as the difference between the predicted value $\tilde{s}$ and the "errorless" values, according to [6, 7] it is possible to determine the error covariance $K_{\varepsilon\varepsilon}(P, P')$ from equation

$$K_{\varepsilon\varepsilon}(P, P')=K_{ss}(P, P')-L_P\{K_{sz}(P, P')\}-L_{P'}\{K_{sz}(P, P')\}+ \\ +L_P L_{P'}\{K_{zz}(P, P')\}. \tag{5}$$

With regard to *Eq.* (2)

$$K_{\varepsilon\varepsilon}(P, P')=K_{ss}(P, P')-L_P\{K_{ss}(P, P')\}-L_{P'}\{K_{ss}(P, P')\}+ \\ +L_p L_{p'}\{K_{ss}(P, P')\}+L_p L_{p'}\{K_{qq}(P, P')\}. \tag{6}$$

For $P=P'$ we obtain an error variance $D_\varepsilon(P)$ which generally has different values in different points P.

Example: — Figure 1 shows the autocorrelation function $K_{zz}(r)$ computed for the territory of Bohemia on the basis of 240 observed values of z_i. The value of the variance $D_q \leqq 0 \cdot 1$ (mm/year)^2, defined by *Eq.* (3), was estimated, so that 0.6 (mm/year)$^2 \leqq D_s \leqq 0 \cdot 7$ (mm/year)^2. It is evident that the random "noise" q has no substantial influence on the autocorrelation function $K_{zz}(r)$.

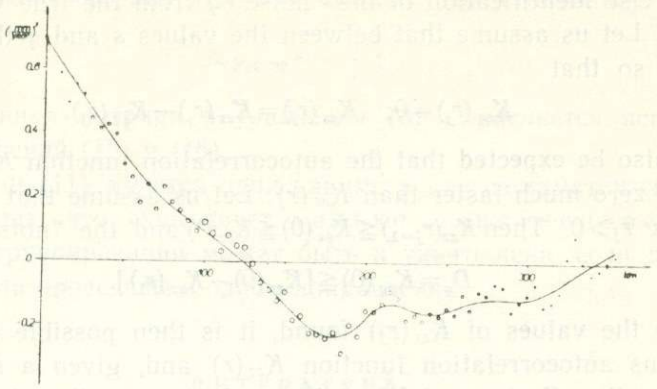


Fig. 1.

Conclusion

The autocorrelation function $K_{zz}(r)$ is significant for judging the internal structure of the random stationary function $z(P)$ and for the estimate of the accuracy of prediction. It may be used also for investigating the correlation of recent movements of the Earth's crust with geophysical fields, e.g. the anomalous gravity field, which according to [5, 6] may also be considered as a random stationary function. No mathematical treatment, however, can guarantee that the predicted values $s(P)$ express the true recent tectonic movements of the Earth's crust.

Literature

[1.] Современные вертикальные движения земной коры. Труды ЦНИИГАиК, вып. 123, Геодезиздат, Москва, 1958.

2. Kääriäinen E. Land Uplift in Finland Computed with the Aid of Precise Levellings. Annales Acad. Sci. Fenn., Ser. A, III. Geologica-geographica 90, Helsinki. 1966.

3. Bendefy L. Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässer Feineinwägungen. Acta techn. Acad. Sci. Hung., XXIII. (1959).

4. Wiener N. Extrapolation, Interpolation and Smoothing of Stationary Time Series. M.I.T. Press, Cambridge, 1964.

5. Moritz H. Interpolation and Prediction of Points Gravity Anomalies. Publ. Isost Inst. No 40, Helsinki, 1963.

6. Moritz H. Optimum Smoothing of Aerial Gravity Measurements. Deutsche Geodät. Komm., Reihe A. Heft No 57, München, 1967.

7. Vyskočil V. Comments on the Mathematical-Statistics Method of Estimating the Accuracy of Numerical Interpolation. Studia geoph. et geod. 12 (1968).

H. PELZER, T. U. BRUNSWICK

TEST OF THE OBSERVATIONS IN DETERMINING MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST

Definition of the model

In order to determine the movements of the earth's crust the area of investigation is at first covered with a geodetic triangulation or levelling net. A first measurement of the net, the initial measurement, fixes the condition at this point of time. The measurements will be repeated at this point of time. The measurements will be repeated at a later point of time and the results of the initial and the repeated measurements will be compared.

A direct comparison of the measured quantities is possible only in simple cases; in more difficult cases the observations must be adjusted, and functions of the observations, e.g. coordinates or heights, must be compared with each other.

By applying the Student's Test for an alleged probability limit it can be determined whether the differences between the initial and the repeated measurements are significant or due to accidental errors (1, 9, 10). Such a statement, however, is not possible without introducing hypotheses on the nature of the errors and the movements of the crust. Through these hypotheses the model of analysis will be defined.

Normally the two following hypotheses will be chosen:

Hypothesis H_a: The observations are free of systematic errors and affected only with accidental errors.

Hypothesis H_b: During the initial or the repeated measurement no movements occur.

These hypotheses are sufficient if only relative movements of points shall be detected and the answer to the question which points have moved does not interest or is not possible.

In many cases, however, owing to the geological conditions it can be assumed that movements occur in a part of the area examined, whereas the other part remains stable. The points in the latter area will in this case be regarded as immovable points with unchangeable co-ordinates or heights, i.e. in addition the following hypothesis will be introduced:

Hypothesis H_c: The immovable points do not change their position.

Before the significance of the measured movements can be tested, first it must be examined if the observations do not contradict the underlying hypotheses. If the examination turns out negatively, either the model must be changed or the observations must be adapted to the model by means of an adequate reduction.

Examples: If the cause of systematic errors has been detected, these can in many cases be eliminated through an appropriate arrangement of the observations.

If it is certain that the observations of the initial and the repeated measurement have been falsified in the same way through systematic errors, the adjustment has to take this correlation into account (8, S. 107).

Movements during the measured time can be neutralized by introducing additional unknown quantities for the speed of the movement (9).

If some — but not all — immovable points have changed their position, in most cases these points can be located and excludes as immovable points for the following tests.

In the following it will be tried to give methods for the test of the hypotheses mentioned.

Systematic errors and movements during the measurements

Systematic errors in the observations are normally recognized by the fact that the precision determined through single observations does not harmonize with the accuracy resulting from an adjustment of the network. Movements of the single points during the measurement of the net also disturb the connexion of the net and effect a deterioration of the accuracy resulting from the adjustment of the network. Such movements make themselves felt similar to systematic errors and can normally be distinguished from these only with difficulty. If the test described below shows that precision and accuracy differ significantly, after a detailed analysis of the observation material and the local conditions it must be decided whether here are systematic errors or movements of points.

In order to carry out the test it is necessary to determine for the same quantity, for instance the unit of weight, two mean square errors m_i and m_a, the meaning of which is

m_i: mean square error from repeated measurements of the same quantities (precision),

m_a: mean square error from the adjustment of the network (accuracy).

The mean square errors m_i and m_a differ significantly, if

$$\frac{m_a^2}{m_i^2} > F_{a,i}, \tag{2.1}$$

a and i being the number of the degrees of freedom in determining m_a and m_i. The coefficient F_{ai} is taken with the arguments a and i from a table of the "Fisher' distribution (7).

For levelling nets and networks of measured distances precision results from double measurements of the same quantities

$$m_i = \sqrt{\frac{[pdd]}{2n}}, \qquad i = n \tag{2.2}$$

p — denoting weights,

d — denoting differences of the double measurements,

n — number of the measured quantities.

In triangulation nets m_i must be determined as the root mean square of the mean square errors of direction from all station adjustments. If rounds of angles have been measured, the following formula is valid:

$$m_i = \sum_{j=1}^{k} \sqrt{\frac{[vv]_j}{(s_j-1)(r_j-1)}}, \qquad (2.3)$$

$$i = \sum_{j=1}^{k} (s_j-1)(r_j-1),$$

v — denoting residual of direction,
k — number of stations,
s — number of rounds of angles,
r — number of directions.

The accuracy follows from a adjustment of the network:

$$m_a = \sqrt{\frac{[pvv]}{n-u}}, \qquad (2.4)$$

$$a = n-u,$$

n — denoting the number of the measured quantities and u the number of the unknowns.

Unstable points

A control of the stability of the immovable points is possible if in levelling nets at least two, in triangulation nets at least three immovable points are fixed. All points can be regarded as stable, if the relations *l* between the immovable points (differences in level, differences of the co-ordinates, distances, angles) that have been found at the initial measurement, prove to be unchanged at a repeated measurement within the bounds of the accuracy of measurement. If, however, changes appear, the question arises which of the points are unstable. The answer to this question is of course only possible if as many points have remained stable as have been indicated above as a minimum number.

In order to test the stability several procedures are suitable.

Comparison of relations between the immovable points. The simplest method consists in examining whether the relations 1 between the immovable points are unchanged by applying the Student's Test (7). The relations 1 can be quantities measured or functions of these.

With

$1'$, $1''$ — relation between immovable points (difference in level, difference of co-ordinates, distance, angle) after the initial or the repeated measurement respectively.

the difference

$$d = 1' - 1'' \qquad (3.1)$$

is made. It is significant if the condition

$$\frac{|d|}{m_d} > t_f \tag{3.2}$$

has been fulfilled,

m_d — denoting mean square error of d,

f — denoting number of the degrees of freedom at the calculation of m_d,

t_r — to be taken for a given probability of error (e.g. 0.05) with the argument r from a table of the Student's distribution.

The occurrence of significant differences indicates movable points, which normally can be easily identified.

Special case: comparison of backward shots. The unchanged position of a single immovable point with reference to other points can be checked with the help of backward shots according to the following rules, an application of Fisher's Test. The mean square error of the differences d of the directions l' and l'' observed at the initial and the repeated measurements is determined twice and compared.

For the differences

$$d_j = l'_j - l''_j \tag{3.3}$$

follows with the notations under (2.3) the mean square error

$$m_d = \pm \sqrt{\frac{[vv]' + [vv]''}{(r'-1)(s'-1)+(r''-1)(s''-1)} \left(\frac{1}{s'} + \frac{1}{s''}\right)}. \tag{3.4}$$

One or two primes respectively characterize, as in the following paragraph, the quantities of the initial and the repeated measurement respectively. The residuals of direction v'_j and v''_j come from independent station adjustments.

With the auxiliary quantities

$$\delta_j = d_j - \frac{|d|}{s} \tag{3.5}$$

the mean square error of the differences d_i is determined a second time, the result being

$$\bar{m}_d = \pm \sqrt{\frac{(\delta\delta)}{r-1}}. \tag{3.6}$$

The point to be checked can be regarded as stable if the condition

$$\frac{\bar{m}_d^2}{m_d^2} < F_{a,i} \tag{3.7}$$

is fulfilled. F with the arguments

$$a = r - 1,$$

$$i = (r'-1)(s'-1) + (r''-1)(s''-1)$$

can be taken from a table of the "Fisher" distribution.

The test (3.7) has been given in a similar form by Lang (3) with

$$\frac{\bar{m}_d}{m_d} \approx 1 \tag{3.8}$$

and by *T.* Lazzarini (4) with

$$\frac{\bar{m}_d}{m_d} < \frac{1 \pm \sqrt{\frac{1}{2(r-1)}}}{1 \pm \sqrt{\frac{1}{2(r-1)(s-1)}}}. \tag{3.9}$$

V. B. Stanek (6) indicates that the procedure will fail if not only some, but the majority of the points are unstable.

Comparison of point co-ordinates or heights of points. A further possibility to identify unstable points consists in adjusting the net without constraining conditions with the observations at the initial measurement as well as with those of the repeated measurement. A comparison of the heights or position co-ordinates of the immovable points, determined twice in this way, shall show displacements of points. It is made in several steps.

a) *Choice of the base for computation.* For an adjustment without constraining conditions it is necessary to assume as given, in a levelling net, an immovable point and, in a triangulation net, in addition the direction to another immovable point. These points are designated as base for computation. For the present the points for the base for computation can be chosen at random. It is, however, recommendable to choose the base for computation in levelling nets as central as possible, because in such a case only relatively small mean square errors correspond to the heights of the other points. For the same reason in triangulation nets the points of the base for computation should have a distance as great as possible.

b) *Adjustment.* With the chosen base for computation the initial and the repeated measurement, as far as they refer to the immovable points, will be adjusted each for itself. From this result the co-ordinates (or heights) x' or x'' respectively and their mean square errors

$$m'_x = \pm \sqrt{\frac{[pvv]'}{n'-u} Q'_{xx}}, \tag{3.10}$$

$$m''_x = \pm \sqrt{\frac{[pvv]''}{n''-u} Q''_{xx}}. \tag{3.11}$$

p — denoting weight,
v — correction,
n — number of the unknowns,
Q_{xx} — reciprocal of weight of the unkown x.

The difference

$$d = x' - x'' \tag{3.12}$$

is significant, if

$$\frac{|d|}{m_d} > t_f, \tag{3.13}$$

m_d being the mean square error of the difference d. The limiting value t_f follows from the "Student' distribution.

If the initial and the repeated measurements are carried out on similar conditions and with the same instruments, the mean square errors of weight-units of both measurements can be regarded as equal. According to *H.* Wolf (10) in this case

$$m_d = \pm \sqrt{\frac{([pvv]'' + [pvv]'')\,(Q'_{xx} + Q''_{xx})}{n' + n'' - u' - u''}} \tag{3.14}$$

with the degrees of freedom

$$f = n' + n'' - u' - u''.$$

If no equal errors of weight-units can be assumed, the condition (3.13) can approximately be replaced by

$$\frac{|d|}{t^2_{n'-u'}\, m'^2_x + t^2_{n''-u''}\, m''^2_x} > 1. \tag{3.15}$$

For significant differences (3.12) two main causes are in consideration. In the first place the points which indicate differences can indeed have changed. This must be supposed if significant differences occur only at few points, the majority of the points, however, do not show significant changes. If, however, the conditions are reverse, probably the base for computation itself has not remained stable. In this case a further step is indispensable.

c) *Change of the base for computation.* If the examinations of the previous step have revealed a possibly unstable base for computation, the entire step, b) must be repeated with another base for computation. If even then it has not been clarified which points have changed, the base for computation has to be changed again. This must be continued until it is discernible which points have not changed their mutual position.

The described procedure demands a high amount of computation and can therefore only be recommended if an electronic computing machine is available.

Conclusion

The determination of movements of the earth's crust by means of geodetic measurements cannot be made free of hypotheses. The most important hypotheses and procedures for their test have been given.

Reference

1. Gerle, K. Ein Beitrag zur Bestimmung rezenter Erdkrustenbewegungen. Aus der geodätischen Lehre und Forschung. Festschrift zum 70. Geburtstag von Professor Dr.-Ing. habil., Dr.-Ing. E. H. Walter Großmann, Stuttgart 1967, S. 66—78.

2. Kubàcek, L. Some statistical aspects of checking measurements. Institute for measurement theorie of the Slowak Academy of Sciences, Bratislawa.

3. Lang, W. Deformationsmessungen an Staumauern nach den Methoden der Geodäsie. Bern 1929.

4. Lazzarini, T. Die gegenwärtigen polnischen Methoden und Erfahrungen bei geodätischen Deformationsmessungen an Bauwerken. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B Nr. 123, München 1966.

5. Richardus, P. Triangulation oder Polygonierung im Lichte der mathematischen Statistik. Geodätische Messungen der horizontalen Komponenten von Geländebewegungen und Deformationen an Bauwerlen. Zeitschrift für Vermessungswesen (1964) 89 Jg., S. 378—387, 461—465.

6. Stanek, V. B. Verfahren zur Bestimmung der Verschiebung von Beobachtungspunkten bei Deformationsmessungen. Vermessungstechnik, 14. Jg. (1966), S. 266—271.

7. Van der Waerden, B. L. Mathematische Statistik. Zweite Auflage. Berlin, Heidelberg, New York 1965.

8. Wolf, H. Ausgleichungsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate. Dümmler-Verlag, Bonn.

9. Wolf, H. Zur Berechnung rezenter Höhen-Änderungen im Rahmen des Europäischen Nivellementsnetzes. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Nr. 104, München 1963.

10. Wolf, H. Zur Anwendung von Verfahren der mathematischen Statistik in der Vermessungstechnik. Zeitschrift für Vermessungswesen, 89. Jg. 1964, S. 376—378.

А. А. ИЗОТОВ

ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современные горизонтальные движения земной коры могут быть изучены по результатам повторных триангуляций или аналогичных геодезических измерений, позволяющих определять взаимные положения точек земной поверхности. Конечно, для этой цели взаимные положения точек земной поверхности необходимо определять с возможно высокой точностью и в разные эпохи, отделенные друг от друга достаточным промежутком времени. Кроме того, весьма важно, чтобы начало и особенно направления осей принятой системы координат были неизменны в течение промежутка времени между эпохами повторных геодезических измерений.

Для изучения горизонтальных движений земной коры в пределах небольшой территории удобно применять местную систему прямоугольных координат, закрепленную на земной поверхности. Так, начало принятой системы координат можно совместить с одной из конечных точек базиса, а оси координат целесообразно ориентировать относительно базисной линии триангуляции. Для ориентирования осей координат достаточно задать или определить азимут базисной линии.

Горизонтальные движения земной коры, смещая пункты триангуляции, изменяют первоначально заданное положение начала координат. Тем не менее начало координат условно можно считать неподвижным, т. е. не принимать во внимание параллельное перемещение осей координат. Тогда изменения координат пунктов триангуляции в промежут-

ке времени между последовательными эпохами измерений будут характеризовать относительные движения земной коры за этот промежуток времени. Следует отметить, что метод повторных геодезических измерений позволяет определять лишь смещения геодезических пунктов относительно принятого начала координат.

Неизбежные ошибки геодезических измерений могут внести некоторые искажения в результаты определения относительных горизонтальных движений земной коры. Конечно, некоторые из этих ошибок, как, например, ошибки углов треугольников, можно уменьшить путем надлежащего проведения измерений и добиться, чтобы они имели случайный характер. Но при этом следует опасаться источников систематических ошибок, которые могут внести некоторую неопределенность в результаты изучения горизонтальных движений земной коры геодезическими методами.

Горизонтальные движения земной коры в промежутке времени между двумя последовательными измерениями в триангуляции изменяют длину и азимут базисной линии, т. е. масштаб и ориентировку триангуляции. Понятно, что длину и азимут базиса триангуляции можно измерять в каждую эпоху и тем самым ее масштаб и ориентировку приводить к начальной эпохе. Однако разности ошибок двух последовательных измерений длины и особенно азимута базисной линии не позволяют сохранять постоянство масштаба и ориентировки триангуляции.

Иногда при исследовании горизонтальных движений земной коры методом повторной триангуляции предполагают, что длина и азимут базиса остаются неизменными во все эпохи. Конечно, это предположение в общем случае не соответствует действительности и в результаты исследования горизонтальных движений земной коры вносит искажения систематического характера. Чтобы подтвердить это, мы приведем небольшой пример, в котором методом повторной триангуляции определяются заданные или моделированные горизонтальные движения земной коры.

Продположим, что мы имеем сеть триангуляции, построенную для изучения горизонтальных движений земной коры и показанную на рис. 1. Пункт I этой триангуляции принят за начало плоских прямоугольных координат, так что в начальную эпоху 1 имеем

$$x_1^{\mathrm{I}} = y_1^{\mathrm{I}} = 0,$$

а сторона 1.2 служит базисом, длина и азимут которого в эпоху 1 соответственно равны

$$b_{1-2}^{\mathrm{I}} = 18\,036{,}905 \text{ м},$$

$$\alpha_{1-2}^{\mathrm{I}} = 27^\circ\,03'\,40''{,}137.$$

Пусть из безошибочных измерений в эпоху I получены точные углы треугольников u^I, приведенные в столбце 3 таблицы 1. По этим дан-

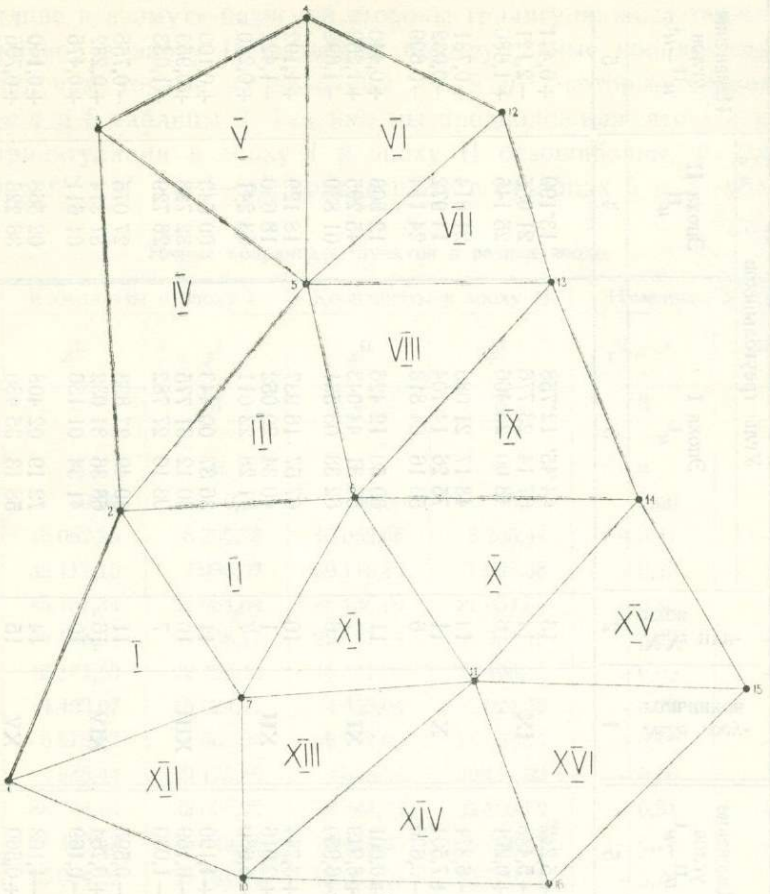


Рис. 1.

