МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР –
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН в гор. БИШКЕК (КИРГИЗИЯ)

НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
в г. БИШКЕК (КИРГИЗИЯ)

ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

INTERNATIONAL RESEARCH CENTER – GEODYNAMIC PROVING GROUND,
BISHKEK

RESEARCH STATION, RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES,
BISHKEK

INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL GEOSCIENCES,
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

JOINT INSTITUTE FOR HIGH TEMPERATURES,
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

RECENT GEODYNAMICS OF INTRACONTINENTAL AREAS OF COLLISION MOUNTAIN BUILDING (CENTRAL ASIA)

MOSCOW
SCIENTIFIC WORLD
2005

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТЕЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО КОЛЛИЗИОННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

МОСКВА
НАУЧНЫЙ МИР
2005

Editor board:
N.P. Laverov (editor-in-chief), *I.T. Aitmatov, A.B. Bakirov, A.M. Fridman, Yu.G. Leonov, V.A. Zeigarnik, V.I .Makarov* (responsible editor), *A.M. Novikov, G.G .Shchelochkov*

Reviewers: *V.G .Trifonov, Yu.K .Shchukin*

By: *V.I.Makarov, K. Ye.Abdrakhmatov, I.T. Aitmatov, A.B.Bakirov, V.D.Bragin, A.D.Duchkov, A.M.Fridman, M.D.Imanbaeva, Z.A.Kalmetieva, K.Ch.Kozhogulov, M.G.Leonov, O.M.Lesyk, V.A.Novikov, V.S. Ponomarev, A.K.Rybin, T.M.Sabitova, A.L.Strom, I.A.Torgoev, G.G.Shchelochkov, V.A.Zeigarnik, A.V.Zubovich, A.A.Adamova, Yu.G.Aleshin, A.A.Avagimov, N.Kh.Bagmanova, V.Yu.Batalev, E.A.Bataleva, L.M.Bogomolov, A.N.Lobanchenko, R.A.Maksumova,Z.A.Medjitova, E.L.Mozoleva, A.V. Nikolaev, O.V.Nikolskaja, E.V. Polyachenko, A.V.Ponomarev, A.Ya. Popov, I.V.Safronov, G.A.Sobolev, L.S.Sokolova, N.T.Tarasov, N.V.Tarasova, S. Tompson, V.S.Yakovenko, N.G.Yalymov*

RECENT GEODYNAMICS OF AREAS OF INTRACONTINENTAL COLLISION MOUNTAIN BUILDING (CENTRAL ASIA). – Moscow: Scientific World, 2005. – 400 p., 32 color fig.

Deep structure, neotectonics and recent geodynamics of the vast north-western part of Central Asia are considered. The main object is the belt of intraplate (intracontinental) late Cenozoic mountain building of the Tien Shan and adjacent areas. It is the most studied and representative mountain site of such type. The main features of the structure and the history of creation of the continental crust, which became the base mountain ranges, as well as the main characteristics of neotectonic structure and kinematics are represented. The special part of the book is devoted to gravitational, magnetic and heat fields, to results of magnetotelluric sounding and seismotomography, which are the base for conclusions about deep structures of the areas under consideration. There are given different characteristics of manifestations of recent tectonic activity of the Tien Shan (seismicity, faulting, astronomical and topographical evidences, results of more then 10 years large-scale GPS-measurements, variations of contents and regime of underground water, strain state variation etc.). There are considered geodynamic consequences of artificial impact on geological media and questions about reasons, sources and mechanisms of mountain-building deformations of the Earth's crust.

For specialists in neotectonics, seismotectonics, geomorphology, geophysics, recent geodynamics of continents and geodynamic hazards assessment.

Published with financial support of the Ministry for education and science of Russia and CRDF (grant KYG2-1002-B1-02)

Photographies at the book-jacket are made by V. Batalev. At the frontispiece there is a colored and shaded rendering of composite Central Asia DEM at ~500 m resolution.

УДК 551.
ББК 26.324:26.21
С56

Редакционная коллегия:
Н.П. Лаверов (главный редактор), *И.Т. Айтматов, А.Б. Бакиров, Ю.Г. Леонов, В.А. Зейгарник, В.И. Макаров* (отв. редактор), *А.М. Новиков, А.М. Фридман, Г.Г. Щелочков*

Рецензенты: *В.Г. Трифонов, Ю.К. Щукин*

А в т о р ы: *В.И.Макаров, К.Е.Абдрахматов, И.Т.Айтматов, А.Б.Бакиров, В.Д.Брагин, А.Д.Дучков, В.А.Зейгарник, А.В.Зубович, М.Д.Иманбаева, З.А.Кальметьева, К.Ч.Кожогулов, М.Г.Леонов, О.М.Лесик, В.А.Новиков, В.С.Пономарев, А.К.Рыбин, Т.М.Сабитова, А.Л.Стром, И.А.Торгоев, А.М.Фридман, А.А.Авагимов, А.А.Адамова, Ю.Г.Алешин, Н.Х.Багманова, В.Ю.Баталев, Е.А.Баталева, Л.М.Богомолов, А.Н.Лобанченко, Р.А.Максумова, З.А.Меджитова, Е.Л.Мозолева, А.В.Николаев, О.В.Никольская, Е.В. Поляченко, А.В.Пономарев, А.Я. Попов, И.В.Сафронов, Г.А.Соболев, Л.С.Соколова, Н.Т.Тарасов, Н.В.Тарасова, С.Томпсон, Г.Г.Щелочков, В.С.Яковенко, Н.Г.Ялымов*

С56 СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТЕЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО КОЛЛИЗИОННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ). – М.: Научный мир, 2005. – 400 с., 32 с. цв. вклейки.

ISBN 89-176-321-4

Книга посвящена различным аспектам глубинного строения, новейшей тектонике, современных движений и геодинамики обширной части Центральной Азии. Основным объектом рассмотрения является Тяньшанский пояс позднекайнозойского (новейшего) внутриплитного (внутриконтинентального) горообразования и смежные территории. На сегодняшний день это одна из наиболее изученных и представительных в этом отношении областей. Рассмотрены главные черты строения и истории формирования континентальной коры, ставшей основанием новейших горных сооружений, а также основные характеристики их неотектонической структуры и кинематики движений. Отдельная часть книги посвящена характеристике гравитационного, магнитного и теплового полей, результатам магнитотеллурических зондирований и сейсмотомографических исследований, на основе которых сделаны выводы о глубинном строении рассматриваемых областей. Дана многосторонняя оценка проявлений современной тектонической активности Тянь-Шаня (сейсмичность, разрывные смещения, астрономические и топографические свидетельства, результаты светодальномерных и более чем 10-летних широкомасштабных повторных геодезических измерений (GPS) современных движений, вариации состава и режима подземных вод, вариации напряженно-деформированного состояния массивов горных пород и геофизических полей). Проанализированы геодинамические следствия искусственных воздействий на геологическую среду, вопросы о возможных причинах, источниках и механизмах горообразовательных деформаций земной коры.

Для специалистов в областях новейшей тектоники и сейсмотектоники, геоморфологии, геофизики, современной геодинамики континентов и оценки геодинамических опасностей.

Издание осуществлено частично при поддержке Министерства образования и науки Российской федерации и Американского фонда гражданских исследований и развития независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF, грант KYG2-1002-B1-02)

На обложке и форзацах приведены фотографии В.Ю. Баталева и цифровая модель рельефа Центральной Азии

ISBN 89176-321-4

© Коллектив авторов, 2005
© Научный мир, 2005

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 9

ВВЕДЕНИЕ (*В.И. Макаров, Г.Г. Щелочков*) 13

ЧАСТЬ I. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ 19

I.1. Основные черты строения доорогенного субстрата (*А.Б. Бакиров, Р.А. Максумова*) 20

I.2. Новейшая тектоническая структура и кинематика движений (*В.И. Макаров*) 32

ЧАСТЬ II. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЛИТОСФЕРЫ 51

II.1. Гравитационное поле (*В.Д. Брагин, А.Н. Лобанченко*) 52

II.2. Магнитное поле (*В.Д. Брагин, А.Н. Лобанченко*) 58

II.3. Тепловой поток (*А.Д. Дучков, Л.С. Соколова*) 66

II.4. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований (*А.К. Рыбин, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.И. Макаров, И.В. Сафронов)* 79

II.5. Скоростные характеристики и модели строения земной коры и верхней мантии (*В.Д. Брагин, А.Н. Лобанченко, А.Я. Попов*) 96

II.6. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований (*Т.М. Сабитова, А.А. Адамова, З.А. Меджитова, Н.Х. Багманова*) 118

ЧАСТЬ III. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ 135

III.1. Сейсмичность: пространственно-временное распределение, механизмы очагов и природа землетрясений (*З.А. Кальметьева*) 136

III.2. Современные движения земной коры по геологическим данным (*В.И. Макаров, К.Е. Абдрахматов, С. Томпсон*) 157

III.3. Палеосейсмодислокации и палеосейсмичность (*К.Е. Абдрахматов, С. Томпсон*) 177

III.4. Данные наземных инструментальных измерений о современных движениях земной коры ... 189
Современные движения земной коры по данным астрономических наблюдений (*В.И. Макаров*) ... 189
Современные движения земной коры по данным топографических съемок (*В.И. Макаров*) ... 193
Современные движения земной коры по данным светодальнометрии (*О.М. Лесик*) ... 197
III.5. Данные спутниковой геодезии о современных движениях земной коры (*А.В. Зубович*) ... 201
III.6. О связи электропроводности и современных движений земной коры (*А.М. Фридман, Л.М. Богомолов, В.Д. Брагин, В.А. Зейгарник, А.В. Зубович, В.И. Макаров, Е.В. Поляченко, Г.А. Соболев, Г.Г. Щелочков*) ... 219
III.7. Геодинамические следствия внешних воздействий на геологическую среду и возможности снятия избыточных напряжений для снижения риска геодинамических опасностей (*А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник, А.В. Николаев, В.А. Новиков, А.В. Пономарев, Г.А. Соболев, Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова*) ... 224
Сейсмичность, наведенная природными и техногенными процессами ... 224
Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Северного Тянь-Шаня ... 232
Физическое моделирование воздействия электромагнитных импульсов на сейсмичность ... 244
Управляемая разрядка тектонической энергии и снижение сейсмической опасности ... 248
III.8. Моделирование геологической среды для выявления энергонасыщенных объемов (*В.С. Пономарев, В.И. Макаров*) ... 249

ЧАСТЬ IV. ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ РАЗВИТИЯ ... 261
IV.1. Вариации локальных полей напряжений в верхней части земной коры (*И.Т. Айтматов, К.Ч. Кожогулов*) ... 262
IV.2. Геодинамические и геомеханические аспекты проявления оползневых процессов (*И.Т. Айтматов, К.Ч. Кожогулов, О.В. Никольская*) ... 270
IV.3. Вариации режима подземных вод под влиянием изменений напряженно-деформационного состояния геологической среды (*О.М. Лесик*) ... 277
IV.4. Вариации гидрогеохимических параметров подземных вод, обусловленные геодинамическими процессами (*М.Д. Иманбаева, О.М. Лесик, Е.Л. Мозолева, В.С. Яковенко*) ... 285
IV.5. Тектоника, сейсмичность и обвально-оползневые процессы (*А.Л. Стром, К.Е. Абдрахматов, К.Ч. Кожогулов, О.В. Никольская*) ... 290

IV.6. Геодинамический и геоэкологический мониторинг геологической среды для снижения оползневой опасности (*И.А. Торгоев, Ю.Г. Алешин*) 299

ЧАСТЬ V. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРИРОДА НОВЕЙШИХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ УСЛОВИЯХ 318

V.1. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия (*А.Б. Бакиров*) 318

V.2. Альпийский этап в геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня (на примере Гиссаро-Алайской системы) (*М.Г. Леонов*) 327

Современный структурно-формационный план 328

Доальпийское время 329

Альпийский этап 331

Общие закономерности формирования альпийской морфоструктуры 341

Модель альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня 342

V.3. Взаимосвязь Тянь-Шаня с его обрамлением и механизмы внутриконтинентальных горообразовательных процессов (*В.И. Макаров*) 349

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (*В.И. Макаров*) 367

ЛИТЕРАТУРА 372

Посвящается памяти Юрия Андреевича Трапезникова – организатора широкомасштабных геодинамических исследований в Центральной Азии

ПРЕДИСЛОВИЕ

В мировой науке геодинамическим исследованиям, направленным на реконструкцию напряженно-деформированного состояния земной коры и литосферы в целом, уделяется огромное внимание. Знание характеристик этого состояния и их пространственно-временного распределения весьма важно для решения многих фундаментальных и прикладных проблем в науках о Земле. В перечне многочисленных вопросов современной теоретической геологии наименее понятными остаются вопросы о глубинных процессах, источниках энергии, механизмах деформаций, происходящих на разных уровнях литосферы, и происхождении внутриконтинентальных орогенов. Очевидно, что в силу высокой активности эндогенных и связанных с ними экзогенных геологических процессов (сейсмичность, оползни, сели, таяние и подвижки ледников, наводнения, техногенные воздействия и др.) эти вопросы представляют не только теоретический интерес.

Центральная Азия в целом и наиболее изученная Памиро-Тяньшанская область в ее составе со второй половины XIX столетия и поныне остаются объектами особого внимания специалистов наук о Земле, в том числе геологов, геофизиков, сейсмологов, металлогенистов, горняков и экологов. Отличаясь исключительно хорошей обнаженностью и глубочайшей расчлененностью, они предоставляют для непосредственного наблюдения и детального изучения великолепные естественные разрезы геологических формаций весьма большого возрастного диапазона (от глубокого докембрия до современности) и генетического разнообразия. Не случайно эта территория, которая прошла сложную геологическую эволюцию и с некоторых пор, с конца мезозоя и начала кайнозоя, находится во внутренней части обширнейшего Евразиатского континента, была и остается природной лабораторией для разработки многих фундаментальных и прикладных направлений в геологии, геофизике и сейсмологии. В том числе и, может быть, в первую очередь это касается самых разных аспектов процессов горообразования, как древнего, так и, особенно, современного или, точнее, позднекайнозойского. Вспомним, что именно Памир и Тянь-Шань, наряду с молодыми горными сооружениями южной Сибири, в трудах В.А. Обручева и С.С. Шульца, дали начало новому успешно развивающемуся направлению в геотектонике – неотектонике или новейшей тектонике.

В рамках господствующей ныне парадигмы тектоники литосферных плит современные горные системы Центральной Азии представляют особый интерес, как первоклассный и, может быть, лучший объект для изучения процессов коллизионного внутриконтинентального горообразования. Геодинамика Памиро-Тяньшанской области охватывает широкий круг вопросов, которые могут быть успешно решены только путем мультидисциплинарных научных исследований фанерозойской истории, глубинной структуры, динамики и кинематики деформаций земной коры, сейсмологии. На основе комплексных наблюдений от земной поверхности до мантии включительно здесь возможна разработка модели геодинамических условий горообразовательных процессов.

То, что сегодня известно о структуре и эволюции земной коры Тянь-Шаня, является результатом многолетних систематических исследований ученых и специалистов России, Казахстана, Кир-

гизии, Китая, Таджикистана и Узбекистана. В последние 10–15 лет исследованием данного региона активно занимаются также ученые США, Германии, Франции, Бельгии и других стран. С 1992 года геолого-геофизические исследования, проводимые на Тянь-Шане, дополнились широкомасштабным изучением современных тектонических движений, которое выполняется на основе средств и методов спутниковой геодезии (GPS). Первостепенной целью этих исследований является установление векторов и величин перемещений блоков земной коры во всем поясе Тянь-Шаня, на основе чего предполагается получить новые фундаментальные знания о современной геодинамике этого пояса во всем его объеме.

Большой интерес ученых разных стран к изучению указанных выше и других проблем и вопросов в горных областях Центральной Азии побудил к кооперации их усилий. Одним из актов такой кооперации явилось создание Международного научно-исследовательского центра – геодинамического полигона (МНИЦ-ГП) на основе Научной станции и Опытно-методической электромагнитной экспедиции Института высоких температур РАН (с 2004 г. НС Отделения наук о Земле РАН) и других заинтересованных научных организаций Киргизии и России. Этот центр учрежден по инициативе Президента Киргизской Республики в соответствии с Соглашением между правительствами Российской Федерации и Киргизской Республики от 31 декабря 1997 года. Центр является международной межправительственной организацией и осуществляет свою деятельность на принципах его открытости для всех заинтересованных государств, их равноправного взаимовыгодного сотрудничества. Основная цель создания МНИЦ-ГП – объединение усилий, научного, материального и финансового потенциала заинтересованных государств, организаций и ученых для проведения совместных научных исследований в области геодинамики.

На заседании 17 апреля 2001 г. Комитет полномочных представителей Правительства Российской Федерации и Правительства Киргизской республики утвердил программу МНИЦ-ГП на 2000–2005 гг.: “Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорного Тянь-Шаня”. В разработке этой программы приняли участие ученые и специалисты из России, Киргизии и США. Она предполагала на основе современных знаний и имеющихся аппаратурных средств продолжить исследования следующих взаимосвязанных проблем геодинамики Центральной Азии:

1. Геодинамика новейшего внутриконтинентального горообразования.
2. Напряженно-деформационное состояние и глубинное строение литосферы Тянь-Шаня.
3. Сейсмотектонические, геоэкологические и инженерно-геологические аспекты новейшей тектоники и современной геодинамики Тянь-Шаня.

В выполнении этой программы в рамках самостоятельных проектов могут принимать участие международные и национальные научно-исследовательские организации и учреждения, а также отдельные ученые и специалисты государств, как являющихся, так и не являющихся членами МНИЦ-ГП. В настоящее время в совместных исследованиях, проводимых на базе МНИЦ-ГП, участвуют ученые из России, Казахстана, Киргизстана, США, Бельгии.

В числе нерешенных проблем и вопросов наиболее принципиальные связаны с выявлением природы и закономерностей внутриконтинентального горообразования, в том числе (1) реконструкция проявленной на поверхности орогенной структуры в более глубоких горизонтах коры; (2) выявление структур и процессов в нижней коре и верхней мантии и возможных связей их с верхнекоровыми структурами; (3) установление и мониторинг поля скоростей современных движений и деформаций земной коры для оценки тенденций их развития; (4) создание геодинамической модели коллизионного внутриконтинентального горообразования во всем объеме литосферы; (5) учет геодинамических факторов в оценке и прогнозировании экологических и инженерно-геологических опасностей.

При проведении геодинамических исследований, наряду с изучением морфологии и закономерностей локализации новейших структур, скоростей новейших и современных тектонических движений, важнейшей задачей является выявление неоднородностей литосферы. Особую роль в этом играют слои, в которых наблюдаются аномалии или инверсии физических параметров: скорости распространения упругих волн, плотности, электропроводности, упругих свойств и другие.

Могут иметь место смещения относительно этих слоев и друг относительно друга выше- и нижележащих слоев литосферы. Инверсионные слои обусловливают и обеспечивают структурно-динамическую расслоенность литосферы, способствуют реализации межслоевых смещений и разделяют вещественно-структурные этажи, обеспечивая относительную автономность этих слоев при деформации. Исследования неоднородностей литосферы предполагают изучение плотностных и упругих параметров на основе сейсмотомографических моделей, созданных и развиваемых в последние годы. Магнитотеллурические исследования позволяют оценить распределение существующих вариаций электрического сопротивления земной коры и верхней мантии, которые могут быть сопоставлены с лабораторными измерениями для выявления температурного распределения, зон частичного плавления, флюидонасыщенности и других характеристик физического состояния коры и мантии.

Интенсивные горообразующие процессы, которые начались в Тянь-Шане в позднем эоцене и активно продолжаются до наших дней, характеризуются тангенциальным сжатием ранее сформированной гетерогенной земной коры, развитием крупных рельефообразующих линейных складок, надвигов, взбросов, сдвигов и т.д. Эти процессы обусловливают сложное напряженное состояние литосферы. Исследования по Кольской сверхглубокой скважине показали существование в земной коре, наряду с зонами перегруженных пород (15–20 кбар), зон разгрузки напряжений (0,4 кбар). В зависимости от PT-условий и флюидонасыщенности меняется физическое состояние пород и происходят различные фазовые преобразования вещества. Принципиально такую же картину предполагается установить и в литосфере Тянь-Шаня. Это возможно лишь при комплексном подходе, с использованием, наряду с упругими характеристиками и электрическими свойствами, данных о тепловом потоке, о распределении силы тяжести, магнитных аномалий, а также сведений об изостатическом состоянии земной коры.

Важнейшей особенностью программы в части сейсмогеодинамических исследований является комплексный подход к решению проблемы реконструкции напряженного состояния земной коры Тянь-Шаня. Конечной целью исследований является приложение результатов измерения скоростей современных движений методами космической геодезии (GPS) в сочетании с данными структурно-геологических исследований к реконструкции геодинамической эволюции региона, определению палео- и современных тектонических напряжений, что, в конечном счете, позволит более обоснованно подойти к решению проблемы прогноза землетрясений.

В реализации научной программы активно участвуют академические институты и производственные организации России (ОИВТ РАН, ИГЭ РАН, ГИН РАН, ОИФЗ РАН, ИНАС АН, ИГГД РАН, СО РАН, ИО РАН, МГУ им. Ломоносова), Киргизской республики (ИС НАН, ИГ НАН, ИФМГП НАН, Агентство по геологии), Казахстана (ИС МОН, ИГ МОН, Казселезащита), США (Массачусетский технологический институт, университеты штатов Вашингтон, Индиана, Орегон, Пенсильвания, Центральный, Ранселлеровский политехнический институт, Морской исследовательский институт в Монтерей Бэй, Калифорнийский институт в Риверсайде, Институт планетарной геофизики и океанографии в Сан Диего, Геологическая служба). Сходные исследования выполняют здесь ученые Германии (Потсдамский Центр изучения Земли и Мюнхенский университет) совместно с геодезическими службами Киргизии, Таджикистана и Китая. Здесь работают также ученые Бельгии и Швейцарии. Все больший интерес к этим исследованиям проявляют специалисты Узбекистана и Таджикистана.

В течение относительно небольшого срока (немногим более 10 лет, если вести счет с 1992 года, с начала крупномасштабных измерений современных движений земной коры Тянь-Шаня и изучения его современной геодинамики с применением GPS-технологий) сделан значительный рывок в применении новых подходов, средств и методов исследований и получении принципиально новых данных и результатов. Об этом свидетельствуют не только множество научных публикаций в различных, в том числе ведущих мировых изданиях, но и два международных научных симпозиума, которые были успешно проведены МНИЦ-ГП в гор. Бишкеке в 2000 и 2002 годах и материалы которых были оперативно опубликованы в виде специального выпуска журнала “Геология и гео-

физика” (том 42, № 10, 2001) и сборника “Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов” (2003). На октябрь 2005 г. объявлен третий симпозиум.

Все это – несомненные свидетельства научной и организационной активности ученых и специалистов по изучению актуальных проблем новейшего внутриконтинентального горообразования и современной геодинамики Центральной Азии. Представленные в данной книге материалы являются обобщением весьма разнообразных данных по обсуждаемой проблеме. Большой коллектив авторов дает свое видение этой проблемы и решение связанных с нею вопросов. Судя по уже имеющимся публикациям по этим вопросам в данном регионе, предлагаемые здесь решения и представления разделяются не всеми специалистами. Прежде всего это касается давнего, изначально спорного вопроса относительно природы и характера неотектонических дислокаций земной коры Центральной Азии: являются ли генетической основой ее горообразующей структуры складки основания или серия тектонических покровов.

Другим принципиально важным вопросом, по которому мнение специалистов расходятся, является соотношение сил латерального продольного смятия земной коры в результате коллизионного взаимодействия Евразиатской и Индийской (Индо-Австралийской) литосферных плит и сил, порождаемых глубинными тектоно-магматическими процессами в недрах самих горных поясов.

Разногласия во взглядах на решение этих и ряда других проблем являются здоровым и необходимым элементом научных исследований. Они свидетельствуют о том, что нам далеко не все ясно, и побуждают к дальнейшим исследованиям в этом захватывающе интересном регионе.

Академик Н.П. Лаверов
Руководитель научной Программы МНИЦ-ГП
“Геодинамика и геоэкологические проблемы
высокогорного Тянь-Шаня”

ВВЕДЕНИЕ

Новейший тектонический этап и современные геологические процессы, ярчайшим образом проявленные в Центральной Азии являются весьма благоприятными для изучения фундаментальных и прикладных аспектов внутриконтинентального горообразования, поскольку по многообразию и пространственной непрерывности проявлений они представлены в полном своем выражении и позволяют применять исключительно широкий арсенал методов, в том числе натурных экспериментов и наблюдений, которые недоступны при изучении более древних эпох. Интеграция необходимых наблюдений литосферы в различных ее средах от поверхности до мантии включительно доступными методами предоставляет возможность детализировать модель внутриконтинентального горообразования. Это позволяет углублять изучение геодинамических аспектов горообразующих процессов, проблем освоения природных ресурсов горных систем, оценки сейсмической опасности и риска, геоэкологии и других вопросов фундаментального и прикладного значения.

Одной из наиболее изученных горных систем Центральной Азии является Тянь-Шань, образующий северный фронт этой обширной области. Являясь первоклассным объектом для изучения новейших и современных горообразующих тектонических движений, Тянь-Шань уже более полутора веков привлекает большое внимание геологов, геофизиков и многих других специалистов. И неслучайно, по-видимому, именно ему было суждено стать колыбелью новейшей тектоники, как самостоятельной отрасли геологии. Уже первые, по существу рекогносцировочные, экспедиции П.П. Семенова (Тяньшанского), Н.М. Пржевальского, Н.А. Северцова, И.В. Мушкетова, К.И. Богдановича, Л.С. Берга, В.Н. Вебера, специальные экспедиции по землеустройству Семиреченской области времен столыпинских реформ начала XX в., а также экспедиции Н. Фридериксена, Р. Пампелли (с участием В. Дэвиса и Е. Хантингтона), Г. Мерцбахера (с участием геологов П. Кейделя и К. Леукса), П. Грёбера, С. Гедина (с Е. Нориным) дали много интересных фактов и завораживающих впечатлений об активных молодых геологических процессах, тектонических деформациях и сейсмичности. В связи с этим необходимо отметить двухтомное обобщение И.В. Мушкетова “Туркестан” [1886, 1906] и отчеты экспедиции Р. Пампелли [Pumpelly, 1905, 1908].

Но, пожалуй, особое значение принадлежит синтезу Э. Аргана “Тектоника Азии”, который был представлен им на XII сессии Международного геологического конгресса в Брюсселе (1922) и в русском переводе издан в 1935 г. На основании весьма ограниченных данных им были сделаны удивительно прозорливые выводы, значение которых, по-видимому, до сих пор полностью не оценено и не исчерпано. Уже тогда, почти за 50 лет до появления концепции тектоники литосферных плит, Э. Арган с подобных позиций объяснял происхождение, эволюцию и многие особенности и закономерности структуры Азиатского континента (рис. 1). Особое место в его синтезе занимала Центральная Азия с ярко проявленным на ее обширных просторах молодым внутриконтинентальным горообразованием. Последнее по существу впервые было однозначно выделено в качестве самостоятельного из категории “орогенических” явлений, которые до этого (да и в значительной мере до сих пор) объединяли в качестве практически неразрывных собственно “горообразование” и “покровно-складчатые” деформации осадочных комплексов.

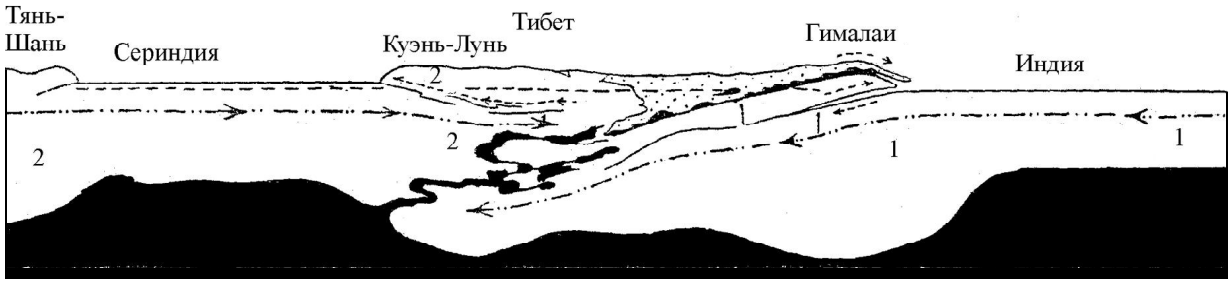


Рис. 1. Поперечный разрез литосферы зоны сближения Евразии (2) и Гондваны (1) через Центрально-Азиатский сегмент. По Э. Аргану [1935]

Сплошная черная закраска изображает "симу", несущую "сиаль" континентальных блоков (белый цвет). Стрелки на линиях показывают направления движения одних объектов относительно других

Горный пояс Тянь-Шаня в синтезе Э. Аргана представлен в виде системы "альпийских" глубинных складок, в которые смят древний "замороженный" субстрат, определяемый в целом как "основание". Эти складки ("plis de fond"), в понимании Э. Аргана, охватывают, по меньшей мере, всю верхнюю часть земной коры и неотделимы от более глубоких и более пластичных слоев литосферы, от течения глубинных масс, к которому приспосабливается жесткая верхняя кора. Они и образуют основные формы рельефа – горные цепи и разделяющие их впадины разных рангов. Вытянутые субширотно, они организованы в некоторую эшелонированную систему и на западных флангах расщепляются, образуя характерные "простые виргации первого рода".

Следующим основополагающим обобщением по новейшему горообразованию уже собственно Тянь-Шаня была и остается монография С.С. Шульца [1948] "Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня". В ее названии и содержании, по существу, провозглашена и раскрыта "новейшая тектоника", как специальный раздел тектоники, посвященный достаточно специфическому этапу тектонической эволюции Земли*. В этой монографии, обобщившей результаты специальных исследований кайнозоя Тянь-Шаня, а также региональных геолого-съемочных работ, которые были выполнены в 20–30-х годах XX столетия в основном геологами Госгеолкома СССР (А.С. Аделунг, А.П. Марковский, В.А. Николаев, В.Н. Огнев, А.В. Пейве, В.И.Попов, Н.М. Прокопенко, Б.А. Федорович, С.С. Шульц и др.), установлены основные формы новейшей тектонической структуры и закономерности их пространственного распределения и развития, стратиграфия и литология соответствующих им отложений "новейшего орогенического комплекса", а также форм рельефа. Одним из принципиальных был вывод о длительном, "конседиментационном" характере развития орогенических деформаций земной коры Тянь-Шаня. Впоследствии это понятие ("конседиментационный") было дополнено терминами "конденудационный" и "конэрозионный" [Шульц, 1979; Костенко, 1970, 1972].

С.С. Шульц дал глубокое обоснование представлению о складчатой природе хребтов и впадин Тянь-Шаня, хотя при этом понимание "складок основания" ограничивалось рельефообразующими короблениями древних (палеозойских и докембрийских) формаций. Их связь с глубинными слоями земной коры и верхней мантии и механизм формирования он, по существу, не рассматривал, хотя преемственность идей Э. Аргана в этом отношении достаточно очевидна. Не исключено, что эти ограничения были вынужденными из-за наступавшего монополизма идей о ведущей роли вертикальных движений блоков земной коры, определенных впоследствии термином "фиксизм".

* В том же 1948 г. о выделении этого раздела тектоники заявили В.А. Обручев и Н.И. Николаев, предложив для его обозначения термин "неотектоника". Впервые же термин "новейшая тектоника" был употреблен С.С. Шульцем в одной из своих статей в 1934 г. и затем в докладе на XVII Международном геологическом конгрессе в Москве (1937 г.)

Существенный прирост знаний о геологическом строении и новейшей тектонике произошел в 50–60-е годы XX столетия в связи с осуществлением систематической государственной геологической съемки Западного и Центрального Тянь-Шаня и Памира масштаба 1:200 000, выполненной центральными и республиканскими организациями Министерства геологии СССР. В эти же годы здесь развернулись разнообразные тематические исследования, в том числе по изучению верхнекайнозойских отложений и новейшей тектоники. Они были дополнены геофизическими и сейсмологическими исследованиями, на основании которых были получены первые представления о глубинном строении земной коры и появилась возможность оценить глубинность заложения хребтов и впадин Тянь-Шаня. Как тектонические формы они интерпретировались в этот период, в основном, как различно поднятые блоки древнего основания (фундамента), разделенные преимущественно вертикальными разломами. Вообще разломам придавалась первостепенная роль в формировании структуры Тянь-Шаня, в том числе в формировании горного сооружения. Многие из них (прежде всего разломы краевого типа, по Н.М. Синицыну [1960]) интерпретировались как глубинные и считались долгоживущими и рассекающими кору на всю ее толщину.

Проявления латерального взаимодействия блоков в этот период в расчет, как правило, не принимались, а складчатые формы, развитые как в древнем основании, так и в отложениях новейшего орогенического комплекса, пологие разрывы взбросо-надвигового типа рассматривались как производные вертикальных перемещений блоков и деформации гравитационной природы. Вместе с тем, не считаться с ними было невозможно, и по этой причине достаточно характерными и симптоматичными были признания, что рельефообразующие вертикальные перемещения блоков происходят в условиях горизонтального сжатия земной коры.

Рассматриваемый этап изучения новейшей тектоники, глубинного строения и геодинамики Тянь-Шаня и Памира отражен в большом числе монографических и статейных публикаций. Авторами их были В.В. Белоусов, В.И. Бунэ, Е.М. Бутовская, Н.П. Васильковский, Н.А. Введенская, Б.С. Вольвовский, Г.А. Гамбурцев, И.П. Герасимов, М.В. Гзовский, Г.П. Горшков, А.В. Горячев, И.Е. Губин, С.А. Захаров, Ф.Х. Зуннунов, Р.Н. Ибрагимов, В.И. Кнауф, В.Г. Королев, Н.П. Костенко, В.Н. Крестников, П.Н. Кропоткин, Н.Н. Леонов, Б.А. Петрушевский, В.В. Попов, В.И. Попов, Д.П. Резвой, И.А. Резанов, Е.А. Розова, О.А. Рыжков, В.М. Синицын, Н.М. Синицын, Ю.А. Скворцов, А.И. Суворов, Б.Б. Таль-Вирский, О.К. Чедия и многие другие геологи и геофизики. К этому времени относятся и первые опыты составления карт новейшей тектоники, основным содержанием которых были амплитуды суммарных (за весь новейший этап) вертикальных движений земной коры. Эти построения были обобщены в карте новейшей тектоники СССР, опубликованной в 1959 г. в масштабе 1:5 000 000 под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца. Отметим, что несмотря на господство представлений о глыбовом или блоковом характере этих движений, эти карты со всей очевидностью отразили изгибный или, по крайней мере, изгибно-разрывный характер и линейность новейших деформаций земной коры Тянь-Шаня. В связи с этим следует также заметить, что идеи горизонтальных, в том числе крупномасштабных движений блоков земной коры и связанных с ними дислокаций на Тянь-Шане в общем-то не были оставлены. Это было невозможно при наличии достаточно значительных и хорошо известных фактов об их проявлении. Таковыми, например, являются правосдвиговое смещение всего горного сооружения по Таласо-Ферганскому разлому [Буртман, 1964] и тектоническое сближение Памира с Тянь-Шанем со смятием и частичным перекрытием восточной части Таджикской депрессии [Губин, 1960].