ным вычислим координаты пунктов триангуляции в эпоху I и получим величины x^I и y^I, приведенные в столбцах 2 и 3 таблицы 2.

Далее предположим, что из-за горизонтальных движений земной коры сместились пункты триангуляци и изменились углы треугольников. Пусть пункт I триангуляции попрежнему принят за начало координат, так что в новую эпоху II имеем

$$x_1^{II} = y_1^{II} = 0,$$

но длина и азимут базисной стороны 1.2 в новую эпоху II соответственно равны

$$b_{1-2}^{II} = 18\,037{,}137 \text{ м},$$
$$\alpha_{1-2}^{II} = 27^\circ\,03'\,35''{,}053.$$

Допустим, что в эпоху II углы треугольников также измерены безошибочно и получены их точные величины u^{II}, приведенные в столбце 4 таблицы 1. Понятно, что разности углов треугольников $u^{II} - u^I$ обусловлены заданными смещениями пунктов триангуляции из-за горизонтальных движений земной коры в промежутке времени между эпохой I и эпохой II.

Таблица 1

Точные углы треугольников в разные эпохи

№№ треугольников	№№ пунктов	Углы треугольников, Эпоха I u^{I}	Углы треугольников, Эпоха II u^{II}	Изменение углов $u^{II}-u^{I}$	№№ треугольников	№№ пунктов	Углы треугольников, Эпоха I u^{I}	Углы треугольников, Эпоха II u^{II}	Изменение углов $u^{II}-u^{I}$
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
	1	46°36′ 18″153	23″395	+5,242		13	64°45′ 12″758	13″199	+0,441
I	2	57 22 54 043	48 600	−5,443	IX	14	67 14 23 776	21 655	−2,121
	7	76 00 47 804	48 005	+0,201		6	48 00 23 466	25 146	+1,680
	2	59 59 43 782	36 911	−6,871		14	48 17 21 083	21 814	+0,731
II	6	57 11 38 858	46 359	+7,501	X	11	75 26 14 104	14 072	−0,032
	7	62 48 37 360	36 730	−0,630		6	56 16 24 813	24 114	−0,699
	2	47 08 04 998	04 999	+0,001		11	60 50 12 426	12 866	+0,440
III	5	52 32 50 369	57 318	+6,949	XI	7	56 31 44 043	45 295	+1,252
	6	80 19 04 633	57 683	−6,950		6	62 38 03 531	01 839	−1,692
	2	43 04 11 688	15 432	+3,744		10	67 57 16 937	18 129	+1,192
IV	3	50 14 29 998	32 914	+2,916	XII	1	40 34 20 052	18 630	−1,422
	5	86 41 18 314	11 654	−6,660		7	71 28 23 011	23 241	+0,230
	3	64 00 36 668	37 867	+1,199		11	36 37 00 443	00 543	+0,100
V	4	62 11 56 343	56 174	−0,169	XIII	10	50 12 31 775	32 728	+0,953
	5	53 47 26 989	25 959	−1,030		7	93 10 27 782	26 729	−1,053
	4	64 04 07 177	06 582	−0,595		11	69 49 27 833	27 075	−0,758
VI	12	66 43 53 910	54 674	+0,764	XIV	16	68 36 31 032	31 314	+0,282
	5	49 11 58 913	58 744	−0,169		10	41 34 01 136	01 611	+0,475
	12	65 33 51 723	50 560	−1,163		14	72 19 02 408	02 568	+0,160
VII	13	73 58 24 719	25 279	+0,560	XV	15	58 13 35 430	36 226	+0,796
	5	40 27 43 558	44 161	+0,603		11	49 27 22 162	21 206	−0,956
	13	47 06 53 444	52 977	−0,467		15	46 09 51 001	50 297	−0,704
VIII	6	55 34 24 699	24 859	+0,160	XVI	16	66 00 25 967	25 465	−0,502
	5	77 18 41 857	42 164	+0,307		11	67 49 43 032	44 238	+1,206

По длине и азимуту базисной стороны триангуляции, а также углам треугольников в эпоху II вычислим прямоугольные координаты пунктов и получим точные их величины x^{II} и y^{II}, которые приведены в столбцах 4 и 5 таблицы 2. Так как мы предположили, что все измерения в триангуляции в эпоху I и эпоху II безошибочны, то разности координат $x^{II}-x^{I}$ и $y^{II}-y^{I}$, приведенные в столбцах 6 и 7 таблицы 2,

Таблица 2

Точные координаты пунктов в разные эпохи

№№ пункт.	Координаты в эпоху I		Координаты в эпоху II		Изменения координат	
	x^{I}	y^{I}	x^{II}	y^{I}	$x^{II}-x^{I}$	$y^{II}-y^{I}$
1	2	3	4	5	6	7
	м	м	м	м	м	м
1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2	16 062,25	8 205,73	16 062,66	8 205,44	+0,41	−0,29
3	39 111,15	7 996,32	39 110,83	7 996,38	−0,32	+0,06
4	45 137,34	21 054,64	45 136,99	21 054,53	−0,35	−0,11
5	29 138,03	20 208,17	29 137,76	20 208,10	−0,27	−0,07
6	16 141,09	22 499,43	16 141,00	22 499,31	−0,09	−0,12
7	4 403,07	15 024,41	4 403,04	15 024,35	−0,03	−0,06
10	−6 575,07	14 603,99	−6 574,94	14 603,94	+0,13	−0,05
11	4 645,44	29 175,15	4 645,34	29 174,93	−0,10	−0,22
12	38 744,94	32 605,92	38 744,63	32 605,72	−0,31	−0,20
13	28 440,69	35 048,61	28 440,43	35 048,37	−0,26	−0,24
14	15 064,29	39 701,03	15 064,03	39 700,79	−0,26	−0,24
15	3 271,29	45 716,23	3 271,17	45 715,83	−0,12	−0,40
16	−7 858,29	33 098,96	−7 858,26	33 098,59	+0,03	−0,37

являются точными компонентами относительных горизонтальных смещений пунктов триангуляции. Отметим здесь, что эти смещения пунктов триангуляции были нами наперед заданы, чтобы проверить их вычисление.

Теперь примем, что длина и азимут базиса триангуляции в промежутке времени между эпохой I и эпохой II не изменились, как это иногда предполагают при исследованиях горизонтальных движений земной коры. Это равносильно предположению, что конечные точки базиса сохраняют свое неизменное положение, несмотря на возможные горизонтальные движения земной коры. Итак, пункт I триангуляции в эпоху II снова примем за начало координат

$$x_1 = y_1 = 0,$$

а длину и азимут базисной стороны 1.2 в эпоху II будем считать соответственно равными

$$b_{1-2} = 18\,036{,}905 \text{ м}$$

$$\alpha_{1-2} = 27°03'40'',137$$

По заданным точным углам u^{II} треугольников в эпоху II вычислим координаты пунктов триангуляции для этой эпохи и получим величины x и y, приведенные в столбцах 2 и 3 таблицы 3. Разности координат $x—x^I$ и $y—y^I$, приведенные в столбцах 4 и 5 таблицы 3, представляют

Таблица 3

Вычисленные координаты и изменения координат пунктов в эпоху II

№№ пункт.	Вычисленные координаты в эпоху II		Вычисления изменен. координат в эпоху II		Ошибки изменен. координат	
	x	y	$x-x^I$	$y-y^I$	$x-x^{II}$	$y-y^{II}$
1	2	3	4	5	6	7
	м	м	м	м	м	м
1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2	16 062,25	8 205,73	0,00	0,00	−0,41	+0,29
3	39 110,13	7 997,21	−1,02	+0,89	−0,70	+0,83
4	45 135,89	21 055,35	−1,45	+0,71	−1,10	+0,82
5	29 136,88	20 208,55	−1,15	+0,38	−0,88	+0,45
6	16 140,23	22 499,41	−0,86	−0,02	−0,77	+0,10
7	4 402,61	15 024,26	−0,46	−0,15	−0,43	−0,09
10	−6 575,22	14 603,59	−0,15	−0,40	−0,28	−0,35
11	4 644,55	29 174,67	−0,89	−0,48	−0,79	−0,26
12	38 743,34	32 606,25	−1,60	+0,33	−1,29	+0,53
13	29 439,20	35 048,62	−1,49	+0,01	−1,23	+0,25
14	15 062,84	39 700,65	−1,45	−0,38	−1,19	−0,14
15	3 269,99	45 715,32	−1,30	−0,91	−1,18	−0,51
16	−7 858,98	33 097,97	−0,69	−0,99	−0,72	−0,62

вычисленные компоненты относительных горизонтальных смещений пунктов триангуляции. Как мы видим, они значительно отличаются от заданных истинных компонентов горизонтальных смещений. Нетрудно видеть, что разности координат $x—x^{II}$ и $y—y^{II}$, приведенные в столбцах 6 и 7 таблицы 3, являются ошибками вычисления компонентов относительных смещений пунктов триангуляции.

Для наглядности векторы заданных и вычисленных смещений пунктов триангуляции показаны на рис. 2. Понятно, что разности этих векторов обусловлены принятым нами допущением, что длина и азимут базиса триангуляции в промежутке времени между эпохой I и эпохой II не изменились, несмотря на смещение его конечных точек.

Конечно, как мы отметили, длину и азимут базиса триангуляции можно измерять в каждую эпоху с высокой точностью. Но все же разности неизбежных ошибок двух последовательных измерений длины и азимута базиса вызовут систематические ошибки в векторах относительных смещений пунктов триангуляции. Возможно, что этими ошибками и объясняются случаи, когда выведенные по данным повторной

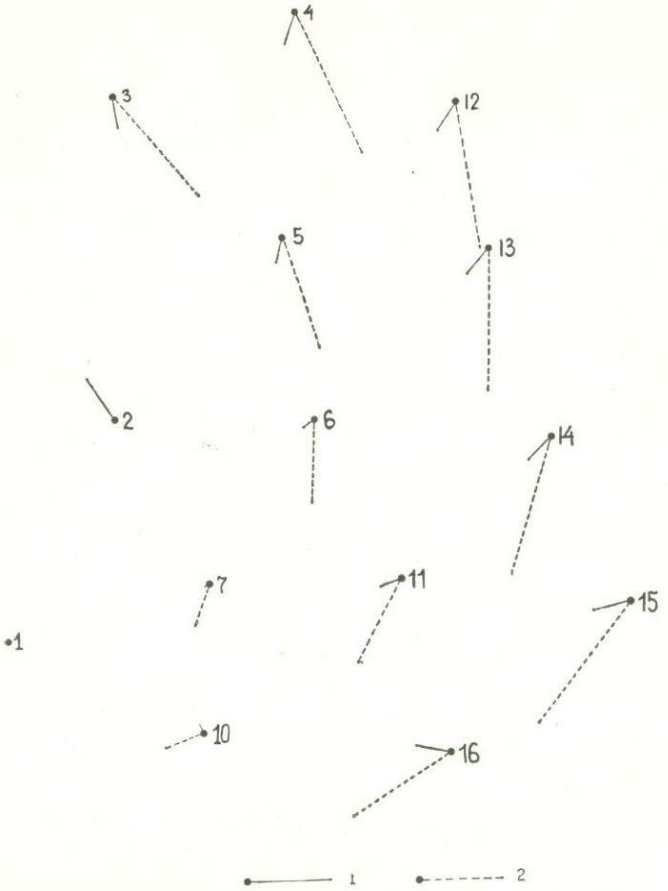


Рис. 2. 1 — точные векторы смещений; 2 — вычисленные векторы смещений.

триангуляции компоненты горизонтальных движений земной коры возрастают по мере удаления от исходной базисной линии и от принятого начала координат.

Раздел VII

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Part VII

GENERAL QUESTIONS

Е. В. АРТЮШКОВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

Как известно, скорости современных движений на платформах обычно составляют от нескольких миллиметров до сантиметра в год [1]. Развиваясь с такой скоростью в одном направлении, за время порядка 10^6 лет они должны были бы привести к смещениям коры, измеряемым километрами. В действительности же подобные смещения не выходят за пределы первых сотен метров. Следовательно, при общем преобладании движения одного направления платформенные движения должны часто менять свой знак на противоположный.

Распределение аномалий силы тяжести показывает, что платформенные движения носят антиизостатический характер [2]. Области новейших поднятий характеризуются положительными, а области нисходящих движений — отрицательными изостатическими аномалиями, интенсивностью в среднем в несколько десятков миллигал. Исключение представляют области, недавно освободившиеся от ледниковой нагрузки. Движения в этих областях исследованы в [3]—[5] и в настоящей работе не рассматриваются.

Как показано в [3]—[5], вязкость мантии резко понижается, в среднем до значения $\eta \sim 10^{20}$ пуаз, в астеносфере — слое, расположенном на глубине примерно от 60—80 км до 200 км. Поэтому здесь не могут существовать плотностные неоднородности, вызывающие значительные аномалии силы тяжести на поверхности Земли. При столь низкой вязкости восстановление гидростатического равновесия в астеносфере происходит за время порядка 10^3—10^5 лет, после чего изостатические аномалии на поверхности резко ослабляются.

Будем называть, далее, литосферой земную кору вместе с расположенными над астеносферой более вязкими слоями мантии. Литосфера представляет тонкую сферическую оболочку толщины d, малой по сравнению с радиусом Земли R. Поэтому нормальная нагрузка порядка σ на единицу поверхности литосферы, приложенная в области характерного размера $L \gg d$, приводит к появлению в литосфере напряжений порядка $\frac{R}{2d}\sigma$, т. е. $\sim 40\sigma \div 50\sigma$. В результате из-за конечной прочности литосферы, явления ползучести в ней и малой вязкости подсти-

лающих слоев мантии, литосфера не способна длительное время выдерживать нагрузки $\sigma \geqslant 10$ кГ/см^2 без образования прогиба с изостатической компенсацией нагрузки.

Нескомпенсированная нагрузка порядка 10 кГ/см^2 создает изостатическую аномалию в несколько миллигал. Как указывалось, на платформах обычно существуют аномалии в десятки миллигал. Характерный размер областей аномалий одного знака часто составляет несколько сотен километров и более и велик по сравнению с толщиной литосферы. Следовательно, такие аномалии не могут быть связаны с плотностными неоднородностями, расположенными в литосфере. Поскольку эти неоднородности нельзя отнести и к астеносфере, то они должны быть расположены в мантии под астеносферой[1]. Здесь вязкость мантии резко повышается: $\eta \geqslant 10^{23}$ пуаз, и крупные неоднородности плотности могут существовать в течение времени $t \geqslant 10^7$ лет [7].

Поскольку новейшие поднятия и опускания коры закономерно связаны с изостатическими аномалиями, их естественно связать с развитием во времени плотностных неоднородностей, порождающих данные аномалии. Это позволяет предложить механизм [5], отвечающий рассмотренной совокупности свойств платформенных движений. Его можно пояснить на следующем примере.

Предположим, что в мантии под астеносферой происходит поднятие крупного блока (рис. 1). Вещество астеносферы при этом растекается вверх и в стороны, слегка приподнимая литосферу (пунктиром пока-

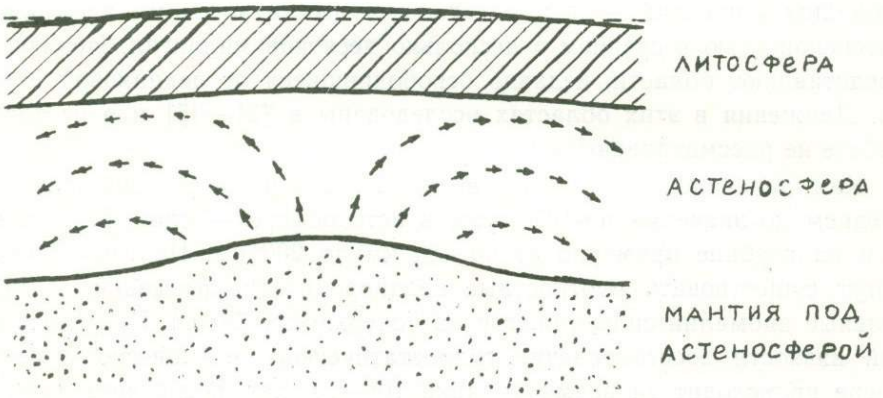


Рис. 1.

зано невозмущенное положение верхней границы литосферы). Можно полагать, что плотность верхних слоев мантии увеличивается быстрее, чем по адиабатическому закону. Тогда сила тяжести над более плотным поднимающимся блоком, в области поднятия литосферы, увеличивается. При опускании блока под астеносферой будет наблюдаться обратная картина.

[1] Связь региональных изостатических аномалий с неоднородностями плотности, расположенными под астеносферой, ранее предполагалась В. А. Магницким [6].

Предположим теперь, что блок под астеносферой поднимается с переменной скоростью, например, из-за неоднородности реологических свойств мантии (прерывистость во времени является характерной чертой большинства тектонических движений). Величина поднятия литосферы определяется не смещением блока, а скоростью растекания над ним астеносферы, вязкие напряжения в которой поддерживают литосферу. Скорость растекания астеносферы, в свою очередь, определяется скоростью поднятия блока. Поэтому при ускорении поднятия смещение литосферы от равновесного положения увеличивается, а при замедлении — уменьшается. Таким образом, при прерывистом поднятии блока движение коры представит чередующиеся поднятия и опускания, гораздо более быстрые, чем движение, усредненное за большой период.

Отметим, что данный механизм позволяет получить знакопеременное движение на поверхности Земли при движении одного знака под астеносферой. В этих слоях мантии, где $\eta \geqslant 10^{23}$ пуаз, крайне трудно допустить возможность частой смены направления движения.

Определим характер движений земной коры под действием вертикальных движений в мантии под астеносферой. Для этого рассмотрим слой жидкости толщины h, обладающей большой постоянной вязкостью η. Движение такой жидкости определяется следующей системой уравнений:

$$-\nabla p + \eta \Delta \vec{v} + \rho \vec{g} = 0, \tag{1}$$

$$\operatorname{div} \vec{v} = 0, \tag{2}$$

где ρ — плотность жидкости, $\vec{v}$ — ее скорость, $\vec{g}$ — ускорение свободного падения и p — давление в жидкости. Направим оси декартовых координат x, y вдоль слоя, а ось z — вертикально вверх. Тогда $\vec{g} = \{0;\ 0;\ -g\}$. Начало координат выберем на поверхности слоя.

Положим, на нижней поверхности слоя

$$v_x = 0;\ v_y = 0;\ v_z = v_0(t) \cos k_x x \cdot \cos k_y y \quad \text{при} \quad z = -h, \tag{3}$$

что соответствует вертикальному движению мантии под астеносферой, периодическому относительно x, y. Как показано в [5], благодаря эффекту оболочки и наличию множества древних разломов литосфера не оказывает препятствия вертикальным движениям мантии, имеющим характерный масштаб порядка сотен километров и более. Поэтому на верхней границе слоя, при $z = 0$, компонента тензора напряжений σ_{zz} обращается в ноль:

$$\sigma_{zz} = -p + 2\eta \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad \text{при} \quad z = 0. \tag{4}$$

Напротив, из-за большой вязкости литосферы ее горизонтальные деформации не существенны. Поэтому горизонтальные компоненты ско-

рости астеносферы на границе с литосферой должны обращаться в ноль:

$$v_x=0;\ v_y=0 \quad \text{при} \quad z=0. \tag{5}$$

Решая уравнения (1), (2) при граничных условиях (3)—(5), находим, что возмущение ζ поверхности слоя имеет следующий вид:

$$\zeta(x,\ y,\ t)=\zeta_0(t)\cdot\cos k_x x\cdot\cos k_y y, \tag{6}$$

где величина $\zeta_0(t)$ определяется уравнением:

$$\frac{\partial\zeta_0}{\partial t}=Av_0-B\zeta_0, \tag{7}$$

где

$$A=\frac{\operatorname{sh}\alpha+\alpha\operatorname{ch}\alpha}{\operatorname{sh}\alpha\operatorname{ch}\alpha+\alpha};\quad B=\frac{\rho gh}{2\eta}\cdot\frac{\operatorname{sh}^2\alpha-\alpha^2}{\alpha(\operatorname{sh}\alpha\cdot\operatorname{ch}\alpha+\alpha)} \tag{8}$$

и $\alpha=kh,\ k=\sqrt{k_x^2+k_y^2}$.