Последующие исследования новейшей тектоники и сейсмотектоники Памиро-Тяньшанской области, которые в определенной мере совпали с развитием и бурным распространением концепции тектоники литосферных плит, привели к возрождению мобилистических идей Э. Аргана о позднекайнозойском горообразовании в Центральной Азии под влиянием крупномасштабного латерального сжатия земной коры и течений материала в глубинных слоях литосферы. Проявился большой интерес к структурным проявлениям горизонтальных движений, к складчатым деформациям не только мезозой-кайнозойского чехла, но и древнего основания, к разрывным нарушениям взбросо-надвигового и сдвигового типа, которые теперь представляются преобладающими и дос-

таточно единодушно интерпретируются в качестве производных субмеридионального сжатия земной коры в пределах всего пояса Тянь-Шаня, являющегося результатом коллизии Евразиатской и Индийской литосферных плит. Широкую популярность получила статья П. Молнера и П. Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975], в которой именно с этих позиций была предложена структурно-кинематическая модель позднекайнозойской тектоники всего Центрально-Азиатского пояса.

В связи с развитием этой концепции не отмерла, но новое направление приобрела дискуссия о генетической взаимосвязи разрывных и складчатых деформаций земной коры: являются ли разрывы соскладчатыми (производными складчатых деформаций земной коры) или складки (в том числе, включающие и некоторую часть древнего основания, т.е. складки основания) являются производными покровно-надвиговых и сдвиговых дислокаций коры? Последняя точка зрения (fault bend folding, fault propagation folding в англоязычной литературе) активно развивается в результате геометрической реконструкции структурных форм, проявленных в приповерхностной части коры, на основе технологий так называемых сбалансированных разрезов (balanced cross-sections), разработанных в США первоначально на материалах и для анализа структур осадочных бассейнов [Suppe, 1983; Suppe, Medwedeff, 1990; Avouac et al., 1993; Абдрахматов и др., 2001а; Thompson et al., 2002].

Наряду с этим, и также под влиянием идей тектоники литосферных плит, были высказаны и предположения о рифтогенной природе всего пояса [Попов и др., 1979] или отдельных депрессионных зон Тянь-Шаня [Юдахин, 1983].

Поскольку не все особенности новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня объясняются продольным смятием его коры, рассматривается также участие в орогенезе процессов вещественно-структурных преобразований и течения вещества в глубинных слоях земной коры и верхней мантии (Е.В. Артюшков, А.Б. Бакиров, М.Г. Леонов, В.И. Макаров, Е.И. Паталаха). К процессам автономного типа следует, очевидно, относить и зонный орогенез [Кучай 1981а].

Особенности новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня, гетерогенность древнего геологического субстрата, подвергшегося горообразующим деформациям, различные активность и форма проявления отдельных элементов этой структуры на разных глубинных уровнях земной коры вместе с новыми данными и представлениями о структуре глубинных слоев литосферы Памиро-Тяньшанской области и закономерностях распределения очагов землетрясений послужили основой для выводов не только о вещественно-структурной и реологической, но также о геодинамической дисгармонии литосферы этой области и ее тектонической расслоенности [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990].

Важной особенностью работ последних десятилетий является довольно широкое развитие экспериментальных измерительных работ. Прежде всего – это региональные и полигонные измерения геофизических полей, сейсмичности, современных движений и гидрогеохимических аномалий, выполнявшиеся как геологическими службами центральноазиатских республик, так и специализированными институтами, экспедициями и научными станциями (республиканские сейсмологические институты, комплексные сейсмологические экспедиции ИФЗ АН СССР – ОИФЗ РАН в Гарме и Талгаре, Опытно-методическая электромагнитная экспедиция (ОМЭЭ) и Научная станция ИВТ АН СССР – ОИВТ РАН близ Бишкека и др.). К этому же времени следует отнести широкое использование космических средств дистанционного зондирования Земли: Центральная Азия стала одним из первых крупномасштабных полигонов для изучения возможностей, методов и технологий аэрокосмического зондирования Земли для геологии и геофизики, а неотектоническая ее структура – первоочередным объектом этого изучения [Геологическое изучение…, 1978; Космическая…, 1983]. Именно с этой целью здесь был организован международный крупномасштабный аэрокосмический эксперимент “Тянь-Шань – Интеркосмос-88” [Ведешин и др., 1989; Геологическое строение..., 1988], который продолжался до 1991 г. и был прекращен по независимым от ученых обстоятельствам социально-политического характера.

Результаты рассматриваемого последнего этапа изучения новейшей тектоники, сейсмичности, глубинного строения и геодинамики Памиро-Тяньшанской области отражены в публикациях большого числа специалистов. В их числе К.Е. Абдрахматов, К.Н. Абдуллабеков, Ш.Х. Абдуллаев,

А.А. Адамова, И.Т. Айтматов, М.Е. Артемьев, Е.В. Артюшков, Х.А. Атабаев, М.Н. Атабаева, Н.А. Атрушкевич, М.А. Ахмеджанов, А.М. Бабаев, М.Л. Баженов, А.Б. Бакиров, Л.М. Балакина, Р.Б. Баратов, В.Ю. Баталев, Т.Я. Беленович, Т.П. Белоусов, В.А. Бельский, Я.А. Беккер, И.М. Бисенгалиев, О.М. Борисов, В.Д. Брагин, В.С. Буртман, Е. Буров, Е.М. Бутовская, А.В. Введенская, Л.П. Винник, А.М. Волыхин, Г.А. Востриков, В.П. Головков, В.П. Грин, Т.В. Гусева, Ш.Д. Давлятов, К.Д. Джанузаков, С.А. Захаров, А.И. Захарова, В.А. Зейгарник, А.В. Зубович, Ф.Х. Зуннунов, Р.Н. Ибрагимов, Т.П. Иванова, Б.И. Ильясов, М.Д. Иманбаева, З.А. Кальметьева, В.И. Кнауф, Л.А. Коган, С.Я. Коган, К.Ч. Кожогулов, Ю.Ф. Коновалов, А.Г. Конюхов, Ю.Ф. Копничев, Н.А. Корешков, А.М. Корженков, В.Г. Королев, Н.П. Костенко, К.И. Кузнецова, В.К. Кулагин, М.В. Кулагина, К.В. Курдюков, А.К. Курскеев, В.К. Кучай, О.А. Кучай, М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов, О.М. Лесик, А.Н. Лобанченко, В.П. Лозиев, Н.В. Лукина, А.А. Лукк, А.В. Лукьянов, Л.М. Лысков, Г.А. Мавлянов, В.И. Макаров, Н.В. Макарова, Р.А. Максумова, Э.М. Мамыров, З.А. Меджитова, А.В. Миколайчук, К.М. Мирзоев, А. В. Мишина, А.М. Муралиев, Е.В. Мусиенко, Р.И. Надыршин, Ф.Д. Нармирзаев, С.Х. Негматуллаев, И.Л. Нерсесов, А.В. Николаев, П.Н. Николаев, О.В. Никольская, А.А. Никонов, У.А. Нурматов, М. Омуралиев, Н.А. Остропико, Е.И. Паталаха, Л.А. Певзнер, А.К. Певнев, Б.И. Пивоваров, В.А. Пискулин, В.Н. Погребной, Б.Г. Поляк, В.С. Пономарев, А.П. Райзман, Е.Я. Ранцман, В.М. Рейман, Е.А. Рогожин, А.К. Рыбин, Т.М. Сабитова, И.С. Садыбакасов, А.М. Сайипбекова, Б.В. Сенин, Н. Сигачева, Б.Б. Ситдиков, С.Ф. Скобелев, Ю.П. Сковородкин, О.В. Соболева, Л.И. Соловьева, А.Л. Стром, А.Н. Султанходжаев, А.В. Тевелев, Ю.М. Тейтельбаум, А.В. Тимуш, И.А. Торгоев, Ю.А. Трапезников, В.Г. Трифонов, А.К. Трофимов, Л.И. Турбин, А.Т. Турдукулов, В.И. Уломов, С.Н. Устинов, Ч. Утиров, Р.П. Фадина, М.Г. Фленова, А.М. Фридман, В.И. Халтурин, И.Х. Хамрабаев, А.К. Ходжаев, И.А. Худайберганов, М.Д. Хуторской, О.К. Чедия, В.И. Шацилов, Н.В. Шебалин, В.И. Шевченко, Ю.Г. Шварцман, С.С. Шульц (мл.), Г.Г. Щелочков, И.Г. Щерба, Ю.К. Щукин, Ш.Э. Эргашев, Т.Э. Эргешев, Ф.Н. Юдахин, С.Л. Юнга, Н.А. Яблонская, Д.Х. Якубов, А.Р. Ярмухамедов.

Этот перечень необходимо дополнить большой группой ученых Китая, США и стран Западной Европы, которые, начиная в основном с конца 80-х годов XX столетия, также занимаются изучением проблем внутриконтинентального горообразования в Центральной Азии, работая в разных кооперациях друг с другом, с учеными России и стран Центральной Азии. Кроме уже упомянутых П. Молнера и П. Таппоннье, это – Ж.П. Авуак, М. Бай, М. Буллен, Д. Бурбанк, Д. Бурхфил, Г. Ванг, Р. Велдон, Ф. Вернон, Ж. Виро, М. Гамбургер, Д. Гарвер, Д. Делво, П. Дэйви, С. Гоуз, Дин Гуою, Ч. Денг, А. Йин, П. Коббольд, Ю. Лю, Д. Маклен, Д. Медведев, Р. Меллорс, Б. Миди, М. Миллер, Г. Мишель, В. Наар, С. Ни, Г. Павлис, Г. Пельтцер, Г. Перро, К. Райгбер, Р. Рейлинджер, С. Рёкер, Ч. Рубин, Е. Собель, Ф. Сян Ю, В. Танг, Д. Томас, С. Томпсон, Б. Хагер, Т. Херринг, В. Холт, П. Чанг, З. Чен, Д. Чидонг, Ван Чипэн, Лю Янчоу, Чжу Чжаою и другие.

Эти пространные списки, которые, однако, не исчерпывают всех исследователей молодой тектоники и геодинамики литосферы Центральной Азии, свидетельствует о неугасающем интересе специалистов к этой области, обилии имеющегося материала и об актуальности проблемы внутриконтинентального горообразования. При этом, естественно, имеется множество точек зрения, предположений, моделей и реконструкций по разным аспектам этих проблем. Они базируются на изучении разных территорий и объемов литосферного и даже земного пространства, с применением разных принципов и методов изучения и, соответственно, на разных полученных данных. При этом комплексность исследований, которая обычно провозглашается в их начале, обычно не достигается, во всяком случае, в желаемой степени.

Настоящее обобщение выполнено в рамках научной программы “Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорного Тянь-Шаня” Международного научно-исследовательского центра – геодинамического полигона (в дальнейшем МНИЦ-ГП), расположенного в предгорьях Северного Тянь-Шаня близ гор. Бишкек. В нем делается попытка комплексного рассмотрения разнообразных аспектов новейших горообразующих деформаций древней континентальной земной коры,

которые происходят в условиях и, как предполагается, в результате кайнозойской коллизии Евразиатской и Индо-Австралийской литосферных плит. Его основу составляют, главным образом, материалы по Тянь-Шаню, в том числе полученные в результате многолетних специальных исследований, выполненных на Бишкекском геодинамическом полигоне в северной части Центральной Азии.

В работе используются достаточно устоявшиеся, уже традиционные названия и объемы (контуры) рассматриваемых областей. В частности, это – Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань в его широтной зональности, или Западный, Центральный и Восточный Тянь-Шань в его членении по простиранию. Они хорошо соответствуют крупнейшим и достаточно различным историко-геологическим, структурно-формационным и структурно-орографическим областям, которые в той или иной мере будут охарактеризованы ниже. Здесь отметим лишь следующее. Естественной границей Западного и Центрального сегментов Тянь-Шаня является диагональное относительно него вспучивание земной коры, которое обычно связывается с Таласо-Ферганским разломом. Разделом Центрального и Восточного сегментов Тянь-Шаня является район горного (и структурно-тектонического) узла Хан-Тенгри. Восточный Тянь-Шань, расположенный почти исключительно на территории Китая, называется также Китайским Тянь-Шанем.

Под Северным Тянь-Шанем, также в соответствии с традициями, понимается главным образом северная часть Центрального сегмента, включающая территории бассейнов рек Талас, Чу, Или, озера Иссык-Куль и Токтогульского водохранилища. В Западном Тянь-Шане ему соответствует Угамо-Чаткальская система хребтов и долин, называемая также Северо-Западным Тянь-Шанем.

Срединный Тянь-Шань объемлет территорию бассейна р. Нарын в Центральном Тянь-Шане и Ферганскую впадину в Западном Тянь-Шане.

Южный Тянь-Шань на западе включает Гиссаро-Алайскую систему хребтов (Юго-Западный Тянь-Шань), а в Центральном Тянь-Шане – систему хребтов, дренируемую реками Таримского бассейна (Западный и Восточный Аксай, Сарыджас, Кашгар, Тарим).

Монография состоит из 5 частей, посвященных важнейшим проблемам структуры и новейшей тектонической геодинамики Центральной Азии. Введения к ним написаны ответственным редактором.

Авторы монографии с благодарностью вспоминают Ю.А. Трапезникова, который положил много сил на успешное развитие Бишкекского геодинамического полигона, созданного в огромной мере благодаря его стараниям для решения фундаментальных проблем современной геодинамики Центральной Азии. Мы признательны постоянным представителям Правительства Российской Федерации В.А. Княжеву и А.М. Новикову и Правительства Киргизской Республики Т.О. Ормонбекову и А.Б. Бакирову, Министерству науки и технологий РФ, Российской академии наук, Национальной академии наук КР, Агентству по интеллектуальной собственности и науке КР, Фонду CRDF (США) и его первому президенту Г. Шеру, исполнительной дирекции МНИЦ-ГП (В.А. Зейгарнику, Г.Г. Щелочкову), а также всем своим коллегам, с которыми довелось вместе работать в Центральной Азии или с которыми в разное время и в разных местах состоялись плодотворные обсуждения как общих проблем новейшего орогенеза, так и новейшей тектоники и глубинного строения Центральной Азии и Тянь-Шаня. Мы благодарим также А.Л. Дорожко, В.С. Крылову, В.Г. Синчук, (ИГЭ РАН) и О.С.Трапезникову (НС ОИВТ РАН) за техническую помощь при подготовке монографии.

Часть I

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Ныне наблюдаемые вещественный состав и распределение в пространстве и взаимоотношения разнопорядковых, разновеликих и разных по форме, составу и внутреннему строению объемов литосферы Тянь-Шаня, отраженные в особенностях различного рода геофизических полей, являются результатом длительной, начиная с архея, вещественно-структурной эволюции литосферы и земной коры Центральной Азии. Позднекайнозойские (новейшие) горообразующие деформации охватили прежде сформированную весьма зрелую земную кору континентального типа, которая представляет своеобразный коллаж разновозрастных и гетерогенных объемов (блоков, пластин), совмещенных друг с другом на разных этапах тектонической эволюции.

Естественно, что при анализе причин, механизмов и следствий внутриконтинентальных горообразующих деформаций земной коры, при анализе геодинамических условий, определяющих современное напряженно-деформированное состояние земной коры на разноглубинных ее уровнях, ее современные деформации и связанные с ними вторичные процессы и явления (прежде всего, например, сейсмичность), при интерпретациях измеренных геофизических полей и при построении различного рода структурных, геодинамических, сейсмотектонических и других моделей структурно-формационные характеристики геологической среды представляются непременной основой.

Необходимо решить следующие вопросы:

• Влияют ли и, если да, в какой мере и в какой форме проявляется влияние древних неоднородностей геологического субстрата в его горообразующих деформациях?

• Как долго, на каком глубинном уровне и в какой форме литосфера удерживает память о древних этапах своей эволюции? И, в связи с этим, насколько древними являются глубинные слои коры и верхней мантии по своим вещественному составу и/или структуре?

• Насколько консервативны характеристики геофизических полей, и к структурам какого возраста их относить?

С целью решения этих и ряда других вопросов большого методологического значения монография начинается структурно-формационной характеристикой геологической среды Тянь-Шаня. При этом авторы опираются в основном на хорошо им знакомые данные по территории Киргизского Тянь-Шаня, которая охватывает достаточно обширные, представительные и хорошо изученные части Западного и Центрального Тянь-Шаня практически на всей его ширине. Кроме того, именно здесь был сосредоточен ранее и продолжается теперь большой комплекс геофизических, сейсмотектонических и геодезических исследований, в том числе выполняемых по международным проектам.

Учитывая основной акцент монографии на современную геодинамику, которая органически связана с новейшим тектоническим этапом, относясь к его последней (по времени, но не завершающей) стадии, структурно-формационная характеристика геологической среды разделена на два раздела. В первом рассматривается доорогенный субстрат, т.е. комплекс разновозрастных более или менее древних формаций и структур, которые предшествовали новейшему горообразова-

нию и стали фундаментом горного пояса в целом и отдельных его форм (поднятий-хребтов и опусканий-впадин). Со времен С.С. Шульца [1948] они называются основанием. Во втором разделе рассматривается комплекс новейших тектонических структур и связанных с ними отложений так называемого новейшего орогенического комплекса, именуемых также осадочным покровом или чехлом.

Своеобразную позицию при этом занимают мезозойские и раннекайнозойские отложения. Они отражают длительный этап континентального развития Тянь-Шаня, который наступил вслед за позднегерцинскими (завершающими) фазами складчатости и горообразования и характеризовался низкой активностью тектонических процессов. Результатом этого стало глубокое эрозионно-денудационное разрушение позднегерцинских горно-складчатых сооружений и пенепленизация территории Тянь-Шаня, наступившая уже в триасе, что послужило основанием квалифицировать этот этап как платформенный или параплатформенный. Сравнительно маломощные осадочные отложения этого этапа, которые выполняли обширные и неглубокие прогибы (синеклизы) того времени, составляют нижнюю часть мезозой-кайнозойского покрова, которая предшествовала новейшему горообразованию.

Однако в ряде мест Тянь-Шаня юрские отложения отличаются большой мощностью и довольно интенсивно дислоцированы в результате киммерийских тектонических движений. В таких зонах (например, в пределах Восточно-Ферганского юрского прогиба) юрские отложения по существу относятся не к покровному комплексу, а к основанию. Здесь пенепленизация наступила в мелу.

Таким образом, возраст формаций и структур основания (или фундамента), и, соответственно, покрова в разных провинциях Тянь-Шаня не является одинаковым, отражая разную природу и предорогенную историю этих территорий.

I.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ДООРОГЕННОГО СУБСТРАТА

По различиям геологического строения домезозойского фундамента Тянь-Шань подразделяется на три структурно-формационные области: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (рис. I.1.1). Они резко отличаются друг от друга характером разреза, стилем деформаций одновозрастных толщ, количеством интрузивных магматических комплексов, что является результатом различной истории геологического развития и резко различными геодинамическими условиями, господствовавшими в прошлом в этих регионах. Названные области граничат друг с другом по региональным структурным швам, которые представляют собой сутурные линии древних океанических бассейнов. Границей Северного и Срединного Тянь-Шаня является “Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня” (“линия Николаева”), Срединный и Южный Тянь-Шань разделены “Центрально-Тяньшанской структурной линией”. Эти области и разделяющие их границы деформированы диагональным Таласо-Ферганским правосторонним сдвигом СЗ–ЮВ простирания, который является разделом между Западным и Центральным Тянь-Шанем.

Доорогенный субстрат Тянь-Шаня имеет сложное строение и представлен разновозрастными образованиями. По составу, характеру метаморфизма, сочетанию геологических формаций и геодинамическим условиям образования выделяются четыре мегакомплекса: архейско-нижнепротерозойский континентально-океанический, протерозойский континентальный, верхнепротерозойско-палеозойский континентально-океанический и мезозой-нижнекайнозойский континентальный [Бакиров, 1978; 1999].

Архейско-нижнепротерозойский континентально-океанический мегакомплекс представляет собой глубокометаморфизованное кристаллическое основание Тянь-Шаня, фрагменты которого выходят в отдельных поднятиях, тектонических блоках, чешуях и клиньях (рис. I.1.2). Судя по геофизическим данным, метаморфические толщи слагают основание древнейших континенталь-

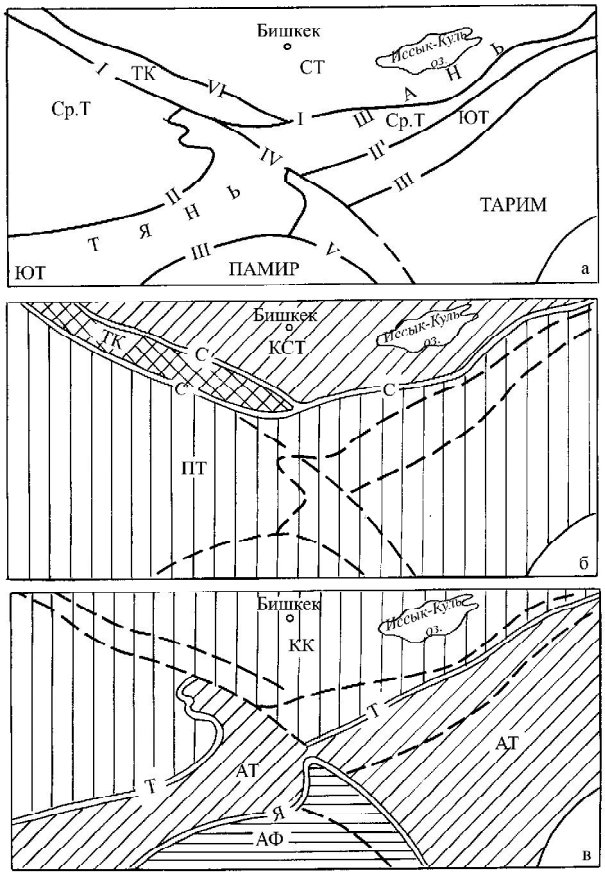


Рис. I.1.1. Главные структурные элементы древнего Тянь-Шаня

а – *структурно-формационные области:* СТ – Северный Тянь-Шань, СрТ – Срединный Тянь-Шань, ЮТ – Южный Тянь-Шань. ТК – Таласо-Каратауская зона, *Основные разломы:* I – Важнейшая линия Тянь-Шаня (Линия Николаева), II – Южно-Ферганский, II' – Атбаши-Иныльчекский, III – Гиссаро-Кошаальский, IV – Таласо-Ферганский, V – Северо-Памирский, VI – Ичкелетау-Арамсуйский

б и в – *основные структурные элементы для*: позднего венда – среднего ордовика (б), среднего ордовика – среднего карбона (в). *Континенты*: ПТ – Палеотарим, АТ – Алай-Таримский, АФ – Афгано-Таджикский; *микроконтиненты*: КК – Киргизско-Казахский, КСТ – Кокчетав-Северо-Тяньшанский, ТК – Таласо-Каратауский. Двойной линией изображены *сутуры древних океанических бассейнов*: С – Сакского (Ишим-Нарынского), Т – Туркестанского, Я – Ягнобского

ных блоков всего Тянь-Шаня. Они представлены разнообразными гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами, эклогитами, серпентинитами и другими породами, испытавшими метаморфизм от зеленосланцевой до эклогитовой фаций. В них установлен ряд дат радиологического возраста от 1920±50 до 2610±3 млн. лет.

Эти толщи резко отличаются от более молодых образований тем, что испытали многократный региональный метаморфизм (до 6–7 этапов), мигматизацию, пластическое течение с тектоническим смешиванием пород разного состава и происхождения. Вследствие этого во многих случаях они практически нерасчленимы. Однако в Заилийском, Киргизском и Чаткальском хребтах в них можно определить первичную дометаморфическую природу.

В Заилийском, восточной части Киргизского и Чаткальском хребтах выделяются ультрабазиты, базиты и углеродистые кварциты, образующие древнейший офиолитовый комплекс. Они надвинуты на первично осадочные образования (кварциты, мраморы и гнейсы, метапелиты, образованные за счет терригенных и карбонатных пород). В западной части Киргизского хребта эти образования представлены кварцитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Немалую роль играют эклогиты и другие высокобарические метаморфические породы. Геохимические исследования последних лет показали их принадлежность к первично офиолитовым образованиям [Бакиров и др., 2003].

В хребтах Заилийском, Кунгейском, восточной части Киргизского, южных склонах Терскейского, Куйлю, Сары-Джазском, Чаткальском и Тахталыкской гряде большую роль играют мигматиты как палингенные, так и инъекционные. Они имеют региональное распространение и в качестве субстрата включают в себя как породы первично осадочного происхождения, так и породы

80°00'
76°00'
74°00'
72°00'
70°00'
42°00'
40°00'
Бишкек
Джамбул
Андижан
оз. Иссык-Куль
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

офиолитовой ассоциации. Однако эти породы чередуются друг с другом, в результате сильно сжатой изоклинальной складчатости и тектонического течения масс их зачастую нельзя расчленить.

Геодинамическая интерпретация структурно-вещественных комплексов древнейшего мегаэтапа позволяют восстановить присутствие различных океанических офиолитов, комплексов пассивной окраины континента (кварциты, мраморы, метапелиты), зон Беньофа (эклогиты и другие высокобарические метаморфические образования). Региональная мигматизация пород, по-видимому, происходила в обстановке обдукции океанической литосферы на пассивную окраину континента [Бакиров и др., 2003]. В современных выходах они сильно скучены, тектонически "переслаиваются" друг с другом и образуют единый труднорасчленимый древнейший мегакомплекс со сложным внутренним строением.

Протерозойский континентальный мегакомплекс представлен осадочными, магматическими и метаморфическими образованиями, происхождение которых в целом связано с внутриконтинентальными геодинамическими обстановками. В отличие от кристаллического фундамента, породы не испытали столь высокого регионального метаморфизма и характеризуются отсутствием океанических комплексов. Внутри мегакомплекса выделены следующие структурно-вещественные ком-

---

Рис. I.1.2. Карта структурно-вещественных геодинамических комплексов покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня

Комплексы внутриплитные континентальные и пассивных континентальных окраин: 1–3 – *комплексы кристаллического фундамента палеопротерозоя*: 1 – гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента ($AR–PR_1$); 2 – кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты Улутау-Срединно-Тяньшанского микроконтинента ($AR–PR_1$); 3 – кристаллические сланцы, порфириты и карбонатный чехол Алай-Таримского континента ($PR_1–PZ_2$); вулканогенно-карбонатный чехол Баубашата-Уланского континентального блока $S–C_1$; 4–6 – *комплексы континентальных рифтов*: 4 – вулканогенно-терригенный с тиллитами Малокаройского рифта ($R_3–V$) с карбонатной платформой на его плече ($Є–O_2$), 5 – тиллоиды, углеродистые и глинистые сланцы, вулканиты, песчаники, известняки Байконурского рифта ($R_3–V$), 6 – терригенно-вулканогенный Даудинского и Майбашского рифтов ($S–D_2$); 7 – углеродисто-кремнисто-известняково-сланцевая формация склона Палеотарима ($V_2–O_2$); 8 – терригенно-карбонатный чехол внутреннего шельфа КСТ континента ($V_2–O_1$); 9 – ленточно-слоистые терригенно-карбонатные формации внешнего шельфа КСТ континента ($V_2–O_1$); 10 – *формации континентального склона* ($Є–O_1$; O_2): 11 – флишево-молассовые формации склона Киргизско-Казахского континента $O_2–O_3$ (КК); 12 – флишевые формации склона АТ континента ($S–C_1$). 13, 14 – *комплексы чехла эпигерцинской платформы*: 13 – лимнические угленосные формации Восточно-Ферганского и Каратауского грабен-рифтов (J_1; $T_3–J_3$), 14 – красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные формации субаэральных дельт и эпиконтинентальных морей раннего мела-среднего эоцена со щелочными базальтами.

15, 16 – *океанические комплексы*: 15 – офиолиты Ишим-Нарынского бассейна ($V_2–O_{1-2}$); 16 – офиолиты Туркестанского (16а) и Ягнобского (16б) бассейнов ($O_1–C_1$; Pz_1).

17–20 – *островодужные вулкано-плутонические ассоциации*: 17 – Восточно-Терскейской энсиматической дуги ($Є_2–O_1$); 18 – Утмек-Шыргайской энсиалической дуги (O_2); 19 – островных дуг Туркестанского (19а) и Ягнобского палеоокеанов (19б) ($S–C_1$); 20 – Кокджот-Тагыртауской терригенной дуги ($Є_3–O_1$).

21 – вулканогенно-флишевые формации *преддугового бассейна* ($O_1–O_2$).

22–24 – *комплексы задуговых окраинных бассейнов*: 22 – офиолиты Киргизского бассейна ($Є_2–O_1$), 23 – флишево-молассовые формации Киргизского бассейна ($O_1–O_3$), 24 – терригенный и терригенно-карбонатный флиш Таласского бассейна ($Є_2–O_3$).

25-28 – *комплексы активных континентальных окраин*: 25 – вулканогенно-терригенные формации Киргизско-Казахского континента на границе с Джунгаро-Балхашским палеоокеаном ($D–C_1$), 26 – вулкано-плутонические ассоциации Киргизско-Казахского континента на границе с Туркестанским палеоокеаном ($D–P_1$), 27 – формационные комплексы магматических дуг на краю Афгано-Таджикского континента на границе с Гиссарским палеоокеаном (C_{1-2}), 28 – терригенные и терригенно-карбонатные формации тыловых междуговых прогибов ($D–C_2$).

29–33 – *коллизионные* комплексы: 29 – олистостромы, флиши фронтальных прогибов ($C_1–P$), 30 – флиши, олистостромы тыловых прогибов ($C_1–P$), 31 – олистостромово-флишевые комплексы фронтальных прогибов со стороны Ягнобского палеоокеана ($C_1–P$), 32 – вулканогенно-молассовые формации структур вторичного рифтогенеза (P_2; $P_2–T$), 33 – молассы межгорных впадин новейшего орогенного этапа ($P_3–Q$).

34 – сутуры; 35 – разломы: I – линия Николаева, II – Ичкелетау-Арамсуйский, III – Атбаши-Иныльчекский, IV – Таласо-Ферганский, V – Южно-Ферганский-Карасуйский, VI – Заравшано-Восточно-Алайский, VII – Каракольский, VIII – Терскейский, IX – Кеминский

плексы внутриконтинентальных геодинамических обстановок: континентальных рифтов, представленных диабазово-порфироидными, терригенными, вулканогенными, вулканогенно-терригенными, тиллоидно-углеродисто-сланцевыми, тиллоидно-флишоидно-молассовыми и терригенно-карбонатными формациями, которые широко распространены в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня [Киселев, Королев, 1981; Киселев, 1991; 2001; Королев, Максумова, 1984; Максумова, 1980; 1991]. Относительно небольшие по площади их выходы обнаружены также и в юго-восточной части Южного Тянь-Шаня. Они относятся к северной окраине Таримского массива [Христов, Шилов, 1990; Христов, 1992].

Диабазово-порфироидный комплекс (R_2?) развит в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня. Для него в целом характерен контрастный состав вулканитов, резкое преобладание кислых пород, ассоциация вулканитов с грубообломочными породами, общая связь вулканических пород с мелководными терригенными породами, преобладание пирокластов среди кислых вулканитов, обилие субинтрузивных силловых внедрений среди основных пород, резкие изменения мощностей при значительной общей мощности (2500 м), крупное несогласие в основании комплекса и простота древних деформаций.

Вулканогенный комплекс (R_{2-3}) сложен покровами риолитов, их туфов, игнимбритов. По составу они соответствует внутрикоровым риолитам нормального типа и формировались, по-видимому, при излияниях в наземных условиях из вулканов центрального типа.

Вулканогенно-терригенный комплекс (R_3) представлен песчаниками, конгломератами, гравелитами преимущественно аркозового состава. Значительную роль играют вулканогенные породы, объединенные в риолит-риодацит-трахиандезит-трахибазальтовый комплекс [Сагындыков, Судоргин, 1984]. Вулканизм полифациальный (включающий в себя эффузивные, эксплозивные, субвулканические фации) антидромный бимодальный с ярко выраженным калиевым уклоном в начале и калий-натриевым – в конце.

Тиллоидно-углеродисто-сланцевый комплекс (V) развит в пределах Срединного и Таласо-Каратауской зоны Тянь-Шаня. Характерными породными ассоциациями являются углеродисто-сланцево-карбонатная, тиллоидная, тиллоидно-углеродисто-филлитовая [Королев, Максумова, 1984]. Большой объем занимают тиллоиды. В незначительном объеме встречаются вулканогенные породы: трахибазальты, туфы кварцевого порфира с горизонтами плагиопорфиров. Они содержат пластовые линзовидные тела гематито-магнетитовых руд.

Тиллоидно-флишево-молассовый комплекс венда сложен кварцевыми песчаниками, алевролитами, реже сланцами и известняками. Они содержат экзотические обломки различного состава и размеров. Терригенно-карбонатный комплекс, широко развитый в пределах Северного Тянь-Шаня, представлен внизу конгломератами, песчаниками и алевролитами кварцевого и аркозового составов, вверху – известняками и сланцами.

Внутри протерозойского мегакомплекса наряду с рифтогенными комплексами, свидетельствующими о процессах растяжения земной коры, выделяются также и комплексы внутрикорового сжатия, подверженные зональному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа, пространственно и генетически тесно связанному с гранитным магматизмом.

Вендский уровень рифтогенных образований сменяется в раннем палеозое комплексами карбонатных платформ Кокчетав-Северо-Тяньшанского и Таласо-Каратауского микроконтинентов, пространственно сопряженных с океаническими.

Верхнепротерозойско-палеозойский континентально-океанический мегакомплекс – самое сложное образование Тянь-Шаня. В его строении участвуют геологические тела, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Выделяются два складчатых комплекса: каледониды, связанные с раннепалеозойской аккрецией, и варисциды, связанные с позднепалеозойской аккрецией.

Каледониды Тянь-Шаня образуют довольно сложное покровно-складчатое сооружение Северного и Срединного Тянь-Шаня. В их изучении большую роль сыграли работы В.Г.Королева, В.И.Кнауфа, К.Д.Помазкова, Т.А.Додоновой, Ю.В.Жукова, Г.И.Макарычева, В.В.Киселева,

К.С.Сагындыкова и многих других исследователей. В строении каледонид можно выделить в обобщенном виде два структурных этажа, которые формировались в существенно различных геодинамических обстановках [Максумова и др., 2001].