Пусть амплитуда скорости движения мантии под астеносферой $v_0(t)=0$ при $t<0$ и $v_0(t)=V=\text{const}$ при $t\geqslant 0$. Тогда, если при $t=0$ возмущение поверхности коры отсутствует: $\zeta_0(0)=0$, то решение уравнения (7) имеет вид:

$$\zeta_0(t)=\frac{AV}{B}\ [1-\exp(-Bt)]. \tag{9}$$

При $t\to\infty$ амплитуда возмущения $\zeta_0(t)$ стремится к равновесному значению $\zeta_0(\infty)=\frac{AV}{B}$. Характерное время установления равновесия $\tau=\frac{1}{B}$. За такое же время уменьшается в e раз возмущение поверхности литосферы после прекращения движений под астеносферой. Положим в (8) $\varrho=3{,}4$ г/см^3, $g=10^3$ *см*/сек, $h=120$ км, $\eta=10^{20}$ пуаз. Тогда величина $\tau=\frac{1}{B}$ при $\frac{\pi\sqrt{2}}{k}=l=300$ км, 500 км, 750 км соответственно составляет 600 лет, 1000 лет и 2000 лет.

Предположим теперь, что скорость движения блоков под астеносферой переменна по величине, но постоянна по направлению во времени. Пусть, например, при $t<0$, $v_0=0$, а при $t\geqslant 0$

$$v_0(t)=V(1+\Theta\cos\omega t), \tag{10}$$

где $\Theta\leqslant 1$. Тогда при $\zeta_0(0)=0$ решение уравнения (7) есть

$$\zeta_0(t)=\frac{AV}{B}\left\{1-\exp(-Bt)+\frac{B\Theta}{B^2+\omega^2}\ [B\cos\omega t+\omega\sin\omega t-B\exp(-Bt)]\right\}. \tag{11}$$

Когда после начала движения проходит время, большое по сравнению со временем релаксации τ, то движение литосферы представляет периодические колебания около некоторого среднего смещения. С точностью до фазы колебаний при $t\gg\tau=\frac{1}{B}$, подставляя (11) в (6), имеем:

$$\zeta(x,\ y,\ t)=\frac{AV}{B}\left(1+\frac{B\Theta}{\sqrt{B^2+\omega^2}}\cos\omega t\right)\cos k_x x\cdot\cos k_y y. \tag{12}$$

Как следует из этого выражения, поверхность коры разбивается на области поднятий и депрессий, среднее значение амплитуды которых равно $\bar{\zeta}_m = \frac{AV}{B}$. В этих поднятиях и депрессиях, в свою очередь, происходят колебания коры около среднего значения $\bar{\zeta}_m \cdot \cos k_x x \cdot \cos k_y y$. Частота колебаний равна ω, а амплитуда, $\tilde{\zeta}_m = \frac{AV\Theta}{\sqrt{B^2+\omega^2}} < \bar{\zeta}_m$. Скорость движения поверхности астеносферы (а следовательно и коры) $v_z(x, y, 0, t) = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$, т. е.

$$v_z(x, y, 0, t) = -\frac{AV\Theta\omega}{\sqrt{B^2+\omega^2}} \sin \omega t \cdot \cos k_x x \cdot \cos k_y y. \tag{13}$$

Рассмотрим характерный пример. Положим амплитуду скорости движения коры

$$v_{zm} = \frac{AV\Theta\omega}{\sqrt{B^2+\omega^2}} \tag{14}$$

равной 1 см/год, а $k_x = k_y = k_0$. Размер области движения одного знака $l = \frac{\sqrt{2}\,\pi}{k}$ положим равным 500 км. Тогда A равно 0,95, $\tau \approx 1000$ лет Пусть, далее, $\omega = B$. При этом период колебаний $T = \frac{2\pi}{\omega} \approx 6000$ лет. Положим также глубину модуляции Θ скорости движения мантии под астеносферой равной $\frac{1}{2}$. Подставляя эти данные в (14), находим, что среднее значение амплитуды скорости движения под астеносферой $V = 3$ см/год.

Учитывая характерный размах наиболее молодых платформенных движений и их скорость, можно полагать, что период колебаний T не превосходит по порядку 10^4 лет. В таком случае $\omega \geqslant B$. Величина Θ также, по-видимому, должна меняться в пределах от нескольких десятых до единицы. Параметр A при l порядка нескольких сотен километров и более близок к единице. Поэтому скорость движений мантии под астеносферой, необходимая для поддержания современных движений, должна лежать в пределах 1—10 см/год и в среднем составлять несколько сантиметров в год.

Среднее значение амплитуды смещения поверхности $\bar{\zeta}_m = \frac{AV}{B}$ определяется средним значением амплитуды скорости движения под астеносферой. Для рассмотренного выше примера $\bar{\zeta}_m \approx 30$ *м*. Следует, однако, учесть, что поднятия коры являются областями устойчивого сноса, а в депрессиях накапливаются осадки. В результате в действие вступает изостатический фактор, который может довести амплитуду смещения поверхности до 100—150 м. В общем случае описанный механизм платформенных движений способен обеспечить смещения коры до нескольких сотен метров, что хорошо согласуется с амплитудой новейших движений в платформенных областях [8]. Однако более крупные смещения, а также смещения $\geqslant 10^2$ м в отсутствие эрозии или осадконакопления могут осуществляться лишь при изменении мощности коры.

Рассмотрим теперь изменение поля силы тяжести, связанное с платформенными движениями. Упомянутые смещения литосферы создают лишь небольшие изостатические аномалии порядка нескольких миллигал. Следовательно, как уже отмечалось, аномалии порядка нескольких десятков миллигал, положительные над новейшими поднятиями и отрицательные над опусканиями, следует связать с большими смещениями блоков под астеносферой. Поскольку источник этих движений неизвестен, то определить связанное с ними перераспределение масс не представляется возможным. Поэтому положим для простоты, что возмущение силы тяжести создается тонким слоем аномальных масс плотностью

$$\mu(x,\ y) = \mu_0 \cdot \cos k_x x \cdot \cos k_y y \tag{15}$$

на единицу поверхности, расположенным у подошвы астеносферы. Связанное с этими аномальными массами изменение поля силы тяжести на поверхности Земли есть

$$\delta g = 2\pi\gamma\mu_0 \exp(-kH) \cdot \cos k_x x \cdot \cos k_y y, \tag{16}$$

где γ — гравитационная постоянная, а H — глубина подошвы астеносферы. Отсюда, в частности, следует, что при $H=200$ км и размере поднятия $l=500$ км для создания аномалии амплитудой в 20 миллигал величина μ_0 должна быть равна $2{,}8\cdot10^5$ г/см^2. Если аномальная плотность в среднем составляет 0,1 г/см^3, то амплитуда поднятия должна быть равна примерно 30 км. При характерных скоростях движения под астеносферой такое поднятие образуется за время 10^6 лет.

Мы рассмотрели лишь простейший случай развития платформенных движений. В частности, формула (10) предполагает 50-процентную корреляцию новейших и современных движений. В действительности эта корреляция является более высокой, а следовательно, зависимость от времени скорости движений под астеносферой — более сложной. Однако размер настоящей статьи не позволяет привести более подробного рассмотрения.

В заключение пользуюсь случаем поблагодарить В. А. Магницкого за ценные советы.

Литература

1. Мещеряков Ю. А. Синягина М. И. Сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., Изд-во АН СССР, 1961.

2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Из-во «Наука», 1966.

3. Artyushkov E. V. On the isostatic equilibrium of the Earth's crust. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, 90, 1966.

4. Артюшков Е. В. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 8, 1966.

5. Артюшков Е. В. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 1, 1967.

6. Магницкий В. А. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 11, (178), 1960.

7. Артюшков Е. В. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.

8. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР, М., Госгеолтехиздат, 1962.

E. V. ARTYUSHKOV

ON THE ORIGIN OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN PLATFORM REGIONS

Summary

Recent platform movements reveal two typical features. First, they are usually of the antiisostatic character: the uplifts are accompanied by positive isostatic anomalies while the subsidences give rise to the negative ones. Second, the velocity of recent platform movements is many times greater than that averaged during the geological time. Therefore, the platform movements must often change their sign with time.

A mechanism of the movement is *suggested* which satisfies the above features. Such movements can be associated with the movements of large blocks inside the astenosphere mantle. For example when the block is rising there appears the crust uplift and the force of gravity becomes higher. If the block rises with an alternating velocity then due to a sharp increase in the astenosphere viscosity the crust uplift value will also vary with time. Thus, there appears the crust movement having variable sign. In order that the recent platform movements can occur, the mantle flow velocities should be of the order of 10 cm/year.

Discussion

M a r m o: The model presented is in my opinion oversimplified. The movements of the crust are certainly determined by more specific and detailed features than those occurring within the whole mantle. It is important to note that the palingenic and anatectic remelting and differentiation take place, according to the most recent interpretations, in the presence of water vapour, at a depth of some 10 to 20 km. Thus regional metamorphism also takes place with the formation of granitic material and its transport mainly in the direction of pressure gradients. Also widely accepted at present is the view that the block movements are likewise due to features within the zone of regional metamorphism and ultrametamorphism.

My main objection is this: Oversimplified models should not be used to explain the vertical movements of the Earth's crust, which itself is too complicated in composition and physics to accord with such models.

L. MISKOLCZI

REMARKS ON SOME PROBLEMS OF THE VERTICAL EARTH'S CRUST MOVEMENT

It is a problem not quite elucidated in the technical literature, what kind of motions are to be considered as crustal movements.

It is suggested therefore to consider, in relation of continental areas, uniformly earth's crust movements any displacement of all rock masses situated between the earth surface and the Mohorovičič discontinuity as two boundary surfaces of the earth's crust.

In conformity with geological interpretation this definition involves various sediments in the concept of rocks.

Within the range of the defined concept, of course, different appearances of crustal movements can be distinguished by inducing forces, time

and space range, intensity of movements or from other aspects. Let them omit now.

For the territories, which are characterized by crustal movements of low intensity it is advisable to have a special levelling net established for investigating of the vertical earth's crust movement, that covers a country's territory. The problem is the needed density of these nets.

According to our opinion, national nets to investigate crustal movement are to be considered being of minimum density, if they are just sufficient to be integrated into a homogeneous continental net.

It is advisable to pre-establish this minimum density of net, as a function of the most characteristic geological features, area, as well as the actually available results of movement investigation, or the continental net for studying of crustal movements ought to be previously, designed, independently of country borders, so that its requirements could entirely be taken into consideration in the establishment of national nets.

The net of minimum density can only help to get an approximate knowledge of the movements.

Nets are to be considered being of maximum density if fixed points are established for movement investigations at any point of that area, which will likely show a commensurable displacement relative to its environment in the interval of two levellings of the network.

It would be ineffective to produce an ever denser net.

Principally, the net of maximum density provides a complete knowledge of movements in the tested area. Of course every country defines the optimum density of its net between the quoted limits, according to its own natural and economical features and requirements.

The density of the net projected in Hungary — according to a few publication — can be characterized by an average of 3 to 3.5 km length of levelling for each 100 sq. km area.

A uniform density of network over each country's territory would be unnecessary and even undesirable because of different natural features.

The same refers to the establishment of the time between the repeated levellings of a net. The optimum interval depends on the reliability of the measurements and on the expected intensity of displacements. This latter may differ for each country. Thus it would be unadvisable and useless to give uniform intervals for each country.

In Hungary, the minimum time interval between two subsequent levellings of the net can be taken in 10 to 15 years.

Earth's crust movement investigations are essentially intended to provide a reliable knowledge of the movements in the given territory. The reality of the knowledge of motions — observations carrying out by repeated levellings — depends practically on:

— the reliability of levelling results;
— the method of marking special bench marks;
— the spatial distribution of bench marks;
— and last the method and reliability of basic test data evaluation.

For the territory of Hungary are characteristic crustal movements of rather low intensity. Everywhere in such cases it is desirable to increase the measurement accuracy achieved up to now. It seems to be realizable by increasing of the number of observations. Therefore two completely independent observations — each one consisting of a fore and back levellings — of the special network for investigation of crustal movements are suggested. By this way could be the reliability of the observations increased by $\sqrt{2}$ times related to the reliability of a single fore and back levelling.

The increased work of measurement due to twice levelling fore and back would be somehow offset by a speedier work which too has its possibilities.

Among different kinds of bench marks the following are suggested to be prefered in crustal movement nets: in mountains bench marks embedded directly in rock; in areas with thin sediment layers deeply founded bench marks on the basic rock; and in areas with thick sediment deeply founded bench marks, settled under the layer soaked by the ground water.

In Hungary, several kinds of deep-settled bench marks have been designed. No kind, however, of technically suitable and economic bench mark has been developed up to now, lending itself to a periodical supervision and even maintenance.

Bench mark displacements are known to be due to various dynamic effects such as movement of the basic mountain, consolidation of the sediments, ground water level fluctuations, frost effects etc.

Forces producing the displacements of a given type of bench marks at given spots are to be acquainted with, to help clearing the causes of the observed displacements. It is namely only half a result to detect the displacement rate without the knowledge of its causes.

As well known, bench marks follow each other closely along levelling lines to suit measurement requirements. Within each closed levelling polygon, however, there are waste areas with no bench marks at all. This quite uneven field distribution of bench marks reduces the possibility of an exact investigation of the movements to the immediate vicinity of the levelling lines.

This marked disadvantage could only be helped by the increasing of the density of the net, unadvisable, however both from the aspects of measurement technics and the economy.

As Hungary concerns, these contradictory requirements could be fulfilled by combining the special crustal movement net with our existing precise levelling net consisting of lines of first, second and third order, established between 1950 and 1960. Thereby the crustal movement investigation could involve such convenient bench marks of levelling lines also of lower orders which are re-measured from time to time for practical purposes.

This network complex would provide a much more realistic and complete knowledge of movements than the only application of the bench

marks with rather disproportional field distribution of the special crustal movement net, without any work and expenses.

This solution in Hungary could even afford the practical advantage of the replacing the classic first-order levelling net by the crustal movement net.

This method can be applied in any areas where an up-to-date precise levelling net has been recently established.

Also, the adjustment of the network is of importance in providing a realistic knowledge of movements.

No uniform reliability of observations throughout the complete crustal movement net — especially for subsequent levellings of the net — can be ensured. Hence, the actual net includes lines effected more or less by measurement errors.

Adjusting the net as a whole based on the principle of the least squares, greater errors of some net parts affect unfavourably also the results of the net parts with less error. This is a special phenomenon of the propagation of errors.

According to our opinion, the effect of observation errors, can be somehow localized by the carrying out the adjustment of the net after each subsequent observations by the following method.

At first from the polygons levelled throughout some major polygons (so-called "dominant" polygons) should be formed and adjusted as a whole. The observations of the other lines should then be adjusted separately, within the dominant polygons.

There are, however, several possibilities to combine original polygons into dominant ones.

Out of them, the combination for which the square sum of closure errors of dominant polygons is minimum can be recommended. This combination can be selected by conveniently applying the principles of the combinatorial calculus.

The optimum combination can be selected either by the exact method or by approximation.

The adjustment process is a combination of the adjustment as a whole and of adjustment by groups, intended partly to accomodate to the various character of crustal movements for the different areas, and partly to compensate the effect of the inhomogeneous accuracy of observations and other sides of the propagation of errors peculiar to the adjustment method based on the principle of least squares, by localizing observation errors as far as possible.

This solution of the adjustment is proposed as a new idea to be developed.

Besides, we are of the view that rather than increasingly complicated adjustment methods, the decrease of the importance of adjustment by producing more precise observations will serve our purpose in this field.

Movement investigations yield numerical values as final result. Nevertheless, it is advisable to construct of them a so-called geokinetic map, connecting by isokine lines the spots of equal displacement at that area. A geokinetic map of due scale yields more information on the movement conditions of that area than numerical values do.

Subsistence of a levelling net established for the investigation of crustal movements is a problem of the future but its conditions are to be ensured in the present.

Investigations to be based on the same fixed points for several decades are impossible, since a part of them will be inevitably perished.

Thus, when establishing a net an excess number of bench marks as estimated to perish in the interval of two levellings are to be set and before each remeasurement of the net, all perished bench marks are to be replaced. Thereby, a major part of bench marks will be identical between two subsequent levellings, quite satisfactory for a reliable evaluation.

This will permit to maintain the continuity of the movement investigations as long as desired, at an invariable mean point density.

Finally we should like to call the attention, that an increased care and caution is required in the design of the net, in the establishing of the bench marks and the measurements, since relevant errors distort the knowledge of movements in a manner that can not be corrected later.

These three operations are correlated, hence relevant problems are to be raised and solved simultaneously.

Э. Э. ФОТИАДИ, Г. И. КАРАТАЕВ, В. Г. КОЛМОГОРОВ,
В. Г. ЧЕРЕМИСИН, В. И. ЩЕГЛОВ

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПОСТАНОВКА НАБЛЮДЕНИЙ ВРЕМЕННЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ И ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В АСПЕКТЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ

I. В настоящее время по инициативе советских ученых Ю. Д. Буланже и Ю. А. Мещерякова в ряде районов Советского Союза и за рубежом развивается сеть стационарных комплексных геофизических полигонов главным образом с целью изучения количественных характеристик современных динамических процессов в земной коре и верхней мантии. Постановка такого рода наблюдений несомненно должна базироваться на какие-либо рабочие гипотезы о современных движениях в земной коре и мантии Земли. Такими гипотезами могут и должны явиться следующие соображения: 1) движения земной коры для различных геотектонических структур, в силу существенных различий в их структурно-геологическом развитии, должны быть разными (идея Ю. Д. Буланже и Ю. А. Мещерякова), 2) реакция аномально-возмуща-

ющих тел на современные тектоно-физические процессы обусловливает изменения гравитационных и магнитных аномалий, вызванных этими телами (например, интрузиями) (идея Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева). Каждая из этих гипотез предполагает свою схему наблюдений за современными движениями земной коры. При этом в случае гипотезы Ю. Д. Буланже и Ю. А. Мещерякова наблюдения должны ставиться так, чтобы связывались существенно разнородные геологические структуры. В случае нашей гипотезы необходимо изучать изменения во времени поля аномалии, подразумевая под аномалией некоторую интенсивную замкнутую изометричную или линейно вытянутую аномалию, обусловленную в основном интрузиями разного состава. Именно такой подход к постановке наблюдений за современными движениями земной коры позволяет количественно изучать реакцию возмущающих тел на воздействия глубинных тектонических сил. Если при этом одновременно изучать несколько такого рода отдельно взятых аномалий, но разбросанных по площади и разной глубины залегания их обусловливающих возмущающих тел, то это позволит составить картину протекания глубинного процесса как во времени, так и пространстве — по площади и по разрезу земной коры и верхней мантии (т. е. по-горизонтно). Комплексируя такие данные с современными движениями земной поверхности, мы получаем сведения о проявлении глубинных процессов практически по всему разрезу земной коры и верхней мантии.

Кроме этих двух гипотез, представляет интерес также идея Барты-И. М. Пудовкина — Э. Э. Фотиади об изменениях гравитационного и магнитного полей во времени в связи с медленным вращением асимметричного (эксцентричного) ядра Земли. На основании этой гипотезы вековые вариации полей происходят сейчас главным образом в широтном направлении.

Ставя наблюдения одновременно по всем перечисленным идеям, мы, во-первых, идейно целеустремляем наблюдения, и, во-вторых, можем изучать широкий комплекс возможных причин, обусловливающих современные тектонические процессы, их взаимосвязь и взаимообусловленность.

Рассмотрим теоретические аспекты двух первых идей, полагая, что теория последней для наших целей достаточно разработана.