В нижнем структурном этаже на территории Северного Тянь-Шаня выделяются окраина Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента и Таласо-Каратауский континентальный блок (см. рис. I.1.1). Севернее* располагался Джалаир-Найманский, южнее – Сакский (Ишим-Нарынский) океанические бассейны с хорошо развитыми островодужными системами. Улутау-Срединно-Тяньшанский блок представлял собой северную окраину Палеотаримского континента, в среднем ордовике он откололся от него и вошел в состав каледонид.

В строении каледонид принимают участие следующие структурно-вещественные комплексы: офиолиты, островодужные вулканиты, терригенные флишоидные образования островных дуг и задуговых и преддуговых бассейнов, а также комплексы пассивных окраин континентов, карбонатных платформ, флишоидные формации склонов и карбонатно-кремнистые и кремнисто-терригенные формации их подножий. Офиолиты образуют два субпараллельных пояса (крылья антиформы) в северной и южной частях Северного Тянь-Шаня и фрагментарно выходят в пределах Срединного Тянь-Шаня (см. рис. I.1.2).

Офиолиты Северного и Срединного Тянь-Шаня образуют пояс от восточной части Терскей Ала-Тоо до западного окончания Киргизского хребта, находятся в аллохтонном залегании и надвинуты на комплексы континентальных блоков, в основном на Кокчетав-Северо-Тяньшанский микроконтинент [Максумова и др., 1987, 1989, 2001; Максумова, 1996; Гесь, 1999]. Отдельные части офиолитового покрова редко образуют единый выход с непрерывным разрезом. Гипербазитовая часть в большинстве случаев преобразована в серпентиниты и образует небольшие выходы среди совершенно чужеродных тел. В них отмечаются небольшие блоки габбро. Более или менее крупные тела габбро, часто тесно связанные с базальтами, слагают отдельные изолированные тела [Гесь, Королев, 1979].

В редких фрагментах выше надвигов в нижней части разреза офиолитовых ассоциаций выходят серпентинизированные перидотиты, пироксениты, выше – полосчатые габброиды, среди которых отмечаются оливиновые нориты, клинопироксениты; параллельные дайки габбро-диабазов и диабазов; пиллоу-лавы миндалекаменных базальтов, спилитов; кремнистые породы, туфы и туффиты, фтаниты, спонголиты. По геологическим, петрологическим и петрохимическим особенностям рассматриваемых офиолитов в большинстве случаев вулканиты отвечают базальтам Киргизского задугового бассейна [Ломизе, 1994; Гесь, 1999], связанного с океаническим бассейном, располагавшимся между современным Северным и Срединным Тянь-Шанем. Он назван А.Бакировым Сакским океаном [Бакиров, Максумова, 2001].

Вулканогенная формация, отвечающая островодужным обстановкам, также широко распространена в пределах Северного Тянь-Шаня, образуя многочисленные тектонические блоки и чешуи. По возрасту, составу и условиям образования выделяются два типа островодужных вулканитов [Гесь, 1999]. Ранние, кембро-раннеордовикские, толеит-базальтовые суббонинитовые слабо дифференцированные вулканиты известково-щелочной серии юных примитивных островных дуг, заложенных на мафическом (океаническом) основании. Более поздние, среднеордовикские вулканиты дифференцированной известково-щелочной и субщелочной (до шошонитовой) серии, зрелых островных дуг, заложенных на счешуенной (сиалический субстрат с офиолитовыми покровами) коре ранних каледонид.

Флишевые формации, связанные с раннепалеозойскими островными дугами, задуговыми и преддуговыми бассейнами, представляют собой довольно пестрые образования. По данным Р.А.Максумовой [1987], среди них выделены формации, сложенные пестроцветными аргиллито-алевролито-кремнистыми сланцами, грейнитами и турбидитами, образованными граувакковыми и полимиктовыми средне- и грубозернистыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, гравелитами,

* Здесь и далее в современных координатах.

конгломератами и туфами. Выделяется формация пирокластических потоков и тефротурбидитов, сложенных пирокластическими (вулканическими брекчиями и туфами), терригенными (тефроидами, туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами) и кремнистыми породами. Среди них имеются горизонты эффузивов андезитового и базальтового состава. Местами встречаются вулканические брекчии, которые ритмично чередуются с туфами. По составу туфы отвечают андезитовым, диабазовым и реже дацитовым порфиритам.

Немалую роль в строении этой группы образований играют олистостромовые формации, которые пространственно тесно связаны с флишевыми комплексами. В них крупные бескорневые олистолиты и олистоплаки карбонатов залегают среди алевролитов, аргиллитов, песчаников и туфов, а также конгломератов [Гесь, 1980; Зима, Максумова, 1990].

В тремадоке–арениге произошла коллизия примитивной островной дуги с Кокчетав-Северо-Тяньшанским микроконтинентом. Комплексы островной дуги и задугового спредингового бассейна были обдуцированы на континентальные блоки и находятся в сложных покровно-чешуйчатых соотношениях.

Большую роль в строении каледонид играют структурно-вещественные комплексы, образованные в условиях пассивных континентальных окраин. Они сложены карбонатными, карбонатно-кремнистыми, углеродисто-глинистыми и флишевыми формациями Є–O_1 и Є–O_2, которые образуют автохтонные или параавтохтонные комплексы, маркируя контуры Кокчетав-Северо-Тяньшанского и Таласо-Каратауского микроконтинентов и Палеотарима. Флишевые формации континентальных склонов представлены песчано-алевролитовыми отложениями с горизонтами глинисто-кремнистых пород. Они часто находятся в аллохтонном залегании. Кверху они переходят в грубообломочные толщи моласс верхнего ордовика.

С каледонским складчатым комплексом связаны интрузии гранитоидов, которые слагают большие площади в пределах Северного Тянь-Шаня. Они представлены диоритами, тоналитами, гранодиоритами, монцонит-гранодиоритами, плагиогранитами, гранитами, лейкогранитами и аляскитами. Формирование их происходило в островодужных и коллизионных геодинамических обстановках. Среди них имеются как крупные батолиты площадью до 20000 км^2, так и относительно небольшие штоки, некки, жильные и пластообразные тела.

Из метаморфических образований в каледонском складчатом комплексе известны зонально метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа, тесно связанные с гранитоидным магматизмом. Относительно узкие зоны зеленосланцево преобразованных пород располагаются вдоль крупных региональных разломов.

Верхний этаж каледонид образован среднеордовикскими формациями энсиалической островной дуги, флишами того же возраста и континентальными молассами верхнего ордовика. Они со структурным несогласием перекрывают сложно построенную покровную структуру ранних каледонид.

Коллизия Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента, Улутау-Срединно-Тяньшанского блока, отколовшегося от Палеотарима и Джунгаро-Балхашского блока на территории Казахстана привела к закрытию Сакского палеоокеанического бассейна в позднем ордовике-раннем силуре. Сутура его протягивается вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня и оперяющего его Ичкелетау-Арамсуйского разлома, отделяющего Таласо-Каратауский континентальный блок от Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента. Процесс коллизии сопровождался внедрением крупнейших гранитоидных интрузий, которые занимают значительные площади в пределах Северного Тянь-Шаня. В результате этой коллизии был сформирован единый Киргизский (Киргизско-Казахский) континент.

Герциниды Тянь-Шаня образуют складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня. В его строении также можно выделить два структурных этажа, сформированных в различных геодинамических условиях.

Нижний структурный этаж. Наиболее важным его элементом является широкое развитие в нем океанических геодинамических комплексов. Выделяются два складчато-надвиговых пояса, об-

разующих синвергентный ансамбль тектонических покровов. Северный, Букантау-Кокшаальский, пояс, сложен комплексами закрывшегося Туркестанского палеоокеана, входящего в систему Палеоазиатского океана, на месте которого был сформирован Урало-Монгольский складчатый пояс. Южный, Гиссаро-Восточно-Алайский складчато-надвиговый пояс связан со структурами закрытия Ягнобского океана – ветви Палеотетиса. Западное его продолжение, вероятно, участвует в строении европейских ренид, а восточное – структур северной части Гималаев. Таким образом, варисциды Южного Тянь-Шаня принадлежат к разным складчатым поясам, отделяющимся друг от друга Восточно-Европейской (Русской) платформой, Устюртским массивом, Рабутским, Кульгеджелинским и Сулутерекским блоками и Таримским массивом.

Северный, **Букантау-Кокшаальский пояс** образует серию тектонических покровов – шарьяжей, продвигавшихся с севера на юг, количество которых доходит до семи [Бискэ и др., 1982; Бискэ, 1996]. Они были сгруппированы по составу слагающих их комплексов. По В.С .Буртману [1976], верхний аллохтон сложен метаморфитами, средний – офиолитовым комплексом, нижний – формациями подножья и склона пассивной окраины континента. Палеоавтохтон или параавтохтон представлен терригенными (внизу) и карбонатными (вверху) отложениями Алайского континентального блока [Буртман, 1976; Поршняков, 1973; Бискэ, 1996].

Верхний аллохтон сложен метаморфическими образованиями, испытавшими многоэтапный метаморфизм в условиях жадеит-глаукофановой фациальной серии. Основная часть представлена метаморфическими сланцами фации зеленых сланцев. Местами в них встречаются реликты глаукофана и кроссита. В Атбашинском хребте наряду с породами фации зеленых сланцев большое развитие получили породы эпидот-амфиболитовой фации. Локально распространены образования гранат-глаукофановой и эклогитовой фаций. Среди последних встречены реликты минералов и пород сверхвысоких давлений – фации коэситовых и алмазных эклогитов [Бакиров и др.,1998]. Протолиты метаморфитов представляют собой пестрые образования. Среди них выделяются габбро и базальты срединноокеанических хребтов и задуговых бассейнов, а также вулканогенные и осадочные породы системы островных дуг.

Средний аллохтон сложен офиолитовым комплексом и детально исследован С.А.Куренковым [Куренков, 1983; Куренков, Аристов, 1995]. Основание комплекса представлено серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, которые вверх по разрезу сменяются пироксенитами, куммулятивными габбро-норитами, дайками долеритов. Выше лежат пикрит-базальтовая с горизонтами кремней толща ордовика–девона, которая полностью занимают верхнюю часть разреза. В нижнекаменноугольных разрезах местами появляются горизонты известняков-калькаренитов, сланцев и алевролитов. Кремнистые и терригенно-кремнистые толщи отвечают большому стратиграфическому интервалу (S_1–C_2b) при относительно небольшой мощности (100–600 м). В одних районах преобладают сланцы с пачками песчаников с примесью вулканического материала, в других – кремни с редкими прослоями лав и туфогенных пород. Кремни и кремни с карбонатами в большинстве случаев слагают верхние части разрезов. Мощности толщ достигают 2000 м.

Нижний аллохтон сложен терригенными, вулканогенно-терригенными, кремнисто-терригенными и кремнисто-карбонатными толщами. Комплексы континентальных рифтов представлены венд–нижнепалезойскими вулканитами, в которых преобладают субщелочные титанистые базальты, андезито-базальты, трахиты и трахибазальты. Редко отмечаются дацит-андезитовые и толеитовые покровы. Их химизм соответствует щелочной оливин-базальтовой серии, характерной для континентальных рифтовых зон. Вулканиты ассоциируют с вулканическими брекчиями, туфами, органогенными и детритовыми известняками, фтанитами, реже глинистыми и алевролитовыми сланцами. Все они находятся в отторженцах в виде различных блоков тектонических меланжей или олистолитов в олистостромовых горизонтах.

Силур-нижнедевонский уровень сложен вулканогенно-осадочными образованиями, которые представлены кварцевыми, олигомиктовыми, граувакковыми песчаниками и калькаренитами, турбидитами и известняками. Встречаются горизонты вулканитов (базальтов, андезитов, дацитов,

риолитов известково-щелочной серии). Отмечаются комагматичные вулканитам граниты и диориты с силурийскими датировками. Нередко терригенные породы становятся грубообломочными, их гальки часто представлены базальтами, андезитами, риодацитами, фельзитами, гранитоидами, кварцитами и кремнями. Местами они вмещают олистостромы. Среди органических остатков наряду с морскими формами фауны встречаются также остатки наземных растений.

Комплексы автохтона (параавтохтона) Алайского континентального блока (или микроконтинента) сложены внизу терригенными отложениями силура, которые вверх по разрезу или по латерали к югу сменяются мощными карбонатными осадками силура, девона, нижнего и частью среднего карбона. Мощность этих толщ достигает 2000–4000 м. На уровне среднего и верхнего девона имеются проявления вулканизма, продукты которого представлены субщелочными базальтами, андезитобазальтами, андезитами, местами дацитами и риодацитами.В среднем карбоне карбонатная седиментация сменяется терригенной (флишево-олистромовые отложения). В составе олистолитов преобладают породы автохтона, а также встречаются блоки пород среднего и верхнего аллохтонов.

Относительно структурной позиции Алайского, Баубашатинского, Уланского и Учкель-Акшийрякского (Борколдойского) известнякового и базальтово-известнякового разрезов одноименных покровов существуют различные точки зрения. По А.Б. Бакирову, эти разрезы являются автохтонными или параавтохтонными единицами единого Алайско-Уланского микроконтинентального блока, так как представлены одними и теми же отложениями, которые выделены под одними и теми же названиями свит, что свидетельствуют о сходстве условий их образования Ю.С. Бискэ [Бискэ, 1996; Бискэ, Шилов, 1998] и Т.С. Замалетдинов связывают их происхождение с существованием изолированных карбонатных платформ, занимавших внутриокеаническое удаленное от континента положение. По их представлениям, они отделены от Алая и Тарима зоной девонских пелагических осадков. Щелочные базальты, залегающие между карбонатными сериями, по петрохимическим данным, отнесены Т.С. Замалетдиновым к гаваитам и муджиеритам океанических островов. Толщи среднего палеозоя здесь полностью лишены терригенной примеси.

Южная окраина Букантау-Кокшаальского складчато-надвигового пояса в Ферганском и Кокшаальском хребтах обрамляются отложениями, сформировавшимися на пассивной окраине Таримского континента. Они сложены флишоидными отложениями силура – верхов карбона. В нижней части разреза (силур–девон) преобладают терригенные осадки, в верхней (карбоновой) части – кремнистые осадки. Общая мощность толщ достигают 3000–4000 м. Это отложения рассматриваются как образования склона и подножья пассивной окраины Таримского континента [Бискэ, 1996].

Комплексы Таримского массива обнаружены в восточном Кокшаале [Христов, Шилов, 1990; Христов, 1992]. Ниже приводится описание слагающих его толщ [Бискэ, Шилов, 1998]: Нижнепротерозойский гнейсовый фундамент с цифрой абсолютного возраста цирконов в них в 1950 млн. лет, контрастные вулканиты (базальты, риолиты, дациты) повышенной калиевости, силициты и грубообломочные осадки верхнего рифея–венда, пестроцветная терригенная толща с горизонтами тиллитоподобных пород, доломитистые и глинистые известняки и гематитсодержащие аргиллиты венда, карбонатные отложения кембрия–нижнего ордовика, конгломераты и кислые вулканиты нижнего силура(?)–нижнего девона, шельфовые карбонатные осадки с кислыми вулканитами верхнего девона–нижней перми и терригенные отложения нижней перми.

В южной части Западного сектора Южного Тянь-Шаня располагается **Гиссаро-Восточно-Алайский** складчато-надвиговый пояс, который связан с закрытием Ягнобского палеокеана. В Восточном Алае и на южных склонах Алайского хребта также условно выделяются палеоавтохтон и аллохтонные комплексы. По А.В. Березанскому [Максумова и др., 2001], палеоавтохтон сложен карбонатными отложениями силура – нижнего карбона. Аллохтон представлен островодужными (энсиматическая дуга) вулканогенно-терригенной формацией S–D и известняково-терригенно-кремнистой формацией S_2–D_3. Они перекрыты глубоководными кремнисто-известняковыми формаци-

ями C_{1-2}. На них надвинуты флишево-олистостромовые толщи C_{2-3}. Вверху лежит аллохтон метаморфитов – зеленых сланцев и амфиболитов нижнепалеозойского (?) возраста.

В осевой части Туркестанского хребта выходят силурийские отложения, испытавшие зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. В верховьях долин рек Сох–Ляйляк в этих отложениях выделяются семь зон метаморфизма – от хлоритовой до калишпат-силлиманитовой, которые зеркально симметрично располагаются к северу и югу от оси термальной антиклинали. Западнее эти зоны косо пересекаются Туркестанским разломом [Бакиров, 1978; Укудеев, 1973]. Среди метаморфитов встречаются линзовидные тела амфиболитов, которые по химическому составу идентифицируются как магматиты среднего состава известково-щелочной серии. По характеру метаморфизма и первичному составу пород Т. Укудеев отнес их к образованиям островодужных систем.

На южном склоне Алайского хребта широко развит тектонизированный олистостром (или меланж), в котором в виде крупных блоков встречаются карбонатные породы кембрия, а также и офиолитов среднего палеозоя.

Верхний структурный этаж герцинид Южного Тянь-Шаня сложен коллизионным комплексом среднего карбона – перми. В нижней части они представлены морскими флишево-молассовыми отложениями, которые запечатывают все шарьяжные структуры нижнего структурного этажа и располагаются в основном на северной окраине Южного Тянь-Шаня. Верхняя часть коллизионного комплекса представлена континентальными молассами, среди которых местами отмечаются пепловые туфы кислого состава. Они отлагались преимущественно в межгорных впадинах.

С коллизионным комплексом связаны крупные интрузивные тела, которые в основном слагают осевые части Туркестано-Алая и восточный сектор Южного Тянь-Шаня. Среди них выделяются габбро-монцонит-гранодиоритовый, монцонит-гранодиорит-гранитный, адамелит-лейкогранитный комплексы, образующие крупные батолитовые массивы. Кроме того, широко развиты граносиенит-сиенитовый, монцонит-монцодиоритовый, габбро-монцонит-сиенитовый комплексы.

На герцинском этапе Киргизско-Казахский континент граничил с Балхашским и Туркестанским палеоокеанами, и на границе континента и океанических бассейнов происходили субдукционные процессы.

В силурийское время к югу (в современных координатах) от континента возникла энсиалическая островная дуга, отделенная от него задуговым бассейном. В конце силурийского времени дуга была аккретирована к Киргизско-Казахскому континенту. Слагающие дугу комплексы, выходы которых наблюдаются на территории Чаткальского хребта, представлены вулканогенно-осадочными образованиями и гранитами. Вулканиты сложены андезитами и базальтами известково-щелочной серии.

Продолжающаяся субдукция коры Туркестанского палеоокеана под континент и начавшаяся субдукция коры Балхашского палеоокеана привели в раннем девоне к возникновению активных окраин андийского типа. На севере континента возник Малокаратау-Кунгейский [Максумова и др., 2001], на юге –- Бельтау-Сарыджазский вулкано-плутонические пояса.

Малокаратау-Кунгейский пояс представлял собой южную окраину известного Казахского девон-карбонового вулкано-плутонического пояса, возникшего на окраинах Киргизско-Казахского континента и Балхашского палеоокеана.

В современной структуре Северного Тянь-Шаня для вулканической серии этого пояса характерно чередование толщ средне-основного и кислого состава известково-щелочного ряда и их субщелочных и щелочных (до трахитов) аналогов, хорошо развитые вулканические аппараты центрального типа и малые гипабиссальные интрузии. Вулканогенные серии чередуются с терригенными, чаще грубообломочными молассоидами. В различных районах объемы вулканогенных и терригенных составляющих колеблются в широких пределах. В раннем карбоне вулканическая деятельность сопровождалась проявлениями интрузивного магматизма гранит-гранодиоритового состава.

Фрагменты Бельтау-Сарыджазского вулкано-плутонического пояса размещены в пределах Срединного Тянь-Шаня, где они наложены на аккретированные к южной части континента комплексы силурийской островодужной системы. Для него характерно чередование вулканогенных покровов и вулканомиктовых терригенных отложений со значительными вариациями литологического состава. Нижняя часть разрезов представлена базальтами и андезитами, переслаивающимися с песчаниками, гравелитами, конгломератами, средняя – андезитами и верхняя – андезито-дацитами, дацитовыми порфиритами до риолитов и их туфами. Петрохимические особенности их характерны для вулканитов окраинно-континентальных вулканических поясов [Далимов и др., 1993].

В период позднего девона – раннего карбона эта окраина развивалась в режиме пассивной. Накапливались мощные карбонатные, терригенно-карбонатные формации.

Средне-позднекарбоновый эпизод субдукции после предшествующей стабилизации продолжал формирование вулкано-плутонического пояса. Вулканогенная составляющая представлена андезитовыми порфиритами, их субщелочными разновидностями, туфами. Меньший объем занимают базальты, дациты и их субщелочные аналоги. Они формировались при вулканических извержениях центрального типа в наземных условиях [Коржаев, 1999]. В тесном сочетании с вулканитами в строении пояса принимают участие и комплексы гранитоидов I типа.

Пермские вулканиты ассоциируют с красноцветной континентальной и реже мелководно-морской молассой. Они представлены породами субщелочной и известково-щелочной серий. Широко развиты одновозрастные с ними дайковые пояса и мелкие штоки гипабиссальных пород. Верхняя часть пермской вулкано-плутонической ассоциации представлена вулканитами базальт-риолитового состава, их туфами и лавобрекчиями. С ними тесно связаны субвулканические тела гранит-порфиров, риолитовых порфиров. По петрохимическим данным они соответствуют щелочно-базальтовой и известково-щелочной повышенно калиевой сериям.

Между двумя вулкано-плутоническими поясами находился тыловой прогиб, в современной структуре размещающийся в южной части Северного и в Срединном Тянь-Шане. Временной диапазон накапливающихся в прогибе терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формаций охватывает интервал от среднего девона по карбон включительно.

Верхняя молассовая формация (C_2–P_1) выделена в отдельных прогибах Киргизского континента. Она залегает с крупным несогласием на всех нижележащих образованиях и сложена в одних местах красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками с отпечатками наземной флоры, в других – чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. В южной краевой части Киргизского континента на уровне верхнего карбона – нижней перми отмечаются глинистые битуминозные известняки, известковые песчаники, известково-глинистые сланцы и алевролиты, содержащие местами вулканогенный материал.

Особо выделяется уровень верхней перми –- нижнего триаса. В это время вся территория Тянь-Шаня представляла собой эродируемый континентальный массив, в отдельных прогибах которого накапливались грубообломочные отложения, включающие вулканиты (риолитовые и дацитовые порфиры, туфы). Внедрялись малые интрузивные тела гранитов, сиенитов, щелочных нефелиновых сиенитов, карбонатитов. Эта ассоциация характеризует постколлизионный внутриплитный рифтогенный тектонический режим.

Мезозойский–раннекайнозойский континентальный платформенный надкомплекс. В основании разреза мезозоя [Стратифицированные..., 1982] лежит кора выветривания, формирование которой, по-видимому происходило в течение всего триаса. Выше (T_3–J_1) лежат конгломераты кварцевые, песчаники, аргиллиты и глины с пластами и линзами угля. Они выполняли отдельные впадины. Выше (J_{2-3}) лежат озерные алевролиты и песчаники, которые вверх по разрезу сменяются конгломератами, гравелитами и красноцветными песчаниками.

Меловые отложения развиты только к западу от Таласо-Ферганского разлома, а к востоку от него наличие их проблематично и предполагается только по окраинам Тянь-Шаня. Нижний мел сложен конгломератами, песчаниками и глинами. Местами отмечаются известняки. Верхний мел – средний палеоген Ферганской депрессии представлен отложениями мелководных эпиконтинен-

тальных морей. Это –- красноцветные песчаники, алевролиты и глины, известняки и гипсы. В палеогеновых отложениях увеличивается роль гипсов, доломитов и терригенных пород. К востоку от Таласо-Ферганского разлома этот уровень представлен красноцветными глинами, известняками, мергелями и гипсами с прослоями конгломератов и песчаников. В ряде мест в них встречаются горизонты базальтов.

В целом, отложения мезозоя и раннего кайнозоя формировались в условиях внутриплитного тектонического режима платформенного типа.

* * *

Относительно деформаций докембрийско-палеозойских формаций Тянь-Шаня необходимо отметить (и это следует из вышеприведенного очерка), что эта территория испытала несколько крупных этапов различного типа деформационных процессов. Наиболее интенсивно они проявились на этапах конвергентного сближения различных блоков земной коры.

Наиболее древним из реконструируемых этапов деформаций является время закрытия раннедокемрийского копурелисайского океанического бассейна. В результате коллизии древнейших континентальных блоков был создан дорифейский кристаллический фундамент Тянь-Шаня [Бакиров, 1999; Бакиров и др., 2002].

Следующим этапом интенсивной деформации было закрытие Сакского океанического и Киргизского окраинного бассейнов и аккреция симатической Восточно-Терскейской дуги с Кокчетав-Северо-Тяньшанским микроконтинентом, произошедших в раннем ордовике (тремадок – начало аренига). Характер деформаций выразился в счешуивании фрагментов коры спрединговых зон, абиссальных равнин окраинного бассейна, островодужных комплексов и обдуцировании этих дуплексов на Киргизско-Казахский микроконтинент по плоскостям пологих надвигов. Предполагается, что подвижки по некоторым из них возобновилось во время движения новейшего орогенеза. Это в первую очередь касается покровов, основание которых сложено серпентинитовым меланжем. Эти деформации привели к созданию покровно-чешуйчатой структуры ранних каледонид Тянь-Шаня [Максумова, 1996].

Позднеордовикская коллизия Кокчетав-Северо-Тяньшанского и Улутау-Срединно-Тяньшанского континентальных блоков привели к формированию покровов фрагментов коры Сакского палеоокеанического бассейна на Улутау-Срединно-Тяньшанский микроконтинент [Гесь, 1999] и голоморфной складчатости.

Аналогичная ситуация присуща и герцинскому этапу. Имеются данные о семи этапах покрообразования герцинид, начавшихся с башкирского времени среднего карбона и продолжавшихся до ранней перми включительно [Бискэ, 1996], отражающих последовательное закрытие Туркестанского и Ягнобского палеоокеанических бассейнов. Коллизия Киргизско-Казахского и Таримского континентов, произошедшая в пермское время, создала складчатую структуру герцинид Тянь-Шаня. Впервые ярко проявились сдвиговые деформации по важнейшим сутурным швам и разломам (Таласо-Ферганский, Каракольский, Бекташ-Терекский, Южно-Ферганский, Кипчакский и другие правосторонние сдвиги, линия Николаева, Чилико-Кеминский, Ичкелетау-Арамсуйский левосторонние сдвиги). Впрочем, направленность движений по многим разломам во времени менялась.

Необходимо отметить, что созданные ранее покровно-складчатые комплексы каледонид во время герцинских событий в Срединном и Южном Тянь-Шане находились, очевидно, под их динамическим воздействием и испытывали крупномасштабные объемные деформации, которые, по-видимому, были сходны с новейшими деформациями коры.

I.2. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И КИНЕМАТИКА ДВИЖЕНИЙ

Из приведенного выше и других известных материалов следует, что позднекайнозойские (новейшие) тектонические процессы, которые привели к формированию Тянь-Шаня и других горных сооружений Центральной Азии, охватили обширные пространства с разнородной и разновозрастной земной корой. Сложная и различная для разных частей Тянь-Шаня история его геологического развития к концу палеозоя – началу мезозоя завершилась формированием на всем его пространстве единой континентальной земной коры с гетерогенной покровно-складчатой структурой, которая представляет мозаику разновозрастных континентальных блоков, входящих в обширный Евразиатский континент.

Здесь важно акцентировать внимание на давно установленном и хорошо известном факте, что, начиная с этого времени, здесь, как и в смежных областях, установился принципиально иной тектонический режим, который большинством исследователей в целом определяется как платформенный (или квазиплатформенный, режим молодой платформы или области завершенной складчатости). Этот этап длился в течение всего мезозоя и первой половины кайнозоя (до олигоцена) и характеризовался слабой активностью и малой контрастностью движений эпейрогенического типа. Общее затухание тектонических движений наряду с интенсивным выветриванием в условиях континентального жаркого климата (по В.М. Синицыну [1962, 1965]) привели к достаточно быстрому разрушению позднегерцинских горно-складчатых сооружений. По данным Н.М. Синицына [1948] и В.М. Синицына [1962], снижение и нивелировка рельефа герцинского Тянь-Шаня с формированием денудационной поверхности выравнивания завершились, в основном, к концу перми – началу триаса. К концу среднего триаса наступило предельное региональное выравнивание земной поверхности с широким распространением денудационных равнин (пенеплена).

Необходимо особо отметить принципиальное значение этого периода в истории Тянь-Шаня и подобных ему областей Азии. Дело в том, что он предполагает принципиальную перестройку состояния и структуры глубинных слоев литосферы и, вероятно, более глубоких частей мантии на обширнейших пространствах Азиатского или, точнее, уже Евразиатского континента. Толщина коры герцинских горно-складчатых сооружений, если исходить из аналогии с альпийскими поясами (с тем же современным Тянь-Шанем), должна была быть значительно большей, чем в пределах, например, эпигерцинских равнин Туранской плиты и Центрального Казахстана, которые мы принимаем в качестве прообраза мезозой-раннекайнозойского Тянь-Шаня. Следовательно, в эпоху послегерцинского затухания тектонической активности и выравнивания, толщина его земной коры должна была значительно уменьшиться и достичь типично платформенных значений (35–40 км). Это могло произойти, очевидно, не только в результате денудации древних горных сооружений, но и путем подъема раздела кора–мантия (подошвы земной коры), выравнивания рельефа этого и других глубинных разделов, а также в результате изменения состояния, перераспределения и выравнивания толщины нижне- и среднекорового слоев. Необходимо предполагать значительную гомогенизацию на глубоких уровнях того коллажа фрагментов разновозрастных континентов, микроконтинентов и террейнов, который сложился к концу палеозоя и который охарактеризован в предшествующем разделе. В первую очередь, речь идет о гомогенизации на уровнях верхней мантии, нижней и средней коры. Можно говорить о создании в течение этого этапа латерально достаточно однородного глубинного пространства (разреза), в котором наиболее дифференцированной и гетерогенной частью осталась в основном верхняя кора. Последняя включала все разнообразие геологических формаций архей-палеозойского возраста и, по существу, только в ней сохранена историко-генетическая информация.

Плотностные неоднородности геологического субстрата в этих условиях были, вероятно, скомпенсированы на уровне средней коры и потеряли свой энергетический потенциал. Во всяком случае, рассмотренные выше фрагменты разновозрастных кор (плит, микроплит, террейнов), спаянные в единый массив, на рассматриваемом этапе были как бы усреднены как геофизические тела и

каким-то особым образом себя не проявляли. То есть, литосфера должна была существенным образом перестроиться. Представления о сохранении в ископаемом состоянии глубинных корней полностью денудированных древних (герцинских, каледонских и т.д..) горно-складчатых сооружений, о своеобразной "замороженности" палеозойской литосферы в данной ситуации нам кажутся несостоятельными или, во всяком случае, недостаточно аргументированными. Они не проявлены ни в структуре остающихся платформенными Турана и Центрального Казахстана, ни в структуре созданного на месте древних сооружений пояса новейшего горообразования.

Некоторое нарушение платформенного режима имело место в конце триаса и юре. Оно отражало киммерийскую активизацию тектонических движений и привело к дифференциации рельефа и активизации эрозионно-аккумулятивных процессов. Литологические и фациальные характеристики верхнетриасовых и юрских отложений, преимущественно песчано-глинистый их состав, наличие прослоев углей и другие особенности свидетельствует о незначительной контрастности этого рельефа. Он состоял из низкогорных поднятий или, скорее, кряжей и неглубоких замкнутых и полузамкнутых седиментационных долино- и мульдообразных тектонических понижений с речными долинами, болотами, озерами и, в позднем мелу – эоцене, с морскими бассейнами эпиконтинентального типа. В качестве современных аналогов последних можно привести, вероятно, современные впадины Аральского моря или озер Балхаш и Тенгиз.

Важно отметить, что местоположение седиментационных депрессий того времени позволяет сделать вывод о том, что уже тогда, *задолго* до коллизии Индийской и Евразиатской литосферных плит, проявились некоторые черты будущего горного сооружения Тянь-Шаня. В пределах внутренних областей Центрального и Восточного Тянь-Шаня верхнетриасовые и юрские отложения относительно небольшой мощности (до 150–650 м) обозначают Иссыккуль-Текес-Юлдузскую цепь будущих (неотектонических) прогибов, Минкуш-Кекемеренскую впадину, запад Нарынской и Аксайской впадин. Более значительными (до 1600–2000 м) были накопления отложений этого возраста в районе Ферганской впадины, Ферганского хребта и по окраинам Тянь-Шаня – в районах Илийского, Баграшкульского, Кучайского, Южно-Таджикского прогибов, Алайской долины и Заалайского хребта [Геология СССР…, 1972 а, б].

В целом, материалы и выводы, имеющиеся по этому отрезку истории Тянь-Шаня в работах В.И. Попова [1938], В.Н. Огнева [1939, 1940, 1949], С.С. Шульца [1948], Б.А. Петрушевского [1955], Н.М. Синицына [1948, 1960], В.М. Синицына [1957, 1959, 1962], К.Н. Кравченко [1957], В.А. Фараджева [1958], в Атласе литолого-палеогеографических карт…[1967], в региональных сводках "Геология СССР" [1972 а, б] и в ряде других публикаций, являются достаточным основанием считать, что *территория будущего горного пояса Тянь-Шаня в конце триаса и юре представляла слабо дифференцированное линейное тектоническое поднятие типа низкого нагорья или кряжа, включающее ряд внутренних изолированных и полуизолированных впадин и долинообразных понижений и обрамленное более интенсивно прогибающимися внешними впадинами*. Локализация южной более развитой цепи последних связана, очевидно, с северным краем древней Таримской плиты и Афгано-Таджикским массивом, структурно-динамическое влияние которых проявлялось достаточно отчетливо и прежде, и в последующее время.

Указанная выше *перестройка позднепалеозойской литосферы произошла в течение сравнительно непродолжительного времени – в поздней перми–триасе. Киммерийская тектоническая активизация проявила уже новые черты, и в слабой дифференциации молодой эпипалеозойской платформы обозначились некоторые контуры будущего орогена.*

При этом отметим, что далеко не все новообразования этого времени в дальнейшем продолжали свое развитие. Наиболее ярким примером является Восточно-Ферганский юрский прогиб, развитие которого многими связывается с активизацией смещений в зоне Таласо-Ферганского палеозойского разлома. На месте прогиба возникла Суякская зона киммерийской складчатости, а на неотектоническом этапе высокогорный хребет. Кроме того, как отмечали многие исследователи (см., например, [Геология СССР…, 1972 а, б]), имело место также наследованнное развитие элементов ряда древних структур.