2. При изучении вариации гравитационного и магнитного полей во времени, движений земной поверхности, современных рельефообразующих процессов в плане идеи Ю. Д. Буланже — Ю. А. Мещерякова, мы должны иметь в виду, что главной задачей такого изучения на современном этапе является задача выяснения степени различия количественных динамических характеристик земной коры для разных геоструктурных элементов, а также задача прогнозирования таких характеристик в областях, где стационарные комплексные полигоны не могут быть в настоящее время построены. В этой связи несомненно

полезно комплексирование динамических и статических данных геологии и геофизики, о чем отмечали в своей программе Ю. Д. Буланже и Ю. А. Мещеряков.

Рассмотрим основные положения теории комплексирования и прогнозирования динамических и статических геолого-геофизических элементов.

Пусть $T=\{\tau(r,\ t)$ есть совокупность прогнозируемых динамических геолого-геофизических элементов; и пусть $\Lambda\{\lambda(r,\ t)\}$ есть совокупность элементов по которым должен быть осуществлен прогноз; $r\in R$ — область определения элементов, r — вектор, $r=(x,\ y,\ z)$, t — время, $t\in T$, где T — промежуток времени. Совокупность геофизических элементов обозначим через $\Lambda^{\text{п}}=\{\lambda_{\text{п}}\}$, а геологических — через $\Lambda^{0}=\{\lambda_{0}\}$. Обозначим оператор, описывающий связь между динамическими и статическими элементами $\lambda(r,\ t)$ через A, тогда оператор прогнозирования, в частности, можно записать так: $\tau=A\lambda$ или $A:\Lambda\to T$.

Каждому элементу λ из Λ поставим в соответствие вектор признаков (показателей) $N=(n_1,\ n_2,\ \ldots,\ n_x)$, в сжатой форме описывающий основные свойства геологических и геофизических параметров. Соответственно будем считать, что множеству Λ или Λ^{0}, $\Lambda^{\text{п}}$ можно также поставить в соответствие вектор признаков $N(\Lambda)$, $N(\Lambda^{0})$, $N(\Lambda^{\text{п}})$. Область R определения элементов подразделим на ряд подобластей R_μ, $\mu=1,\ 2,\ \ldots,\ m$, таких, что $\bigcup_{\mu=1}^{m} R_\mu=R$, $R_\varphi\cap R_\psi=O$, при $\varphi\neq\psi$ $(\varphi,\ \psi=1,\ 2,\ \ldots,\ m)$. Будем считать, что вектор признаков N может быть построен как для точки $r\in R$, так и для любой области R_μ или их любому объединению, т. е. будем различать: $N(R)$, $N(R_\mu)$, $N(r)$.

Поскольку геологические образования, относимые к одному и тому же геологическому (геотектоническому) классу, вследствие некоторых локальных особенностей строения, развития и современной динамике глубинных процессов, будут в той или иной степени случайным образом различаться, то векторы признаков для двух любых однородных, в некотором геологическом смысле, областей будут по значениям своих компонент несколько разными. Поэтому два каких-либо вектора признаков $N(R_\varphi)$ и $N(R_\psi)$ будем считать равными и относить к одному геотектоническому классу, если выполняется неравенство: $\|N_\varphi-N_\psi\|\leqslant$, где δ — некоторая наперед заданная величина.

Введем условия 1. если $\|N^{0}_\varphi-N^{0}_\psi\|\leqslant\delta^{0}$, то $\|N^{\text{п}}_\varphi-N^{\text{п}}_\psi\|\leqslant\delta^{\text{п}}$ и обратно; 2. на области $R_\mu\subset R$ существует оператор (способ преобразования) заданного класса $A:\Lambda\to T$ или $A:\Lambda^{\text{п}}\to\Lambda^{0}$; 3. если $\|\tau(r^\varphi)-A_\psi\lambda(r^\varphi)\|\leqslant\varepsilon_0$, где $\tau(r^\varphi)=A_\varphi\lambda(r^\varphi)$, $\tau(r^\psi)=A_\psi\lambda(r^\psi)$, то $\|N^{0}_\varphi-N^{0}_\psi\|\leqslant\delta^{0}$, где $r^\varphi\in R_\varphi$, $r^\psi\in R_\psi$.

Полагая, что в распоряжении исследователя, имеются представительные $\Lambda^{\text{э}}=\{\lambda^{\text{э}}\}$ и $T^{\text{э}}=\{\tau^{\text{э}}\}$ данные на некоторой эталонной области $R^{\text{э}}(R^{\text{э}}_\mu,\ \mu=1,\ 2,\ \ldots,\ m)$ для некоторого промежутка времени $T^{\text{э}}(T^{\text{э}}_\mu)$, а также некоторый набор геологических классификаций земной коры $C_1\prec C_2\prec\ldots\prec C_p$ и накладывая на эти данные условия:

а) $\sup_{\mu} \| N^{0э}(R^э_\mu) - N^{0}{}_э(R^э) \| \geqslant \sup_{\nu} \| N^{0к}(R^к_\mu) - N^{0э}(R^э) \|$,

б) $\| N(R_\mu) - N(R_\nu) \| \geqslant \| N(R_\mu) - N(R_\mu \cup R_\nu) \|$,

где $R^э = \bigcup_{\mu=1}^{m} R^э_\mu$, $R^э_\mu \cup R^к_\mu = R_\mu$, $\mu = 1, 2, \ldots, m$, $R^к_\mu$ – прогнозная область, доказывается ряд положений, в частности:

1) если задана геологическая классификация C_i $(i=1,2,,...p)$ для j-того класса которой построен обобщенный оператор A_j и операторы $A_{j\mu}$ для каждой эталонной области $R^э_{j\mu}$ этого класса, и если последние между собой попарно совпадают в смысле условия 3, то оператор A_j совпадает с каждым из операторов $A_{j\mu}$; 2) если обобщенный для двух каких-либо классов φ и Ψ C^i — классификации оператор $A_{\varphi\psi}$ не совпадает с операторами каждого класса A_φ и A_ψ, то операторы A_φ и A_ψ не совпадают между собой.

На основании этих положений введем понятие — эталонная решающая классификация $C^э$, одна из совокупности $\{C_1, C_2, ..., C_p\}$, обладающая свойствами: имеет минимальное число классов при условии выполнения приведенных двух положений, и обеспечивает ошибку оператора прогнозирования для каждого ее класса не более требуемой ошибки прогноза ε_0. Эталонная решающая классификация считается заданной, если для каждого её класса по эталонным данным $\Lambda^э$ и $T^э$ задан оператор, обобщенный вектор признаков, радиус гиперсферы (или параметры формы, описывающей облако векторов признаков одного и того же класса) и ошибка оператора.

Процесс анализа теперь состоит в выяснении степени тесноты связи элементов, относимых к одному и тому же классу, степени различия как между отдельными элементами разных классов, так и между всей совокупностью элементов. Анализ подразумевает и выяснение формы связи между элементами, что в конечном счете приводит к построению оператора, описывающего характер взаимосвязи между отдельными элементами или их группами. На основании анализа строится эталонная решающая классификация, которая используется для прогноза возможных значений — (динамических или статических) геологических или геофизическх элементов.

Пусть, например, в некоторой конкретной (прогнозной) области $R^к_\omega$ нужно по заданным элементам $\lambda^к$ с точностью до ε_0 определить значение некоторого динамического элемента $\tau^к(r^\omega, t^\omega)$, $r^\omega \in R^к_\omega$, $t^\omega \in T^к_\omega$. И пусть имеется некоторая эталонная область $R^э$ (или совокупность таких областей, точек), на которой для промежутка $T^э$ определены как элементы $\lambda^э$, так и $\tau^э$.

Будем считать, что нам задан также некоторый набор геологических классификаций – C_1, C_2, ..., C_p – геологические данные.

Принимаем первую классификацию $C_1(R^э)$, составленную пусть из одного класса, и по эталонным элементам $\tau^э$ и λ^ϵ строим оператор $A^э: \Lambda^э \to T^э$. Если при этом ошибка оператора $\varepsilon(R^э, T^э) \leqslant \varepsilon_0$, то $C^э_1$ является решающей классификацией и она задана единственным оператором $A^э$ и огобщенным

для всей области $R^э$ вектором признаков $N^э$ с некоторым радиусом гиперсферы $\rho^э$. В этом случае прогноз элемента $\tau^к$ по элементам $\lambda^к$ на $R^к_\omega$ и $T^к_\omega$ выполняется так. На области $R^к$ в точке r^ω строится по $\lambda^к$ вектор признаков $N^к_\omega$, если $\| N^к_\omega - N^э \| \leqslant \rho^э$, то $\tau^к = A^э \lambda^к \pm \varepsilon^э$.

Если же $\varepsilon^э > \varepsilon_0$, то исследуется вторая кассификация $C^э_2$, составленная уже, например, из двух классов, соответственно определенных на $R^э_1$ и $R^э_2$. Здесь для каждого класса раздельно на области $R^э_1$ и $R^э_2$ строится свой оператор: $A^э_1 : \Lambda^э_1 \to T^э_1$, $A^э_2 : \Lambda^э_2 \to T^э_2$, где $\Lambda^э_1$ и $T^э_1$ есть множества элементов, определенных на $R^э_1$, $T^э_1$, а $\Lambda^э_2$ и $T^э_2$ — на $R^э_2$, $T^э_2$. Если при этом оказывается, например, что $\varepsilon^э_1 \leqslant \varepsilon_0$, а $\varepsilon^э_2 > \varepsilon_0$, то исследуется следующая классификация. Пусть для некоторой φ-той классификации получено, что для каждого ее класса оператор имеет ошибку меньше или равной ε_0, тогда для каждого класса по $\lambda^э$ (без включения $\tau^э$) строится свой обобщенный вектор признаков и ему соответствующий радиус гиперсферы. Совокупность данных $\{A^э_1, A^э_2, \ldots, A^э_к\}_\varphi$, $\{N^э_1, N^э_2, \ldots, N^э_к\}_\varphi$, $\{\rho^э_1, \rho^э_2, \ldots, \rho^э_к\}_\varphi$ для φ-той классификации и образует эталонную решающую классификацию $C^э_\varphi$. Теперь прогноз искомого элемента $\tau^к$ выполняется следующим образом. На области $R^к_\varepsilon$ строится, по заданным на ней элементам $\lambda^к$, вектор признаков $N^к_\omega$ и вычисляется величина $\rho^к_\omega = \inf\limits_j \| N^к_\omega - N^э_j \| = \| N^к_\omega - N^э_\psi \|$, $j = 1, 2, \ldots, k$; $\psi \in \{1, 2, \ldots, k\}$. Если $\rho^к_\omega \leqslant \rho^э_\psi$, то $\tau^к = A^э_\psi \lambda^к \pm \varepsilon^э_\psi$, $\varepsilon^э_\psi \leqslant \varepsilon_0$; если же $\rho^к_\omega \geqslant \rho^э_\psi$, то прогноз может быть осуществлен по операторам классификации $C^э_{\varphi-1}$, но с ошибкой больше ε_0; с другой стороны неравенство $\rho^к_\omega > \rho^э_\psi$ свидетельствует, что открыт новый относительно $C^э_\varphi$ геологический класс.

Поскольку геологические и геофизические элементы могут быть заданы как количественно, так и в описательной форме (качественно), то оператор практически строится по разному. Методы построения вектора признаков, операторов описаны в работе (1). Хотя в этой работе рассматривается только статическая задача, тем не менее практические способы пригодны и при анализе динамических элементов без каких-либо изменений.

3. Идея изучения пространственно-временны́х возмущений аномалий гравитационного и магнитного полей в комплексе с изучением движений земной поверхности может быть описана согласно теории потенциала, расширенной на случай, когда гравитационный и магнитный потенциал изменяются во времени. Здесь под прямой задачей будем понимать определение материальной скорости временно́го потенциала по заданному в некоторой области временно́му полю плотности (намагниченности) и полю скоростей деформаций возмущающего тела заданной формы, в предположении, что поле скоростей деформации формы тела определено априори из решения того или иного геологического уравнения. Под обратной задачей тогда будем понимать определение по заданным скоростям временно́го потенциала, картины распределения в пределах возмущающего тела и во времени плотности (намагниченности) масс и деформаций формы тела, а через них, на

основании заданного уравнения, — тензора напряжений и компонент внешних деформирующих сил.

Если $\varrho(r, t)$ есть временно́е поле плотности аномальной сплошной среды, ограниченной некоторой регулярной поверхностью $S(t)$, изменяющейся во времени без изменения сплошности среды, а $T(t)$ — пространство, занятое аномальной массой, если $\vec{C}$ — скорость перемещения частиц возмущающего тела, и если $\vec{e}$ — вектор скорости перемещения точек определения возмущающего потенциала, то как нами показано в работах (2, 3) материальная скорость изменения гравитационного потенциала при изменении во времени формы возмущающего тела, картины распределения плотности (намагниченности) и поверхности наблюдения может быть представлена в виде:

$$V^*(r, t) = f \int\limits_{T(t)} \left[\frac{\partial \varphi(r', r, t)}{\partial t} + \operatorname{div}(c_t \cdot \varphi) \right] d\tau + (\operatorname{grad} V \cdot \vec{e}), \qquad (1)$$

где $\varphi = \dfrac{\varrho(r, t)}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2}}$, f — гравитационная постоянная.

Для магнитного потенциала U эта связь будет выглядеть так:

$$U^*(r, t) = \int\limits_{T(t)} \left[\frac{\partial \psi(r', r, t)}{\partial t} + \operatorname{div}(c_i \cdot \psi) \right] d\tau + (\operatorname{grad} U \cdot \vec{e}), \qquad (2)$$

где $\psi = \dfrac{(\vec{I} \cdot \vec{a})}{a^3}\, a^2 = (x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2$, I — намагниченность.

В случае однородного распределения масс в объёме тела T согласно теоремы Пуассона в квазидинамическом случае можно записать:

$$U(r, t) = \frac{I(r, t)}{f\varrho(r, t)} \cdot \frac{dV(r, t)}{ds}, \qquad (3)$$

или

$$U^*(r, t) = U(r, t) \left(\frac{\partial I}{\partial t} \cdot \frac{1}{I} - \frac{\partial \varrho}{\partial t} \cdot \frac{1}{\varrho} + V_s^* / V_s \right),$$

где s — направление вектора намагничения возмущающего тела.

Приведенные соотношения, связывающие временны́е возмущения гравитационного и магнитных аномальных полей и движений земной поверхности, в первую очередь могут быть использованы для вычисления (предсказания) возможных изменений гравитационного и магнитного полей в различных геолого-геофизических ситуациях. Мы приводили теоретические примеры (2,3), здесь остановимся на конкретных расчетах:

а) согласно теории Стеси (8) и лабораторным исследованиям (5) величина магнитоупругого коэффициента C для магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности изменяется в пределах примерно от 1.10^{-4} до 3.10^{-4} см^2/кб, теготея к величине 1.10^{-4}. Поскольку $C_I = \dfrac{1}{I} \dfrac{\partial I}{\partial p}$, где P — давление, то приближенно имеем $\Delta I \approx C_y I \cdot I \Delta p$, или при $\Delta P =$

100 *кг/см*^{2} (величина критических напряжений) и $C_I = 2.10^{-4}$, — $\Delta I \approx$ $\approx 2.10^{-2} I$, где I — величина намагниченности до внешних воздействий на тело.

Согласно формулы (2) учитывая, что деформации тела слабо изменяют поле, имеем:

$$U^* = U \frac{\partial I}{\partial t} \cdot \frac{1}{I} \quad \text{или} \quad Z^* = \frac{\partial U^*}{\partial z} = Z \frac{\partial I}{\partial t} \cdot \frac{1}{I}.$$

Имея ввиду, что $\Delta I \approx 2.10^{-2} I$, находим, что за единицу времени, в течение которой аномальные массы будут вовлечены в процесс сжатие-растяжение, аномальное магнитное поле изменится примерно на 2% (от 1% до 3%).

Таким образом, если возмущающее тело расположено в пределах зоны критических напряжений, возникающих в связи с землетрясениями и обусловливает аномалию в 1000 гамм, то изменения магнитного поля при подготовке землетрясения могут быть равны 10—30 гамм, что подтверждается нашими наблюдениями.

б) Предположим теперь, что в пределах объёма зоны критических напряжений перед сильными землетрясениями расположено гравитирующее тело — например интрузия. Будем считать, что деформации формы возмущающего тела, возникающие при землетрясениях, практически не изменяют аномального гравитационного поля. Согласно теории упругости имеем $\rho = A \frac{E}{C_e^2}$, где $A = \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$, E и σ — модули упругости, c_e — скорость продольных волн. Но при изменении давления и температуры E и C_e изменяются. Согласно лабораторным исследованиям эти изменения приближенно можно описать так:

$$E(P, T) = E(P_0, T_0) + \alpha_1 (P - P_0) - \alpha_2 (T - T_0),$$

$$C_e(P, T) = C_e(P_0, T_0) + \beta_1 (P - P_0) - \beta_2 (T - T_0)$$

(см. данные в таблицах работ (6)). Тогда при изменении P и T приближенно можно вычислить изменения плотности $\Delta\varrho = -\varrho(P, T) - \varrho(P_0, T_0)$ за единицу времени.

Возможные изменения в связи с этим гравитационного поля можно приближенно вычислить по упрощенной формуле (1), т. е.

$$V^* = \frac{\partial \rho}{\partial t} \frac{1}{\rho} V, \quad V_z^* = \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{\partial \rho}{\partial t} \frac{1}{\rho} V_z \approx \frac{\partial \rho}{\partial t} \cdot \frac{1}{\rho} \Delta g$$

для случая однородного распределения плотности.

Пусть, например, в пределах объема зоны критических напряжений перед сильным землетрясением расположено интрузивное тело гранитоидного состава ($\rho(P_0, T_0) = 2{,}65$ г/см^3), на глубине в 20 км. По данным (7) при $H = 20$ км, $T_0 = 350°$ и $P_0 = 5.3$ килобар (гидростатическое давление) при достижении критических напряжений $P = 10^9$ дин/см^2 получим $\Delta T = 40°$. В этом случае $\Delta C_e = 0.012$ км/сек, $\Delta E = 0.075.10^{11}$ дин/см^2 и $\Delta\rho = 0.04$ г/см^3. Если аномальная разность плотностей есть

(2.75—2.65) = 0.10 г/см³, то избыточная плотность изменяется примерно на 0.002 г/см³, т. е. на 2%. Тогда за единицу времени перед землетрясением аномальное поле силы тяжести в 10 мгл изменится примерно на 0,2 мгл, что подтверждено нашими наблюдениями в Байкальской сейсмической зоне.

4. Полевой обсерваторией для систематических наблюдений за временными возмущениями гравитационных и магнитных аномалий, движениями земной поверхности, сейсмичностью земной коры и полевой лабораторией для проверки и уточнения гипотез — математических (и качественных) моделей, описывающих взаимосвязь между динамическими и статическими элементами, лабораторией для изучения степени сходства и различия количественных характеристик современных движений земной коры в различных геотектонических зонах и для изучения тектоно-физических причин, обуславливающих землетрясения является Байкальский геодинамический полигон, на котором реализуются выше изложенные идеи (наблюдения начаты с 1966 года).

К настоящему времени здесь зафиксированы изменения магнитного поля перед Иркутским землетрясением 30 августа 1966 года, не противоречащие экспериментальным данным по сейсмомагнитному эффекту. Зафиксировано изменение гравитационного поля в связи со Средне-Байкальским землетрясением 1959 года с магнитудой $6^3/4$. Повторное нивелирование свидетельствует об однонаправленности современных и неотектонических движений, границы геотектонических структур четко отбиваются по высокому градиенту скорости движения земной поверхности. Высказана гипотеза об относительно увеличенной скорости опускания земной поверхности в зоне сейсмогенерирующих разломов.

Учитывая приуроченность многих гравитационных и магнитных аномалий Байкальского полигона к зоне наибольшей сейсмической активности (частоты повторяемости — около 16 землетрясений в год с $M>4$) можно надеяться что хотя бы одно землетрясение в год будет происходить в зоне Байкальского полигона.

Литература

1. Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Наука, М., 1966.

2. Каратаев Г. И. и др. Вопросы теории временных возмущений гравитационного и магнитного полей и движения земной поверхности в связи с современными тектоно-физическими процессами в Земле. Сб. ст. «Региональные геофизические исследования в Сибири». Наука, Новосибирск, 1967.

3. Фотиади Э. Э. и др. К теории временных возмущений гравитационных и магнитных полей в связи с современными тектоно-физическими процессами в Земле. ДАН СССР, № 3, т. 171, 1967.

4. Калашников А. Г., Капица С. П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, № 3, том XXXVI, 1952.

5. Birch F. Journal of Geophysic Research, vol. 65, No. 4, 1960; vol. 66, No. 7. 1961; vol. 69, No. 20, 1964.

6. Hughes, Maurette. Geophysics. vol. 21, No. 2, 1956, vol. 22, No. 1, 1957;

7. Stacey F. D. Pure and applicate Geophysics, 58, II, 1964.

E. E. FOTIADY, G. J. KARATAYEV, V. G. KOLMOGOROW,
V. G. CHEREMISIN, V. I. SCHEGLOV

THEORY QUESTIONS AND ORGANIZATION OF OBSERVATIONS OF TEMPORAL GRAVITY AND MAGNETIC FIELDS DISTURBANCES AND EARTH SURFACE MOVEMENTS IN THE ASPECT OF RECENT DEEP TECTONIC PROCESSES

Summary

1. On the basis of the potential theory there were obtained analitical expressions describing: 1-connection of the vertical and horizontal earth surface motions with the gravity field temporal disturbances; 2-gravity anomalies variations with time; 3-gravity (magnetic) anomalies temporal variation connection with external influence on the disturbing bodies (i.e. the anomalies variation connection with variations of density and disturbing body form tectonic stress and different geological properties).

The known data were generalized and the new theoretic-empirical formulae obtained connecting the density (magnetization), pressure, temperature and velocities propagation of the elastic oscillation in the rocks. It was found that gravity and magnetic fields above the disturbation masses, which get into the earthquake focus zone (within the radius 40—50 km. from earthquake focus) will be changed by 0,1—1% before earthquake.

2. The organization of observations for gravity and magnetic field temporal disturbances and earth surface movements in the aspects of modern tectonic-physical processes must be accomplished from the following theoretical positions: 1-the earth crust movements are different for the various geotectonical structures (idea of Ju. D. Boulanger — J. A. Mescherjakov); 2-the reaction of anomaly-disturbing bodies on the modern tectonic-physical processes stipulates the gravity and magnetic anomalies are caused by these bodies (E. E. Fotiady's — G. J. Karataev's idea); 3-the excentrical earth core movements produce the gravity and magnetic fields disturbances on a global scale (G. Barta's — J. M. Pudovkin's — E. E. Fotiady's idea).

In the first case the heterogeneus geological structures are bounded by the observations, in the second case the observations are organized in the anomalous zone, in the third case the observation line must agree with the core travel (in sublatitudinal direction).

3. Realization of these ideas is performed on Baikal geodynamical polygon and on the line Moscow—Novosibirsk—Khabarovsk—Juzno-Sahalinsk, where the observations for gravity and magnetic field temporal disturbances and earth surface movements were organized. The main observations complex on the Baikal geodynamical polygon is as follows:

1. Continuos stationary observations. a) gravity and magnetic anomalies variation on the stations, b) observations of the earth surface tides on the station, c) observations of the vertical and horizontal displacements of the bench-marks with vertical and horizontal strainmeters, d) seismic observations.

The stations are located so that one of them is placed in the seismic-activity region, and other in the weak seismic-activity zone (two stations — for the comparative characteristics of the fields variations and earth surface tides).

2. Discrete observations — a) repeated levellings on the whole profilie in 1—2 years, and the anomalies region — two times a year (seismic-activity region), b) increase of the gravity repeated measurements between the main and added (on the anomalies) points in 1 year in the beginning of the work of polygon, and in the future the time of the reobservations will be precised, c) absolute and relative measurements of the magnetic field on the main and additional (on the anomalies) points in 1 year, and two time a year in the seismic-activity regions on the anomalies.

3. Episodical observations, a) gravity and magnetic fields reobservations, repeated levellings in those regions, where the earthquakes will be fixed. The re-

peated observations will be run immediately after earthquake and rarer during 0.5 year, b) Deep seismic soudings will be conducted on Baikal polygon in summer of 1968 c) Site gravimetric surveys.

Besides, the repeated observations with airmagnetometers and repeated seismic observations with artificial explosions are planned, and possibilities of the repeated electroprofiles and electric soundings are considered.

4. Baikal geodynamical polygon was founded in summer of 1966. Though there are few data about the earth's crust dynamics on this polygon it is necessary to mark:

a) The magnetic fields variation not contradicting to the experimental data about magnetic rocks behaviour with the high pressure had been fixed before 30 August of 1966 earthquake near Irkutsk, b) Magnetic field centennial variations order are fixed of the of ten gamm a year, c) Repeated levellings indicate essential vertical movements in the rift zone region and the recent movements sign agrees with neotectonic movements direction and boundaries between geological structures are fixed clearly on the earth surface movements velocity's curve. Zones of the seismic-activity folds are assumed to be probably connected with the earth surface intense subsidence. d) Gravity field variation are fixed after earthquake force 9 and in the Siberian Archey platform and Baikal folded zone conjuction region of the order of one tenth milligal a year.

Observations are being carried out with an accuracy of: gravimetrical — 0.01—0.02 mgl, magnetic — 3—4 gammas, levelling — ± 0.35 mm per 1 km of double train, allowing to record the annual variation of fields and earth surface annual movements.

V. F. YEREMEYEV, M. I. YURKINA

ON DETERMINATION OF CRUSTAL MOVEMENTS

When describing the up-to-date problems of investigation of the Earth's figure, Molodensky (10) noticed the necessity of distinguishing vertical displacements proper of the points of the Earth's surface and displacements of equipotential surfaces, as well as horizontal displacements of the points and changes in the directions of the vertical.

As a rule, however, this is not done when discussing the results of relevelling, retriangulation and repeated astronomical observations of longitudes. In the up-to-date studies variation in the altitudes of bench marks are explained by vertical movements of the bench marks, and variation in astronomical longitudes by horizontal displacements of corresponding astronomical stations, i.e. by continental drift. Only Stoyko (13, 14, 16) and Robbins (11) assume that the variation in differences of longitudes of European and American stations may occur not due to a continental drift, but because of variation in the directions of the vertical or of the influence of the both.

It is not difficult to show that the displacement of the vertical (i.e. the change in its direction) by an angle in the direction of levelling line may be interpreted as the vertical displacement of the ground points. The figure below (p. 537) shows two staffs, AA' and BB', and level 0. The elementary elevation h of point A over point B on the Earth's surface, with the original position $OO' \perp A'B'$ of the vertical, is $h = B' - A'$, where A' and B' are the staff readings.

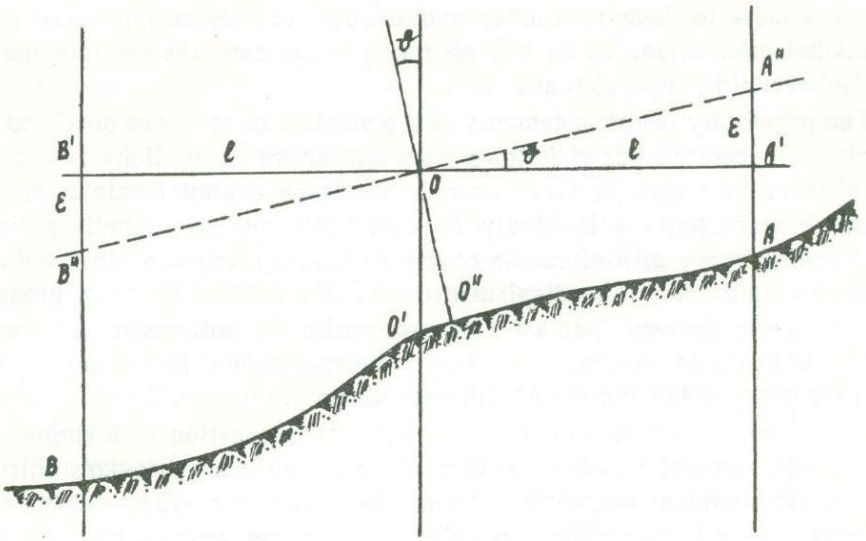


Fig. 1.

If the vertical, as has been mentioned, will be displaced by ϑ (now $OO'' \perp A''B''$), then the elementary elevation of A over b will be $A'O = B'O = l$

$$h + \delta h = (b' - \varepsilon) - (A' + \varepsilon) = B' - A' - 2\varepsilon,$$

where $\varepsilon = l \operatorname{tg} \vartheta \approx \vartheta l$

For the line of levelling with N sets of instrument the full change in elevation between the initial and terminal points will form

$$\Delta = 2\varepsilon N = 2\vartheta l N = \vartheta L.$$

We assume the direction of the line to be invariable, the displacement of the vertical along the whole line constant, and the distance from the level to the both staffs equal. If, for example, the length L of the line is 1,000 km, then we get for Δ, with ϑ equal to 0″1, the value of 0,5 m.

Such change in elevation is obtained with absolutely immovable points under investigation.

The obtained value of Δ is much bigger than the errors of a precise levelling. With a mean square random error $\eta = \pm 0{,}5$ mm and a constant error $\sigma = \pm 0{,}05$ mm per 1 km of a levelling line (Instructions of 1966) we get an error

$$m = \pm \sqrt{0{,}25L + 0{,}0025L^2} \approx \pm 50 \text{ мм}$$

in our case.

A lot of examples might be quoted with the changes in elevations being explained by very small variation in the position of the vertical, for example, variation of an order of 0.″1 or a few hundredths of a second.

The necessity of taking into account the displacement of the geoid (the so-called "Earth's geometrical surface") when studying the crustal movements was noticed by Bessel (2), p. *270*. The same considerations were quoted by Gerke in his dissertation 53, p. 27. Vogler's considerations (17),

p. 31 are close to those mentioned above, however they do not contain any numerical estimation. These are also very short remarks on this matter by Helmert (6), pp. 450 and 549.

The possibility of displacements of the vertical of an order of 0".1 to 0".2 which are necessary (as it follows from our above estimation) to explain the observed changes in elevations astronomers cannot disclaim so far. Those displacements will hardly be invariable on long levelling lines; more probable are displacements of the vertical undergoing slow changes along the said lines. The displacements of the vertical in plain areas of the Earth may be explained by processes within its entrails in the remote areas, for example, seismic ones. This processes should be connected with redistribution of the matter of different density.

Astronomers have no common opinion on the question of a changeability of astronomical coordinates. According to the latest Stoyko's calculation 16 astronomical longitudes during the forty years (1925—1964) were changing — in thousandths of a second of arc per year — by $+4\pm1$ in Greenwich, by -8 ± 3 in Leningrad, by -9 ± 2 in Moscow, and by $+6\pm2$ in Paris. (Here given are mean square errors in Stoyko's estimation). The Chinese astronomer Ye Shu Hua (18) estimated the change of longitude difference between Europe and America during 1947—1955 to be 0".2 at an average. (During 1935—1946 the difference, in his opinion, was not changing). This conclusion is made on ten European stations and four American ones. Kulikov 8 quotes even more changes of differences of astronomical longitudes.

N. Stoyko (14) reported the change of latitudes for 60 years relative to the mean pole of epoch — by +0".200 in Gaitherburg, by —0".185 in Mizusawa, and by +0".160 in Ukiah. Because of lack of data he failed to exclude the movement of the pole and thus to obtain the more or less reliable indication on changes in the direction of the vertical in the meridional plane of any station.

Markowitz (9) criticizes the results received by Stoyko and Ye Shu Hua, as well as other old conclusions mainly concerning longitudes. In his opinion, the errors of astronomical observations, especially of the old ones, are too large to enable to judge on the changes of astronomical coordinates. However, Markowitz's criticism does not disprove the possibility of such changes. (He offeres to improve the observational program).

It follows from what was stated above that repeated superprecise astronomical observations and repeated geodetic ties are to be included into the program of study of the vertical crustal movements. Repeated geodetic or rather satellite ties are necessary to eliminate the influence of displacements of the points under investigation on the changes of astronomical coordinates. Such ties should be intercontinental because of the possibility of continental drift. Even if the variation in the differences of geodetic and astronomical latitudes and longitudes is revealed, one can hardly obtain a certain appraisal of the influence of that variation on the

conclusion on vertical movements. Most likely it will be not clear which points and verticals can be assumed as stationary and which of them as displaced. However, one can judge on the limits within which there may be the correction. For example, in the simplest case of a tie between two points, A and B, let their mutual position obtained from repeated geodetic ties remain invariable and the change in the direction of the vertical, obtained from repeated astronomical observations be equal to ϑ. Then the numerical value of the considered correction to the change in elevation as obtained from the relevelling of the line of length L in the vicinity of point B will be between zero (if we assume that the displacement of the vertical occurs in point A) and the production ϑL (if we assume that the displacement takes place in point B and consider it as invariable along the above whole line).

In the case of changes in the differences of astronomical and geodetic coordinates the largest value of the above correction will be characterized by the difference of those changes referred to one of the two points if the other one and also the vertical in it are assumed to be stationary.

The conclusion on vertical crustal movements, when based merely on observational data, may be drawn only on the basis of simultaneous analysis of the results of relevelling and the data on displacement of the vertical. The accuracy requirements arising thereof is on the threshold of our up-to-date technical potentialities. Of great interest may also be similar, but simpler studies on the restricted areas provided the areas which can be suspected of crustal movements or gravity field changes are tied well geodetically with the areas where such movements or changes are less likely.

Observations of grounds tilts with the help of special devices, tiltmeters, have made progress lately. These devices fix the changes of an angle between the vertical and the ground. As it appears from Schneider's review (12), the devices do not yet enable to distinguish the ground displacements from the displacements of the vertical. If one could eliminate from the results of tiltmeter observations the effects caused by the inertial forces, then, these results would be directly comparable with those of relevellings, which in fact also fix the changes of the above angle. So far, as a rule, no conformity between the data of tiltmeter observations and the results of relevellings has been achieved (3, 4). The repsesentativeness of tiltmeter observations is almost always questionable.

All the above considerations correspond to the case of uniformity of the gravity in the areas under investigation. Taking into account these changes we shall introduce new conditions into the relations under consideration. Redistribution of the matter of different densities over the points examined can cause a change of the gravity even if the shape of the Earth's surface is not changed: normal heights and quasigeoidal ones will change, but the sum of these at each point will remain unchanged. In practice the effects of density redistributions and crustal movements upon the

gravity values measured will be as a rule superimposed with each other in rather a complicated manner.

It is reasonable that the results of relevelling, with such an approach to investigations, should be estimated on Bendely's method (1): for every pair of examined levelling points the differences of unadjusted elevations measured are to be deduced. These differences, as was pointed out, may be compared with the tiltmeter observations. In addition to the maps of height changes relative to the mean sea level the maps of the tilt variation between bench marks are expedient to be compiles, changes of the sea level and systematic errors of geometrical levelling being thus eliminated.

The possibility of changes in the direction of the vertical should also be kept in mind when estimating the results of retriangulation aimed at study of horizontal crustal movements, especially in the case of considerable slope of sight lines.

Noting that the correction discussed (even with the vertical displacement being equal to a few hundredths of a second) is comparable with the vertical crustal movements as usually obtained authors diminish by no means the valuability of the results which have been obtained without the correction being taken into account. First and foremost this note refers to coastal lines: with every change of the angle between the vertical and the ground water will come on the land or fall off it whether or not the vertical or the ground are moved. Therefore, geomorphological observations are sometimes likely to confirm the direct conclusions from the geometrical levelling on the crustal movements even when the vertical, not the crust is displaced.

Reference-s

1. Bendefy L. A method for the elimination of the reference point and of the two different network-adjustments in investigations of recent crustal movements. Annales Academiae scientiarum fennicae, 1966, Series A, Geologica-geographica, 90, Proceedings of the Second International Symposium on Recent Crustal Movements.

2. Bessel. Ueber den Einfluss der Unregelmässigkeiten der Figur der Erde auf geodätische Arbeiten und ihre Vergleichung mit den astronomischen Bestimmungen. Astronomische Nachrichten, 1837, 14 Jg., Nr. 329, 330, 331.

3. Bončkovskij V. F. Sopostavlenie vekovych chodov naklonov zemnoj poverchnosti po dannym geologii, geodezii i geofiziki. Collection „Socvremennye dviženija zemnoj kory", Nr. 2, Institut fiziki i astronomii AN Estonskoj SSR, Tartu, 1965.

4. Dambara Takeshi. Comparison of the result of the water-tube tiltmeter with that of the first order levelling at Aburatsubo. Journal of the geodetic society of Japan, 1965, vol. 11, No. 3—4.

5. Gerke Karl. Über die Wirkung von vertikalen Erdkrustenbewegungen und Deformationen der Niveaufläche auf Nivellements hoher Genauigkeit. Veröffentlichung der Deutschen Geodätischen Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, 1953, Reihe C, Nr. 6.

6. Helmert F. R. Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Teil: die physikalischen Theorien. Leipzig, 1884.

7. Instrukcija po nivelirovaniju I, II, III i IV klassov. M., izd-vo „Nedra", 1966.

8. Kulikov K A. Izmenjaemost' širot i dolgot. M., Gosudarstvennoe izdatel'stvo fiziko-matematičeskoj literatury, 1962.

9. Markowitz Wm. Astronomical programs for the study of continental drift. The above-mentioned Annales Academiae scientiarum fennicae.

10. Molodenskij M. S. Sovremennye zadači izučenija figury Zemli. „Geodezija i kartografija", 1958, No. 7.

11. Robbins A. R. Diskussion. Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie, 1962, Nr. 2, I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen.

12. Schneider Manfred. Zum internationalen Stand der Neigungsmesstechnik im Hinblick auf die Erfordernisse bei der Untersuchung der rezenten Erdkrustenbewegungen. Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR bei Detuschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 1966, Nr. III/6, 31 S.

13. Stoyko A. Sur la variation des longitudes entre l'Amérique du Nord et l'Europe. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences, 1959.

14. Stoyko A. Le service international de l'heure et le deplacement des continents. The above-mentioned Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

15. Stoyko A., Stoyko N. Détermination du mouvement de l'écorce terrestre d'aprés les observations astronomiques. The above-mentioned Annales Academiae scientiarum fennicae.

16. Stoyko N. La variation des latitudes et leur relation avec la mouvement de l'écorce terrestre. The above-mentioned Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

17. Vogler Chr. August. Über Ziele und Hülfsmittel geometrischer Präzisions-Nivellements. München, 1873, 103 S.

18. Ye Shu-Hua. Longitude variations of Europe and America for the years 1935—1960. Acta astronomica sinica, 1964, vol. 12, No. 2.

О. М. ЗНАМЕНСКАЯ

Описание маршрута научной экскурсии

Экскурсия от Ленинграда, вдоль северного побережья Финского залива, до Черной речки следует по Приморскому шоссе. Цель экскурсии — ознакомиться на протяжении 64 км с различным гипсометрическим положением древней береговой линии литоринового моря, а также голоценовых отложений и погребенных террасовых поверхностей в конечных пунктах экскурсии, что даст возможность наглядно видеть результаты послеледникового поднятия.

Финский залив на востоке окружен Приморской низменностью, затоплявшейся литориновым морем. Литориновая терраса наиболее широка в вершине Финского залива (около 20 км), а также в районе Лахты и Сестрорецка, где литориновое море образовывало заливы и где сохранились наиболее полные разрезы поздне- и послеледниковых отложений. Литориновая терраса сильно сужается в районе Горской и вдоль всего северного побережья от Солнечного до Черной речки.

Геологическими разрезами установлено, что заливы литоринового моря и многие из современных рек наследуют положение древних по-

гребенных долин и ложбин стока флювиогляциальных вод, сток которых был направлен к дочетвертичной депрессии Финского залива. Дно древних эрозионных врезов более чем на 70—100 м ниже современного уровня моря. Можно думать, что эти эрозионные врезы приурочены к зонам смещения фундамента субмеридионального и субширотного простирания, что выражено и в современном рельефе. Колебание относительных высот дочетвертичной поверхности порядка 130—150 м (—100 +50 м), при среднем уровне этой поверхности 20—30 м ниже нуля.

1. Район г. Ленинграда. В районе Ленинграда литориновая терраса ограничена с севера и юга отчетливо выраженными в рельефе абразионными уступами, скатами и береговыми валами, современное положение подошвы которых 6—7 метров абсолютной высоты. Наиболее восточная граница литориновой террасы, вверх по долине р. Невы, в рельефе слабо или совсем не выражена и устанавливается только по геологическим разрезам.

Геологическое строение литориновой террасы здесь сложное и хорошо изучено для Лахтинского болота, расположенного к северо-западу от Ленинграда в пределах той же террасы.

На территории Ленинграда литориновая терраса разбурена многочисленными скважинами, из них две заложены и изучены нами специально; первая на Васильевском острове — скв. 5 (3.10 м абс.) в области глубокого размыва пра-Невы, открытого к морю, вторая в районе Смольного, скв. 4 (7.06 м абс.). В этих разрезах, так же как и в Лахтинском, для отложений голоцена наблюдается чередование горизонтов водного (песок, супесь, глина) и наземного (торф) происхождения. В период регрессий происходило осушение низменности, ее заторфовывание и формирование террасовых поверхностей. Отчетливо устанавливаются фиксированные автохтонным торфом три послеледниковых трансгрессивно-регрессивных цикла: иольдиевого моря (10.500—9.000), анцилового бассейна (8.500—7.500) и литоринового моря (7.000—3.000 лет назад).