Дальнейшее развитие территории Тянь-Шаня (в мелу, палеоцене и эоцене) продолжалось в режиме молодой платформы. На этом достаточно длительном этапе обсуждаемые процессы перестройки литосферы получили, очевидно, дальнейшее развитие и закрепили общие черты новообразующегося структурного плана. При этом заметим, что излияния в ряде пунктов Тянь-Шаня маломощных покровов базальтовых лав (баррем-аптских в Северной Фергане и эоценовых в Северном и Центральном Тянь-Шане) могут рассматриваться в качестве первых признаков новой тектоно-магматической активизации литосферы, которая в олигоцене проявится мощным горообразованием и охватит обширнейшие области Центральной Азии.

Таким образом, новейшим горообразующим деформациям подвергся древний континентальный массив платформенного типа, на основании чего рассматриваемый горный пояс отнесен к категории *внутриконтинентальных эпиплатформенных орогенов*. Толщина и структура глубинных слоев земной коры и верхней мантии Центральной Азии в мезозое и раннем кайнозое, по-видимому, уже не отражали или отражали в малой степени палеозойские и более древние структуры. Они характеризовали новое, принципиально иное состояние литосферы, которому на поверхности соответствовала глубокая пенепленизация территории.

Необходимо отметить большое значение мезозой-раннекайнозойской поверхности выравнивания (пенеплена), на существование которой и широкое распространение ее останцов в горных хребтах Тянь-Шаня обращали внимание многие его исследователи, начиная с П.П. Семенова. Участвовавшие в экспедиции Р. Пумпелли на Тянь-Шань В.М. Дэвис и Э. Хантингтон, может быть, впервые обратили *специальное* внимание на эту поверхность как на важный репер для широких тектонических построений [Davis, 1904; Davis, Hangtington, 1905, 1908; Pumpelly, 1905]. Эта поверхность предшествовала новейшему горообразованию и по этой причине называется *предорогенной*. Она является структурным репером первостепенной важности для реконструкции форм позднекайнозойской (новейшей) структуры Тянь-Шаня и в этом качестве использовалась и используется составителями карт новейшей тектоники.

Мощные эрозионные и другие экзогенные процессы, которые сопровождают новейшие горообразующие деформации земной коры, привели к разрушению предорогенной поверхности выравнивания на более или менее значительных площадях поднятий и, с другой стороны, к ее захоронению и консервации под отложениями новейшего орогенического комплекса в пределах отрицательных структурных форм, где она представляет поверхность крупнейшего стратиграфического и структурного несогласия. Эрозионное расчленение развивающегося горного сооружения и аккумуляция продуктов его разрушения, подчиняясь вариациям тектонического режима и климатических условий происходило неравномерно, с разной интенсивностью. Это привело к формированию серии последовательных эрозионно-денудационных врезов, которые выражены характерной ступенчатостью склонов поднятий и которым во впадинах отвечают соответствующие изменения и ритмичность разреза отложений новейшего орогенического комплекса [Шульц, 1948, 1979; Костенко, 1972; Макаров, 1977, 1980; Чедия, 1986] (рис.I.2.1). То и другое отражает некоторые единые стадии тектонического и геоморфологического развития горного сооружения, которые в свое время были описаны как географические циклы [Davis, 1899; Дэвис,1962]. Регионально распространенные ступени эрозионно-денудационной природы на склонах поднятий (называемые *орогенными поверхностями выравнивания*, а также монтипленами, оропленами, цикловыми поверхностями выравнивания и террасами) и соответствующие им разделы в толщах позднекайнозойских отложений орогенического комплекса, выполняющих впадины, являются дополнительными структурно-стратиграфическими реперами, которые позволяют восстанавливать новейшую тектоническую структуру и историю ее формирования.

Что же представляет собой новейшая структура Тянь-Шаня? Общие ее черты и отдельные особенности более или менее детально описаны во множестве публикаций, начиная с пионерных работ П.П. Семенова-Тяньшанского [1858, 1946] и Н.М. Пржевальского [1878, 1887] второй половины XIX в., трудов экспедиций Г. Мерцбахера (Германия) и Р. Пумпелли (США) в начале XX в. и первых обобщений И.В. Мушкетова [1886, 1906], Э. Аргана [1935; Argand, 1924], Д.В. Наливкина

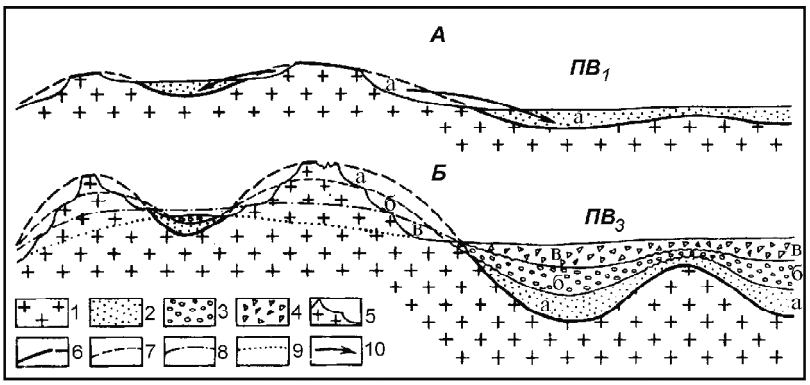


Рис. I.2.1. Принципиальная корреляционная схема циклов эрозионно-денудационного расчленения антиклинальных складок основания и аккумуляции обломочного материала в сопряженных межгорных (справа) и внутригорных (слева) синклинальных прогибах (по В.И. Макарову [1980])

А – начальный цикл с формированием орогенной полигенетической поверхности выравнивания, она же поверхность несогласия (репер $ПВ_1$); *Б* – условно 3-й цикл с формированием нового репера $ПВ_3$ (предшествующие реперные поверхности деформированы).

1 – покровно-складчатые комплексы древнего основания; 2–4 – разновозрастные отложения новейшего орогенического комплекса (а, б, в – последовательные циклы расчленения поднятий и аккумуляции продуктов их разрушения); 5 – эрозионно-денудационные ступени, моделирующие тектонический изгиб основания; 6 – предорогенный пенеплен (крупнейшая поверхность стратиграфических и структурных несогласий); 7–9 – корреляционные линии разновозрастных орогенных поверхностей; 10 – направление перемещения обломочного материала

[1926,1928] и С.С. Шульца [1948]. Авторы этого раздела не считают необходимым (и возможным тоже) делать здесь новое обобщение всех известных данных о новейшей тектонической структуре Тянь-Шаня и формах ее проявления. Остановимся лишь на отдельных ее чертах, а также на роли, соотношении и закономерностях развития изгибных (складчатых) и разрывных деформаций древнего покровно-складчатого основания Тянь-Шаня как наиболее принципиальных горообразующих элементов структуры, природа которых во многом определяет решение вопросов геодинамики.

Как показали С. С. Шульц [1948, 1979], Н. П. Костенко [1972] и многие другие исследователи, строение и дислокации отложений новейшего орогенического комплекса, а также предорогенной и орогенных эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания отражают прежде всего деформации основания, достаточно определенно проявляя ***длительный***, *конседиментационный*, *конденудационный* и *конэрозионный* характер их развития. Наряду с этим они, естественно, характеризуют и развитие автономных деформаций самого осадочного покрова – форм, связанных с гравитационными процессами, диапиризмом толщ пластичных пород, тектоническим срывом и автономным смятием осадочного покрова и дисгармоничные относительно структур поверхности фундамента (рис. I.2.2). Но, будучи характерной составляющей горообразующих деформаций, складки покрова в генетическом отношении являются вторичными и не всегда достаточно представительны для решения принципиальных геодинамических вопросов.

Морфология структурных форм

Основу неотектонической структуры Тянь-Шаня, которая проявлена в приповерхностной части коры и доступна непосредственному наблюдению, составляют положительные и отрицательные

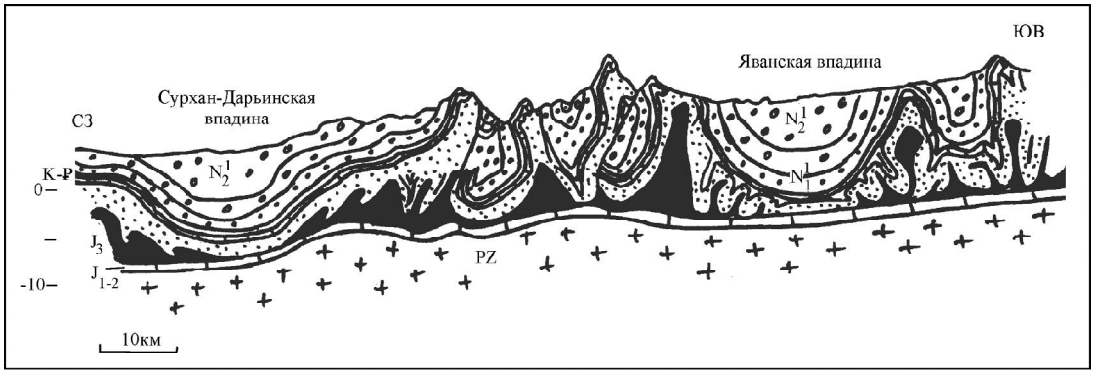


Рис. I.2.2. Складки покрова в Таджикской депрессии (разрез составлен С.Ф. Скобелевым)

Крестиками обозначен недифференцированный комплекс пород палеозойского основания, черной заливкой – соленосная формация верхней юры. Возраст отложений указан общепринятыми индексами

изгибы или ***складки основания*** (up-warping и down-warping Э. Хантингтона). Они создают принципиальные элементы рельефа горного пояса – поднятия и впадины. С ними закономерно сопряжены *продольные* (относительно складок) разрывные смещения ***взбросо-надвигового*** типа (нередко со сдвиговой составляющей), *диагональные* относительно пояса в целом и составляющих его поднятий и впадин ***сдвиги*** и наименее развитые *поперечные* зоны возможных растяжений и ***сбросы***. Парагенезис этих структурных форм, общий план которых представлен на рисунке I.2.3 (см. также [Шульц, 1948; Костенко и др., 1972; Карта новейшей..., 1972; Садыбакасов, 1972, 1990; Чедия, 1972, 1986; Макаров, 1977; Новейшая тектоника…, 1988]), со всей определенностью свидетельствует об их образовании в условиях латерального (субмеридионального) сжатия земной коры.

Плановые размеры и очертания индивидуальных складок основания изменяются в широких пределах: длина – от 1–2 км до 200–250 км, ширина – от 0,5–1 км до 30–40 км. Такие размеры дали основание относить их к категории мегантиклиналей и мегасинклиналей [Петрушевский, 1955; Костенко, 1972]. Явно преобладающими являются линейные формы с соотношением длины и ширины 5:1 и более. При этом подчеркнем, что пространственное распределение указанных параметров в общем однотипно как для положительных, так и для отрицательных форм) (рис. I.2.4). То есть, в ранге индивидуальных поднятий и прогибов, а также образуемых последними зон поднятий и прогибов они характеризуются общностью очертаний, линейностью и соразмерностью (конгруэнтностью), представляя достаточно гармоническую складчатую структуру голоморфного типа. Достаточно выразительным в этом отношении является, например, комплекс складок основания Угамо-Чаткальской системы Западного Тянь-Шаня (рис. I.2.5).

На рисунок I.2.4 для сравнения вынесены вариации осредненной ширины неотектонических поднятий и впадин Монголии. Там, при заметно большей протяженности (150–500 км и более), их ширина пространственно оказалась заметно дифференцированной: в Монгольском и Гобийском Алтае поднятия и прогибы характеризуются в общем сходной шириной, достаточно близкой к тяньшанским структурам (5–50 км), в Прихубсугулье же, в Хангайском и Хэнтейском нагорьях поднятия оказываются значительно шире тектонических понижений (соответственно 35–85 км и 10–30 км). Такую дифференциацию мы связываем с различной геодинамической позицией указанных провинций Монголии: первая (Алтайская) принадлежит структурам латерального смятия земной коры тяншанского типа, вторая (Хангай-Хэнтейская) – Байкальской геодинамической системе сводовых поднятий земной коры и рифтогенеза [Макаров, Трифонов, 1988; Макаров, 1990а, 1996; Макаров и др., 1996].

Кривизна и высота складок основания также весьма изменчивы. Специальные измерения, выполненные в пределах Центрального Тянь-Шаня, показали, что кривизна измеряется радиусами

Гиссарский сектор
Ферганский сектор
Нарынский сектор
Иссыккульский сектор
Самарканд
Ташкент
Фрунзе
Ош
Каракол
Чимкент
Кенсыгтау
Чу-Илийские горы
Хр. Нуратау
Хр. Кетмень
Хр. Тянь-Шань
Хр. Ферганский
Хр. Алайский
Хр. Сусамыр
Хр. Ат-Баши
Хр. Кокшаал-Тау
Хр. Сарыджаз
Хр. Кунгей-Ала-Тау
Хр. Заилийский Алатау
Хр. Каратау
Хр. Чаткальский
Хр. Кураминский
Хр. Ферганский
Хр. Ат-Баши
Хр. Сусамыр

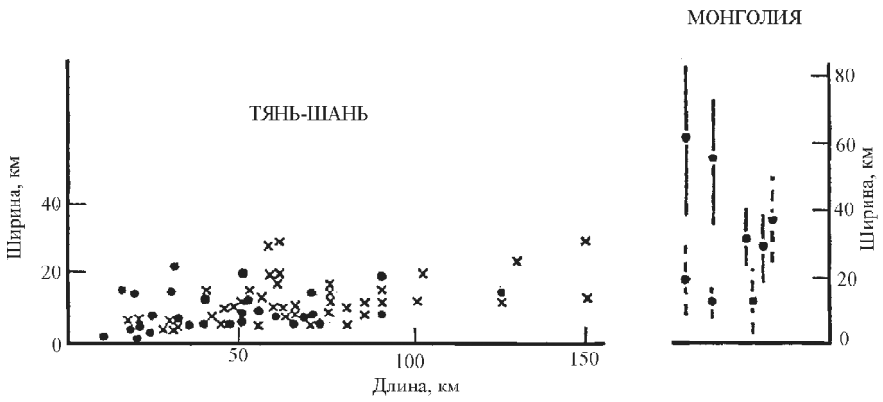


Рис. I.2.4. Плановые размеры новейших структурных форм Тянь-Шаня (левый график) и Монголии (правый график)

Крестиками обозначены ширина и длина антиклинальных, жирными точками – синклинальных складок основания Тянь-Шаня. Для монгольских структур, имеющих более блоковый характер, обозначена только ширина зон поднятий (сплошными линиями) и относительно опущенных зон (прерывистыми линиями)

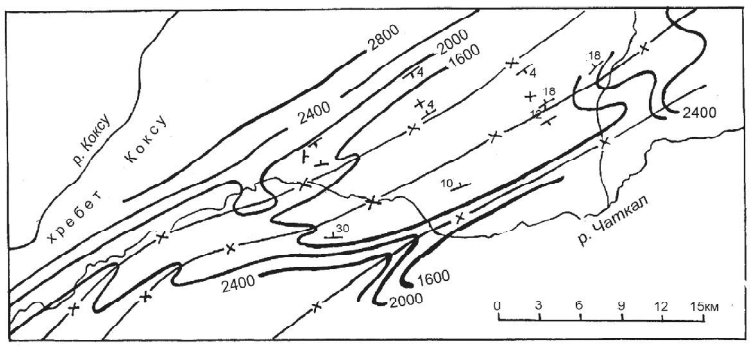


Рис. I.2.5. Структурная карта бассейна р. Чаткал (Северо-Западный Тянь-Шань) по предолигоценовой поверхности выравнивания [Makarov, 1995]

Изолиниями обозначено современное высотное положение указанной поверхности в метрах, прерывистыми линиями с крестиками – оси складок основания. Элементы залегания относятся к реликтам покрова олигоцен-нижнемиоценовых отложений

10–300 км [Макаров, 1977]. При этом следует отметить, что радиус кривизны не адекватен глубине заложения складок. Этот параметр соответствует в основном небольшим наклонам предорогенной поверхности выравнивания и перекрывающих ее отложений орогенического комплекса: от нескольких градусов до 15–30°, хотя известны и значительно более крутые ее залегания вплоть до вертикальных и даже опрокинутых [Шульц, 1948; Садыбакасов, 1972, 1990; Макаров, 1977; Чедия, 1986; Миколайчук и др., 2003]. Здесь важно отметить, что, несмотря на в общем малую кривизну, при указанных плановых размерах складок основания вполне обеспечиваются существующие вертикальные амплитуды и относительный размах складок основания, их большой топографический эффект (рис. I.2.6). При этом очевидно, что кривизна (и топографический эффект) изгибов основания является функцией двух главных параметров: длительности и интенсивности тектонических деформаций. Достаточно сравнить складки основания Западного или Центрального Тянь-Шаня, развивающиеся в течение всего этапа горообразования, со складками его окраинных зон (Центральных Кызылкумов, Каратау, Чу-Илийских гор), формирование которых, во всяком случае, с достаточно заметным топографическим эффектом, относится к позднеорогенным стадиям (в ос-

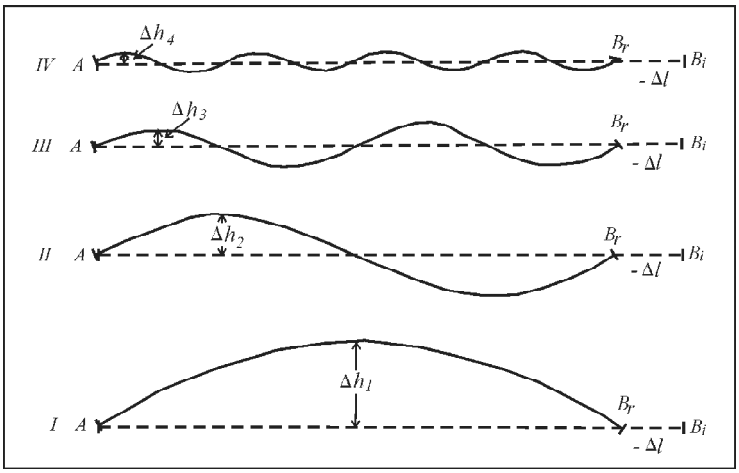


Рис. I.2.6. Кривые, демонстрирующие прямую зависимость топографического эффекта изгибов коры от ширины складок и величины субмеридионального сокращения земной коры Тянь-Шаня в результате ее неотектонического коробления в сечении Центрального Тянь-Шаня

Из них следует, что при одном и том же сокращении (-Δl) первичной ширины некоторого пространства амплитуда складчатых изгибов (и образуемых ими форм рельефа) находятся в большой зависимости от количества и соответственно ширины складок. Так, например, при множителе равном 2 $\Delta h_4 : \Delta h_3 : \Delta h_2 : \Delta h_1 = 1:2:4:8$. И в случае с Тянь-Шанем малая кривизна изгибов основания (верхнекорового слоя) при большой их ширине вполне обеспечивает существующий вертикальный размах складок основания, а сокращение его первоначальной ширины на величину 4–7% вполне достаточно для формирования наблюдаемой череды поднятий и впадин

новном к четвертичному периоду). Столь же показательно в этом отношении сравнение Тянь-Шаня с Монгольским и Гобийским Алтаем, молодые (позднеплиоцен-четвертичные) формы которых представляются достаточно близкими к раннеорогенным формам Тянь-Шаня, какими они предстают в структурно-геоморфологических реконструкциях.

Вергентность складок основания и связь с ними разрывных нарушений. В своем большинстве складки основания Тянь-Шаня асимметричны. Закономерно сочленяясь друг с другом, они образуют обширные волнообразные поля, характеризующиеся единой (северной или южной) вергентностью [Шульц, 1948; Садыбакасов, 1972, 1990; Макаров, 1977; Кучай, 1981а]. Сопровождая складчатые коробления (изгибы) древнего основания и перекрывающих его отложений мезозой-кайнозойского чехла, в зонах сопряжения крутых крыльев смежных антиклинальных поднятий и синклинальных впадин обычно развиты разрывные дислокации, сместители которых наклонены под разными углам и уходят обычно под поднятые блоки. Эта особенность именуется правилом К. Леукса, который обратил на нее особое внимание [Leuchs, 1930]. Сопряжение пологих крыльев во многих случаях осуществляется без разрывных нарушений или с незначительными разрывами. В результате широко распространены дислокации типа односторонних горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (например, поднятия западного Кокшаалтау, Каратау и Акшийрак в Нарынской впадине, Кураминского хребта, поднятие Жетыжол, Восточно-Чуйская, Аксайские и Зеравшанская впадины). В других же случаях взбросы и надвиги развиты с двух сторон складок (например, поднятия Кунгейского и Заилийского хребтов, востока Киргизского хребта, Нарынтау, или впадины Чон-Кемина, Минкуш-Кекемеренская, Казарманская, Атбашинская, Верхне-Нарынская).

Вообще говоря, на Тянь-Шане представлена широкая гамма неотектонических структурных форм – от открытых полно развитых широких складок основания до сильно редуцированных горст-антиклиналей, покровных антиклиналей и грабен-синклиналей рампового типа, в том числе тектонически погребенных. Пространственные и генетические закономерности этих вариаций остаются еще недостаточно изученными. Ясно, что они связаны в основном с неравномерностью распределения и реализации сил латерального сжатия земной коры или, скажем точнее, верхнекоровых слоев Тянь-Шаня. Частичное объяснение этому явлению дано с позиции пространственных изменений вергентности неотектонических структур [Садыбакасов, 1972, 1990; Макаров, 1977; Кучай, 1981а]. Однако это объяснение само нуждается в геодинамическом обосновании.

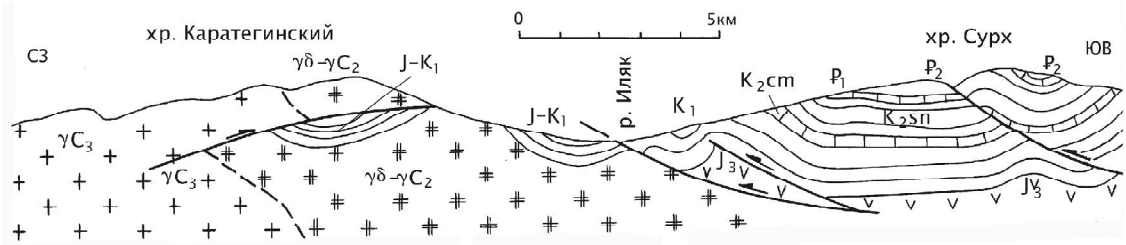


Рис. I.2.7. Покровно-складчатая неотектоническая структура зоны сопряжения Южного Тянь-Шаня (Каратегинский хр.) с Таджикской депрессией в районе Илякской долины

Наклон сместителей разрывов может довольно значительно меняться по их простиранию и падению: от крутых взбросов с углами 60–90° (например, Алма-Атинский, Чон-Кеминские, Предтерскейский, Северо- и Южно-Атбашинские и Северо-Нарынские разломы) до пологих надвигов и покровов, как, например, Чон-Курчакский и Иссык-Атинский разломы в основании Киргизского хребта, Торуайгырский покров у южного подножья Западно-Кунгейского поднятия, Южно-Кочкорский, Южно-Нуратинский, Верхне-Нарынский, Северо- и Южно-Ферганские разломы, Риватский покров у северного основания Зеравшанского хребта, надвиги и покровы Илякской долины (рис. I.2.7). Это зависит от многих причин, в числе которых отметим, прежде всего, структурно-динамическую позицию разлома или отдельных его участков в региональном и локальном планах (ориентировка относительно векторов преобладающего латерального давления, положение относительно области Памиро-Тяньшанского сближения, механизм смещения и т.д.), продолжительность развития разлома в деформируемом объеме геологической среды, наследование разломом границ древних неоднородностей (прежде всего, древних разломов), структурно-литологические и геоморфологические особенности приведенных в контакт массивов горных пород.

В условиях контрастного рельефа не исключается эффект гравитационного заваливания приразломной верхней части поднятого крыла и самого сместителя в сторону лежачего крыла, представляющего более низкую ступень рельефа и нередко сложенного рыхлыми кайнозойскими отложениями. Этот так называемый “козырьковый” эффект в свое время был весьма популярен: только приповерхностная сущность, вторичность взбросо-надвиговых форм позволяла объяснить неотектоническую структуру Тянь-Шаня, как и многих других горных сооружений с позиций дифференцированных вертикальных движений блоков земной коры. Совокупность имеющихся теперь достаточно многочисленных и представительных фактов (геологических, в том числе буровых, геофизических и сейсмических), отчасти приведенных выше, подтверждает первичную тектоническую природу взбросо-надвиговых и покровных форм активных разрывных нарушений Тянь-Шаня. “Козырьковый” же эффект не является правилом и осуществляется далеко не везде. Установлены весьма многочисленные случаи пологого залегания сместителей разрывных нарушений на участках, где условия для гравитационного выполаживания (заваливания) весьма неблагоприятны или, по крайней мере, минимальны. Столь же многочисленны обратные ситуации, когда крутопадающие разрывы развиваются в условиях, казалось бы, весьма благоприятных для проявления гравитационного разваливания краев поднятых массивов [Макаров, 1977].

Более того, как показывает опыт геофизических зондирований, реконструкции положения плоскостей разрывных нарушений методом сбалансированных разрезов (“balanced cross-section”), а также сейсмотомографические и магнитотеллурические исследования, результаты которых частично приведены во второй и третьей частях этой книги, имеется достаточно оснований считать, что многие взбросы и надвиги Тянь-Шаня, видимые в приповерхностной части разреза, с глубиной становятся не круче, а наоборот, положе, нередко переходя в субгоризонтальные тектонические срывы (“decollement faults” или “detachment faults” в англо- и франкоязычной терминологии).

Именно таковыми представляются, например, зоны новейших разломов в основании северного склона Киргизского хребта и на южной окраине Кочкорской впадины [Абдрахматов и др., 2001а; Bullen et al., 2001; Миколайчук и др., 2003], по северному краю Восточного Тянь-Шаня [Avouac et al., 1993] и Памира [Трифонов, 1999], разломы южного ограничения Тянь-Шаня и многие другие.

Итак, продольные разломы Тянь-Шаня, согласованные со складками основания и вытянутые вдоль них, т.е. в основном в субширотном и восток-северо-восточном направлении, характеризуются достаточно определенно проявленными взбросо-надвиговыми и поддвиговыми смещениями крыльев. Многие из них сопровождаются также сдвиговой компонентой. Все указанные факторы, влияющие на наклон сместителей разломов, проявляются совокупно, и вклад каждого из них в каждом конкретном месте меняется. Главнейшим при этом остается структурно-геодинамическая позиция разрывов и их ориентировка относительно векторов действующих тектонических сил (в данном случае, речь идет о региональном *субмеридиональном* раздавливании земной коры Тянь-Шаня). Так, например, разломы Предтерскейской зоны на участке широтного простирания, то есть в центральной своей части и на западе, где они подставляются Южно-Кочкорской зоной разломов, имеют типично взбросо-надвиговый и надвиговый характер. На восточном же участке, где они имеют северо-восточное простирание – это достаточно *прямолинейные* крутые взбросы, которые сопровождаются, по-видимому, значительной левосторонней сдвиговой компонентой относительных смещений крыльев. Аналогичными являются весьма протяженные и прямолинейные разломы, обрамляющие поднятие Атбашинского хребта, ориентированные также в северо-восточном направлении.

Закономерности пространственного распределения структурных форм

Рассмотрим теперь некоторые особенности и закономерности пространственного распределения частных (элементарных) форм в общей неотектонической структуре. В той или иной мере они уже рассматривались в предшествующих публикациях (как наших, так и других исследователей) и затрагивались выше, но нам представляется необходимым еще раз сделать на них акцент, имея в виду принципиальную их значимость в геодинамических построениях.

Зоны поднятий и прогибов. Отдельные складки основания (мегантиклинали и мегасинклинали) вместе с сопровождающими их разрывными нарушениями закономерным образом сочленяются одна с другой, образуя весьма протяженные, чаще всего эшелонированные (кулисообразные) ряды, которые мы предложили выделять в качестве *зон поднятий* и *зон прогибов*, образующих соответственно цепи горных хребтов и впадин (см. рис. I.2.3). Эти зоны вытянуты в основном вдоль горного пояса, но иногда являются секущими относительно него (например, в пределах Таласо-Ферганской сигмоиды или в системах Юго-Западного Гиссара и Северо-Западного Тянь-Шаня).

Складки основания в своем развитии часто не ограничиваются контурами зоны, которой они принадлежат, но продолжаются более или менее далеко на другом гипсометрическом уровне в пределы смежной зоны, вызывая ее внутренние осложнения. Таковыми являются, например, многие структурные пороги и диагональные перемычки во впадинах и долинах, непосредственно продолжающие в пределах последних складки смежных зон поднятий. Развиваясь во впадинах, для которых характерны процессы аккумуляции обломочного материала, такие складки могут проявляться здесь в виде конседиментационных форм, не создающих возвышенностей в рельефе, либо могут выступать в виде таковых на некотором этапе развития в форме как конденудационной, так и конэрозионной (по Н.П. Костенко [1972] и С.С. Шульцу [1979]). Это зависит от соотношения скоростей тектонических движений и деформаций и процессов экзогенной моделировки создаваемых ими форм рельефа.

Естественно, что к формам синклинальных зон применимы аналогичные суждения и выводы.

Замечательными примерами такого типа сопряжений смежных зон (с взаимным прорастанием друг в друга) являются довольно условные, “размытые”, границы Байбиче-Каратауской зоны поднятий с Нарынской впадиной, поднятий Кокшаалтау с Аксайской впадиной. Таким же образом западные кулисы зоны Заилийского Алатау (поднятия Жетыжол и Кастекское) продолжаются погребенными поднятиями в пределах Восточно-Чуйской впадины. Первое из них на поверхности впадины, сложенной четвертичными аллювиально-пролювиальными песчано-галечными и лессовидными наносами, образует слабо приподнятую позднеплейстоцен-голоценовую возвышенность, которая выделяется специфическими формами эрозионно-денудационного рельефа со сквозными эрозионными врезами антецедентного типа. Второе поднятие, достаточно давно установленное в центральной части впадины геофизическими методами, в рельефе практически не выражено, представляя, очевидно, конседиментационную форму.

Еще одно звено эшелонированной дуги Заилийского Алатау, Таса-Кеминский хребет, разделяющий долины Бол. Кемина и Мал. Кемина, западнее Боомского ущелья продолжается горст-антиклинальным поднятием, образующим здесь достаточно обособленную передовую гряду Киргизского хребта. Вместе с поднятием Таса-Кеминского хребта, оно является, по существу, структурным ограничением Восточно-Чуйской впадины, отделяющим ее от, казалось бы, прямого орографического продолжения – Кемино-Чиликского прогиба. Далее на запад, из-за практически полного вырождения Кокджарсуйской грабен-синклинальной депрессии, которая является прямым структурным продолжением Кемино-Чиликского прогиба, это поднятие трансформируется в тектоническую и геоморфологическую ступень Киргизского хребта. Депрессия же прослеживается на запад в виде тектонического шва, лишь в отдельных местах сохраняя слабые черты депрессионных форм.

Еще одна реликтовая депрессионно-шовная зона намечается по результатам структурно-геоморфологического анализа почти в осевой части Киргизского хребта южнее и западнее выше описанной и параллельно ей. Наилучшим образом она проявлена эрозионно-тектонической депрессией верховий р. Муньке, правого притока р. Курагаты. Эта зона является разделом западной и восточной осевых кулис Киргизского поднятия. Из сказанного следует, что весьма широкий (до 35–40 км) свод Киргизского хребта составлен из нескольких автономных *глубоко эшелонированных* поднятий, образующих *правосторонний* кулисный ряд, и сомкнутых, по существу, в единый свод в ходе прогрессирующего смятия земной коры. Этот ряд продолжается на восток замечательно проявленными кулисами зоны поднятий хр. Кунгей Алатау и еще далее поднятием Кетменьского хребта. В целом, он отражает региональную закономерность преобладания левосдвиговых деформаций вдоль широтных зон Центрального и Восточного Тянь-Шаня.

Что касается Восточно-Чуйского и Кемино-Чиликского прогибов, то они также расположены кулисообразно друг относительно друга, но находятся в *левосторонне* эшелонированном ряду неотектонических структур области сочленения востока Чуйского прогиба и запада Заилийского Алатау. Объяснением этому может быть то обстоятельство, что этот ряд генетически связан с региональными (трансорогенными) секущими зонами флексурно-разрывных деформаций земной коры, для которых характерны сдвиговые напряжения с правосторонними смещениями вдоль них [Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977; Макаров и др., 1982; Чедия, 1986; Новейшая тектоника…, 1988].

Таса-Кеминская перемычка между Восточно-Чуйским и Кемино-Чиликским прогибами демонстрирует достаточно широко распространенное в структурах как Тянь-Шаня, так и других горных сооружений рассматриваемого типа явление, когда формы одной зоны поднятий пересекают или ограничивают, как в данном случае, сопряженный прогиб и продолжаются по другую его сторону складкой, которая принадлежит уже другой зоне или системе поднятий. Аналогичным образом можно рассматривать и прогибы. В качестве другого географически близкого примера отметим тектоническую перемычку между Иссыккульской и Кочкорской впадинами. Она является непосредственным структурным продолжением восточной *осевой* мегаскладки Киргизского хребта и восточнее смыкается с Тегерекской зоной предгорных поднятий, вытянутых параллельно Терской

Алатау вдоль южного края Иссыккульской впадины. При этом сохраняется южная вергентность Тегерекских складок, которая без учета указанной структурной и, следует предполагать, геодинамической связи считалась аномальной.* В общем, такой же является Кызартская перемычка между Кочкорской и Джумгальской впадинами.

Эшелонированное расположение в пределах тектонических зон их составляющих локальных форм и прорастание смежных зон и систем друг в друга являются характерными чертами неотектонической структуры Тянь-Шаня и других горных сооружений Центральной Азии. В этом, с нашей точки зрения, проявляется принципиальное качество складок основания, которое достаточно образно определил Э. Арган [1935; Argand, 1924], назвав их складками *большого тоннажа.* Большие объемы древнего основания, которые вовлечены в горообразующие деформации и которые соответствуют верхнекоровому слою геологических формаций, предполагают большие размеры складок основания. Вместе с этим, необходимо предполагать их непрерывность, “дальнодействие” изгибной деформации по простиранию, связанное с физическими ограничениями и, очевидно, невозможностью высокоградиентных замыканий складок основания, их резких затуханий по простиранию в пределах достаточно ограниченного пространства зоны. Даже такой значительный элемент структуры регионального порядка, как Таласо-Ферганский разлом и крупные неоднородности земной коры в его зоне не являются препятствием для развития продольных орогенических зон [Костенко, 1964; Костенко и др., 1972; Мальцев, 1973; Макаров, Соловьева, 1975; Макаров, 1989]. Механизм же взаимного прорастания смежных зон и, отметим сразу, систем поднятий и прогибов с формированием характерного перекрестного структурного плана [Макаров, Соловьева, 1976; Makarov, Solov`yeva, 1977] обеспечивает продольное смятие верхнекорового слоя на большом пространстве. Тем самым, с нашей точки зрения, решается проблема пространства, возникающая при раздавливании этого слоя с необходимым тектоническим перераспределением (течением) его вещества и обеспечением баланса последнего.

Возвращаясь к рисунку I.2.6, отметим, что поперечное сокращение ширины Тянь-Шаня, которое произошло в течение новейшего этапа горообразования и которое по структурно-геологическим реконструкциям составляет 4–7% (во всяком случае, не превышает 10%) [Макаров, 1980, 1990а; Makarov, 1995; Чедия, 1986], вполне обеспечивает относительный топографический эффект изгибов основания до ±2,5–3 км, то есть близкий к реально наблюдаемому.

Системы поднятий и прогибов. Зоны поднятий и впадин, более или менее равномерно заполняющие пространство Тянь-Шаня, развиваются на фоне изгибов земной коры более крупного порядка. Ими являются системы обширных предгорных и межгорных прогибов и сопряженные с ними системы горных поднятий, которые характеризуются сложным строением, соответственно синклинорного и антиклинорного типа.

Системы прогибов. Цепь предгорных прогибов вдоль северных границ Тянь-Шаня включает впадины: Чимкентскую, Восточно-Чуйскую, Илийскую, Манасскую и Барун-Хурайскую (в Заалтайской Гоби Монголии). Система южных предтяньшанских прогибов включает Каршинский прогиб на самом западе, предгиссарскую часть Таджикской депрессии и цепь Северо-Таримских прогибов (Кашгарский, Аксуйский, Кучайский, Турфанский, Хамийский). Система межгорных прогибов представлена лишь в центральном и западном сегментах Тянь-Шаня. Это – Иссыккульская и Нарынская системы в Центральном сегменте Тянь-Шаня и обширный Ферганский прогиб на западе Тянь-Шаня. Разделенные порогом Таласо-Ферганской секущей системы поднятий, в плане региональной структуры они представляются единой депрессионной областью Тянь-Шаня.

Иссыккульская система включает Текесскую, Иссыккульскую, Кочкорскую, Сусамырскую, Джумгольскую и Токтогульскую *сложно устроенные* межгорные впадины, ряд менее крупных про-

---

* Обращение складки крутым крылом не к глубокому Иссыккульскому прогибу, а в противоположную от него сторону, действительно, выглядит аномальным. И это заставляло предполагать некие специфические причины выдвижения этих складок из прогиба и надвигания их на склон значительно более интенсивно воздымающейся зоны Терскей Алатау [Чедия, 1986]. – Авт.

стых (элементарных) впадин и разделяющие их поднятия. Важно то, что в целом охватываемые ими территории являются или были в прошлом (на раннеорогенных стадиях развития) в большей или меньшей степени ниже окружающих их систем поднятий, были и в значительной мере остаются континентальными осадочными бассейнами и отличаются весьма большой толщиной накопленных в них отложений новейшего орогенического комплекса, исчисляемой несколькими километрами [Макаров, 1977 (сопоставительные разрезы)]. То же следует сказать относительно Нарынской системы межгорных прогибов, которая включает собственно Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую впадины. Комментарии по поводу Ферганского межгорного прогиба в этом отношении представляются излишними.

В Восточном Тянь-Шане, существенно сокращенном по ширине, межгорных прогибов как таковых нет. Лишь Илийский предгорный прогиб, в своей восточной части заключенный между Тянь-Шанем и системой поднятий Джунгарского Алатау и Борохоро, приобретает черты межгорного.

По ширине, глубине (или высоте) нахождения предорогенной поверхности и другим морфологическим параметрам, составу, толщине и характеру дислоцированности покрова отложений новейшего орогенического комплекса системы предгорных и межгорных прогибов довольно значительно различаются как между собой, так и в отдельных своих частях. Основная причина – существенная пространственная и временнбя дифференциация неотектонических движений и деформаций земной коры.

Границы межгорных и предгорных прогибов со смежными системами поднятий-хребтов в своих деталях весьма прихотливы и не отвечают, как это можно было бы ожидать, каким-либо магистральным разломам глубокого заложения. Лишь на отдельных участках в качестве граничных могут рассматриваться некоторые крупные зоны и системы разломов. Это, например, зоны Северо- и Южно-Ферганского разломов, Южно-Гиссарского (или Предгиссарского) разлома, Южно-Кочкорского и Предтерскейского разломов, Южно-Кунгейских (Северо-Иссыккульских) разломов, звенья Северо-Тяньшанской системы разломов по южным границам Восточно-Чуйского, Илийского и Манасского прогибов, система Северо-Таримских разломов. В целом же, границы систем, скорее, прерывисты и, в сущности, аналогичны описанным выше границам неотектонических зон.

Системы поднятий. В пределах Западного и Центрального Тянь-Шаня достаточно определенно выделяются Северо-Тяньшанская (или Таласо-Кунгейская), Срединно-Тяньшанская (или Молдотау-Терскейская) и Южно-Тяньшанская (или Туркестано-Кокшаальская) системы поднятий. Первая из них включает Угамо-Чаткальскую область линейных поднятий-мегантиклиналей и разделяющие их также достаточно просто устроенные синклинальные впадины со сравнительно маломощным покровом отложений орогенического комплекса (см. рис. I.2.5), поднятия Таласского и Киргизского хребтов, Заилийского, Кунгейского и Кетменьского хребтов. Срединная система поднятий включает структуры хребтов Баубашата, Молдотау и далее на восток четыре цепи хребтов, простирающихся между Иссыккульской и Нарынской впадинами. Южно-Тяньшанская система на западе включает поднятия Гиссарского, Туркестанского и Алайского хребтов, а в Центральном сегменте Тянь-Шаня – хребты Кокшаалтау.

Здесь обратим внимание на некоторые особенности *зон прогибов*, которые развиваются в пределах систем поднятий, разделяя цепи хребтов, и которые мы предложили именовать ***внутригорными***, противопоставляя их межгорным [Макаров, 1977]. В своем большинстве они представляют сравнительно узкие синклинальные или грабен-синклинальные понижения, к которым приурочены речные долины и ледниковые троги. Находясь в пределах областей, более или менее высоко поднятых над смежными впадинами межгорных и предгорных прогибов, являющихся седиментационными бассейнами и основными базисами эрозии, эти тектонические понижения были и остаются в основном зонами транзита обломочного материала и в меньшей степени его аккумуляции. Об этом свидетельствует неполнота и сравнительно небольшая мощность (обычно <1000 м) разрезов новейшего орогенического комплекса и преобладание в них грубообломочных отложений [Макаров, 1977 (разрезы впадин Центрального Тянь-Шаня)]. На многих участках зон внутригор-

ных впадин отложения практически не накапливались, и такие, по существу цокольные прогибы вполне отвечают определениям “конденудационный” и “конэрозионный”. Отметим, что, судя по возрасту и составу отложений, тектоническая дифференциация систем поднятий с заложением и дальнейшим развитием рассматриваемых впадин имела место уже на начальных стадиях горообразования.

На востоке Центрального Тянь-Шаня прогибы Нарынской системы оказываются весьма значительно редуцированными и в пределы Восточного Тянь-Шаня практически не продолжаются, разве что только в виде отдельных шовных зон. Поднятия Срединной и Южной систем, объединенные в хребте Халыктау, далее на восток продолжаются системой сравнительно небольших и довольно разобщенных линейных поднятий, простирающихся как в целом, так и раздельно в юго-восточном направлении, то есть диагонально относительно генерального широтного простирания Восточного Тянь-Шаня. Тем самым они создают широкую (до 200–240 км) перемычку на востоке Таримского бассейна, которая разделяет Кучайский и Турфано-Хамийский предгорные прогибы.

Северо-Тяньшанская система поднятий на востоке продолжается серией овальных сводов, вытянутых в СЗ–ЮВ направлении и образующих правосторонний кулисный ряд широтного простирания, который разделяет Джунгарский и Таримский массивы и позволяет предполагать наличие значительных левосторонних сдвиговых деформаций вдоль этой системы. Западным звеном этого ряда является поднятие хр. Борохоро. Зона сочленения последнего с Манасским предгорным прогибом и некоторые структурно-геодинамические аспекты этого участка Тянь-Шаня довольно обстоятельно рассмотрены в работе [Avouac et al., 1993]. Нам представляется, что в рассматриваемой авторами этой работы структурно-геодинамической модели, генерализованной для поперечного сечения (по линии Корла – Манас) *всего пояса* Тянь-Шаня в качестве единой призмы континентальной коры, не учтено то обстоятельство, что в этом сечении имеются две достаточно автономные системы Тянь-Шаня – Северная и Южная (Халыктауская).

Кроме того, здесь существенное значение может иметь диагонально ориентированная глубинная деформационная система трансрегионального порядка, с которой связаны указанные выше изгиб и аномальная ориентировка восточной части Халыктауской системы. Поднятие Борохоро Северного Тянь-Шаня также подчинено этой секущей системе и прорастает вдоль нее далеко на север, образуя диагональную структурную перемычку между Илийским и Манасским предгорными прогибами. Еще севернее в эту цепочку секущих деформаций достаточно логично вписывается активный *правосторонний* сдвиг Джунгарского разлома.

На другом фланге, на юго-восточном продолжении рассматриваемой системы диагональных деформаций находится столь же широкая Наньшаньская система поднятий, вытянутых в том же СЗ–ЮВ-ном направлении и ограниченных на востоке крупной *правосторонней* же сдвиговой зоной. Нельзя не обратить внимание также на подобие поворота южно-тяньшанских структур, огибающих северо-восточный угол Таримского бассейна (последний хорошо выражен также в рельефе подошвы мезозой-кайнозойского осадочного чехла [Geological map…, 1985; Chen et al., 1985]), и сопряжения поднятий Алтын-Тага и Нань-Шаня, огибающих с севера и востока впадину Цайдамского прогиба.

Все это позволяет предположить, что здесь мы имеем крупномасштабную (трансрегионального порядка) секущую систему глубинных деформаций земной коры, которая выражена дифференцированным поднятием ее верхнекоровых слоев и правосторонними сдвиговыми дислокациями. Приведенные характеристики рассматриваемой секущей зоны (назовем ее Борохоринской) весьма напоминают более известную Таласо-Ферганскую систему трансорогенных деформаций Тянь-Шаня, а также ряд других секущих флексурно-разрывных зон, существование которых в структуре Тянь-Шаня и смежных областей неоднократно аргументировалось в прежних публикациях [Костенко и др., 1972; Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Makarov, Solovieva, 1977; Макаров, 1977; Макаров и др., 1982; Чедия, 1986; Новейшая тектоника…, 1988] и уже отмечалось выше.

Значительное сближение поднятий соседних зон по встречным надвигам в ряде мест приводит к их локальной коллизии и *тектоническому* погребению разделяющих впадин вместе с выполняющими их отложениями новейшего орогенического комплекса. Возникают своеобразные *структуры шовного типа* или *структуры сшивания* (по А. В. Лукьянову [1991, 1999]). Они известны и описаны в ряде мест Центрального и Юго-Западного Тянь-Шаня [Шульц, 1948; Садыбакасов, 1972,1990; Макаров, 1977; Лукьянов и др., 1991; Леонов М., 1993]. Широкое развитие редуцированных складок основания и структур шовного типа в системе хребтов Юго-Западного Тянь-Шаня вполне соответствует их положению в створе с Памирским фронтом Пенджабского выступа Индийской плиты и, следует полагать, повышенному давлению со стороны последнего на земную кору Тянь-Шаня. Наиболее крупномасштабной структурой сшивания здесь является Алай-Сурхобская эрозионно-тектоническая долина, в которой дуги Памира вплотную сомкнуты с системой Южного Тянь-Шаня и под ними частично погребены краевые зоны и предгорный прогиб последнего (рис. I.2.8). Ее южной границей является система надвигов и покровов хребтов Заалайского и Петра Великого. Активное и, по-видимому, высокоамплитудное смещение по ним в сторону Тянь-Шаня происходило в течение эоплейстоцена и плейстоцена и хорошо проявлено в позднеплейстоцен-голоценовое время [Леонов Н., 1961; Белоусов, 1976; Скобелев, 1977; Кучай, 1983; Никонов и др., 1983; Трифонов и др., 1984; Леонов, Никонов, 1988; Скобелев и др., 1988]. Это подтверждается и

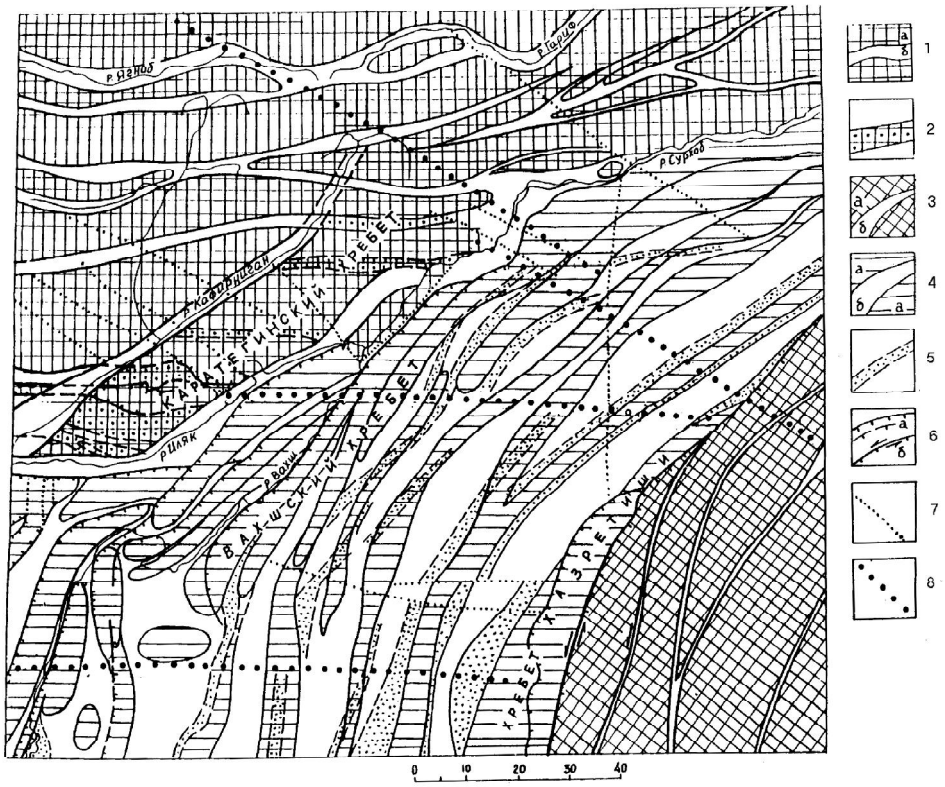


Рис. I.2.8. Структурно-геоморфологический план западной части зоны сочленения Памира и Южного Тянь-Шаня

1 – поле развития складок основания Тянь-Шаня (а – зоны поднятий, б – зоны прогибов); 2 – отмершие широтные зоны прогибов с реликтами мезозой-кайнозойских отложений в пределах новообразования Каратегинского хребта; 3 – поле развития структур Северного Памира (а – зоны поднятий, б – зоны эрозионно-тектонических понижений); 4 – структуры мезозой-кайнозойского осадочного покрова Таджикской депрессии (а – зоны поднятий, б – зоны прогибов); 5, 6 – некоторые крупные разрывные нарушения (а – взбросы и надвиги, б – сдвиги и взбросо-сдвиги); 7, 8 – зоны рассеянных (скрытых) деформаций (линеаменты), предполагаемые по геолого-геоморфологическим данным (7) и космическим изображениям (8)

более интенсивным смятием Гиссаро-Алайской системы поднятий Южного Тянь-Шаня и общим смещением последнего и Ферганской впадины относительно Центрального Тянь-Шаня.

Прямым свидетельством этого давления является также Таласо-Ферганская секущая система смятия и правостороннего сдвига, в том числе вдоль одноименного разлома. Неотектонические деформации и смещения по нему фиксируются, начиная с эоплейстоцена – начала плейстоцена (около 1 млн. лет тому назад), т.е. со времени коллизии верхнекоровых структур Памира и Тянь-Шаня [Макаров, 1989; Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992]. Эта ситуация зафиксирована также палеомагнитными исследованиями [Баженов, 2001; Баженов, Миколайчук, 2004] и спутниковыми измерениями современных движений земной коры [Макаров и др., 1996; Abdrakhmatov et al., 1996; Зубович и др., 2001; см. также главу III.5].

Сделаем несколько дополнительных комментариев по поводу Таласо-Ферганской зоны смятия и одноименного разлома. Нам представляется, что именно эта последовательность указанных объектов правильно отражает генетическое и ранговое соотношение и, подчеркнем, соподчиненность этих принципиальных элементов структуры Тянь-Шаня. По крайней мере, в их неотектонической сути. В геологической и геофизической литературе, касающейся как древних, так и молодых этапов эволюции земной коры этой области, традиционно почти исключительное внимание придается разлому. Именно с ним прежде всего и главным образом связываются многие особенности геологической структуры, глубинного строения, геофизических полей, сейсмичности, геоморфологии и других характеристик Тянь-Шаня.

В действительности же в неотектонической структуре явной доминантой является линейное диагональное вспучивание земной коры шириной не менее 25–35 км, которое деформирует Тяньшанский пояс горообразования по всей его ширине. Исходя из его главной сути, это вспучивание было отнесено к категории трансорогенных секущих флексурно-разрывных зон регионального порядка [Костенко и др., 1972; Макаров, 1977]. В данном случае речь идет о своеобразном поднятии флексурного типа с относительно коротким и более крутым восточным крылом, которое образует барьер, разделяющий Западный и Центральный Тянь-Шань. Этот барьер наилучшим образом проявляется в продольном сечении Тянь-Шаня, заложенном вдоль Нарыно-Ферганской системы впадин (вдоль р. Нарын) [Макаров, 1977; Макаров и др., 1982]. Таласо-Ферганский разлом, как таковой, расположен в крутом восточном крыле поднятия и является, по выражению В.В. Попова и И.А. Резанова [1955], всего лишь деталью, яркой, но деталью, на фоне этого грандиозного вспучивания.

Этим структура рассматриваемой секущей системы не исчерпывается. Структурно-геоморфологические исследования и реконструкции, выполненные здесь в свое время Н.П. Костенко [1964; Костенко и др., 1972], Б.Д. Мальцевым [1973], В.И. Макаровым и Л.И. Соловьевой [1975], В. И. Макаровым [1989], показали не только единство основных структурно-орографических зон Западного и Центрального Тянь-Шаня, их непрерывность при переходе через зону Таласо-Ферганского разлома, но и то, что они образуют здесь еще и горизонтальный флексурный изгиб (сигмоиду) с относительным смещением структурных зон Западного Тянь-Шаня на север. Поднятия и прогибы продольной (субширотной) зональности в пределах этой сигмоиды соответствующим образом изменяют свое простирание, образуя вытянутый вдоль нее левосторонний кулисный ряд, и в целом сужаются и повышаются. При этом особенно редуцированными оказываются отрицательные формы. В результате таких деформаций и сформировано своеобразное диагональное вспучивание земной коры, которое имеет, таким образом, достаточно сложное строение.

Таласо-Ферганский разлом идет вдоль восточного крыла этой флексуры-сигмоиды и органически согласуется с ней, в том числе по направленности смещений. Принципиальный вопрос о первичности разлома или флексуры в свете имеющихся данных решается, с нашей точки зрения, достаточно определенно. Дело в том, что закономерности строения и пространственного распределения разновозрастных толщ новейшего орогенического комплекса показывают, что Таласо-Ферганская диагональная система поднятий обозначилась и развивалась уже на раннеорогенных стадиях, в эпоху накопления отложений киргизского красноцветного комплекса и массагетской

свиты и позже. Разрывное же смещение по Таласо-Ферганскому разлому достаточно определенно фиксируется только для позднеорогенной стадии, начиная, как отмечалось выше, с эоплейстоцена или, может быть, с конца плиоцена. Можно предположить, что на новейшем этапе тектонических деформаций земной коры у Таласо-Ферганского разлома был достаточно длительный период латентного развития. Имеется достаточно оснований считать, что формирование Таласо-Ферганской сигмоиды и вспучивания земной коры происходило в условиях и в результате сдвиговых напряжений и хрупко-пластических деформаций транспрессивного типа, охватывающих широкую полосу. Последнее подтверждается, как будет показано ниже, соответствующим распределением векторов современных движений земной коры и данными магнитотеллурических зондирований.

Положение Таласо-Ферганской флексурно-разрывной системы, очевидно, предопределено древней структурой и наличием здесь созданной в палеозое и активизированной в раннем мезозое крупной и хорошо проработанной разрывной границы –Таласо-Ферганского сдвига. И очевидно также, что пространственная и генетическая связь рассматриваемой секущей системы новейших дислокаций Тянь-Шаня и сдвига вдоль этой границы с Пенджабско-Памирским выступом Индийской плиты имеет весьма длительную историю, начинающуюся, по крайней мере, с конца палеозоя.

Что касается амплитуды неотектонических смещений по Таласо-Ферганскому разлому, то ранее высказывавшиеся представления о значительных вертикальных смещениях по нему, основанные на существовании крутых тектонических уступов в его зоне, оказались ошибочными. Эти уступы оказались эффектом горизонтальных (сдвиговых) смещений вдоль разлома, когда смещенная разломом возвышенность (в том числе водораздел чисто эрозионного происхождения) оказывается полностью или частично совмещенной со смежной депрессионной (эрозионной) формой [Ранцман, Пшенин, 1967; Макаров, 1989; Трифонов и др., 1990; Burtman, et al., 1990; Trifonov et al., 1992]. Во всяком случае, вертикальная амплитуда, особенно с учетом изгибной составляющей деформации крыльев разлома, разобщенных приуроченными к нему эрозионными долинами, в общем оказывается незначительной, не превышающей нескольких десятков, может быть, первых сотен метров, и проявлена она неравномерно. Это особенно заметно на участках, где разлом пересекает обширные поднятия (например, в Таласском хребте).

Горизонтальная амплитуда новейших смещений вдоль разлома оказывается на два порядка больше. В указанных выше работах, исходя из достаточно надежных фактов смещения форм неотектонических структур (и, естественно, палеозойских образований) и форм рельефа, эта амплитуда определена в 12–14 км. Палеомагнитные методы дают, однако, на порядок большую величину – до 110±60 км [Cobbold et al., 1993; Баженов, 2001]. Столь значительное расхождение оценок может иметь два объяснения. Первое – это возможность ошибки или неточность метода палеомагнитных реконструкций. Второе может состоять в том, что эту величину, явно противоречащую геологическим данным, следует относить не только и, может быть, не столько к смещению непосредственно по Таласо-Ферганскому разлому, сколько ко всей системе секущих флексурно-разрывных деформаций земной коры и считать, таким образом, что сдвиговая деформация рассредоточена в широкой полосе этой системы. Это находит подтверждение в характере поля скоростей современных движений земной коры, установленных методами спутниковой геодезии, в котором сам разлом не проявлен достаточно определенно, а сдвиговая деформация рассредоточена в широкой полосе по обе стороны разлома. Но и в этом случае, более чем 100-километровая амплитуда суммарного смещения Тянь-Шанского пояса представляется преувеличенной. Повторяем, что таковая не соответствует достаточно представительным структурно-геологическим данным. В их числе необходимо отметить также то, что вся горная система Южного (Юго-западного) Тянь-Шаня и составляющие ее зоны не испытали сколько-нибудь значительного изгиба, подобно Памирскому фронту, за исключением отмеченных выше структурных перестроек локального порядка (рис. I.2.9). Простые палинспастические реконструкции верхнекоровой неотектонической структуры, приведение ее к исходному состоянию, позволяют считать, что в указанном выше палеомагнитном определении амплитуды новейшего сдвига по Таласо-Ферганскому разлому близкой к реальности является

величина с учетом *отрицательной* погрешности (т.е. около 50 км). При этом она должна быть отнесена к широкой полосе Таласо-Ферганской секущей системы деформаций.

На северо-западе, в пределах Таласского хребта сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому затухает. Это компенсируется, очевидно, складчатыми деформациями и согласными с ними взбросо-надвигами Угамо-Чаткальской системы поднятий северо-восточного простирания, которые составляют динамопару с Таласо-Ферганским сдвигом. Надежных проявлений ожидаемых здесь левосторонних сдвиговых смещений вдоль разрывов этого направления не обнаружено, но в отдельных местах указываются признаки правосторонних смещений [Абдрахматов, 1995].

Деформации Угамо-Чаткальской системы, как и структуру Юго-Западного Гиссара вполне логично рассматривать как северо-западный фланг эоплейстоцен-плейстоценовой и современной зоны структурного проявления латерального давления Пенджабско-Памирского индентора на Тянь-Шань. Фронтом этой зоны является геоморфологически еще не столь ярко выраженная дуга, следующая на западе вдоль Северного краевого разлома Тянь-Шаня [Таль-Вирский, 1977], или За-

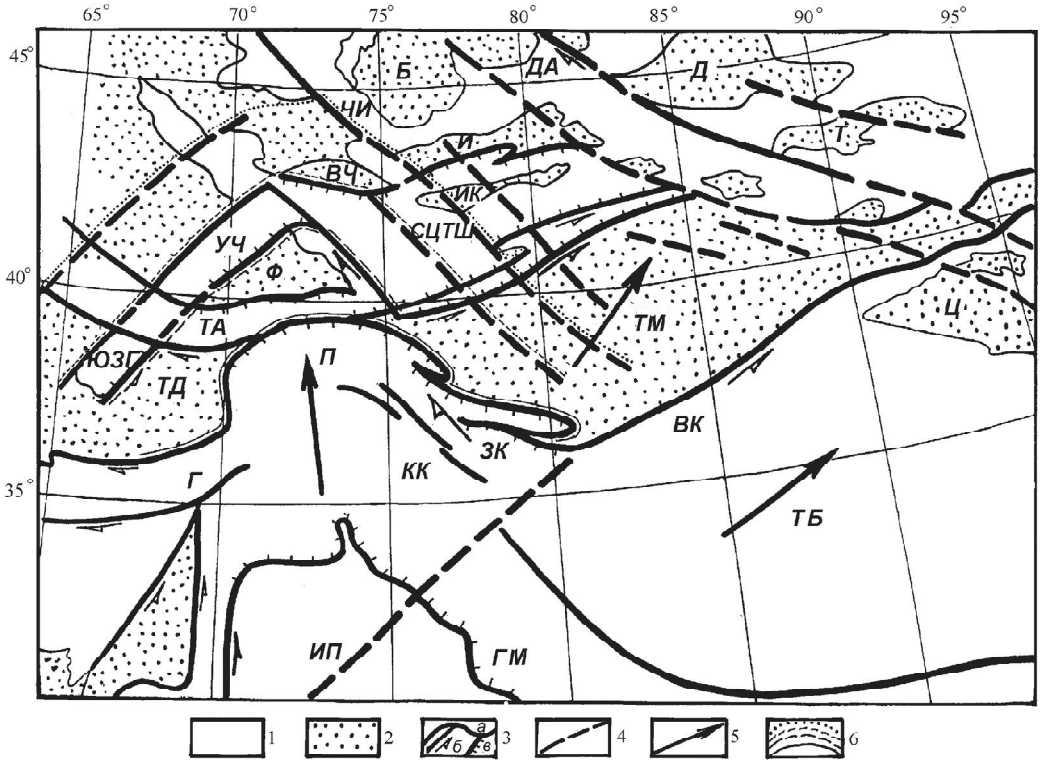


Рис. I.2.9. Структурно-геодинамическая схема северо-западной части Центральной Азии (по В.И.Макарову и др. [1996б]).

1 – области преобладающего распространения пород складчатого основания; 2 – позднекайнозойские седиментационные бассейны; 3 – генерализованные линии зон основных разломов (*а*), в том числе со сдвиговой (*б*) и взбросо-надвиговой (*в*) компонентой смещений; 4 – крупнейшие зоны флексурно-разрывных нарушений и линеаментов; 5 – общее направление движения Памиро-Каракорумской области (П и КК), Таримского массива (ТМ) и Тибета (ТБ); 6 – последовательные фронты Памиро-Тяньшанского скучивания.

Поднятия: ВК – Восточного Куньлуня, Г – Гиндукуша, ГМ – Гималаев, ДА – Джунгарского Алатау, ЗК – Западного Куньлуня, СЦТШ – Северного и Центрального Тянь-Шаня, ТБ – Тибета, ТА – Туркестано-Алайской (Гиссаро-Алайской) системы, УЧ – Угамо-Чаткальской системы, ЧИ – Чу-Илийских гор, ЮЗГ – Юго-Западного Гиссара.

Впадины: Б – Балхашская, ВЧ – Восточно-Чуйская, Д – Джунгарская, И – Илийская, ИК – Иссыккуль-Кетменьская, ИП –Индийской платформы, Т – Турфанская, ТД – Таджикская (Афгано-Таджикская), ТМ – Таримского массива, Ф – Ферганская, Ц – Цайдамская

падно-Тяньшанской трансорогенной зоны флексурно-разрывных нарушений земной коры северо-восточного простирания [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975; Makarov, Solovyeva, 1977; Макаров и др., 1982], которая как бы ограничивает высокогорный Западный Тянь-Шань по линии Карши–Ургут–Джизак–Ташкент–Джамбул. Далее этот фронт проходит вдоль предгорий запада Киргизского хребта и Сонкульской трансорогенной зоны секущих нарушений, как это представлено на рисунке I.2.9. Хотя здесь возможны и другие варианты локализации северного и восточного флангов этого фронта. Например, вдоль Таласской впадины и Арамсуйской зоны секущих нарушений, что могло бы, кстати, объяснить структурно-геодинамическую позицию очага Сусамырского землетрясения 1992 г., несколько необычного по своей силе для внутренних частей Центрального Тянь-Шаня.

Имеются основания предполагать, что севернее обозначилась, по крайней в западном крыле Памирского поля, еще более молодая дислокационная зона, которая проявлена поперечными нарушениями центрально-кызылкумских отрогов Западного Тянь-Шаня, отмеченными в районе пос. Газли серией разрушительных землетрясений 1976 и 1984 гг. [Газлийские…, 1984, 1986]. В качестве восточного крыла этой дуги можно рассматривать Кендыктас-Барскаунскую или Аксу-Илийскую секущие зоны Центрального и Северного Тянь-Шаня, которые также характеризуются повышенной сейсмической активностью [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975; Makarov, Solovyeva, 1977; Макаров и др., 1982].

Часть II

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЛИТОСФЕРЫ

Геофизические поля отражают *современные* свойства и состояние литосферы и отдельных ее слоев и блоков, прошедших более или менее длительную вещественную и/или структурную эволюцию, или, говоря иначе, они отражают суммарный вклад различных по генезису и времени формирования составляющих.С одной стороны, это – вклад неоднородностей земной коры и мантии, которые сформировались на разных уровнях и на разных этапах длительной вещественно-структурной эволюции, завершившейся формированием рассмотренной выше континентальной земной коры. С другой стороны, последовавшие затем активнейшие горообразующие деформации земной коры, продолжающиеся поныне, предполагают значительные структурные и вещественные преобразования на разных глубинных уровнях земной коры и мантийных слоев. Имеется достаточно оснований считать, что вклад этих (позднекайнозойских) преобразований может быть весьма большим и, к тому же, дифференцированным на разных глубинных уровнях. Достаточно сослаться, например, на значительные и дифференцированные изменения толщины земной коры в целом и отдельных ее слоев, произошедшие в течение новейшего сравнительно непродолжительного этапа.

Можно полагать, что древние этапы эволюции литосферы Центральной Азии сохранились, в основном, в вещественно-структурных комплексах верхнекорового (“геологического”) слоя. Соответственно и отражающие их составляющие геофизических полей являются, по существу, остаточными, лишенными своих генетических глубинных корней. Во всяком случае, как следует из изложенных выше историко-структурных характеристик коры, последние от одного этапа к другому должны были и претерпевали существенные изменения. В какой мере при этом сохранялись глубинные элементы (или неоднородности) древних этапов эволюции литосферы? Достаточно определенного ответа на этот принципиально важный вопрос нет. Собственно говоря, речь идет о *возрасте ныне наблюдаемых геофизических полей* (и их составляющих). Пока что геофизические поля, в том числе их глубинные составляющие, обычно используются для обоснования или подтверждения существования верхнекоровых структурных комплексов самых разных возрастов, а также для глубинных палеоструктурных и палеогеодинамических реконструкций, выполняемых на этой основе. Нам это представляется методологически неверным или, по крайней мере, требует специальных обоснований.

Геофизические поля и сейсмичность Центральной Азии в целом и наиболее изученной в этом отношении Памиро-Тяньшанской области, сопоставленные с неотектонической структурой, хорошо проявленной в верхнекоровом слое, позволяют не только изучать эту структуру во всем ее объеме, изучать новейшую и современную геодинамику глубинных слоев литосферы, но и свидетельствовать о том, что возраст структур и физических свойств (неоднородностей) глубинных слоев земной коры и верхней мантии если не полностью, то, во всяком случае, в весьма большой степени является позднекайнозойским.

II.1. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Известно, что геодинамические и связанные с ними сейсмические процессы в регионе Центральной Азии носят сложный характер. В настоящее время нет единого мнения о причинах, их порождающих, источниках и механизмах этих процессов. Столкновение Индостанской и Евразийской литосферных плит не может полностью объяснить механизм горообразования и сопутствующие ему процессы во внутренних частях континента, вдали от границ литосферных плит [Molnar, Tapponnier, 1975; Артюшков, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Зорин, Лепина, 1987; Хаин, 1990]. Результаты региональных геофизических исследований, в том числе сейсмотомографических [Винник и др., 1983; Андерсон, Дзевонски, 1984; Roecker et al., 1993; McNamara et al., 1997; Wu et al., 1997; Сабитова, Адамова, 2001], глубинных электромагнитных и гравиметрических [Артемьев, 1975; Таль-Вирский, 1977, 1982, 1991; Беляевский, 1981; Красовский, 1981; Юдахин, 1983; Краснопевцева, Шевченко, 1998; Чуйкова и др., 1998; Брагин и др., 2001; Погребной, Сабитова, 2001; Рыбин и др., 2001; и др.], и региональных повторных геодезических измерений на основе GPS [Abdrakhmatov et al., 1996; Зубович и др., 2001; Миди, Хагер, 2001; Reigber et al., 2001; Zubovich et al., 2002; и др.], позволили получить новые данные и представления о глубинном строении территории Центральной Азии, а также увязать это строение с геодинамическими условиями его формирования. Установленная связь аномалий поля силы тяжести с положением и мощностью разуплотненных слоев в земной коре на отдельных территориях Тянь-Шаня, позволила использовать последние для выявления положения разуплотненных объектов в нижней коре и верхней мантии, как в пределах Тянь-Шаня, так и на смежных территориях.