Современное гипсометрическое положение заторфованной террасовой поверхности иольдиевого бассейна располагается в Ленинграде, в основном, ниже современного уровня моря; по скв. 5 на 12 м, а по скв. 4 на 6,5 м ниже нуля (рис. 1). Средняя мощность отложений, содержащих морскую диатомовую флору, около 7—10 м. Осадки иольдиевого моря отлагались непрерывно с конца времени Al, в течении Dr_3 и Pb с некоторым опреснением водоема в верхнедриасовое время.

После регрессии иольдиевого моря заторфованная поверхность затопляется в начале бореального времени опресненным анциловым бассейном с типичной диатомовой флорой. Мощность анциловых отложений 7—8 м. Поверхность погребенной анциловой террасы на Васильевском острове, в скв. 5, расположена на 2 м ниже уровня моря, тогда как в районе Смольного, в скв. 4, она почти на современ-

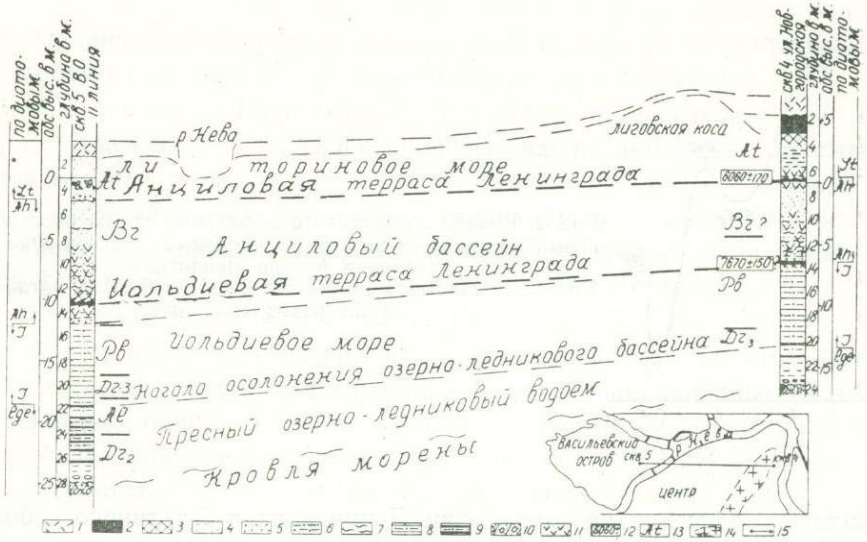


Рис. 1. Современное гипсометрическое положение террас суши после регрессий литоринового моря, анцилового бассейна и иольдиевого моря по скв. 5 и 4. 1 — насыпной слой; 2 — торф; 3 — гиттия; 4 — песок; 5 — гравий; 6 — алеврит; 7 — ил и глина; 8 — алеврит с ленточной слоистостью; 9 — ленточная глина; 10 — морена; 11 — намывной торф и растительные остатки; 12 — абсолютные датировки по C^{14}; 13 — климатические периоды; 14 — коса; 15 — положение скважин

Fig. 1. Cross-section of the post-glacial deposits in the Leningrad area: 1 — artificial constructions; 2 — peat; 3 — gyttia; 4 — sand; 5 —gravel; 6 — aleurite; 7 — clay; 8 — varved aleurite; 9 — varved clay; 10 — till; 11 — alluvial peat and detritus; 12 — radiocarbon dating; 13 — vegetational zones; 14 — bar; 15 — boreholes.

ном уровне моря +0,6 м (рис. 1). Торф, переданный нами из скв. 4 (с глубины 6,5—6,75 м, 0,56 м абс.) в лабораторию ЛОИА, показал абсолютный возраст 6060±170 (ЛЕ—498). Эта датировка лимнотельматического контакта указывает на конец континентального перерыва и начало литориновой трансгрессии в Ленинграде, время которой совпало с зоной V атлантического периода.

Выше по разрезу лежат отложения литоринового моря, на что указывает состав диатомовой флоры. Мощность осадков 3—4 м. Литориновая трансгрессия на территории Ленинграда была одна, начиная со времени климатического оптимума послеледниковья (зона V). Регрессия литоринового моря на территории Ленинграда завершилась в суббореальное время, после чего река Нева расчленила своими руками вышедшую из-под уровня моря литориновую террасовую поверхность на острова.

На основе изучения голоценовых отложений на территории Ленинграда мы получили кривую, показывающую современное гипсометрическое положение следов послеледниковых трансгрессивных и регрессивных уровней Финского залива в районе Ленинграда (рис. 2). Максимальный уровень регрессии иольдиевого моря, по нашим данным, согласно положению погребенного автохтонного торфа в скв. 5 на Васильевском острове, 12 м ниже нуля. Максимальный уровень регрессии

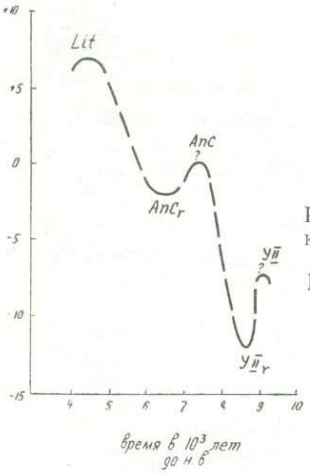


Рис. 2. Кривая современного положения следов послеледниковых трансгрессивных и регрессивных уровней Финского залива в районе Ленинграда.
Fig. 2. Fluctuations of the sea level in the Leningrad area in the post-glacial time.

анцилового бассейна на территории Ленинграда и Лахтинского болота лежит ниже современного уровня моря на 2 м. Этот уровень установлен также по автохтонному торфу, формировавшемуся с конца бореального и на протяжении всей первой половины атлантического периода (зона VI Поста). Абсолютный возраст начала литориновой трансгрессии на территории Ленинграда, как отмечалось, 6060±170 лет; что указывает на запаздывание литориновой трансгрессии в вершине Финского залива. Высота литориновой террасы 7—8 м.

2. Ст. Ланская — Удельная. Здесь прослеживается абразионный уступ, ограничивающий литориновую террасу с севера, тыловой шов которого расположен на 6,8—7,0 м абс. высоты.

3. Лахтинский разлив и Лахтинское болото занимают наиболее низкое гипсометрическое положение (0,0+5,0 м абс.) в пределах литориновой террасы. Располагаясь почти на уровне моря, Лахтинское болото отделено от Финского залива косой, возникшей в литориновое время. Лахтинское болото ограничено с севера абразионным уступом, прослеживающимся от ст. Удельная до Коломяг, где высота подошвы абразионного уступа 7,5 м абс., на Каменки — высота подошвы уступа 7,7 м абс. К юго-западу абразионный уступ сполаживается, превращаясь в штранд, окаймляющий Лахтинское болото с запада. Вершину штранда венчает песчаный вал с абсолютной отметкой гребня 7,7 м. Лахтинское болото хорошо изучено. Разрез Лахтинского болота аналогичен Ленинградскому. Здесь те же два горизонта погребенного торфа, имеющих широкое распространение и фиксирующих положение погребенных террасовых поверхностей: послеиольдиевой — нижний горизонт торфа — 6,5 м ниже уровня моря и послеанциловой — верхний горизонт погребенного торфа — 2,20 м ниже нуля. Интересно, что основание современного торфяника, возникшего после регрессии литорина, в настоящее время лежит на 0,20 м ниже уровня моря, что обусловлено, вероятно, современным эвстатическим повышением уровня океана.

4. У станции Горской Литориновая терраса сильно сужается и ее ограничивает отчетливо выраженный в рельефе абразионный уступ, абсолютная высота подошвы которого около 9 метров.

5. Станции: Тарховка, Разлив, Сестрорецк, Курорт, Дюны, Солнечное. Здесь вдоль побережья прослеживается мощная песчаная пересыпь, перевеянная в дюны. Пересыпь отделяет озеро «Разлив» от Финского залива. На этой территории мы видим снова расширение литориновой террасы, прорезанной рекой Сестрой-Заводской, которая еще при Петре I была перегорожена плотиной, вследствие чего и образовалось озеро.

6. Начиная от Репина до Черной речки литориновая терраса снова резко сужается. Она ограничена абразионным уступом, подрезанным одним из более молодых уровней спада литоринового моря, благодаря чему наивысший уровень не выражен в рельефе. Нередко террасовые поверхности спада литоринового моря — здесь скульптурные — вырезаны в более древних отложениях и литориновые осадки часто почти отсутствуют или представлены маломощным слоем песков. Очень близко к поверхности лежит морена, на что указывает скопление вымытых из нее валунов у берега.

7. Район Черной речки. В нижнем течении р. Черной можно наблюдать хорошо выраженные в современном рельефе четыре террасы литоринового моря. Две из них, наиболее высокие, вскрыты обнажением, расположенным ниже моста Приморского шоссе, в 7 км к западу от Зеленогорска на Карельском перешейке. Изученное нами обнажение вскрывает три погребенных террасовых поверхности, наклоненных в сторону Финского залива: а) послеиольдиевую, б) послеанциловую и в) речную пойменную (рис. 3). Последняя погребена под песчано-галечными осадками дельты р. Черной и древним береговым валом литоринового моря. Все террасовые поверхности фиксированы погребенными почвами или торфом и расположены здесь выше современного уровня Финского залива. Возраст погребенных террасовых поверхностей установлен по палинологическим и отчасти радиоуглеродным датировкам.

Послеиольдиевая террасовая поверхность — «а» (рис. 3) фиксирована слабо выраженным горизонтом погребенной почвы с углем на высоте +4,20 м абс. в расчистке IV. Терраса сложена горизонтальнослоистыми однородными тонкозернистыми светло-серыми пылеватыми песками с прослоями алеврита. На глубине 0,75 м от кровли почвы песчаные прослои сильно ожелезнены. Кровля этой погребенной террасовой поверхности, по-видимому, прослеживается и ниже, в расчистке VI, вскрывающей третью террасу. Видимая мощность иольдиевых отложений 3,20 м.

Послеанциловая поверхность — «б» (рис. 3) также фиксируется погребенной и сильно оторфованной почвой с редкими кусочками угля на высоте 6,55 м абс. в расчистке IV. Вверх по течению эта поверх-

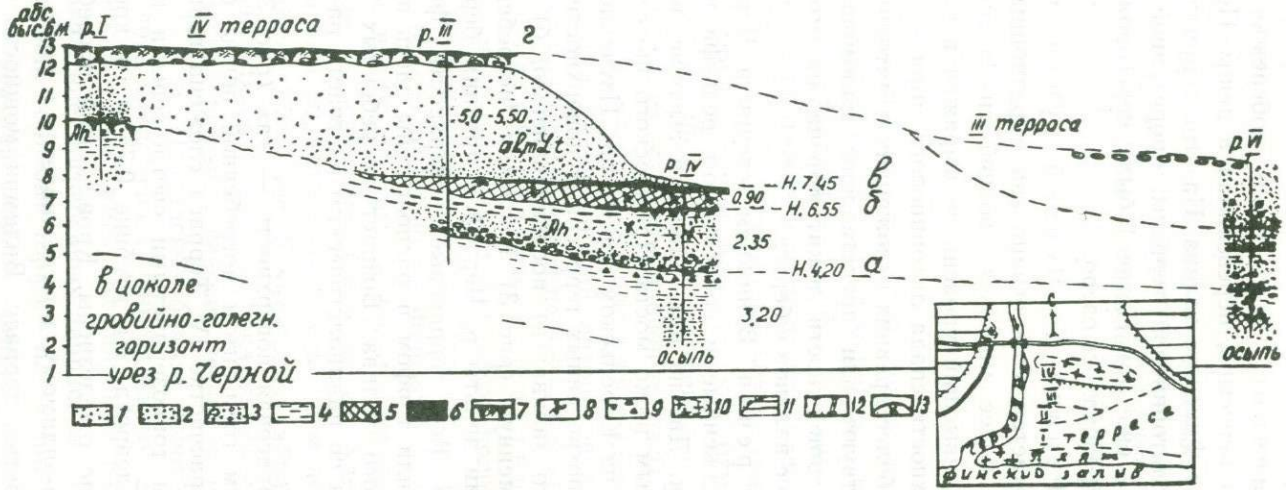


Рис. 3. Обнажение на Черной речке: 1 — песок; 2 — песок с гравием; 3 — песок гравийно-галечный; 4 — алеврит; 5 — гиттия; 6 — торф; 7 — почва; 8 — растительные остатки; 9 — уголь; 10 — береговой вал; 11 — озерноледниковая терраса; 12 — номера террас; 13 — положение обнажения на Черной речке; 14 — гипсометрическое положение террас: а) ольдиевой — 4.20 м; б) анциловой — 6.55 м; в) пойменной — 7.45 м; г) литориновой — 13.0 м.

Fig. 3. The Chernaya river outcrop: 1 — sand; 2 — gravel and sand; 3 — inequiregular sand with gravel and pebble; 4 — aleurite; 5 — gyttia; 6 — peat; 7 — soil; 8 — detritus; 9 — coal; 10 — beach ridge; 11 — glaciolacustrine terrace; 12 — terraces Nos; 13 — the Chernaya river outrop; 14 — terraces; a) — Yoldia (4.20 m); b) —Ancylus (6.50 m); c) — fluvial plain (7.50 meters); d) — Littorina (13.0 m).

ность поднимается до 10 м абс. (расчистка 1). Отложения анцилового бассейна, слагающие эту террасу, представлены снизу разнозернистым песком с гравием и хорошо окатанной галькой — базальный слой. Выше галечный слой постепенно переходит в серую супесь, насыщенную органикой, в верхней части оглеенную, с прослоями плотно слежавшегося листоватого торфа, содержащего древесные остатки. Общая мощность анциловых прибрежных осадков 2,35 м (расчистка IV). По-видимому, эта толща осадков прослеживается и в цоколе третьей террасы (расчистка VI) на более низком уровне. Согласно данным палинологического анализа образование почвы и торфяных прослоев на послеанциловой поверхности относятся к концу бореального времени.

Речная старица на древней пойменной террасе — «в» реки Черной (рис. 3) погребена под дельтовыми песчаными осадками р. Черной (расчистка III) и береговым валом литоринового моря, перевеянного ветром. Вершина вала располагается на высоте 16 м абс., подошва вала 13 м абс. Кровля погребенной речной террасы устанавливается на высоте 7.45 м абс. по торфяному слою мощностью 0,22 м. подстилаемому темно-серой плотной аморфной гиттией (0,90 м) с большим количеством растительных остатков: плоды Trapa natans, листья, стебли, обломки древесины, коры, шишки сосны, хвоя. Гиттия залегает на заторфованной погребенной почве конца бореального времени (рис. 3). Образец торфа из верхней части слоя датирован 7140±170 (МО—216), одновременно взята древесина в верхней части гиттии, датировка которой 7240±170 (МО—217). Эти даты, а также палинологический анализ, показывают, что эти старичные осадки образовались в период первой половины климатического оптимума послеледниковья (зона VI), аккумуляция которых была прервана поднятием уровня литоринового моря. Наличие берегового вала, высотой 16 м абс., расположенного параллельно берегу и прорезанного рекой, заставляет предполагать, что максимальное повышение уровня литоринового моря достигало подошвы вала 12—13 м абс.

Изучение отложений и погребенных таррасовых поверхностей, возраст которых определен, позволило построить кривую, показывающую современное гипсометрическое положение следов послеледниковых трансгрессивных и регрессивных уровней Финского залива в районе Черной речки (рис. 4). Здесь не только максимумы трансгрессий, но и макси-

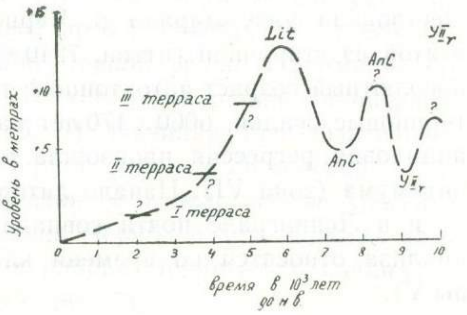


Рис. 4. Кривая современного положения следов послеледниковых трансгрессивных и регрессивных уровней Финского залива в районе Черной речки.
Fig. 4. Fluctuations of the sea-level in the Chernaya river area in the post-glacial time.

мальные уровни регрессий голоценовых бассейнов лежат выше современного уровня моря. Максимальная величина регрессии пребореального иольдиевого моря установлена на +4,20 м абс. высоты, а максимальный уровень регрессии анцилового бассейна фиксируется высотой 6,55 м абс. (рис. 3, 4). Из максимальных уровней трансгрессий можно говорить только о литориновом, расположенном на 12—13 м выше уровня моря.

Выводы

Сопоставляя данные по разрезам в районе Ленинграда и реки Черной можно видеть отчетливо различия:

1. Выделенные поверхности суши, фиксированные погребенным автохтонным торфом или почвой, первая после регрессии иольдиевого моря и вторая после регрессии анцилового бассейна, располагаются в Ленинграде ниже современного уровня моря или на его уровне, тогда как в районе Черной речки — выше. Разница высот может быть дана только для максимального высотного положения осадков анцилового бассейна: в Ленинграде это 0÷+1 м абс., на Черной речке +10 м абс., т. е. разница высот 9—10 м.

2. Тыловой шов литориновой террасы в период максимума литориновой трансгрессии в Ленинграде 7 м абс.; в районе Черной речки, принимая во внимание подошву берегового вала, не более 13 м абс., т. е. разница высотного положения водноприбойной линии порядка 6 м.

3. Мощность осадков иольдиевого моря и анцилового бассейна наибольшая в Ленинграде и значительно сокращается в районе Черной речки. Мощность иольдиевых отложений в Ленинграде — 7,0 м, на Черной речке порядка 4,0 м. Мощность анциловых отложений в Ленинграде 7,0—10,0 м., на Черной речке — 2,35 м.

4. Время начала трансгрессий и регрессий последниковых бассейнов в Ленинграде и на Черной речке полностью не совпадает. В Ленинграде начало трансгрессий и регрессий несколько запаздывало. Отсутствие достаточного количества датировок абсолютного возраста не позволяет выразить эту разницу в годах, но данные палинологического анализа показывают, что конец анциловой регрессии, с образованием почвы и торфа на осушенной поверхности в районе Черной речки, происходил в конце бореального времени (зона VII), так как в первой половине атлантического времени (зона VI) на этом месте существовала уже старица р. Черной. Абсолютный возраст древесины, взятой из старичной гиттии, 7240±170 лет назад. В Ленинграде (скв. 4) абсолютный возраст автохтонного торфа, разделяющего анциловые и литориновые осадки, 6060±170 лет назад, а по палинологическим данным анциловая регрессия произошла здесь перед началом климатического оптимума (зона VI). Начало литориновой трансгрессии на Черной речке и в Ленинграде почти совпадают и по данным палинологического анализа относятся ко времени климатического оптимума (начало зоны V).

Наблюдается разница в указанных точках и в характере литологического состава отложений.

6. Приведенные данные позволяют сделать некоторые выводы относительно характера послеледниковых движений Карельского перешейка и района Ленинграда. С этой целью был исключен эвстатический фактор из высотного положения послеледниковых уровней Балтийского моря в районе Ленинграда (рис. 2) и Черной речки (рис. 4). Для учета последнего была использована кривая эвстатического повышения уровня Мирового океана (рис. 5). Учет эвстатического фактора позволил

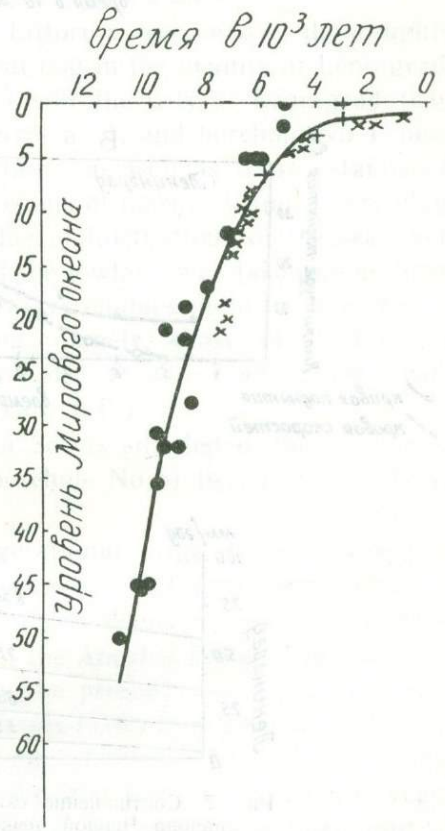


Рис. 5. Кривая эвстатического поднятия уровня Мирового океана (составлена А. Ф. Грачевым и П. М. Долухановым, 1968 г.). 1. Точки по Godwin et al. (1958). 2. Точки по Köster (1960). 3. Точки по Jelgersma (1961).

Fig. 5. Eustatic rise of the sea-level. Compiled by A. F. Grachev and P. M. Dolukhanov (1968) after the data of (1) Godwin et al. (1958); (2) Köster (1960) and (3) Jelgersma (1961).

построить кривые амплитуд и скоростей послеледникового поднятия для указанных выше территорий (рис. 6). Из этих рисунков следует, что наибольшие скорости в послеледниковое время приходятся на его начало. Для 8500 лет установлено: район Черной речки поднимался со скоростью порядка 8 мм/год (рис. 6, А), тогда как район Ленинграда со скоростью порядка 5 мм/год (рис. 6, В). Начиная, приблизительно, с 5500 тыс. лет поднятие в районе Черной речки и Ленинграде происходит не под влиянием гляциоизостазии, а вследствие эпейрогенических движений. В это время для района Черной речки скорость поднятия порядка 2.0 мм/год, тогда как в районе Ленинграда, начиная с 5500 тыс. лет, они почти не улавливаютя (рис. 7).

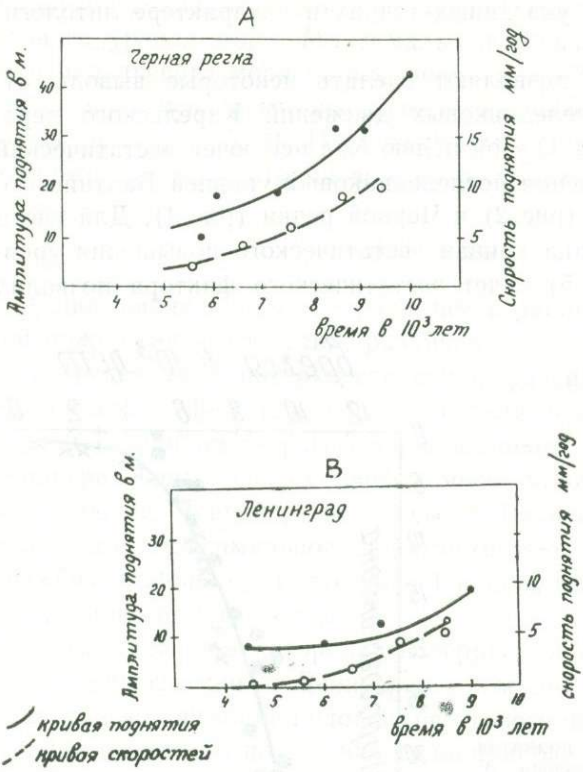


Рис. 6. А. Кривая послеледникового поднятия в районе Черной речки с поправкой на эвстатический фактор. Рис. 6, В. Кривая послеледникового поднятия в районе Ленинграда с поправкой на эвстатический фактор.

Fig. 6a. Post-glacial land uplift in the Chernaya river area (eustatic corrections included).

Fig. 6b. Post-glacial land uplift in the Leningrad area. (eustatic corrections included).

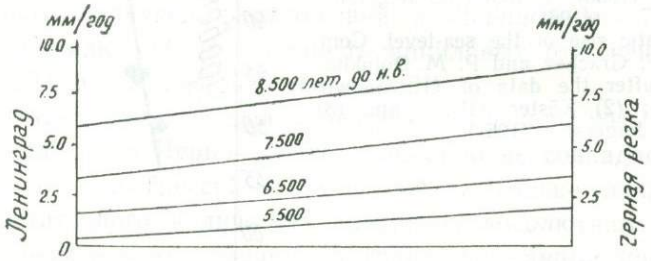


Рис. 7. Соотношение скоростей поднятия Ленинграда и района Черной речки на Карельском перешейке.

Fig. 7. Correlation of the rates of the post-glacial land uplift in the Leningrad and the Chernaya river areas.

O. M. ZNAMENSKAYA

THE ITINERARY OF SCIENTIFIC EXCURSION

The excursion along the northern shore of the Gulf of Finland follows the Maritime highway. The aim of this excursion is to demonstrate the different heights of the Littorina Sea shore system and thus to give an idea of the magnitude of the post-glacial land uplift.

The Gulf of Finland in its eastern part is surrounded by a lowland submerged by the Littorina Sea. The Littorina terrace has the greatest extent in the Gulf of Finland head as well as in regions of Lakhta and Sestroretsk, these areas being originally bays of the Littorina Sea. The fullest sequences of the post-glacial deposits were established in these areas. The Littorina terrace becomes narrow in the Gorskaya station area as well as along the northern shore from Solnechnoye up to Chernaya river.

I. Leningrad area. In the Leningrad area the Littorina terrace is limited in the north and in the south by the system of wave-cut cliffs and beach ridges lying at 6—7 meters above the sea level.

The geological composition of the Littorina terrace was thouroughly studied in the sections of the Lakhta peat bog in the vicinity of Leningrad. A number of borings was carried out inside the City of Leningrad (e.g. borehole No 5, Vassily Island, 3.10 metres a.s.l. and borehole No 4, near Smolny, 7.06 metres a.s.l.). These sections, as well as those established in the Lakhta peat bog, revealed successions of marine (sand, sandy clay, clay) and terrestrial (peat) deposits due to fluctuations of the sea-level. During regressions the dried surface of the lowland was taken up by huge peat bogs. Location of the buried peat layers enables us to fix three cycles in the post-glacial history of the area, namely, those of Yoldia Sea (10,000—9,000 years B.P.); Ancylus Lake (8,500—7,500—7,500 years B.P.) and Littorina Sea (7,000-3,000 years B.P.).

The regressive surface of the Yoldia Sea is situated in the Leningrad area at the depths ranging from 12 (borehole No 5) to 6.5 metres (borehole No 4) below sea level (Fig. 1).

At the beginning of the Boreal vegetational stage the area was submerged by fresh waters of the Ancylus Lake with typical composition of the diatom flora. The thickness of the Ancylus deposits is ca. 7—8 metres.

The level of the regressive surface of the Ancylus Lake ranges from — 2 metres (borehole No 5) up to nearly the present sea level (borehole No 4). Radiocarbon dating of a peat sample taken from the top of the Ancylus regressive deposits revealed the age of 6060±170 B. P. (LE-498). The date in question corresponding to the first half of the Atlantic vegetational zone fixes the end of the Ancylus regression and beginning of the Littorina transgression in the Leningrad area.

Just above the mentioned formations are situated deposits of the Littorina Sea with characteristic diatom flora. The Littorina transgression in the Leningrad area was continuing uninterrupted from Middle Atlantic to Subboreal time. The Littorina regression has led to the formation of the autochtoneous peat in the Lakhta peat bog, dated pollen-analytically to the Subboreal time.

On the basis of the above mentioned materials a curve was constructed showing fluctuations of the sea-level in the Leningrad area in the post-glacial time. (Fig. 2).

The maximum level of the Yoldia Sea regression is fixed at 12 metres below the present sea level. The duration of the Ancylus Lake regression was from the Late Boreal up to the first half of the Atlantic. The date of 6060±170 years B.P. for the beginning of the Littorina transgression reveals a retardation of this phenomena in the head of the Gulf of Finland as compared to the other areas of the Baltic Sea.

2. Lanskaya—Udelnaya. In these areas a wave-cut cliff lying at 6.8—7.0 metres a.s.l. is clearly visible.

3. Lakhta peat — bog lies at 5.0 metres a.s.l. The bog is separated from the sea by a beach ridge formed during the Littorina time. In the north the bog is limited by a wave cut cliff lying at 7.5 metres a.s.l.

Two layers of buried peat were established in the Lakhta peat bog sequence. The Yoldia Sea regressive layer lies at the depth of 6.5 metres and that of the Ancylus Lake at 2.2 metres below the present sealevel.

The bottom of the recent peat layer formed in the Post-Littorina time lies at 0.20 metres below the present sea level, due to the eustatic rise of the sea.

4. Gorskaya. The Littorina terrace becomes narrow in this area being limited by a wave cut cliff lying at 9 metres above sea level.

5. Tarkhovka, Razliv, Sestroretsk, Kurort, Dunes, Solnechnoye. In these areas a well developed sand bar and wind blown dunes stretch along the shore. The bar separates Razliv lake from the sea. The Littorina terrace cut by the lower stream of the Sestra river becomes wider. The Razliv lake was formed after the dam has been constructed during the reign of Peter the Great.

6. From Repino to the Chernaya river. The Littorina terrace, which again becomes narrow, is limited here by a wavecut cliff. The terrace in some places is cut in old rocks; in these places the Littorina sediments are often lacking.

7. The Chernaya River area. In the lower stream of the river four terraces of the Littorina Sea are well marked in the landscape. The structure of the two highest terraces can be seen at an outcrop below a bridge on the highway, 7 km west from Zelenogorsk. There can be seen three buried terrace surfaces inclined toward the Gulf of Finland: (a) Post-Yoldia; (b) Post-Ancylus and (c) fluvial plain (Fig. 3). The last one is buried under sandpobbled sediments of the Chernaya river delta. All the terrace surfaces are fixed by buried soils or peat and lie above mean recent sea-level. The age of these surfaces was determined by pollen analysis and radiocarbon dating.

The Post-Littorina terrace (a) (Fig. 3) is fixed by a horizon of buried soil containing particles of coal lying at 4.20 metres (stripping IV). The terrace is composed by horizontally bedding finegrains sands with silt bands. The observed thickness of the Yoldia sediments is 3.2 metres.

The Post-Ancylus terrace (b) (Fig. 3) is fixed by buried peaty soil with rare pieces of coal at the altitude of 6.55 metres (stripping IV). Up-stream

this surface ascends up to 10 metres (stripping I). The Ancylus sediments are represented by inequigranular sand with gravel and well rounded pebble at the basement. Up-cross-section the pebble layer gradually passes into grey sandy loam rich with organic material. The thickness of the Ancylus sediments is 2.35 metres (stripping IV). According to the palynological data, formation of soil and peat bands on Post-Ancylus surfaces took place by the end of the Boreal time.

The oxbow-lake deposits formed on the ancient fluvial terrace of the Chernaya river are buried under the delta sediments (stripping III) and beach ridge of the Littorina Sea. The altitude of the ridge's top is 16 metres; that of the base is 13 metres.

The roof of the buried river terrace (alt.: 7.45 m. fixed by a peat bed (thickness: 0.20 m.) is underlain by gyttia containing plant detritus (thickness: 0.90 m.). The gyttia lies on buried peaty soil dated to the Lat-Boreal time (Fig. 3).

A radiocarbon age of a sample of peat from the upper part of the layer is 7140±170 years B.P. (MO-216) and that of wood from the gyttia band is 7240±170 years B. P. (MO-217). These data, as well as pollen analysis, show that the oxbow lake sediments were formed during the first half of the Atlantic. The deposition was interrupted by the rise of the Littorina sea-level. The presence of the beach ridge (alt.: 16 metres) situated along the shore and dissected by the river permits to suppose that the maximum rise of the Littorina Sea was ca. 12—13 metres above the high-tide.

The study of sediments and buried terraces permits us to construct a curve reflecting fluctuations of the sea-level in the Chernaya river area in the postglacial time (Fig. 4). The maximum of the regression of the Yoldia Sea is established at 4.20 meters and that of the Ancylus Lake is fixed at 6.55 metres above the recent sea-level (Figs. 3, 4).

Conclusions. The comparison of the data obtained in the Leningrad and in the Chernaya river areas show the following distinctions:

I. Whereas the Post-Yoldia and the Post-Ancylus terrace surface are situated either below or at the present sea-level in Leningrad, the same surfaces lie above the sea-level in the Chernaya river area. The difference of elevations which may be calculated for maximum levels of the Ancylus deposits is ca. 9—10 meters.

2. The Littorina terrace lies at 7 meters in Leningrad and at 13 meters in the Chernaya valley, the difference of elevations being ca. 6 meters.

3. The thickness of the Yoldia and of the Ancylus sediments is the greatest in Leningrad (7.0 and 7.0—10.0 meters correspondingly), being considerably less in the Chernaya river area (4.0 and 2.35 meters). There exists a difference in the lithology of sediments in the mentioned localities.

4. These data allow to make some conclusions as regards the character of the post-glacial crustal movements in Leningrad and on the Karelian Isthmus. In calculating the post-glacial uplift values the eustatic factor was taken into account. The eustatic curve compiled by A. F. Grachev and P. M. Dolukhanov was used for this purpose. (Fig. 5).

As follows from the curves of amplitudes and rates of the postglacial uplift (Fig. 6) by 8,500 yrs. B.P. the Chernaya river area was uplifting with the rate of 8 mm per year, while that of Leningrad — with the rate of 5 mm per year (Figs. 6a and 6b). Beginning from 5,500 yrs. B. P. uplift of both localities is due not to the glacio-isostasy, but to the epirogenetic movements. At this time the rate of uplift of the Chernaya river area is ca. 2.0 mm per year, while Leningrad is practically stable (Fig. 7).

РЕЗОЛЮЦИЯ

1. Имея в виду большую важность изучения современных движений земной коры, а также то, что для этой цели необходимы значительные интервалы времени, Комиссия по современным движениям земной коры просит Международный совет научных союзов, Международный комитет по Проекту Верхней Мантии и другие заинтересованные организаци продолжать все ведующиеся в рамках Проекта Верхней Мантии работы по изучению современных движений земной коры после 1970 г. — года окончания III фазы Проекта Верхней Мантии.

2. Комиссия по современным движениям земной коры, принимая во внимание широту и разнообразие ее проблем и учитывая необходимость расширения ее состава для обеспечения быстрого решения этих проблем, просит Международную ассоциацию геодезии принять соответствующие меры к обеспечению участия в работе Комиссии, в форме, соответствующей уставу МГГС и МАГ, следующих представителей:

а) членов, назначаемых МАГ по рекомендации ее секций;

б) представителей Международной ассоциациии сейсмологии и физики недр Земли (МАСФНЗ), Международной ассоциации физических наук об океане (МАФНО), Международного Союза геологических наук (МСГН);

в) национальных представителей, назначаемых национальными комитетами геодезии и геофизики стран — участников МГГС.

3. Комиссия по современным движениям земной коры, рекомендует созвать специальное региональное совещание в юго-западном районе Тихого океана в ближайшие два года и просит одобрения и поддержки со стороны МАГ, МГГС, МСГН и МАСФНЗ.

Совещание, в основном, будет посвящено вопросам современных движений земной коры и их связи с землетрясениями в Тихоокеанском районе и, таким образом, представит специальный интерес в области сейсмического районирования и проблемы предсказания землетрясений.

4. Комиссия по современным движениям земной коры, учитывая, что проблема изучения движений континентов представляет большой интерес для геодезистов, астрономов, геофизиков и геологов, просит: а) Генерального секретаря МАГ принять необходимые меры для организации Межсоюзной комиссии по изучению движения континентов;

б) президента Комиссии по современным движениям земной коры

подготовить доклад, включающий результаты и программы дальнейших исследований по этой проблеме.

5. Придавая большое значение исследованиям современных движений земной коры на полигонах, Комиссия по современным движениям земной коры просит:

а) генерального секретаря МАГ принять необходимые меры к организации специальной рабочей группы в рамках Комиссии по современным движениям земной коры по изучению современных движений земной коры на полигонах;

б) генерального докладчика МАГ по этой проблеме проф. Ю. Д. Буланже подготовить к первому заседанию рабочей группы обзор состояния работ на полигонах в странах-членах МАГ и пограмму дальнейших исследований.

6. Учитывая большое значение Специального симпозиума Комитета по верхней мантии по фазовым переходам для деятельности Комиссии по современным движениям земной коры, Комиссия рекомендует Генеральному секретарю МАГ послать представителя Комиссии на симпозиум в Канберре.

7. Комиссия по современным движениям земной коры МАГ, учитывая важность обмена результатами исследований современных движений земной коры, и принимая во внимание положение Руководства для Мировых центров данных, предусматривающие обмен результатами изучения современных движений земной коры (Upper Mantle Project, Guide, Point No 2), а также сообщение МЦД—Б о том, что обмен пока осуществляется в недостаточном объеме, рекомендует Национальным комитетам по геодезии и геофизике МГГС или назначенным ими представителям организовать представление в МЦД-А или МЦД-Б данных о результатах работ по современным движениям земной коры, в соответствии с вышеупомянутым Руководством, и установить непосредственный контакт с МЦД по вопросам обмена этими данными.

8. Принимая во внимание большое значение инструментальных методов измерений деформаций земной коры, Комиссия по современным движениям земной коры одобряет предложения Комитета по верхней мантии о сборе и публикации обзоров проектов, выполняемых в этой области в разных странах для таких задач; принимает предложение Комиссии по верхней мантии Великобритании взять на себя эту работу; просит национальные комитеты и все участвующие организации внести свой вклад в эту работу и сотрудничать с Комиссией по верхней мантии Великобритании, посылая информацию об инструментах и методах измерения земных напряжений.

9. Комиссия по современным движениям земной коры, учитывая, что наблюдения вековых вариаций силы тяжести дают возможность лучше понять движения земной коры, рекомендует национальным комитетам проводить наблюдения за вековыми вариациями в странах.

Принимая во внимание, что Финляндия и Швеция достигли значительных успехов в измерениях изменений значений силы тяжести между

точками одной линии в области поднятия Фенноскандии с точностью позволяющей получать важные результаты через пять-десять лет, Комиссия рекомендует продолжить вышеупомянутую линию на восток, за пределы области поднятия Фенноскандии.

* * *

Участники III Международного Симпозиума по современным движениям земной коры выражают искреннюю благодарность Академии Наук СССР, Ленинградскому отделению Академии и организационному комитету под руководством проф. Ю. Д. Буланже и проф. Ю. А. Мещерякова за отличную организацию работы симпозиума и за интересную программу заседаний в прекрасном Ленинграде.

RESOLUTION

1. Taking into account the great importance of the study of recent crustal movements as well as the fact that long intervals of time are requested for such study,

the CRCM (Commision on Recent Crustal Movements) addresses ICSU (International Council of Scientific Unions), the UMC (International Upper Mantle Committee) and all interested organisations with the request to continue recent crustal movements studies beyond 1970 — the year of the end of the third phase of the Upper Mantle Project.

2. The Commission on Recent Crustal Movements,

Taking into account the range and variety of its probems and

Considering the necessity of widening its structure in order to deal efficiently with these problems,

Requests the International Association of Geodesy to take the appropriate steps in order to secure, in an adequate form consistent with the IUGG's and IAG's statutes, the participation to its activities of;

a) Members designated by the IAG on the recommendation of its sections;

b) Representatives of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI), the International Association of the Physical Sciences of the Ocean (IAPSO) and the International Union of Geological Sciences (IUGS).

c) National representatives designated by the National Committees of Geodesy and Geophysics of the Member Countries of the IUGG;

3. The CRCM recommends that a special regional meeting on Recent Crustal Movements be held in the South-West Pacific region within the next two years, and

asks for the approval and support of the IAG, the IUGS, and the IASPEI.

The meeting will deal largely with Recent Crustal Movements in their relation to Seismisity in the Pacific region and will thus have special interest for Seismic Zoning and for the problem of Earthquake prediction.

4. The CRCM considering that the problem of the Continental Drift is of great interest to geodesists, astronomers, geophysicists, and geologists;

a) asks the Secretary General of IAG to take the necessary steps in order to promote an inter-union Commission for the study of the subject,

b) asks the president of CRCM to prepare a report on the results available and on future programs.

5. The Commission on Recent Crustal Movements,

attaching great importance to crustal movement studies on test-areas (geodynamic polygons),

a) requests the IAG General-Secretary to take the necessary measures to create a Special working group within the Commission on observations of recent crustal movements on test-areas, and

b) requests Prof. Yu. D. Boulanger, the General Reporter of IAG on this problem to prepare a review of the state of works on test areas in the member countries of IAG as well as the program of further researches.

6. Considering the great importance of the special symposium of the UMC on Phase Transition to the work of the CRCM, the CRCM ,

recommends to the General Secretary of IAG to send a representative of the Commission to the symposium in Canberra.

7. Considering the importance of exchange of the results of recent crustal movements researches, and taking into account the recommendation of the Guide for WDC (World Data Centers) on the exchange of the results of recent crustal movement studies (Upper Mantle Project, Guide, Point No 2) as well as the communication of the WDC-B that the exchange of the results is so far progressing on an unsufficient scale, the Commission on Recent Crustal Movements

recommends, that all the National Committees of the IUGG or their designated representatives should present to the WDC-A or WDC-B the data on recent crustal movement researches in accordance with the above mentioned Guide and contact the WDC's concerning data exchange.