Для построения результирующего набора карт были использованы существующие данные по мощностям мезозой-кайнозойских отложений впадин Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, части Тарима и Тибета, цифровая модель рельефа (DEM) для всех названных территорий и уточненное положение подошвы земной коры (границы Мохоровичича или границы M), скомпилированное из различных источников [Таль-Вирский, 1977, 1982, 1991; Артюшков, 1979; Беляевский, 1981; Винник и др., 1983; Юдахин, 1983]. При этом критерием правильности определения глубин границы M служило соответствие рельефа поверхности M рельефу дневной поверхности [Артемьев, 1975]. На рисунке II.1.1 (см. вклейку) представлена карта изолиний глубин поверхности M для Центральной Азии, совмещенная со сглаженным рельефом дневной поверхности. Видно хорошее их соответствие. Поверхность M в первом приближении является зеркальным подобием рельефа. Это еще раз иллюстрирует положение о том, что степень и дифференциация поднятий земной коры и рельеф ее дневной поверхности (то, что объединяется понятием “орогенез”), а также, равным образом, глубина залегания поверхности M определяются изостатическим равновесием. Нетрудно получить численную оценку глубины залегания поверхности, относительно которой обеспечивается вышеупомянутое зеркальное подобие.

Условие зеркального подобия можно выразить в аналитической форме следующим образом:

$$-(h_+ - z_0)\cdot k = (h_- - z_0), \tag{1}$$

где h_+ – высота рельефа дневной поверхности, h_- – глубина границы M, z_0 – глубина до поверхности зеркального подобия, к – коэффициент подобия.

Решить данное уравнение относительно аргументов z_0 и k возможно, если найти для него минимум функции невязки χ^2 во всех пунктах i, в которых определены значения высот рельефа и глубин поверхности M.

$$\chi^2 = \sum_i \left[\left(h_{-,i} - z_0\right) + \left(h_{+,i} - z_0\right)\cdot k\right]^2 \tag{2}$$

Продифференцировав уравнение невязки по z_0 и k и приравняв производные к нулю, получим выражения для определения величин z_0 и k.

$$z_0 = \frac{\sum_i \left(h_{-,i} + k \cdot h_{+,i}\right)}{(k+1) \cdot N} = \frac{\overline{h_-} + \overline{h_+}}{(k+1)}, \tag{3}$$

где $\overline{h_-}, \overline{h_+}$ – средние значения глубин поверхности M, и высот рельефа.

$$k = -\frac{\sum_i \left(\tilde{h}_{-,i} \cdot \tilde{h}_{+,i}\right)}{\sum_i \tilde{h}^2_{+,i}}, \tag{4}$$

где $\tilde{h}_{-,i} = h_{-,i} - \overline{h}_-$, $\tilde{h}_{+,i} = h_{+,i} - \overline{h}_+$ – вариации глубин поверхности M и высот рельефа.

При найденных величинах z_0 и k, минимальная невязка (ошибка) может быть определена из уравнения:

$$\chi^2 = \frac{\sum_i \tilde{h}^2_{+,i} * \sum_i \tilde{h}^2_{-,i} - \left(\sum_i \tilde{h}_{-,i} * \tilde{h}_{+,i}\right)^2}{\sum_i \tilde{h}^2_{+,i}} \tag{5}$$

Подставив значения глубин поверхности M и соответствующих высот рельефа для территории Тянь-Шаня, получим оценку значений глубины z_0, коэффициента подобия k и соответствующую им оценку среднеквадратической погрешности σ:

k = 5,1980; z_0 = -6,6281 км; $\sigma = \sqrt{\chi^2}$ = 3,5073 км.

Необходимо отметить, что подобные оценки этих параметров получаются для любой части территории Центральной Азии. Для вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге по нижней коре и верхней мантии учтено влияние дефекта масс мезозой - кайнозойских отложений, выполняющих впадины Центральной Азии, а также дефекта масс Тихого океана. При построении карты разуплотнений в нижней коре было вычислено гравитационное влияние границы M (при стандартных плотностях “базальтового” слоя коры 2,9 г/см^3 и мантии 3,3 г/см^3, т.е. при избыточной плотности на этой границе 0,4 г/см^3) в пределах скользящего окна круговой палетки радиуса 800 км. Разность осредненных аномалий и гравитационного влияния границы M представляет остаточные аномалии, которые отражают разуплотнения в нижней коре и, возможно, в верхней мантии. На рисунке II.1.2 (см. вклейку) приведена карта остаточных аномалий на большую часть территории Азии, осредненных палеткой радиусом 200 км. Из нее видно, что разуплотнение в мантии наблюдается в виде расширяющегося на восток клина. Восточнее 100° в.д. область разуплотненной мантии резко расширяется и охватывает Восточную Сибирь, восточную часть Китая, Дальний Восток и уходит под Тихоокеанскую плиту. Следует отдельно отметить наличие значительного разуплотнения в верхней мантии под Тибетом и южной частью Тарима. Как будет показано ниже, область разуплотненной мантии хорошо соответствует области низкоскоростной мантии по данным Д.Л. Андерсона и А.М. Дзевонски [1984].

Обнаруживается также хорошая корреляция карт высот геоида (рис. II.1.3, вклейка) и локальных аномалий высот геоида (рис. II.1.4, вклейка), полученной в результате высокочастотной филь-

трации палеткой радиусом 400 км, с картой осредненных остаточных аномалий поля силы тяжести для территории Центральной Азии (см. рис. II.1.2). На рисунках II.1.3 и II.1.4 специальным контуром показано положение границы между разуплотненной и плотной верхней мантией. Очевидно хорошее соответствие зон разуплотненной верхней мантии с положением положительных аномалий высот геоида. Этот факт дополнительно подтверждает наличие обширных зон разуплотнений в верхней мантии.

На рисунке II.1.5 (см. вклейку) приведена карта осредненных аномалий силы тяжести в редукции Буге с учетом влияния дефекта масс мезозой-кайнозойских впадин. С целью исключения влияния объектов, расположенных в верхней и средней частях земной коры, радиус осреднения был принят равным 100 км. На карте видно наличие значительных отрицательных аномалий поля силы тяжести (зеленые тона) на большой части Тянь-Шаня, Памира и в части территории Тарима и Тибета.

Для выделения плотностных неоднородностей в нижней коре вычислена локальная составляющая – разность остаточных аномалий и осредненных остаточных аномалий, которая приведена на рисунке II.1.6 (см. вклейку). Обращает на себя внимание факт наличия разуплотненных объектов как в горных, так и в платформенных областях – Центральный и Восточный Тянь-Шань, Памир, Казахский щит, Таджикская и Ферганская впадины. Отметим, что только в центральной части Таримской плиты в коре выделяется плотный объект, имеющий северо-западное простирание. Его ширина составляет около 200 км, а протяженность – около 900–1000 км. Это относительно небольшой объект и, возможно, по этой причине он не обнаруживается сейсмологическими методами. Выделенные зоны разуплотнений в нижней коре возможно объяснить интенсивными геодинамическими процессами, протекающими в них. Плотные объекты, которые характеризуют плотную, прочную и жесткую кору на этих территориях, выделяются под краевой восточной частью Северного Тянь-Шаня и севером Юго-Западного Тянь-Шаня, под Гиндукушем и в зоне сопряжения Куньлуня с Таримской плитой. Обратим внимание на то, что в отличие от Предкуньлуньского прогиба под системой также достаточно глубоких Предтяньшанских (Северо-Таримских) прогибов нижняя кора не уплотнена, а наоборот – разуплотнена.

Карта осредненных (радиусом 100 км) остаточных аномалий, отражающих плотностные неоднородности в верхней мантии, представленная на рисунке II.1.7 (см. вклейку), имеет общий характер. Отмечается отсутствие разуплотнения верхней мантии под Центральным Тянь-Шанем и Казахским щитом. Градиентная зона между плотной и разуплотненной мантией в области Куньлуньского поднятия смещена на юг, юго-восток относительно локальных аномалий (см. рис II.1.6).

Учитывая то обстоятельство, что очаги землетрясений, помимо всего прочего, несут на себе маркерную функцию [Брагин и др., 2001], т.е. в статистическом плане гипоцентры землетрясений маркируют (или “заполняют”) границы конкретных геологических объектов, целесообразно рассмотреть положение очагов глубокофокусной сейсмичности относительно зон разуплотнения в верхней мантии. В анализе был использован каталог землетрясений Геологической службы США (PDE). На рисунок II.1.7 вынесены эпицентры глубокофокусных землетрясений с H>100 км. Как видно из этого рисунка, явно прослеживается совпадение зоны максимального горизонтального градиента осредненных остаточных аномалий силы тяжести с зоной распределения глубокофокусных сейсмических событий. Эта зона имеет субвертикальное падение. Другими словами, зона глубокофокусных землетрясений является своеобразной пограничной зоной между блоками с разуплотненной (горячей) и плотной (холодной) верхней мантией. Вместе с тем, очевидно также, что наличие подобной и даже более резкой высокоградиентной зоны не является обязательным для локализации глубокофокусной сейсмичности. Таковой, например, является Каракорум-Куньлуньская зона, пространственно продолжающая Гиндукушскую.

Решение обратной задачи позволило получить оценку мощности разуплотненной (горячей) мантии в зоне Гиндукушских глубокофокусных землетрясений и на территории Тибета. По расчетам, она составляет всего лишь 30–40 км. Этот факт, а также сейсмотомографические данные, при-

веденные ниже, свидетельствуют об отсутствии плюма под территорией Тибета. Карта, представленная на рисунке II.1.2, позволяет предположить, что Центрально-Азиатский (Тибетский) выступ разуплотненной мантии генетически связан с Тихоокеанской областью, являясь ее своеобразным "заливом". Механизм этой связи (подток горячего мантийного вещества со стороны суперплюма Тихоокеанской мантии или какой-либо другой) остается пока неясным.

Первые результаты о наличии в нижней коре и верхней мантии Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Тибета объектов с низкими скоростями сейсмических волн были получены сейсмологическими методами [Винник и др., 1983; Юдахин, 1983; Андерсон, Дзевонски, 1984: Wu et al., 1997; Сабитова, Адамова, 2001]. На рисунке II.1.8 (см. вклейку) показана карта скоростей S-волн для коры (слой 60 км), полученная в результате инверсии групповых скоростей волн Рэлея [Wu et al., 1997]. Как видно из этой карты, обширная территория Центральной Азии, в том числе Тибет, Гималаи, Гиндукуш, Памир, Южный Тянь-Шань характеризуется низкими скоростями S-волн в земной коре. Обращает на себя внимание тот факт, что Таримская платформенная область также характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн. По-видимому, этот факт следует отнести в первую очередь к слабому разрешению метода или к тому, что наши представления о глубинном строении территории неадекватно отражают действительность. Понимая, что результаты и выводы, полученные методами анализа поверхностных волн, имеют ряд спорных моментов, авторы, тем не менее, хотели бы обратить внимание на факт наличия в земной коре региональных низкоскоростных (разуплотненных) объектов, которые могут быть отвергнуты или подтверждены другими геофизическими методами.

Действительно, хорошее совпадение контура интенсивного Центрально-Азиатского минимума силы тяжести с областью низких значений скоростей S-волн указывает на то, что низкоскоростные объекты являются одновременно и разуплотненными. На рисунке II.1.9 (см. вклейку) представлена карта вариаций относительных скоростей продольных волн в верхней мантии (250 км) по сейсмотомографическим данным для Тянь-Шаня и его ближайшего окружения [Винник и др., 1983]. Обращает на себя внимание присутствие в верхней мантии объектов с низкими скоростями, расположенных под восточной и южной частями Тянь-Шаня, под Таджикской впадиной, на юге Памира и под Таджикской впадиной. С ними хорошо согласуются разуплотненные объекты, предполагаемые по данным гравиметрии, которые на рисунке II.1.9 показаны зелеными контурами (см. рис. II.1.7).

По данным томографии из работы Д.Л. Андерсона и А.М. Дзевонски [1984], на глубинах 150 км обнаружены низкие скорости, увязываемые с разогретой мантией под большинством крупных активных тектонических и вулканических областей. Они прослеживаются до глубин 400 км по наклонным зонам. В восточной части территории горячая мантия распространена под Тихоокеанской плитой и восточной частью Китая. Граница между холодной и горячей мантией резкая и имеет северо-восточное направление, причем к западу от 100° в.д. фиксируется выступ горячей мантии, простирающийся в западном направлении под Тибет. В плане этот выступ горячей мантии совпадает с западной границей отрицательных значений осредненных остаточных аномалий силы тяжести (см. рис. II.1.7), которые подтверждают наличие здесь разуплотненной горячей мантии. Аналогичная картина наблюдается под Тянь-Шанем, Памиром, Тибетом и Гималаями, где фиксируются пониженные скорости, совпадающие с отрицательными значениями осредненных остаточных аномалий.

На рисунке II.1.10 (см. вклейку) показаны вертикальные сейсмотомографические разрезы [Woodhouse, Dziewonski, 1984]. Как следует из них, на глубине более 150 км под Тихим океаном наблюдается блок горячей мантии, который, поднимаясь вверх, простирается в северо-западном направлении, достигая низов коры под Тибетом. Северо-западная граница этого блока четко фиксируется данными сейсмотомографии и гравиметрии.

Приведенные рисунки иллюстрируют плотностную расслоенность коры и верхней мантии и наличие в нижней коре и верхней мантии разуплотненных объектов.

На рисунке II.1.11 (см. вклейку) показана трехмерная модель распределения в пространстве гипоцентров землетрясений в Гиндукушской зоне (ось глубин направлена вверх для лучшего обозрения структур). Она показывает, что землетрясения группируются в воронкообразные объекты, положение которых внутри зоны меняется в различные периоды времени. На рисунке II.1.12 для примера показано распределение землетрясений по глубине вдоль профиля (разрез 64° на рис. II.1.12) в различные временные интервалы. Этот рисунок показывает, что гипоцентры землетрясений располагаются на образующей конусной поверхности, а внутри воронок как в верхней мантии, так и в земной коре землетрясения отсутствуют. На крыльях этих объектов при выбранном масштабе развертки сильные землетрясения группируются вблизи границы Конрада (К), отделяющей жесткую верхнюю кору от пластичной нижней коры. Тот факт, что гипоцентры землетрясений располагаются только на образующих конусных поверхностей, а внутри поверхностей землетрясения не происходят, указывает на то, что только границы воронкообразных объектов являются достаточно жесткими, чтобы в них могли накапливаться напряжения и происходить землетрясения. Внутренняя часть воронкообразных объектов состоит, по всей видимости, из пластичного вещества, в котором не происходит накопление напряжений и возможно лишь вязкое его течение. По мнению авторов, именно поступление горячего пластичного вещества из верхней мантии через воронкообразные объекты обуславливает разуплотнение в нижнекоровом слое и геодинамическую связь различных участков исследуемой территории [Брагин и др., 2001]. Изменение скорости выноса мантийного вещества в зоне глубокофокусных землетрясений (на границах воронкобразных объектов) приводит к изменению гидродинамического режима в нижнекоровом пластичном слое и, соответственно, к активизации в нем геодинамических процессов. Это, в частности, увеличение скорости вязкого течения, активизация дегидратации вещества, увеличение сейсмической активности, приуроченной в Тяньшанском регионе, как правило, к среднекоровым разуплотненным объектам.

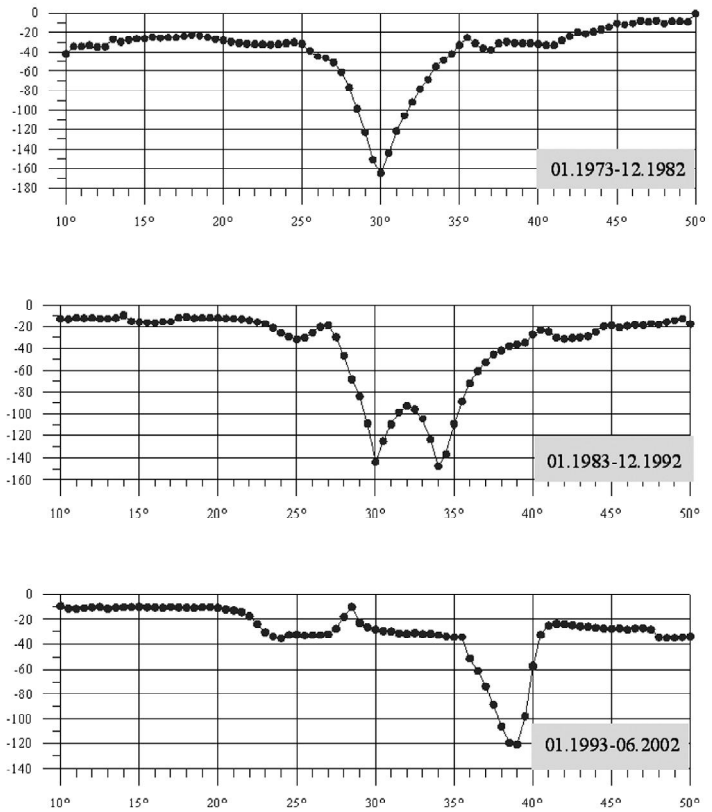


Рис. II.1.12. Распределение землетрясений по глубине по профилю 64 в разные периоды времени

Возвращаясь к положению о маркерном эффекте землетрясений, рассмотрим распределение эпицентров землетрясений на территории Центральной Азии и смежных областей. Анализ каталога землетрясений с M>2,5 показывает, что эпицентры землетрясений независимо от периода времени маркируют (возможно, с разной детальностью) одни и те же структуры. На рисунке II.1.13 достаточно четко выделяются некоторые зоны и границы структур, которые трассируются повышенной плотностью эпицентров землетрясений. Очень четко выделяется широкая зона северо-западного простирания, соответствующая разуплотненной мантии под Тибетом, Гималаями, Гиндукушем и Памиром. Юго-западная граница этой зоны прослеживается вдоль северного ограничения Индостанской плиты, через Гиндукуш, Центральные Кызыл-Кумы. Далее на северо-запад эта граница трассируется отдельными сейсмическими событиями до Каспийского моря. Это означает, что активные глубинные процессы, наблюдаемые в сейсмоактивных областях, получают развитие на платформенных территориях. Северо-восточная граница рассматриваемой высокосейсмичной зоны проходит вдоль западной границы Таримского массива и сечет Тянь-Шань, в общем совпадая с Таласо-Ферганским разделом между Западным и Центральным Тянь-Шанем. На северо-западе эта сейсмоактивная зона ограничена областью Гиндукушских, Памирских и Западно-Тяньшанских землетрясений. Обращают на себя внимание квазиконцетрические структуры, секущие Тибет и, по-видимому, Индостанскую плиту. Наиболее ярко выражена сейсмоактивная дуга, объединяющая Гиндукушскую сейсмоактивную область, Памир и Тянь-Шань. Северная граница этой дуги проходит вдоль южного ограничения Казахского щита и Туранской плиты и в общем близка Северо-Тяньшанскому краевому разлому, выделявшемуся в свое время В.И. Поповым, И.А. Резановым, Б.Б. Таль-Вирским.

Таким образом, комплексный анализ материалов гравиметрических, сейсмотомографических и сейсмологических исследований по территории Центральной Азии позволил выявить следующее:

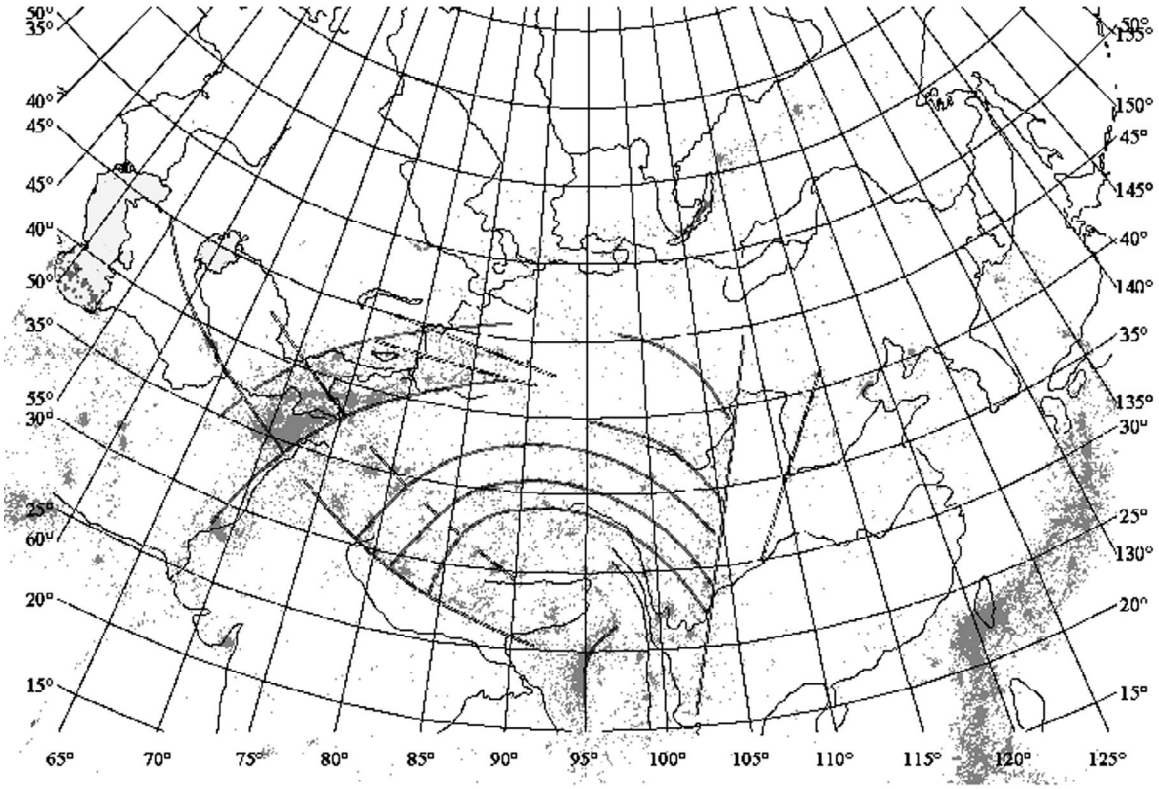


Рис. II.1.13. Распределение эпицентров землетрясений в Центрально-Азиатском регионе

• Крупномасштабную плотностную расслоенность земной коры и верхней мантии и тем самым развить полученные ранее сейсмологическими методами данные о глубинном строении региона.

• Приуроченность различных территорий Памира, Тянь-Шаня, Тибета и Таримской плиты к области разуплотнений нижней коры, которые, по-видимому, являются единой системой для всей Высокой Азии.

• Разуплотненную область в верхней мантии, расположенную под Таримом, Гималаями и Тибетом и пространственно совпадающую с зоной пониженных скоростей, полученной по сейсмотомографическим данным. Ось этой области направлена в запад-северо-западном направлении. Южная ее граница проходит вдоль северной границы Индостанской платформы, с северо-запада она ограничена Гиндукушско-Памиро-Тяньшанским поясом горообразования, который, по-видимому, является пограничным между жесткими платформенными областями Туранской плиты и Казахского щита и Тибетской горной системой. Восточная граница области разуплотнения в верхней мантии является частью региональной границы, разделяющей плотную (холодную) и разуплотненную (горячую) мантию на глубинах 150 км.

• Распространение активного геодинамического процесса, выраженного в сейсмической активности, от Центрально-Азиатской области горообразования на север, к платформенным массивам Туранской плиты и Центрального Казахстана, что согласуется и с вышеприведенными выводами структурно-неотектонического анализа.

Изучение распределения эпицентров сейсмических событий на территории Центральной Азии и смежных областей позволило:

• установить соответствие расположения наиболее сейсмоактивной Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений зоне максимального градиента поля силы тяжести в верхней мантии;

• наметить новые активные структуры, отмеченные повышенной плотностью эпицентров землетрясений, которые секут Тибет, Гималаи и, по-видимому, Индостанскую плиту, и конформны простиранию Гиндукушско-Памирско-Тяньшанской горной системы;

• подтвердить концентрацию сильных землетрясений вблизи границы, отделяющей жесткую верхнюю кору от пластичной нижней коры (граница Конрада);

• установить глубинные субвертикальные воронкообразные структуры на территории Гиндукушской области, которые пронизывают верхнюю мантию и нижнюю кору и в которых гипоцентры землетрясений концентрируются на образующих конусных поверхностей и отсутствуют внутри воронок. Это указывает на то, что только граничные области воронкообразных объектов являются жесткими и в них могут накапливаться напряжения и происходить землетрясения. Внутренняя часть воронкообразных объектов характеризуется, по всей видимости, пластичным состоянием вещества, в котором не происходит накопление напряжений и происходит лишь вязкое его течение;

• установить изменение пространственного положения воронкообразных структур во времени в пределах этой сейсмоактивной области.

II.2. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

В магнитометрии, как и при анализе гравитационного поля, для практических целей полное геомагнитное поле удобно разделять на нормальное (главное) и аномальное. При этом считается, что аномальная часть поля связана с неоднородной намагниченностью верхних оболочек Земли (коры), а нормальная (главная) – с эффектами протекания токов в ее глубинных оболочках (мантии и ядре). Однако, в магнитометрии разделение полного поля на нормальное и аномальное по нескольким причинам гораздо условнее, чем в гравиметрии. Во-первых, магнитные аномалии по амплитуде могут быть сопоставимы с нормальным полем и даже превышать его, в отличие от гравитационных аномалий, амплитуда которых всегда значительно ниже нормального поля рефе-

ренц-эллипсоида. Во-вторых, нормальное (главное) магнитное поле включает в себя как дипольную, так и длинноволновую часть недипольной составляющие. В-третьих, в гравиметрии нормальное поле является модельным, а аномалии – отклонениями от принятой модели, в то время как в случае магнитного поля обе его составляющие – измеряемые величины.

Методологически аналогами "модельных" полей служат поля референц-эллипсоида (в гравиметрии) и центрального осевого диполя (в магнитометрии). В практике же магнитометрии широко используемое разделение полного поля на главное и аномальное проводится чисто формально и базируется на частотно-амплитудных характеристиках геомагнитного поля. Для такого разделения в настоящее время используют преимущественно спутниковые данные – в частности, известные системы американских спутников MAGSAT (MAGnetic SATellite) и российских спутников "Космос". Магнитное поле измеряют со спутника, выведенного на заданную орбиту, на уровне которой, как считается, уже неощутимы эффекты неоднородной намагниченности земной коры. Это поле рассматривают в качестве нормального (главного) и вычитают из полного геомагнитного поля, измеряемого на земной поверхности. Полученное в остатке поле считают аномальным. Необходимо еще раз отметить условность этого разделения, так как и в спутниковых данных могут содержаться эффекты от влияния "локальных" объектов в земной коре, находящихся на значительной глубине. Все определяется высотами орбит спутников и размерами изучаемых объектов.

Источником аномальности магнитного поля, как уже сказано, является намагниченность горных пород в приповерхностных оболочках Земли. Любая горная порода, помещенная во внешнее магнитное поле напряженностью H, создает наведенное магнитное поле, или, что то же самое, приобретает намагниченность J. Последняя целиком определяется напряженностью внешнего поля и магнитной восприимчивостью χ, характеризующей способность той или иной горной породы намагничиваться. Намагниченность, созданная современным геомагнитным полем, называется индуцированной (или современной) и обозначается J_i. Интенсивность (амплитуда) индуцированной намагниченности целиком зависит от магнитной восприимчивости породы χ, а последняя определяется содержанием в горной породе ферромагнитных минералов, таких, как магнетит Fe_3O_4, гематит Fe_2O_3 и пирротин $Fe_{1-x}S$. Магматические и метаморфические породы обычно имеют более высокие значения χ, чем осадочные, но диапазон вариаций столь велик, что идентифицировать типы пород только по их магнитной восприимчивости удается довольно редко.

Постоянная намагниченность горных пород сохраняется лишь в ограниченном интервале температур. Если порода, содержащая ферромагнитные минералы, нагревается выше определенной температуры, называемой температурой (точкой) Кюри T_c, то она теряет способность намагничиваться, каким бы интенсивным ни было намагничивающее поле. Для магнетита, например, точка Кюри составляет около 560°C. У большинства магнетитсодержащих пород T_c значительно ниже (300–400°C и менее). Поскольку температура в Земле растет с глубиной, причем геотермический градиент в коре может достигать 20–30°C/км, существование источников аномального магнитного поля глубже 20–25 км маловероятно. Этот глубинный интервал на континентах соответствует верхней части средней коры.

Большинство горных пород, слагающих земную кору, кроме намагниченности J_i, наведенной современным полем Земли, имеют естественную остаточную (древнюю) намагниченность Jr (или NRM – Natural Remainent Magnetization). Величина J_r, в отличие от J_i, не связана с современным магнитным полем Земли ни по направленности, ни по напряженности, а определяется тем древним магнитным полем, которое было на Земле в момент формирования породы.

Один из распространенных видов древней намагниченности, характерный в основном для магматических пород и имеющий наиболее важное значение для геодинамики, называется термоостаточной намагниченностью J_{rt} (или TRM – Thermo Remainent Magnetization). Как уже сказано, горная порода, нагретая выше точки Кюри, полностью теряет свои магнитные свойства. Теперь представим себе обратный процесс. Понятно, что магматические породы в момент своего внедрения или излияния имеют температуру намного выше точки Кюри. В процессе охлаждения и кристаллизации магматические породы неизбежно проходят точку Кюри и сразу же после этого приобре-

тают термоостаточную намагниченность. При этом парциальная термоостаточная намагниченность (PTRM) приобретается при охлаждении в различных интервалах температур: в остывающей породе содержание магнетита не изменяется, а напряженность поля может быть даже выше, чем в момент ее извержения или излияния. Необходимо отметить, что максимальный вклад в полную термоостаточную намагниченность (TRM) породы вносят парциальные компоненты намагниченности, которые порода приобрела вскоре (или сразу же) после своей кристаллизации.

Методы анализа и разделения магнитного поля

Итак, измеренное магнитное поле отражает различные источники. Большинство существующих методов решения обратной задачи магниторазведки разработаны для моногенетических аномалий. Следовательно, прежде чем решать обратную задачу (как качественно, так и количественно) необходимо выполнить разделение полей на моногенетические составляющие. Понятно, что любые способы разделения полей имеют свои ограничения. Во всех случаях производится некоторая трансформация исходного материала с целью подчеркнуть те или иные особенности поля и затушевать (ослабить) сторонние эффекты, исходя из поставленной задачи. При этом последние не полностью исключаются из трансформированного материала, а частично сохраняются в нем в виде некоторого искажающего влияния. Трансформированные поля позволяют только улучшить наглядность влияния отдельных возмущающих факторов.

Наиболее простым способом разделения аномалий являются способы, основанные на частотной селекции (частотной фильтрации) исходного поля. К ним относятся осреднение, пересчет поля в верхнее полупространство, пересчет поля в нижнее полупространство и расчет производных магнитного потенциала. Кроме того, все вышеперечисленные методы трансформаций позволяют исключить искажающее влияние самой верхней части разреза и получить распределение магнитного поля на определенной глубине. Осреднение поля так же, как и пересчет поля в верхнее полупространство, являются фильтром низких частот, т.е. оно подавляет локальные аномалии (как правило, связанные с верхней частью разреза) и сохраняет в малоискаженном виде региональные составляющие. Необходимо отметить, что методы фильтрации сигналов достаточно просто реализуются на базе ЭВМ. Комбинация фильтров низкой частоты с различной апертурой и метода вычитания позволяет также реализовать фильтры высокой частоты, полосно-пропускающие и полосно-заграждающие фильтры, которые позволяют подчеркнуть или подавить эффекты от объектов, находящихся на тех или иных глубинах.

Анализ аномалий регионального магнитного поля Земли на территории Центральной Азии

Для выявления аномалий первого порядка (рис. II.2.1, вклейка) использована карта региональных магнитных аномалий [Regan et al., 1975], полученных на базе спутников ОГО и ПОГО (высота полета 540 км). Толщина земной коры, охваченной при исходной спутниковой магнитометрической съемке, составляет около 20–25 км. Она определяется снизу границей, на которой достигается температура (точка) Кюри T_c, а сверху мощностью осадочных и метаморфизованных пород и отражает общее объемное содержание однородно намагниченных ферромагнитных минералов анализируемых регионов.

Спутниковая съемка исходного магнитного поля исследуемого региона выявляет отрицательные аномалии до –-30 нТл, которые приурочены к поднятиям Гималаев и Тибета. Они прослежи-

ваются на восток до Южно-Китайской платформы (до -30 нТл). Далее, аномалия поворачивает к северо-востоку, в сторону Сибирской отрицательной аномалии. К западу отрицательная аномалия поднятий Гималаев и Тибета пересекает Памиро-Гиндукушский горный узел, который характеризуется отрицательным магнитным полем до -30 нТл и переходит в Иранское нагорье. От Памиро-Гиндукушского узла отмечается тенденция распространения отрицательной аномалии к югу и юго-западу в виде выступов-заливов. В целом, Гималай-Памиро-Гиндукушская отрицательная аномальная зона имеет общее субширотное простирание и совпадает с Альпийско-Гималайским поясом поднятий Земли. В восточной части этого пояса намечается тенденция воссоединения этого магнитно-отрицательного пояса с аналогичной региональной аномалией Сибири, имеющего общую север – северо-восточную ориентировку. Исходное поле отрицательных магнитных аномалий Сибири приурочено к поднятиям этого региона.

Исходные положительные аномалии магнитного поля на рисунке II.2.1 пространственно приурочены к древним платформам и представлены Таримско-Казахстанской, Южно-Китайской и Индостанской положительными магнитными полями.

Таримско-Казахстанская положительная аномалия имеет общую северо-западную ориентировку. На северо-западном окончании она разворачивается к северу в сторону Западно-Сибирской плиты. Эта аномалия имеет три ярко выраженные зоны с интенсивностью до +30 нТл. Две южные аномалии приурочены к Таримской платформе. Северо-западная часть аномалии приурочена к Казахскому щиту.

Положительная аномалия Казахского щита имеет СЗ простирание. Центральная часть этой аномалии, имеющая величину магнитного поля до +30 нТл, также отвечает этому направлению. Наиболее высокие значения этой аномалии приурочены к древним гранитам архей-раннепротерозойского складчатого пояса, перекрытых средне- и позднепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами. Отрицательная намагниченность осадочно-вулканогенных толщ не исказила общей картины магнитного поля.