8. The Commission on Recent Crustal Movements,

taking into account the high value of instrumental techniques for measurements of deformations of the Earth's crust, endorses the UMC proposal to compile and publish a review of projects carried out in different countries with this aim;

accepts the offer by the UK Upper Mantle Panel to undertake this work,

requests the National Committee and all participating organizations to contribute to this work and to cooperate with UK Upper Mantle Panel to send information on Earth strain measuring techniques.

9. The Commission on Recent Crustal Movements,

considering that a better understanding of movements of the Earth's crust can be obtained from observations of secular variations of gravity,

recommends that National Committees should carry out observations for secular variations in their countries.

Considering the fact that Finland and Sweden have succeeded in

measuring gravity differences between the points of a line in the Fennoscandian land uplift area with an accuratcy which makes it possible to obtain significant results in 5—10 years, CRCM

recommends that the above mentioned line of secular variation gravity points should be extended to the East beyond the Fennoscandian uplift area.

* * *

The participants in the Third International Symposium on Recent Crustal Movements extend their heartiest thanks and appreciation to the Academy of Sciences of the USSR, to the Leningrad Branch of the Academy and especially to the Arrangements Committee under the leadership of Prof. Yu. D. Boulanger and Prof. Yu. A. Mescherikov for the excellent facilities and programs provided during their meeting in the beautiful city of Leningrad.

Ю. Д. БУЛАНЖЕ

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЕ СЛОВО

Работа нашего симпозиума подходит к концу. Через несколько часов мы все разъедемся. Хотелось бы надеяться, что вы, наши гости, разъедетесь с добрыми воспоминаниями. Хотелось бы надеяться, что потраченное вами время не пропало даром и что вы узнали новое и увидели что-то новое, полезное для вас.

Я, лично, придаю очень большое значение таким встречам. Они помогают развивать международное сотрудничество, а без такого сотрудничества вряд ли мы быстро достигнем прогресса в решении нашей проблемы.

В заключение позвольте пожелать вам счастливого пути домой, радостных встреч дома в кругу своих близких и друзей.

До встречи на следующем симпозиуме!

J. D. BOULANGER

CONCLUDING REMARKS

Our work is coming to an end. In some hours we shall all depart. I should like to hope that you, our guests, will leave our country with kind memories. I should like to believe that the time spent here was not wasted and that you have learned something new, useful for you.

Personally I think these meetings are of great value. They help to develop international cooperation, without which we can hardly reach progress in the solution of our problem.

In conclusion allow me to wish you a happy way home, cheerful meetings at home with your friends and relatives.

Till we meet again at the next Symposium.

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Предисловие 5
Preface 7
Список участников симпозиума
List of participants of the Symposium 9
Программа симпозиума 15
Programme of the Symposium 21
Вступительное слово председателя Оргкомитета симпозиума, члена-корр. АН СССР Ю. Д. Буланже 27
Introductory word of Prof. J. D. Boulanger, Corresponding member of the USSR Acad. of Sciences, Chairman of the Arrangements Commitee of the Symposium 29
Приветствие председателя Советского Геофизического комитета, члена-корр. АН СССР В. В. Белоусова 31
Speech of welcome by Prof. V. V. Beloussov, Corresponding member of the USSR Acad. of Sciences, Chairman, Soviet Geophysical Commitee 32
Приветствие президента Международной ассоциации геодезии, проф. А. Марусси . 33
Speech of welkome by Prof. A. Marussi, President, International Association of Geodesy 34
Приветствие президента Международной комиссии по современным движениям земной коры, проф. Ю. А. Мещерякова 37
Speech of welcome by Prof. J. A. Mescherikov, President, International Commission on Recent Crustal Movements 42

ДОКЛАДЫ — PAPERS

Раздел I

Карты современных движений земной коры

Part I

Maps of Recent Crustal Movements

T. J. Kukkamäki – Report on the work of the Fennoscandian Sub-Commission (Об изучении современных движений в Фенноскандии /отчет председателя подкомиссии/) 49
L. Jones – Report of the Sub-Commission Western Europe for the period 1967–68 (Об изучении современных движений Западной Европы в 1967—68 гг. /отчет председателя подкомиссии/) 54
E. X. Halliday – Report on research into crustal movements. 1965–1968. United Kingdom activities (Доклад об исследованиях современных движений земной коры в 1965–68 г.г. Деятельность Соединенного Королевства) 55
J. A. Mescherikov – The map of recent crustal movements of Eastern Europe (О карте современных движений земной коры Восточной Европы) 58
B. K. Meade – Report of the Sub-Commission for North America (Об изучении современ-

ных движений земной коры в Северной Америке /отчет председателя подкомиссии/) 62
L. Asplund – Land uplift in Sweden (Поднятие земной коры в Швеции) 70
O. Simonsen – Some remarks on secular movements within Denmark (Некоторые замечания о вековых движениях в Дании) 84
P. Vyskochil – A comparison of preliminary maps of annual velocities of vertical crustal movements on the territory of the German Democratic Republic, of the Polish People's Republic and of the Czechoslovak Socialist Republic (Сравнение предварительных карт годовых скоростей вертикальных движений земной коры на территории ГДР, ПНР и ЧССР) 93
P. Jovanovich – The summarizing map of velocities of recent vertical crustal movements in Jugoslavia founded on data of relevellings in the levelling network of high precision (Сводная карта скоростей современных вертикальных движений Югославии, основанная на материалах нивелирной сети высокой точности.) 100
Г. Трэистару, Н. Дину – Предварительные результаты изучения движений земной коры при помощи повторного нивелирования на территории Социалистической Республики Румынии 104
G. Traistary, N. Dinu – Preliminary results of studying the problems of recent crustal movements defined by repeated levelling on the territory of the Socialist Republic of Roumania (summary) 109
L. A. Kashin – On the program for a high-precision levelling in the USSR 109
Л. А. Кашин – Программа высокоточного нивелирования в СССР (резюме) 112
I. I. Entin – About compilation of a summary map of velocities of movements of the Earth's surface in the European part of the USSR and in the Caucasus (О составлении сводной карты скоростей движений земной поверхности Европейской части СССР и Кавказа) 113
D. A. Lilienberg, L. E. Setunskaya – Methods and some results of geological-geomorphological inspection of signs of repeated levelling 116
Д. А. Лилиенберг, Л. Е. Сетунская – Методика и некоторые результаты геолого-геоморфологического обследования знаков повторного нивелирования (резюме) 125
Г. А. Желнин, М. И. Ковалевский, И. П. Лесис – Развитие работ по изучению современных движений в Прибалтике 127
G. A. Zhelnin, M. I. Kovalevsky, I. P. Liesis – Development of investigations into recent crustal movements in the Baltic region (summary) 133
А. П. Рождественский, Ю. Е. Журенко – Современные тектонические движения восточной части Русской платформы и Урала и их связь со строением земной коры 134
A. P. Rozhdestvensky, J. E. Zhurenko – Recent tectonic movements of the eastern part of the Russian platform and the Urals and their connection with the structure of the Earth's crust (summary) 141
Д. А. Лилиенберг, В. А. Матцкова, С. К. Горелов, Н. В. Думитрашко, В. М. Муратов – Карта современных вертикальных движений и морфоструктуры Кавказа 142
D. A. Lilienberg, V. A. Matzkowa, S. K. Gorelov, N. V. Dumitrashko, V. M. Mouratov – Map of recent vertical crustal movements and morphostructures of Caucasus (summary) 155
A. Hamilton – Summary report on studies of recent crustal movements in Canada (Сводный доклад о работах по изучению современных движений в Канаде) 156
N. F. Braaten – Report on program for determining vertical crustal movements in the United States (Программа определений вертикальных движений земной коры в США) 161
S. Miyamura – Report on summary maps of recent crustal movements in Japan (Сводные карты современных движений земной коры в Японии) 164

А. Ф. Грачев, П. М. Долуханов—Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии 173
A. F. Grachev, P. M. Dolukhanov – Comparative analysis of the postglacial crustal movements of Canada and Fennoscandia based on radiocarbon data (summary) . . 187
Н. И. Николаев – О составлении карт новейшей тектоники Европы и мира (On compilation of maps of neotectonics of the Europe and world) 188
H. W. Wellman – World catalogue of historical faulting for I.U.G.S. (Всемирный каталог дизъюнктивных нарушений, активных в историческое время — проект МСГН) 193

Раздел II

Вопросы океанографии

Part II

Problems of Oceanography

R. Sigl – On the activity of IAG Special Study Group No. 22 (О деятельности специальной исследовательской группы № 22 МАГ /„Средний уровень моря“/) 197
S. V. Pobedonostsev – Determination of required term length of mean annual level values for computation of recent vertical crustal movements with prescribed precision . . . 206
С. В. Победоносцев – Определение необходимой длины ряда среднегодовых значений уровня для вычисления современных вертикальных движений земной коры с заданной точностью (резюме) 208
T. Wyrzykowski – Polish geodetic works connected with research about mean sea level and recent vertical movements of the Earth's crust along the southern coast of the Baltic sea (Геодезические работы в Польше, связанные с изучением среднего уровня моря и современных вертикальных движений земной коры вдоль южного побережья Балтийского моря) 209
P. Kaitera – Reasons for the long-term changes in sea level (О причинах долгопериодических колебаний уровня моря) 211

Раздел III

Наблюдения на полигонах

Part III

Observations on the Polygons

J. D. Boulanger—The study of recent crustal movements on complex polygons (Изучение движений земной коры на комплексных полигонах) 231
B. K. Meade – Annual rate of slippage along the San Andreas fault (Годовая скорость смещения по разлому Сан-Андреас) 233
K. Gerke – Measurement of recent crustal movements in Iceland (Геодезические определения современных движений земной коры в Исландии) 237
H. Thurm – Das Testgebiet in der Elbtalzone südöstlich Dresden zur komplexen Untersuchung rezenter Krustbewegungen (Полигон в зоне долины Эльбы к ю-в от Дрездена для комплексного изучения современных движений земной коры) 246
A. Lang – Vorläufige Ergebnisse einiger geodätischer Untersuchungen über horizontale Krustbewegungen in der Elbtalzone (Предварительные результаты геодезических исследований горизонтальных движений земной коры в зоне долины Эльбы) . . 256
P. Bankwitz – Rezente horizontale Krustbewegungen entlang der Elbelinie (südlich von Dresden) in geologischer Sicht (Современные горизонтальные движения земной коры вдоль зоны Эльбы /южнее Дрездена/ в геологической интерпретации) . . . 266
H. Mälzer – Comparison of the first and second levelling in the Upper Rhinegraben and Black Forest for relative vertical movements (Относительные вертикальные движения в Верхне-Рейнском и Шварцвальдском грабенах по результатам двух нивелировок) 273

L. Bendefy – The character and extent of rotational crustal movements in the area of Budapest (Природа и интенсивность вращательных движений земной коры в районе Будапешта) 281
A. Marich, M. Dzordzevich – The organization of a stationary polygon for the complex study of recent crustal movements in the region of Skopje (Организация стационарного полигона для комплексного изучения современных движений земной коры в районе Скопье) 288
И. Д. Гофштейн, В. И. Сомов – Результаты повторного нивелирования в Советских Карпатах и их интерпретация 295
I. D. Hofstein, V. I. Somov – The results of the repeated levelling in the Soviet Carpathians and their interpretation (summary) 301
А. Г. Бондарук, П. Е. Курочкин, А. И. Осецкий, Р. Я. Самарский, К. Ф. Тяпкин – Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими 303
A. G. Bondaruk, P. E. Kurochkin, A. I. Ossetsky, R. Y. Samarsky, K. F. Tyapkin – Contemporary movements inside the Ukrainian shield and their connection with pre-cambrian (summary) 308
В. С. Вереда, В. А. Сидоров, Б. К. Юрченко, В. Г. Суровцев – Изучение современных тектонических движений на Донбасском полигоне 309
V. S. Vereda, V. A. Sidorov, B. K. Urchenko, V. G. Surovtsev – Study of the recent crustal movements in the Donbass polygon (summary) 314
П. П. Казанчян – Из опыта исследований современных движений земной коры в Армении 316
P. P. Kazanchyan – On the experience of studying recent crustal movements in Armenia (summary) 321
D. A. Lilienberg, I. N. Meshcherskyi – On the role of tectonic and non-tectonic factors in recent deformations of the Earth's surface (by studies carried out on the Apsheron peninsula) 322
Д. А. Лилиенберг, И. Н. Мещерский – О роли тектонических и нетектонических факторов в современных деформациях земной поверхности (по исследованиям на Апшеронском полуострове) – резюме 332
М. К. Курбанов, С. К. Горелов, С. С. Челпанов – Изучение деформаций земной коры на Ашхабадском геофизическом полигоне 334
M. K. Kurbanov, S. K. Gorelov, S. S. Chelpanov – Study of the Earth's crust deformation on the Ashkhabad geophysical polygon (summary) 341
Г. А. Мавлянов, Г. Ф. Тетюхин, Ш. У. Арсланбеков, А. П. Райзман, Р. Н. Ибрагимов, Д. Х. Якубов – Современные тектонические движения в Центральных Кызылкумах 341
G. A. Mavlyanov, G. A. Tetyukhin, Sh. U. Arslanbekov, A. P. Rayzman, R. N. Ibragimov, D. Kh. Jakubov – Recent tectonic movements in Central Kyzylkum (summary) 349
J. D. Boulanger, A. K. Pevnev, E. A. Finko, V. B. Enman, V. N. Shatsky, Recent vertical crustal movements in the zone of the active Surkhob fault in Middle Asia (Современные вертикальные движения земной коры в зоне активного Сурхобского разлома в Средней Азии) 350

Раздел IV

Движения земной коры и сейсмичность

Part IV

Crustal Movements and Seismicity

M. Mizoue – Types of crustal movements accompanied with earthquakes in the inner NE Japan (Типы движений земной коры, связанные с землетрясениями во внутренней части с-в Японии) 357

R. O. Burford, J. P. Eaton, L. C. Pakiser – Crustal strain and micro seismicity investigations at the National Center for Earthquake Research of the United States Geological Survey (Изучение напряжений земной коры и микросейсмичности в Национальном научно-исследовательском центре землетрясений Геологической службы США) 370
В. П. Солоненко, Р. А. Курушин, О. В. Павлов, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских, А. П. Шмотов – Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области 377
V. P. Solonenko, R. A. Kurushin, O. V. Pavlov, S. D. Hilko, V. S. Khromovskih, A. P. Shmotov – Recent catastrophic Earth's crust movements in the Mongolia-Baikal seismic region (summary) 384
Г. А. Мавлянов, Н. А. Корешков, В. И. Уломов, Р. Н. Ибрагимов, К. О. Ланге, А. П. Райзман, Д. Х. Якубов – Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения 385
G. A. Mavlyanov, N. A. Koreshkov, V. I. Ulomov, R. N. Ibragimov, K. O. Lange, A. P. Rayzman, D. Kh. Jakubov – Recent movements of the Earth crust in the area of the Tashkent earthquake (summary) 396
О. И. Юркевич – О возможности оценки времени подготовки землетрясений по медленным движениям поверхности земли 397
O. I. Jurkevich – On the possibility of evaluation of the preparation time of earthquakes according to the slow movements of the Earth's surface (summary) 404
М. В. Гзовский, А. А. Никонов – Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью 405
M. V. Gzovsky, A. A. Nikonov – Comparison of quantitative characteristics of recent and young crustal movements in different tectonic and seismic areas (summary) . . 411

Раздел V

Дрейф континентов

Part V

Continental Drift

А. А. Михайлов, В. П. Щеглов – Итоги и перспективы изучения дрейфа континентов астрономическими методами 415
A. A. Mikhailov, V. P. Shcheglov – On the investigation of continental drift by astronomical observations (summary) 421
Wm. Markowitz – The detection of continental drift (Определение континентального дрейфа) 421
A. Stoyko, N. Stoyko – Variations de latitudes et longitudes et le mouvement de l'ecorce terrestre (Вариации широты и долготы и движения земной коры) 425
Е. Хёпфнер – О точности классического метода определения долгот для изучения современных горизонтальных движений земной коры (On the accuracy of the classic method of determination of longitudes for studying horizontal crustal movements) . 438
G. Teleki – The comparison of latitude variations calculated from observations in Belgrade and Jozefoslaw (near Warsaw) (Сравнение широтных изменений, полученных из наблюдений в Белграде и Иосифославе /около Варшавы/) 440

Раздел VI

Методы и инструменты

Part VI

Methods and Instruments

Н. С. Благоволин, А. Н. Щеглов – Применение археолого-геоморфологического метода для анализа современных деформаций земной поверхности и колебаний уровня моря 447

N. S. Blagovolin, A. N. Shcheglov – The application of archaeologic-geomorphological method to the analysis of recent deformations of the Earth's crust and sea level changes (summary) . . . 453
L. Åse – Shore-displacement in the vicinity of Stockholm during the last 4.000 years (Изменение береговой линии в районе Стокгольма за последние 4000 лет) . . . 455
H. W. Wellman – Active faulting in New Zealand (Активные разломы в Новой Зеландии) . . . 459
L. Jones, A. Van den Auwelant – Mesure de mouvement vertical a l'aide de niveaux hydrostatiques et optiques (Измерение вертикальных движений с помощью гидростатических и оптических уровней) . . . 463
U. Rosenbach, H. Jakoby – First experiences with the Askania borehole tiltmeter (Earth tide pendulum) (О результатах первых исследований наклономером типа „Аскания") . . . 467
W. Manthey – Erprobung der registrierenden Schlauchwaage – ein methodischer Beitrag zur Beobachtung rezenter Krustenbewegungen (Прибор для гидростатического нивелирования с автоматической регистрацией – методический вклад в наблюдения современных движений) . . . 478
G. H. Cabaniss, R. K. McConnel – Recent trends in crustal tilt measurements (Современные направления в измерениях земных наклонов) . . . 484
Д. И. Маслич – Возможности использования одновременного геодезического нивелирования для изучения современных вертикальных движений земной коры в горных условиях . . . 488
D. I. Maslich – Possibility of application of simultaneous geodetic levelling for investigation of current vertical movements of the Earth's crust in mountain regions (summary) 492
T. J. Kukkamäki – On observation of secular variation of gravity in Fennoscandia (О наблюдениях за вековыми изменениями силы тяжести в Фенноскадии) . . . 494
В. К. Христов – Уравнивание скоростей нивелирных точек (Adjustment of velocities of levelling points) . . . 495
V. Vyskochil – Maps of recent vertical crustal movements and their accuracy (Карты современных движений земной коры и их точность) . . . 498
H. Pelzer, T. U. Brunswick – Test of the observations in determining movements of the Earth's crust (Критерий наблюдений при определении движений земной коры) . 501
А. А. Изотов – Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры (Modelling of horisontal crustal movements) . . . 507

Раздел VII

Общие вопросы

Part VII

General Questions

Е. В. Артюшков – О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях . . . 517
E. V. Artyushkov – On the origin of recent crustal movements in platform regions (summary) . . . 523
L. Miskolczi – Remarks on some problems of the vertical Earth's crust movement (Замечания по некоторым проблемам вертикальных движений земной коры) . . . 523
Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаев, В. Г. Колмогоров, В. Г. Черемисин, В. И. Щеглов – Вопросы теории и постановка наблюдений временных возмущений гравитационного и магнитных полей и движений земной поверхности в аспекте современных глубинных процессов . . . 527
E. E. Fotiady, G. I. Karataev, V. G. Kolmogorov, V. G. Cheremisin, V. I. Shcheglov – Theory questions and organisation of observations of temporal gravity and magnetic fields disturbances and Earth surface movements in the aspect of recent deep tectonic processes (summary) . . . 535

V. F. Jeremeyev, M. I. Jurkina – On determination of crustal movements (Об определении движений земной коры) 536
О. М. Знаменская – Описание маршрута научной экскурсии 541
O. M. Znamenskaya – The itinerary of scientific excursion 550
Резолюция 554
Resolution 556
Ю. Д. Буланже – Заключительное слово 558
J. D. Boulanger – Concluding remarks 558

Проблемы современных движений земной коры
(Труды III Международного симпозиума)
СССР, Ленинград, 1968 г.

Сдано в набор 22.I.1969 г. Подписано в печать 13.VI.1969 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$-35,5 печ. листа. Тираж 1000+50 экз. Т-14035.
Цена 2 рб. 20 коп.

Отпечатано в типографии им. К. Пожелы, гор. Каунас,
ул. Гедимино 10. Заказ № 73.

5406