Южно-Китайская положительная аномалия находится к востоку от Тибетско-Гималайской отрицательной аномалии и территориально приурочена к древней Южно-Китайской платформе. Эта аномалия ориентирована большей частью субмеридионально и имеет тенденцию расширения к востоку. Положительные значения магнитного поля Южно-Китайской платформы приурочены к выступам фундамента, сложенного породами складчатых комплексов от архей-раннепротерозойского (2600 млн. лет) до раннекембрийского (570 млн. лет) возраста. Фундамент платформы перекрыт фанерозойским чехлом, мощность которого достигает 4 км и более. Большая приподнятость и распространенность древних толщ в восточной части платфоры предопределила расширение данной аномалии в эту сторону.

Положительная Индостанская аномалия имеет общую субширотную ориентировку с небольшими отклонениями к северо-западу в своей западной части. В восточной части наблюдается тенденция ее объединения с Южно-Китайской положительной аномалией. Положительное поле Индостанской платформы достигает +25 нТл и также приурочена к области распространения архей-раннекембрийских пород фундамента. Как видно из рисунка, мезозойско-кайнозойский платформенный чехол Индостанской платформы мощностью до 6 км не “забивает” положительного магнитного поля ее фундамента.

На рисунке II.2.2 (см. вклейку) показано распределение локальной компоненты магнитного поля. Данная компонента выделяется из исходного магнитного поля (см. рис. II.2.1) путем вычитания из него фоновых значений, которые в свою очередь получены посредством низкочастотной фильтрации исходных данных фильтром с апертурой 500 км. Как следует из этого рисунка, произошла резкая дифференциация как положительных, так и отрицательных магнитных полей. Площадь положительных аномалий уменьшилась существенно. Площадь отрицательных аномалий увеличилась. Обозначились отрицательные магнитные аномалии главного водораздела Евразии. В восточной части Гималаев проявились отрицательные аномалии, развивающиеся в сторону Малазийской части Альпийско-Гималайского пояса. Положительные магнитные аномалии раз-

делились на отдельные объекты, которые территориально приурочены к платформенным областям: Южно-Китайской, Индостанской, Таримской и Казахской.

Наиболее четко на рисунке проявлена отрицательная магнитная аномалия на Иран-Каракорум-Гималайском участке Альпийско-Гималайского пояса. Здесь возможно выделить четыре отрицательных магнитных аномалии. Самой крупной из них по площади и числовым значениям, до -20 нТл, является Гималайско-Тибетская, вытянутая в субширотном направлении и приуроченная к наиболее высоким частям Альпийско-Гималайского пояса. Другая крупная магнитная аномалия, до -14 нТл, находится восточнее и ориентирована в северо-восточном направлении, в сторону Сибирских отрицательных магнитных полей.

Северо-западнее Гималайской аномалии находится Каракорумская отрицательная магнитная аномалия с числовым значением до -14 нТл. Эта аномалия имеет тенденцию развития к север-северо-западу, что, по-видимому, обусловлено развитием в эту сторону депрессий, выполненных мезозой-кайнозойскими толщами. Самой западной отрицательной магнитной аномалией этой зоны является Иранская с численным значением до -10 нТл. Аномалия ориентирована в северо-западном направлении и имеет тенденцию развития к северу. Это, вероятно, обусловлено выносом рыхлых толщ, создающих отрицательную магнитную индукцию, в депрессии на этом направлении.

Тянь-Шань характеризуется слабыми отрицательными значениями магнитного поля (до 2–3 нТл) и является северо-восточным ответвлением Каракорумской аномалии к северо-востоку.

Относительно спокойный характер отрицательного магнитного поля Сибирского региона, имеющего в основном платформенный характер, не лишен зональности проявления. На отдельных участках отрицательные магнитные аномалии достигают -10 нТл. Зоны имеют северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное направления.

Важно отметить, что отрицательные магнитные аномалии данного ранга оконтуривают Таримский кратон, объединяясь в единое кольцо. В меньшей степени это характерно и для Казахского щита.

Положительные аномалии локального магнитного поля локализуются у выходов пород океанической коры или продуктов их переработки. Наиболее сильные положительные магнитные аномалии проявились в пределах Индостанской платформы. Здесь выделяются две аномалии. Западная из них с численным значением до +22 нТл тяготеет к перемычке между Каракорумской и Гиндукушской отрицательными магнитными аномалиями и находится к югу от перемычки. Восточная положительная аномалия с таким же численным значением до +22 нТл, ориентирована субширотно. На отдельных участках этой аномалии отмечаются выходы чарнокитов и других пород древней океанической коры.

Южно-Китайская положительная магнитная аномалия с численным значением до +18 нТл находится к северо-востоку от восточного окончания Гималайско-Тибетской отрицательной аномалии и ориентирована субмеридионально. Она характеризует одноименную древнюю платформу и окружена полем отрицательных магнитных аномалий.

Таримская положительная аномалия с численным значением до +12 нТл имеет общую северо-восточную ориентировку и приурочена к одноименной древней плите. В локальном поле она разделилась на две части. Ориентировка западной ее части близка к субмеридиональной, восточная часть имеет юго-восточную ориентировку.

Казахская положительная аномалия имеет в центре округлую, а в целом квадратную форму. Численное значение аномалии до +14 нТл. Она отделяется от аналогичной Таримской отрицательным полем магнитной индукции Главного водораздела Евразии.

Подводя итоги, можно отметить основную и, по-видимому, общую особенность распределения положительных и отрицательных локальных магнитных аномалий на территории Центральной Азии. Положительные магнитные аномалии приурочены к древним платформенным областям, а отрицательные аномалии магнитного поля – к орогенным зонам. Эта особенность наиболее ярко проявляется при сопоставлении карты локального магнитного поля с рельефом изучаемой территории (рис. II.2.3).

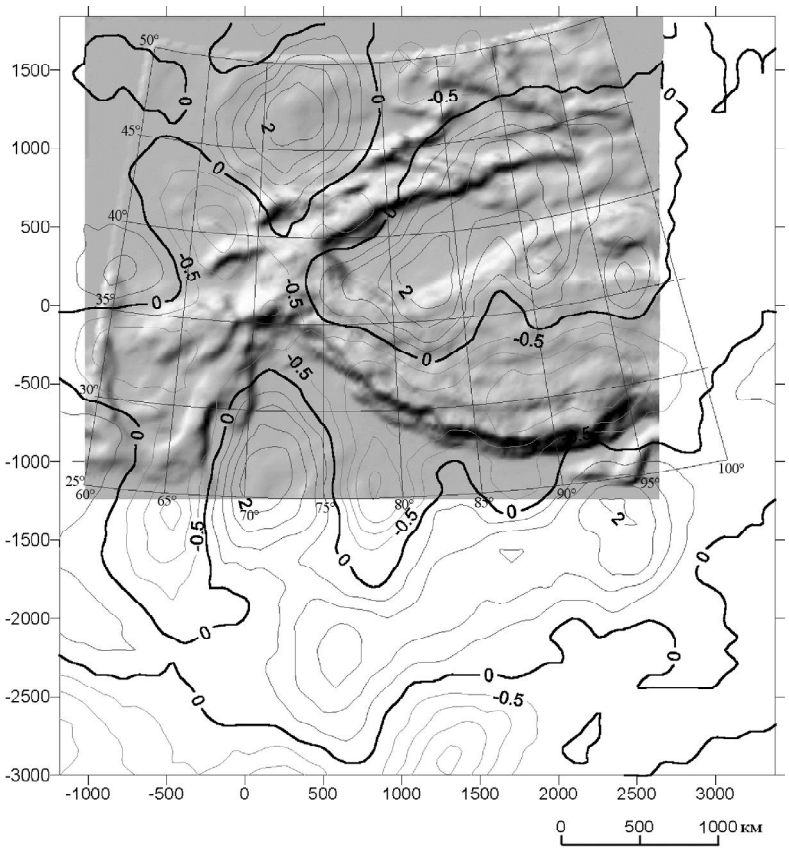


Рис. II.2.3. Карта сопоставления локальной компоненты магнитного поля и сглаженного рельефа

Локальная компонента выделена из исходного магнитного поля посредством вычитания из него фоновых значений, полученных низкочастотной фильтрацией исходных данных фильтром с апертурой 800 км

Учитывая, что магнитная индукция определяется намагниченностью среды J, которая зависит от магнитной восприимчивости горных пород, а соответственно и от объемного содержания ферромагнитных минералов, трудно объяснить наблюдаемую особенность распределения магнитных аномалий на огромной территории только различием в объемном содержании ферромагнитных минералов. По-видимому, в среднем, объемное содержание ферромагнетиков как на платформах, так и в орогенных зонах одинаково. Различие же в намагниченности определяется тем, что древние платформы являются однородно намагниченными объектами, т.е. вектора намагниченности отдельно взятых доменов имеют приблизительно одно направление. Это может случиться только в том случае, если объект подвергался разогреву до температур не менее чем точка Кюри. При последующем остывании он приобретает значительную однородную термоостаточную намагниченность, как было отмечено выше. В отличие от платформ, горно-складчатые зоны являются неоднородно намагниченными объектами, т.е. вектора намагниченности отдельно взятых доменов имеют случайную направленность и зачастую компенсируют друг друга. Тем самым, наблюдаемая суммарная намагниченность будет значительно меньше, чем у однородно намагниченных объектов, что мы и наблюдаем в распределении локальных аномалий геомагнитного поля. Объяснить подобную ситуацию возможно, если предположить, что на определенном этапе своего развития, породы, слагающие зоны поднятий, претерпели перемешивание.

Анализ аномалий магнитного поля Земли на территории Киргизского Тянь-Шаня и прилегающей территории

Анализ магнитных свойств горных пород территории Киргизстана и карт магнитного поля был выполнен в различные периоды времени рядом исследователей (И.М. Мелькановицкий, Г.Г. Маринченко, А.Н. Лобанченко, Б.Б. Таль-Вирский и др.). К середине 90-х годов были получены дополнительные детальные данные аэромагнитной съемки для всей территории Тянь-Шаня и прилегающих территорий. В данной работе для рассматриваемой области была использована карта аномального магнитного поля (рис. II.2.4, вклейка) на абсолютной высоте 5 км [Маринченко, 1993; Маринченко, Корнев, 1993] для территории Киргизского Тянь-Шаня, западной части Ферганской впадины и Кураминских гор (с учетом данных Кремнева для территории Узбекистана и Таджикистана).

Как видно из рисунка, в исходном магнитном поле прослеживается зона отрицательного поля магнитной индукции восток-северо-восточного, т.е. общетяньшанского направления. На юго-западном окончании этого отрицательного поля выделяется Термезская отрицательная аномалия амплитудой более -100 нТл. Приурочена эта аномалия к прогибу (депрессии) глубиной более 3000 м, выполненному рыхлыми осадочными отложениями олигоцен-четвертичного возраста. С севера к данной аномалии примыкает отрицательное поле Таджикской депрессии с амплитудой до -50 нТл. На северо-восточном окончании зоны отрицательного магнитного поля отмечается отрицательная аномалия амплитудой до -100 нТл, простирающаяся согласно с направлением зоны. Эта аномалия распространяется от верховий ледника Сарыджаз на востоке до верховий р. Акшийрак на западе.

Большая часть отрицательного магнитного поля приурочена к герцинидам Срединного и Южного Тянь-Шаня, где распространены преимущественно осадочные и осадочно-вулканогенные, в том числе карбонатные породы верхнего силура – верхнего карбона. В центральной части аномалии наблюдается ответвление отрицательного поля к северо-западу, в общем соответствующее Оргочорскому трансорогенному поперечному поднятию. В южной его части находится отрицательная магнитная аномалия амплитудой более -100 нТл. Здесь происходит расширение отрицательного поля магнитной индукции на запад за счет Тарагайской депрессии, выполненной верхнекайнозойскими отложениями, и на восток вдоль долины р. Кусталь за счет осадочных толщ позднего палеозоя. Необходимо отметить, что здесь мощность земной коры увеличивается до 60 км и более. К северу земная кора утоняется и доходит до 47 км в Илийской впадине на границе с Заилийским хребтом. На севере от поперечного поднятия ответвляется зона отрицательной магнитной индукции, соответствующая долине р. Чилик, выполненной рыхлыми кайнозойскими отложениями.

Положительное поле магнитной индукции, расположенное восточнее Оргочорского поперечного поднятия и зажатое между отрицательными магнитными аномалиями верховий долины Сарыджаз и долины р. Чилик, обусловлено, вероятно, широким распространением гранитоидов от ордовикского до пермского возраста, частично перекрытых ордовикско-каменноугольными осадочными толщами.

К юго-западу от Сарыджазской аномалии наблюдаются отрицательные аномалии в виде локальных объектов амплитудой до -100 нТл. Они приурочены к депрессии, выполненной отложениями новейшего орогенического комплекса. Интрузии имеют незначительное распространение. Этот участок отрицательной магнитной индукции занимает левобережье долины р. Нарын от долины р. Карасай на востоке до долины р. Каракол на западе.

К юго-западу от долины р. Каракол отрицательные магнитные поля в виде полос и пятен охватывают Нарынскую, Аксайскую, Атбашинскую, Казарманскую и Алабукинскую депрессии, выполненные рыхлыми осадочными отложениями новейшего орогенического комплекса. Отдельные участки положительного магнитного поля (от нулевых до +50 нТл) оконтуривают выходы гранитоидных интрузий позднепалеозойского возраста.

К северо-западу от устья р. Каракол, где находится пятно отрицательного поля магнитной индукции, наблюдается ответвление от основной зоны отрицательного поля в виде соединяющихся между собой полос субширотного простирания, клиньев субмеридионального простирания и пятен.

Положительные поля магнитной индукции, находящиеся к северу и к востоку от вышеописанного ответвления, приурочены к выходам гранитоидов по южному и северному горному обрамлению Иссыккульской впадины.

Севернее от описанного ответвления отрицательного магнитного поля, отмечается еще одна зона отрицательного поля общего восток-северо-восточного направления. На восточном конце этой зоны отмечается отрицательная магнитная аномалия до -100 нТл. Эта аномалия приурочена к древним докембрийским толщам осадочного происхождения. Здесь имеются также выходы эклогитов. В целом, эта зона приурочена к выходам байкалид. К северу и северо-западу от них расположено положительное поле магнитной индукции, приуроченное к выходам эпикаледонских орогенных интрузий Муюнкумского срединного массива, которые представлены диорит-плагиогранитами и габбро-монцонит-сиенитами, а также аляскитами. Значение магнитной индукции в этой зоне достигает +150 нТл.

На западном окончании Чуйской впадины положительной аномалией до +250 нТл вырисовался Муюнкумский срединный массив, пронизанный интрузиями того же состава.

К югу, юго-западу и к востоку от среднепалеозойских прогибов в Чуйской впадине и на северном склоне Киргизского хребта отмечаются поля положительной магнитной индукции от 50 до 150 нТл. Эти положительные аномалии обусловлены выходами гранитоидов по Киргизскому хребту. К югу от него прослеживаются отрицательные магнитные поля, приуроченные к Кочкорской, Джумгальской, Сусамырской, Минкушской и Кетменьтюбинской впадинам, выполненным мощными отложениями новейшего орогенического комплекса. К юго-западу от последней впадины к этой зоне отрицательных аномалий присоединяется Караванская впадина, расположенная уже западнее Таласо-Ферганского разлома.

К западу от Кетменьтюбинской и Караванской впадин отрицательные поля магнитной индукции приурочены к Сандалаш-Чаткальскому прогибу (аномалии того же северо-восток-юго-западного направления), к долине р. Чаткал (аномалии субширотного и, на западе, субмеридионального направления). В восточной части р. Чаткал отмечается положительная аномалия амплитудой до +50 нТл.

К северу от Чаткальской долины отрицательные аномалии магнитного поля приурочены в западной части к долине р. Кюркюре, а в восточной части – к долине р. Талас. Положительные аномалии магнитного поля приурочены, вероятно, к интрузиям гор Ичкилетау.

К югу и юго-западу от долины р. Чаткал положительные аномалии магнитного поля амплитудой до +150 нТл и более приурочены к поднятиям Чаткальского хребта, сложенным преимущественно гранитоидами карбонового возраста.

К югу от Чаткальского хребта поля положительной магнитной индукции с аномалиями до +275 нТл наведены, вероятно, Ферганским (Сырдарьинским) срединным массивом, сложенным древними протерозойскими сланцами с интрузиями габбро и габбро-норитов, несмотря на мощнейший комплекс осадочных отложений мезозой-кайнозоя.

Зона отрицательной магнитной индукции Южно-Тяньшанско-Таджикской полосы к западу от Таласо-Ферганского разлома приурочена к области распространения осадочных отложений мезозойско-кайнозойского возраста. К этой полосе также относятся преимущественно осадочные толщи позднепалеозойского возраста. Осадочные толщи силур-девонского возраста имеют меньшее распространение. В этой же полосе к северу и северо-западу отмечаются слабоположительные поля магнитной индукции, обусловленные гранитоидами пермского возраста, самые крупные из которых находятся к северу от Чоналайской впадины (долины р. Кызылсу).

Слабо отрицательные поля магнитной индукции Чоналайской (Кызылсуйской) и Сурхобской долин и прилегающих с юга хребтов, приурочены к выходам неоген-четвертичных рыхлых отло-

жений, а также осадочных толщ позднепалеозойского возраста. К юго-западу эта полоса слабоположительной магнитной индукции расширяется и включает отдельные линзы со значениями до +50 и +100 нТл. Эта полоса приурочена к прогибам и поднятиям, сложенным мезозойско-кайнозойскими рыхлыми отложениями, а также позднепалеозойскими породами (на поднятиях).

Полосовидные положительные аномалии магнитного поля со значениями до +175 нТл Восточного и Западного Памира обусловлены выходами древних базит-гипербазитовых интрузий.

Отрицательные поля магнитной индукции обусловлены наложенными осадочными толщами депрессий неоген-четвертичного возраста. При этом отмечается, что чем больше значение магнитной индукции, тем больше мощности этих отложений. Совместный анализ продольных и поперечных поднятий и распределения аномалий магнитного поля показывает, что продольное поднятие Узак характеризуется преимущественно отрицательными полями магнитной индукции, а поднятие Баке характеризуется преимущественно положительными полями магнитной индукции.

На рисунках II.2.5 и II.2.6 (см. вклейку) приведены карты аномалий, сглаженных фильтрами с апертурой 100 км и 200 км соответственно. Формирование сглаженных аномалий магнитного поля связывается с крупными глубинными структурами, находящимися на глубинах порядка 20–30 км. На представленных картах сглаженных аномалий магнитного поля видна определенная упорядоченность структуры поля. В северной части карты преобладают положительные аномалии, в южной – отрицательные. Граница между ними тяготеет к линии Николаева. Положительные аномалии магнитного поля приурочены (с юга на север по часовой стрелке) к выходам древних интрузий на Памире, к Ферганскому (Сырдарьинскому) срединному массиву, к Муюнкумскому срединному массиву, к выходам гранитоидов восточной части хребта Кунгей Алатоо. Отрицательные аномалии магнитного поля приурочены к депрессиям Памира, к поднятиям и депрессиям Таджикистана, к Ташкентской депрессии, к поднятиям и депрессиям герцинид Южного Тянь-Шаня.

На карте аномалий магнитного поля, сглаженных фильтром с апертурой 200 км (см. рис. II.2.5) четко обособились отрицательные магнитные поля. Выделяется Памиро-Таджикская зона отрицательных аномалий, Ташкентская зона и герциниды, находящиеся к северо-востоку от зоны Таласо-Ферганского разлома от юго-западного окончания Атбашинского хребта до верховий ледника Сарыджаз. Сильная разобщенность этих зон друг от друга и разная их ориентировка предполагают независимую природу их происхождения.

Положительные аномалии магнитной индукции отражают, по-видимому, ядра Ферганского и Муюнкумского срединных массивов. Границей раздела этих массивов является зона Таласо-Ферганского разлома, которая достаточно уверенно прослеживается по смене субширотных простираний изолиний магнитного поля на северо-западные. Атбаши-Иныльчекский разлом практически не отражается в магнитном поле. Следует дополнительно отметить, что полоса максимальных горизонтальных градиентов магнитного поля совпадает с Северо-Тяньшанской сейсмогенерирующей зоной.

II.3. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Температурное поле в большой степени определяет физическое состояние материала литосферы Земли, а соответственно и параметры геофизических полей, и развитие геодинамических процессов. Знание характеристик температурного поля существенно облегчает решение тектонических и петрологических проблем, помогает при интерпретации других геофизических полей (особенно электромагнитных), позволяет оценить энергетическое состояние литосферы.

В настоящей главе дается обзор геотермической изученности Тянь-Шаня с целью подытожить, а заодно и напомнить широкому кругу исследователей, изучающих геодинамику этого региона, полученные ранее данные о тепловом потоке и глубинных температурах, а также наметить пути дальнейших исследований.

Основной термической характеристикой литосферы является тепловой поток (q), который определяется как произведение значений геотермического градиента (g), измеряемого в скважинах, и теплопроводности пород (λ), измеряемой обычно в лабораторных условиях. Данные о тепловом потоке используются чаще всего для решения двух задач.

Во-первых, они позволяют оценить фоновую энергетическую активность блоков земной коры. Еще в 1960–1970-х годах была установлена обратная связь между величиной q и временем формирования геологических структур (или возрастом последнего тектономагматического события) [Смирнов, 1986; Хуторской, 1996]. В дальнейшем эта зависимость уточнялась, в том числе и с учетом данных по Тянь-Шаню. Во временном интервале 800–20 млн. лет отчетливо прослеживается увеличение теплового потока по мере омоложения земной коры: протерозойские и архейские блоки характеризуются близким q, составляющем в среднем 35–38 мВт/м^2, байкалиды – 35–40 мВт/м^2, каледониды – 45–48 мВт/м^2 и герциниды – 50–55 мВт/м^2. В поздненеогеновых и четвертичных структурах рассмотренный тренд нарушается, что связано со становлением поля после сравнительно молодых энергетических воздействий. Так как в пределах Тянь-Шаня выделяются три разновозрастные области формирования континентальной земной коры: на севере байкальско-каледонская, южнее герцинско-каледонская и на юге – герцинская (соответственно Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань), то здесь можно было бы прогнозировать сравнительно невысокий фоновый уровень теплового потока, порядка 45–55 мВт/м^2, и некоторое возрастание его с севера на юг. Вместе с тем, этот разновозрастный пояс Тянь-Шаня в позднем кайнозое подвергся интенсивной тектонической деформации как единое целое. Поэтому в его пределах следует ожидать возникновения аномалий, связанных с теплопереносом в ходе этой активизации.

Во-вторых, сведения о тепловых потоках позволяют выполнить оценки глубинных температур (T) геотермическим методом, который основан на решении уравнений теплопроводности (чаще всего одномерных) для реальных моделей земной коры или литосферы в целом. Метод широко используется в разных регионах. Точность оценок температуры определяется, в основном, достоверностью представлений об амплитуде и природе аномалий теплового потока.

Распределение теплового потока

Геотермическая изученность. Тепловой поток Западного, Северного и Центрального Тянь-Шаня и прилегающих районов начал изучаться в начале 60-х годов прошлого столетия экспедициями ИФЗ АН СССР [Любимова и др., 1966, 1973б]. Однако основной вклад в изучение теплового поля этого региона внесли позднее сотрудники Института сейсмологии АН Киргизии, выполнившие под руководством Ю.Г. Шварцмана не только многочисленные наблюдения, но также и интерпретацию результатов, оценку глубинных температур [Шварцман, 1980, 1984, 1985а, б, 1986, 1988а, б, 1990а, б, 1991, 1992, 1993, 1995; Шварцман, Белицкий, 1985; Шварцман и др., 1991; Ахметова, Егоров, 1993; Виляев, 1993; Мозолева, 1993; Погожев, 1993]. Всего к настоящему времени здесь выполнено порядка 200 определений теплового потока, неравномерно распределенных по площади [Дучков и др., 2001].

Систематическое изучение теплового потока в Китае началось значительно позже, в 70-х годах, и в первую очередь в восточных районах страны. Северо-западный Китай (включающий Тянь-Шань) до сих пор изучен в геотермическом отношении недостаточно. Так, непосредственно в Восточном Тянь-Шане значения q определены всего в 6 пунктах [Wang Ji-Yang, Huang Shao-Peng, 1995; Hu et al., 2000; Wang Yang et al., 2000]. Несколько лучше геотермическая изученность сопредельных районов Джунгарии и Тарима, где выполнено порядка 30 измерений теплового потока [Wang Liang-shu et al., 1995; Wang She-jiao et al., 2000]. Эти данные позволяют в какой-то мере оценить лишь средний уровень теплового потока основных геологических структур. Поэтому в дальнейшем нами более детально рассматривается геотермия преимущественно Западного и

Центрального Тянь-Шаня. Вполне вероятно, что установленные здесь закономерности справедливы и для Восточного Тянь-Шаня.

Основной объем измерений теплового потока выполнен в скважинах разной глубины и только порядка 30 значений q были измерены в донных отложениях озера Иссык-Куль с помощью специальной аппаратуры [Любимова и др., 1974; Шварцман, 1988]. Следует подчеркнуть, что при сравнительной простоте температурных измерений в скважинах, оценку теплового потока порой можно получить только в результате весьма трудоемких вычислений, включающих расчет многочисленных поправок, которые учитывают влияние рельефа, тектонических движений, изменений климата, движения подземных вод. Такие поправки могут достигать 20–30%. Они, как правило, максимальны у поверхности и убывают с глубиной. Проблема расчета поправок актуальна для Тянь-Шаня, где наблюдаются большие скорости и градиенты современных движений, контрастный рельеф, активное перемещение подземных вод. Не всегда (и не все) поправки удается оценить из-за недостатка информации.

Анализ экспериментальных данных [Wang Ji-Yang, Huang Shao-Peng, 1988, 1990; Дучков и др., 2001; Hu Sheng-Biao et al., 2001] показывает, что геотермические работы проводились, в основном, во впадинах и в предгорьях Тянь-Шаня. Примерно треть измерений q выполнена в неглубоких, до 500 м, скважинах, т.е. в пределах верхнего слоя пород, температурное поле которого наиболее возмущено различными приповерхностными факторами.

Тепловой поток Тянь-Шаня изменяется в целом в очень широких пределах, от 16 до 134 мВт/м^2, хотя наиболее часто встречаются значения 40–60 мВт/м^2 (рис. II.3.1). Средний тепловой поток в регионе составляет 50±12 мВт/м^2, т.е. практически точно соответствует среднемировому уровню q для земной коры каледоно-герцинского возраста. Гистограмма значений q несимметрична из-за присутствия группы аномально высоких значений теплового потока, порядка 70–90 мВт/м^2, отражающих как энергетическое воздействие процессов неотектонической активизации, так и неполный учет искажающих факторов.

Определения коэффициента теплопроводности горных пород выполнялись в лабораторных условиях на образцах из обнажений и керна буровых скважин разной аппаратурой [Ахметова, Егоров, 1993; Hu et al., 2000]. В этих же образцах определялись концентрации радиоактивных элементов (U, Th, K), которые в дальнейшем использовались для оценки интенсивности радиогенной теплогенерации (A) в горных породах [Мозолева, 1993; Hu et al., 2000; Wang Yang et al., 2000]. В дальнейшем по этим данным оценивались средние значения (λ и A верхних слоев земной коры (табл. II.3.1) и радиогенной составляющей теплового потока. За счет распада радиоактивных элементов в земной коре региона формируется порядка 60–70% теплового потока. Соответственно из мантии поступает не более 30–40% q. Приведенные в таблице II.3.1 данные использовались при расчете глубинных температур геотермическим методом.

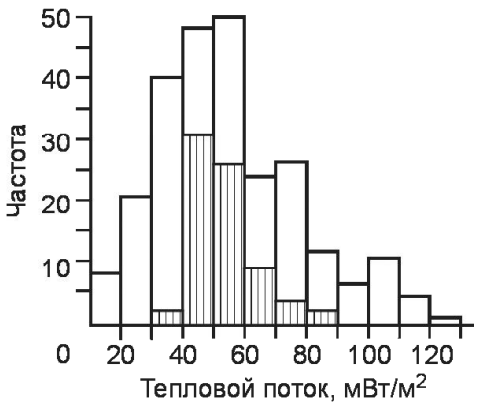


Рис. II.3.1. Гистограмма теплового потока Тянь-шанского региона, определенного как произведение λ на *g* и по изотопному соотношению $^3He/^4He$ (заштрихована) (по каталогам из работ [Дучков и др., 2001; Wang Ji-Yang, Huang Shao-Peng, 1988, 1990; Hu Sheng-Biao et al., 2001])

Таблица II.3.1

Оценки теплопроводности (λ) и радиогенной теплогенерации (А) в породах различных слоев литосферы Тянь-Шаня [Ахметова, Егоров, 1993; Мозолева, 1993; Дучков и др., 2001]

	I	II	III	IV	V
λ, Вт/(м·К)	1,2–1,7	2–2,7	2,2–2.3	3,0–3,1	3,4
A, 10^{-6} Вт/м^3	1.09–1,33	2–2,76	0,72	0,44	0,013

I – осадочный слой, II–IV – верхний, средний и нижний слои консолидированной коры, V – верхняя мантия.

Карта теплового потока. Пространственное распределение значений q принято описывать с помощью карт теплового потока. Для Западного и Центрального Тянь-Шаня существует достаточно большое количество карт такого рода, построенных в разные периоды изучения теплового поля региона [Шварман, 1988а, б, 1990а, б, 1993, 1995; Гордиенко, 1990а, б, Гордиенко, Завгородняя, 1990; Карта теплового..., 1992]. Контурная карта теплового потока Китая и соответственно Восточного Тянь-Шаня появилась только в 2000 г. [Hu et al., 2000].

Опубликованные материалы использованы нами для построения карты теплового потока Тянь-Шаня (за исключением самой восточной оконечности складчатого пояса между 90–95° в.д.), представленной на рисунке II.3.2. В карту вошли и юго-восточная часть Казахской платформы, отроги Памира, а также Джунгарский и Таримский бассейны. При построении карты на неизученных территориях использовались экстраполяция, зависимость теплового потока от возраста геологических структур, нетрадиционные методы оценки глубинных температур и теплового потока.

Геотермическая изученность территории Тянь-Шаня явно недостаточна. Наиболее исследованы основные межгорные впадины: Ферганская, Чуйская, Иссык-Кульская и некоторые другие. Меньше измерений в пределах хребтов, среди которых лучше изучены хребты Северного Тянь-Шаня. Только редкие определения q известны для Срединного Тянь-Шаня, восточнее Таласо-Ферганского разлома. Практически не изучен горный Южный Тянь-Шань и, как уже отмечалось, Восточный Тянь-Шань. Фактические материалы обеспечивают лишь малодетальные построения масштаба 1:5000000. Погрешность оценок теплового потока составляет в среднем 10–15 мВт/м^2, а иногда и больше. По таким данным можно уверенно выделить только значительные аномалии q, превышающие 20–30 мВт/м^2. Поэтому изолинии q проведены на карте через 20 мВт/м^2.

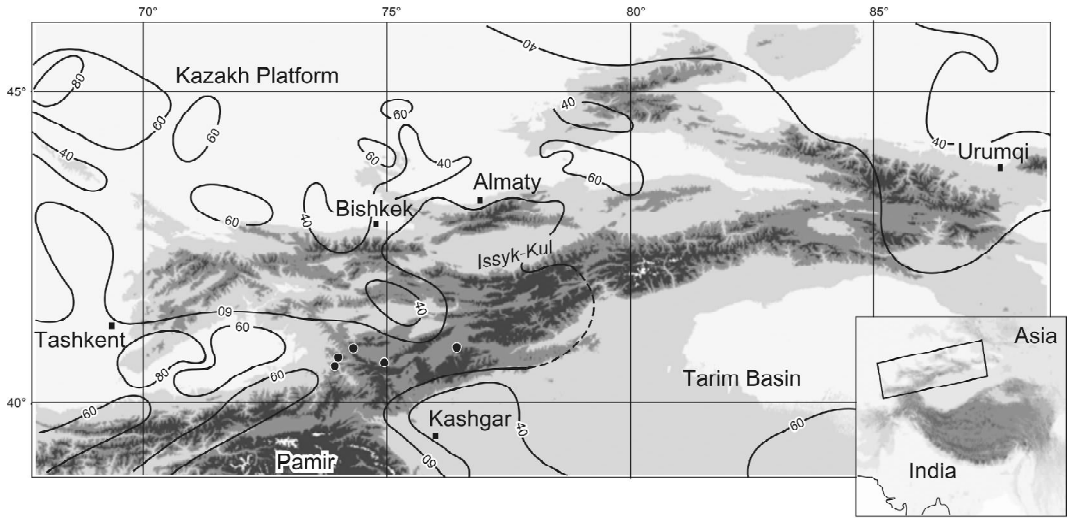


Рис. II.3.2. Карта теплового потока Тянь-Шаня (изолинии в мВт/м^2)

Оттенками серого цвета показан рельеф (контуры высот 1000, 2500, 3500 и 5500 м). Точками отмечены пункты оценки теплового потока по данным о содержании изотопов гелия в подземных водах

Анализируя распределение q (см. рис. II.3.2), в первую очередь следует отметить, что Тянь-Шань не выделяется единой аномалией теплового потока. Наблюдается довольно сложное распределение q с преобладанием средних значений порядка 40–60 мВт/м^2. Наиболее спокойное тепловое поле характерно для Восточного Тянь-Шаня. Это может быть связано как с его недостаточной изученностью, так и с наибольшей удаленностью от основных коллизионных зон (от Памира). По имеющимся данным, тепловой поток Восточного Тянь-Шаня и сопредельных районов Джунгарии и Тарима изменяется от 30 до 55 мВт/м^2. Среднее значение q для Восточного Тянь-Шаня составляет 52 мВт/м^2, что характерно для палеозойского складчатого пояса, не испытавшего заметных нарушений во время мезозой-кайнозойской тектономагматической активизации. Джунгарский и Таримский бассейны, в целом, холоднее. Средний q в их пределах не превышает 42–44 мВт/м^2. Наиболее низкий тепловой поток (менее 40 мВт/м^2) зафиксирован в западной части Тарима, граничащей с Памиром. Это противоречит высказанному выше предположению о возможной зависимости величины теплового потока от удаленности от основных коллизионных зон, но снижение величины q здесь может быть связано и с экранирующим влиянием мощной толщи отложений, выполняющих глубочайший предгорный прогиб. Низкий уровень q в пределах Тарима и Джунгарии свидетельствует о стабильности этих бассейнов в кайнозое. Внутри бассейнов тепловой поток контролируется рельефом фундамента и движениями подземных вод.

Западный (и Центральный) Тянь-Шань и окружающие области характеризуются более дифференцированным тепловым потоком. Большая часть этой территории (Кочкорская, Иссыккульская, Илийская впадины, горные хребты Северного и Центрального Тянь-Шаня, восток Алайского, Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского и другие хребты Южного Тянь-Шаня) выделяется тепловым потоком выше среднего уровня (более 60 мВт/м^2). На западе эта аномалия переходит в пределы Туранской плиты [Гордиенко, Завгородняя, 1990].

Тепловой поток Иссыккульской впадины изучался как по скважинам, так и через дно озера. По береговым скважинам здесь (кроме восточной части впадины) были зафиксированы аномально высокие значения q, выше 70 мВт/м^2. Эти данные как будто подтверждались и донными озерными измерениями [Любимова и др., 1973а, б; Шварцман, 1988]. Однако более точные исследования последних лет [Вермееш и др., 2004] показали, что в центральной глубоководной части озера (глубина порядка 650 м) тепловой поток невысок и составляет в среднем 48 мВт/м^2. Измерения на меньших глубинах дают и аномально высокие значения q. Однако их достоверность невысока, из-за большой крутизны склонов, развития оползневых процессов и субаквальной разгрузки теплых подземных вод. На востоке зона высокого теплового потока ограничена Пржевальской аномалией низкого q (16–50 мВт/м^2), которая включает в себя заполненную осадками мощностью 4–6 км восточную часть Иссыккульской впадины и, вероятно, хребты района узла Хан-Тенгри.

Высокий уровень q (более 60 мВт/м^2) наблюдается к западу от Ферганского хребта. Здесь формируются две зоны повышенного теплового потока – Кураминская на севере (q до 108 мВт/м^2) и Восточно-Зеравшанско-Южно-Ферганская на юге (q до 75 мВт/м^2). Они разделены Ферганской аномалией низкого (до 32 мВт/м^2) теплового потока, обусловленной, возможно, экранирующим влиянием осадков Ферганской впадины.

Пониженным тепловым потоком (менее 50 мВт/м^2) характеризуются западная часть Северного Тянь-Шаня с Чуйской впадиной, Джумгало-Нарынская область. Наиболее низкие значения q соответствуют Чуйской (до 23 мВт/м^2) и Джумгало-Нарынской (до 31 мВт/м^2) аномалиям, которые возможно также вызваны экранирующим влиянием молодых осадков мощностью до 4–6 км.*

В пределах юго-восточной части Казахской платформы, ограничивающей горную область с севера, тепловой поток изменяется от 31 до 62 мВт/м^2 при среднем значении 45 мВт/м^2. Здесь выделяется серия аномалий q, превышающих 60 мВт/м^2 и приуроченных к Чу-Сарысуйской и отдель-

* Джумгало-Нарынская аномалия при получении дополнительных данных, по-видимому, распадется на две самостоятельные – Джумгальскую и Нарыно-Атбашинскую, если их объяснять экранирующим влиянием кайнозойских отложений. – Отв. ред.

ным частям Сырдарьинской впадин. В то же время, низким тепловым потоком (менее 40 мВт/м^2) выделяется ороген Каратау, располагающийся между указанными выше впадинами.

Тепловое поле северной части Памира изучено пока недостаточно. Однако южнее выполнено достаточно много измерений [Гордиенко и др., 1990; Дучков и др., 2001], свидетельствующих об аномально высоком (более 100 мВт/м^2) тепловом потоке в пределах этой области.

Горные хребты Тянь-Шаня, в целом, характеризуются повышенным уровнем q по сравнению с межгорными впадинами: на западе они соотносятся как 63 мВт/м^2 против 54 мВт/м^2, на востоке – 52 мВт/м^2 против 42–44 мВт/м^2. Высокий тепловой поток (более 60 мВт/м^2) наблюдается на 60% территории Тянь-Шаня, низкий (менее 40 мВт/м^2) – на 20%. За пределами положительных аномалий среднее значение теплового потока составляет (45–50)±9, внутри аномалий – (70–80) ±1 мВт/м^2. Это свидетельствует о том, что фоновый тепловой поток Тянь-Шаня фактически соответствует возрасту его складчатого основания, а аномалии q, охватывающие разнородные блоки, вызваны новейшими процессами активизации, связанными с преобладающим разогревом и развитием глубинных структур северо-западных направлений. В центральной части региона обстановка более стабильна, процесс активизации здесь, видимо, был замедленным или вообще отсутствовал.

Природа выявленных аномалий теплового потока обсуждалась многими исследователями, в том числе указанными выше. Здесь мы не будем вдаваться в детали разных интерпретаций. Отметим только, что основными являются гипотезы о конвективных течениях в мантии (чередовании восходящих и нисходящих потоков) и о механизмах адвекции мантийного веществ. Коллизия Индостана и Евразии привела к тангенциальному сжатию Тянь-Шаня, давлению на него со стороны Памира и Тарима, к скучиванию земной коры и формированию системы хребтов и впадин. Под хребтами происходило утолщение земной коры, и именно это могло быть причиной наблюдаемого увеличения здесь теплового потока по сравнению с впадинами. Конвекция и коллизия, которые считаются основными причинами новейшей активизации региона, отвечают также и за перераспределение в неоген-четвертичное время первоначального фонового теплового потока, уровень которого, как отмечалось выше, соответствует возрасту земной коры региона.

Заканчивая обзор современных представлений о тепловом потоке Тянь-Шаня, следует еще раз отметить недостаточный уровень его геотермической изученности. Выделены лишь основные, наиболее контрастные, аномалии q , часть из них требует дополнительной проверки и детализации. Для получения более достоверной информации необходимо продолжить прерванные геотермические исследования, применяя в том числе и нетрадиционные методы, речь о которых пойдет ниже.

Глубинные температуры

Методика расчетов

Для оценки глубинных температур по тепловым потокам используется геотермический метод, основанный на решении уравнений теплопроводности (чаще одномерных) для реальных моделей земной коры или литосферы в целом [Смирнов, 1986; Шварцман, 1985а, б, 1986, 1990а, б, 1991, 1992, 1993; Гордиенко, Завгородняя, 1990; Виляев, 1993; Wang Yang et al., 2000]. Методика расчетов у разных авторов различалась практически только в деталях. Общим было представление о двух типах температурных полей: стационарном, характерном для стабильных регионов и обусловленном радиоактивным распадом в литосфере и длительным остыванием мантийного вещества; и нестационарном в активизированных регионах, где предполагалось появление дополнительных источников тепла в верхней мантии.

Значения температуры в стационарных моделях вычислялись по измеренным значениям q и известным пространственным вариациям λ и A в породах земной коры и верхней мантии (см. табл.

II.3.1). В нестационарных моделях источниками тепла представлялись некие объекты, перегретые (или охлажденные) по сравнению с температурой окружающей среды и действующие в недрах в течение определенного времени. Форма, глубина нахождения, аномальная температура и возраст объектов подбирались в одних случаях по представлениям о ходе глубинного процесса, в других – по величине аномального нестационарного теплового потока.

Точность температурных расчетов изменяется с глубиной: для верхней коры она может составить ±20–30°С, для нижней коры – ±70–100°С. Основными источниками ошибок являются недостаточная точность параметров геотермических моделей и особенно погрешности определения величины теплового потока, а также реальность наших представлений о природе наблюдаемых аномалий q.

В целом, результаты геотермического моделирования подтверждаются имеющейся информацией о скоростных и других неоднородностях в земной коре и верхней мантии Тяньшанского региона [Шварцман, 1992, 1993]. Здесь мы не сможем охватить все результаты геотермического моделирования. С ними можно познакомиться в указанных выше оригинальных работах.

Карты и температурные разрезы

Температуры в недрах Западного и Центрального Тянь-Шаня неоднократно оценивались посредством геотермического моделирования. В результате были построены карты расположения изотерм 100 и 500°С [Шварцман, 1986], распределения температур по подошве сейсмоактивного слоя и по поверхности Мохо [Шварцман, 1985б; Виляев, 1993] и, наконец, карты мощности термической литосферы [Шварцман, 1985а,б; 1990 а]. В дополнение к этому выполнены оценки Т до глубин 200–400 км вдоль профилей: Чатыркуль-Хайдаркан [Шварцман, 1990а], Кендыктас-Алай и Алай-Сарыджаз [Шварцман, 1985а, б], Кендыктасский, Зоркуль (Памир)-Токтогул [Гордиенко и др., 1992], Каскеленский [Гордиенко и др., 1992; Виляев, 1993], через Иссыккульскую впадину [Шварцман, 1988б] и др.

Для характеристики глубинных температур в недрах литосферы Тянь-Шаня рассмотрим их распределение на нижних границах земной коры и литосферы.

Вариации температуры на границе Мохо ($T_м$) показаны на рисунке II.3.3, который свидетельствует о резкой неизотермичности этой границы. Значения $T_м$ в Тянь-Шане меняются в широких

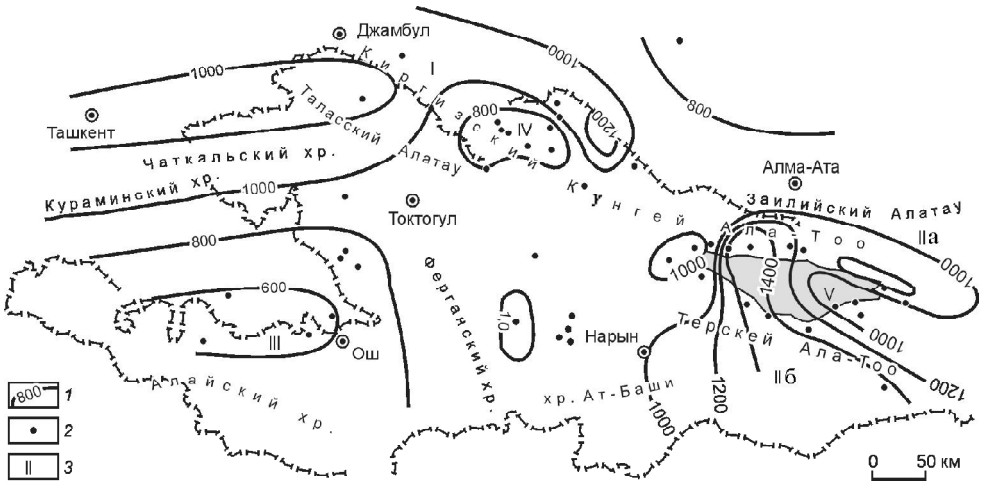


Рис. II.3.3. Карта температуры поверхности Мохоровичича на территории Западного и Центрального Тянь-Шаня [Шварцман, 1985 б; Дучков и др., 2001]

1 – изолинии температуры, °С; 2 – пункты, в которых рассчитаны температуры до поверхности Мохо; 3 – зоны аномальных температур: повышенных – I – Северо-западная, II – Восточная (IIб – Барскаунская, IIк – Кунгейская), пониженных – III – Южная, IV – Южно-Чуйская, V – Пржевальская

пределах, от 500 до 1600°С. Наблюдается увеличение температуры с юга на север и с запада на восток. В центральной части орогена она может достигать 800–1000°С, а в западной, северной и северо-восточной его окраинах 1300–1600°С. В пределах Казахской платформы $T_м$ снижается до 700–800°С. На юге, в недрах Ферганской впадины и ее южного горного обрамления, возможны аномально низкие температуры, до 500–600°С. Такой же уровень $T_м$, видимо, характерен для южной части Чуйской и восточной части Иссыккульской впадин.

Более детально, с привлечением данных по Южному Казахстану, исследовано распределение температуры в земной коре Северного Тянь-Шаня [Виляев, 1993]. Результаты в виде карты и разреза приведены на рисунке II.3.4. На глубине 50 км (рис. II.3.4а) отмечается увеличение Т с севера на юг. Наиболее яркой особенностью температурного поля является вытянутая в широтном направлении зона высоких горизонтальных градиентов (до 8°С/км на фоне 0,5–1°С/км), расположенная в основании Илийской впадины. Эта зона оконтуривает с севера высокотемпературную аномалию, отмечаемую в южных частях разрезов по профилям Каскеленский (рис. II.5.5б) и Иссыкский. Эта аномалия фиксируется на глубинах более 30 км. Температура верхней части земной коры в пределах аномальной области не превышает 450–600°С, в то время как нижняя кора прогревается до 1200°С. В рамках расчетной модели выявлена лишь верхняя часть аномалии. Ее источник располагается глубже. Таким образом, температура внутри выявленной с помощью геотермического моделирования температурной неоднородности превышает солидус основных пород на 50–150°С и следовательно может привести к их плавлению.

На рисунке II.3.5 показано распределение температуры в литосфере вдоль геотраверса Актюз–Нарын–Атбаши, проходящего западнее предыдущего [Шварцман и др., 1991]. Он сечет Казахскую платформу (севернее разлома АА), Муюнкумо-Наратский срединный массив (между АА и ТК) и

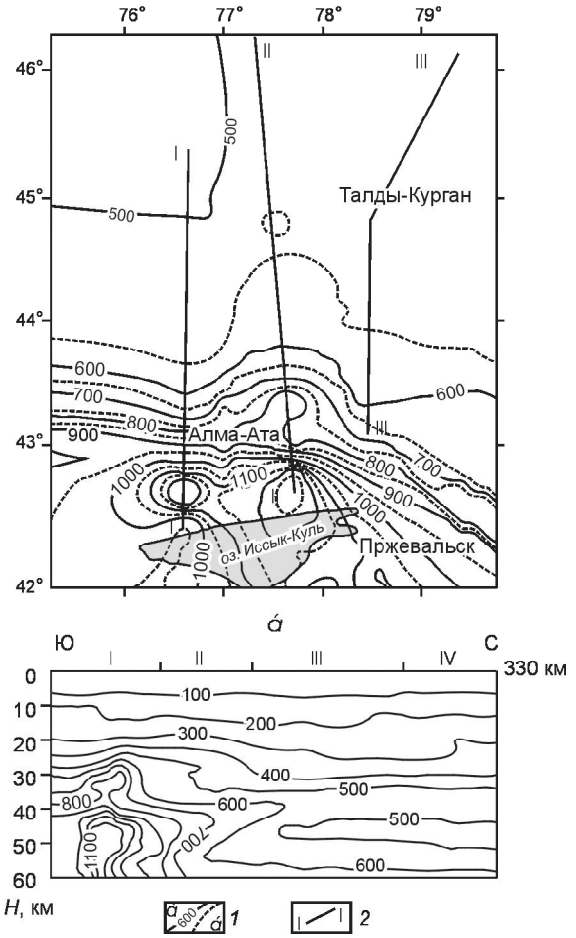


Рис. II.3.4. Распределение температур в земной коре Северного Тянь-Шаня

а – на глубине 50 км [Виляев, 1993; Дучков и др., 2001]; 1 – изотермы, °С (а – основные, б – промежуточные); 2 – профили ГСЗ (I–I – Каскеленский, II–II – Иссыкский, III–III – Жаланаш-Талды-Курганский).

б – температурная модель земной коры по Каскеленскому профилю [Виляев, 1993]; I–IV – блоки земной коры (I – Северо-Тянь-Шанский, II – Алма-Атинский, III – Каройский, IV – Балхашский). Изотермы в °С

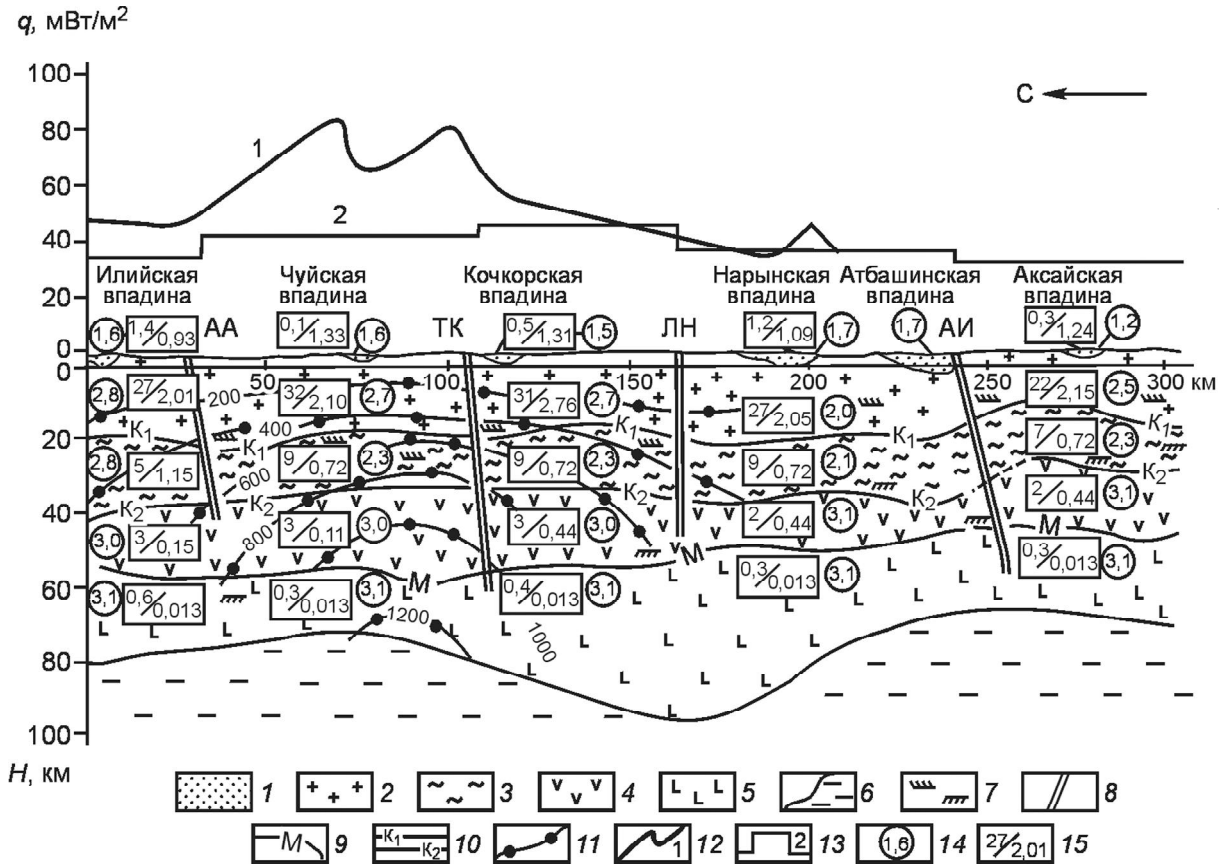


Рис. II.3.5. Геотермическая модель литосферы по геотраверсу Актюз-Нарын-Атбаши [Шварцман и др., 1991; Дучков и др., 2001]

1–4 – слои: 1 – осадочный, 2 – “гранитный”, 3 – “диоритовый”, 4 – “базальтовый”, 5 – верхняя мантия; 6 – геотермическая астеносфера; 7 – кровля и подошва электропроводящего слоя; 8 – глубинные разломы: АА – Алма-Атинский, ТК – Терскей-Киргизский, ЛН – линия Николаева, АИ – Атбаши-Иныльчекский; 9 – граница Мохо; 10 – граница Конрада; 11 – изотермы, °С; 12 – измеренный тепловой поток; 13 – радиогенная составляющая теплового потока; 14 – теплопроводность слоев литосферы, Вт/(м·К); 15 – радиогенная составляющая теплового потока в слоях литосферы, мВт/м^2 (в числителе) и интенсивность радиогенной теплогенерации там же, мкВт/м^3 (в знаменателе)

Киргизско-Терскейскую складчатую зону (между ТК и ЛН) Северного Тянь-Шаня, Срединный Тянь-Шань (между ЛН и АИ) и Южный Тянь-Шань. Глубинное строение вдоль профиля изучено методом отраженных волн землетрясений, гравиметрией и глубинными магнитотеллурическими зондированиями. Тепловой поток осреднялся вдоль геотраверса в полосе шириной ±80 км. В Южном Тянь-Шане измерений теплового потока вдоль профиля нет, и глубинные температуры здесь не рассчитывались. Параметры геотермической модели и результаты расчетов, выполненных с учетом радиогенной теплогенерации и нестационарных источников, показаны на рисунке II.3.5. Аномалия теплового потока порядка 80–100 мВт/м^2 фиксируется в Северном Тянь-Шане. К северу и югу q убывает до 40–50 мВт/м^2. В области высокого теплового потока (в пределах Муюнкумо-Наратского массива) очевидно аномальное повышение температуры. На подошве “гранитного” слоя она достигает здесь 600°С. Максимальные температуры на границе Мохо превышают 1000°С, а на подошве литосферы достигают 1200°С. Источники аномалии находятся в районе сочленения хребтов Жетыжол, Заилийский на севере, Киргизский и Кунгей-Алатау на юге. Возраст мантийного источника оценивается в 25–35 млн лет. В районе аномалии q известны выходы эоценовых ба-

зальтов. На наш взгляд, изложенная информация свидетельствует о наличии в верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом Северного Тянь-Шаня горячего восходящего потока, который обусловливает аномальное состояние литосферы и развитие современных геодинамических процессов.

На востоке земная кора по имеющимся оценкам значительно холоднее [Hu et al., 2000; Wang Yang et al., 2000]. В пределах Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского массива средняя температура на глубине 30 км не превышает 470–490°С. Еще холоднее Таримский блок, где средняя температура на этой глубине составляет всего 360°С.

Термическая литосфера

Геотермические данные позволяют определить мощность термической литосферы, под которой принято понимать верхнюю оболочку Земли, где перенос тепла осуществляется преимущественно кондуктивным методом [Смирнов, 1986; Хуторской, 1996]. Исходя из этого представления, границу “литосфера–астеносфера” определяют по глубине, на которой достигается температура плавления пород верхней мантии в присутствии ограниченного количества воды (порядка 1200–1300°С). Построенная по этой методике карта мощности термической литосферы ($H_л$) Западного и Центрального Тянь-Шаня приведена на рисунке II.3.6. Можно видеть, что термическая литосфера Тянь-Шаня очень изменчива по толщине, от 30–50 до 220 км. Однако на большей части горного пояса ее подошва располагается на глубинах 75–100 км, что характерно для районов молодой тектонической активизации [Смирнов, 1986]. К северу, на Казахской платформе, $H_л$ возрастает до 150 км, а к югу, в Ферганской впадине и Туркестано-Алае, до 170 км и более. На севере региона выделяется дугообразная полоса маломощной литосферы (не более 30–50 км), которая тянется с запада на восток в направлении хребтов Курама-Чаткал-Талас-Кендыктас-Кунгей, охватывая подвергшуюся орогенной активизации часть древнего Муюнкумо-Наратского массива. В Чуйской впадине и в районе г. Каракол, литосфера имеет мощность 150–220 км. Под углом к указанной полосе расположена Барскаунская зона сокращенной литосферы (менее 50 км), ориентированная в направлении Западный Кунгей – Центральный Терскей – Джетым-Акшийрак. Ано-

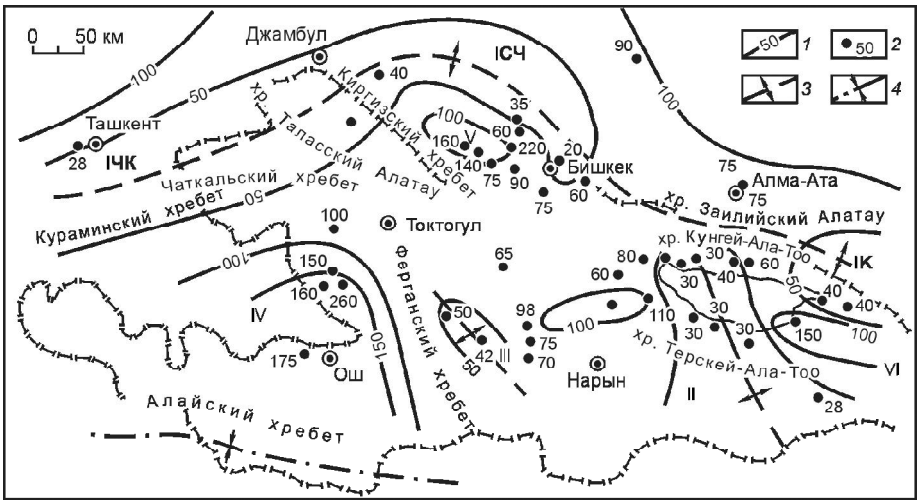


Рис. II.3.6. Карта мощности литосферы Тянь-Шаня по геотермическим данным [Шварцман, 1990 а; Дучков и др., 2001]

1 – изолинии мощности литосферы, км; 2 – пункты оценки мощности литосферы и ее значения, км; 3 – зоны восходящих горячих тепловых потоков в верхней мантии и направление движений блоков нижней части литосферы; 4 – предполагаемая зона нисходящих холодных тепловых потоков и направление движений блоков нижней части литосферы. Области с пониженной мощностью литосферы: I – Северо-Тяньшанская (зоны: ЧК – Чаткало-Кураминская, СЧ – Северо-Чуйская, К – Кунгейская), II – Барскаунская, III – Западно-Нарынская. Области с повышенной мощностью литосферы: IV – Фергано-Алайская, V – Южно-Чуйская, VI – Пржевальская

мально тонкая литосфера (40–50 км) определена в периферийной части Нарынской впадины, примыкающей к Ферганскому хребту. Анализ закономерностей изменения мощности литосферы позволяет связать основные вариации $H_л$, как выше уже отмечалось, с конвективными процессами в верхней мантии.

Восточный Тянь-Шань и окружающие его стабильные бассейны с их низким уровнем теплового потока характеризуются мощной термической литосферой [33, 34]: под хребтами Восточного Тянь-Шаня и Джунгарией подошва литосферы может располагаться на глубинах порядка 130–140 км, а в пределах Тарима она опускается до 250–260 км. [Hu et al., 2000; Wang Yang et al., 2000

Нетрадиционные методы оценки теплового потока и глубинных температур

В ситуации, когда нет скважин для геотермических измерений, для оценки глубинных температур и теплового потока возможно использовать нетрадиционные методы, такие как, например, методы газовой геохимии или термобарометрии коровых и мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность эффузивными и гипабиссальными интрузивными породами. Рассмотрим эти возможности.

Газовая геохимия

Концентрации SiO_2. Известен опыт использования для региональных оценок теплового потока сведений о содержании двуокиси кремния в водах подземных источников [Shwanberg, Morgan, 1978/79]. Возможность такой оценки появляется благодаря тому, что между концентрацией SiO_2 и температурой водоносного горизонта (T_w), питающего источник, существует взаимосвязь, которая позволяет по содержанию SiO_2 рассчитать T_w:

$$T_w = 1315 / (5{,}205 - \log[SiO_2]) - 273{,}15 \qquad (1)$$

Глубина этого водоносного горизонта h определяется по геологическим данным. По значения T_w, h и среднегодовой температуры поверхности Земли в исследуемом районе (T_s) можно рассчитать величину геотермического градиента:

$$g = (T_w - T_s) / h.$$

После этого остается оценить среднее значение теплопроводности слоя пород от поверхности до водоносного горизонта и вычислить тепловой поток.

Этот метод применен, например, для оценки теплового потока в пределах Памира [Гордиенко и др., 1990], где традиционным способом (по термограммам скважин) измерено всего пять значений q, изменяющихся от 70 до 150 мВт/м^2. По содержанию кремнезема в подземных источниках тепловой поток удалось оценить в 21 пункте. При этом были зафиксированы практически те же пределы изменения q, от 50 до 170 мВт/м^2.

Изотопное отношение $^3He/^4He$. Оценка теплового потока возможна также по результатам изучения стабильных изотопов гелия (^3He и ^4He) в водах подземных источников. Совместный анализ выборок q и отношений изотопов $R = {}^3He/{}^4He$ по изученным площадям на различных континентах позволил Б.Г. Поляку [1988] установить линейную связь между этими параметрами с коэффициентом корреляции 0,7. Ее аналитическое выражение имеет вид:

$$q_г = 18{,}23 \lg R + 181{,}82 \qquad (2)$$

Западный и Центральный Тянь-Шань являются удобным полигоном для проверки возможностей “гелиевого” метода оценки теплового потока по формуле (2). Выше показано, что этот регион

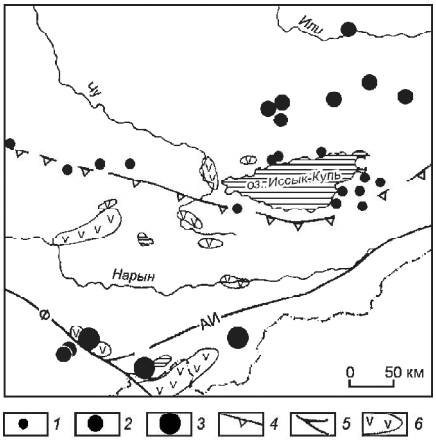


Рис. II.3.7. Положение пунктов опробования подземных флюидов и локальные величины отношения $^3He/^4He$ в Центральном Тянь-Шане [Поляк и др., 1990; Дучков и др., 2001].

1–3 – значения $^3He/^4He$: $<1\cdot10^{-7}$ (1), $(1–10)\cdot10^{-7}$ (2), $>1\cdot10^{-6}$ (3); 4 – южная граница Муюнкумо-Наратского массива; 5 – Ферганский (Ф) и Атбаши-Иныльчекский (АИ) разломы; 6 – участки проявлений кайнозойского вулканизма

достаточно хорошо изучен традиционным геотермическим методом. Здесь известно большое количество выходов подземных источников, а также изливающихся скважин. По некоторым из них были проведены масштабные исследования изотопного состава гелия в пробах газа или газо-водяной смеси [Поляк и др., 1989, 1990]. Места отбора проб и некоторые результаты анализов показаны на рисунке II.3.7 и в таблице II.3.2. Значения изотопного отношения R использованы нами для оценки теплового потока ($q_г$).

Таблица II.3.2

Результаты изучения изотопов гелия в подземных водах Северного и Центрального Тянь-Шаня [Поляк и др., 1989, 1990] и оценки теплового потока [Жукова, Дучков, 2002]

Площадь, скважины	R	$q_г$, мВг/м²	$q_г$, мВт/м²
Киргизский хребет			
Аламедин, 1	6,5	51	58
Хребет Заилийский Алатау			
Нижняя Каменка, 5	23	61	50
Пригородная, 3т	20	60	53
Иссыккульская впадина и ее обрамление			
Курское, 833	5,6	50	70
Илим, 1	4,2	47	
Долинка, 1183	7,5	52	
Чолпон-Ата, 999,773	6,7	51	49-79
Комсомол	5,5	49	47
Карабулун	5,1	49	
Джукучак	3,6	46	
Джеты-Огуз, 15, 1	3,1	45	
Алтын-Арашан	3,3	45	
Аксу, 4	3,8	47	
Джергалан, 2174, 2а	2,2	42	
Барбулак, 1141	4,8	48	76
Боз-Тери	5,7	50	
Среднее для впадины		48	
Южный Тянь-Шань			
Кызыл-Белес	570	86	
Агадан, 902г	44,3	66	
Кара-Шаро, 5	41,3	65	
Чатыр-Кель	244	80	
Бешбельчик-Арашан	210	78	

$R = (^3He/^4He)\cdot10^{-8}$; $q_г = 18,23\ \lg R + 181,82$ (мВт/м²) – значения теплового потока, рассчитанные по R [Дучков и др., 2001]; q (мВт/м²) – значения теплового потока, определенные традиционным (геотермическим) методом [Жукова, Дучков, 2002].

Наиболее низкие значения R и $q_г$ (менее $1 \cdot 10^{-7}$ и 42–52 мВт/м^2) наблюдаются в пределах Киргизского хребта и в обрамлении Иссыккульской впадины. Повышенные значения R и $q_г$ (до $7 \cdot 10^{-7}$ и 57–70 мВт/м^2) установлены во флюидах Заилийского Алатау и примыкающего к нему с запада Джаркентского бассейна. Аномальные значения изотопных отношений гелия и теплового потока $q_г$ (соответственно более $1 \cdot 10^{-6}$ и 65–86 мВт/м^2) зафиксированы на юге Центрального Тянь-Шане, где известны также и проявления кайнозойского вулканизма [Поляк и др., 1990]. Аномалии свидетельствуют о более активном внедрении мантийного вещества в земную кору этого района в процессе неоген-четвертичной активизации. Оценки теплового потока по R, отмеченные на рисунке II.3.2), являются первыми для этой части Тянь-Шаня, так как здесь не было скважин, и геотермические измерения ранее не проводились. Всего с помощью "гелиевого" метода в разных районах Тянь-Шаня получено 53 новых определений теплового потока [Жукова, Дучков, 2002] (часть их показана в таблице II.3.2), которые позволяют уточнить и дополнить геотермические данные.

Чтобы оценить достоверность определений теплового потока "гелиевым" методом, нами выполнены сопоставления значений q и $q_г$ для разных выборок данных. Из таблицы II.3.2 видно, что в семи пунктах рассматриваемой территории оценки теплового потока выполнены обоими методами. Расхождения между ними в большинстве пунктов (в 5 из 7) не превышают 10–15%, что в целом соответствует точности геотермического метода. Для двух участков в пределах Иссыккульской впадины (Курское и Барбулак) получены более существенные расхождения. Однако на данном этапе исследований трудно определить, какой оценке следует отдать предпочтение. Основной объем значений R и $q_г$ получен для Иссыккульской впадины и ее обрамления. Среднее значение $q_г$ для этой территории составляет 48 мВт/м^2 (см. таблицу II.3.2), а по измерениям в скважинах – порядка 54 мВт/м^2 (с учетом низких значений q в восточной части впадины [Дучков и др., 2001; Вермееш и др., 2004]). Таким образом, оба метода дают практически одинаковый средний тепловой поток для Иссыккульской впадины. На рисунке II.3.1 представлена гистограмма значений q и $q_г$, построенные по всем имеющимся для Западного и Центрального Тянь-Шаня данным. Нетрудно видеть, что значения, расчитанные по соотношению изотопов гелия в основном соответствуют значениям потока, полученным традиционным методом. Обе выборки имеют одинаковые модальные значения – 40–60 мВт/м^2. Таким образом, "гелиевый" метод в условиях Тянь-Шаня позволяет получать вполне достоверные (сравнительно с геотермическими) оценки внутриземного теплового потока, и его можно рекомендовать для дальнейшего изучения региональных закономерностей теплового поля Тянь-Шанского региона. При невозможности проводить геотермические измерения именно газовая геохимия позволяет улучшить изученность теплового поля региона и соответственно уточнить как распределение глубинных температур, так и сами геодинамические модели.

Геотермобарометрия

Весьма полезную информацию о глубинных температурах и в определенной степени о достоверности оценки теплового потока и результатов геотермического моделирования может дать термобарометрия коровых и мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность эффузивными и гипабиссальными интрузивными породами. Такой материал для Тянь-Шаня имеется [Гордиенко, 1990б], но пока он не использовался в указанных целях. Чтобы показать возможности метода, рассмотрим в качестве примера результаты его применения для оценок глубинных температур в литосфере Якутской кимберлитовой провинции (среднее q=20–30 мВт/м^2) [Дучков, Соколова, 1997] и Байкальской рифтовой зоны (среднее q=80 мВт/м^2) [Дучков и др., 1999]. Практическое совпадение оценок глубинных температур по q и по результатам термобарометрии ксенолитов из вулканических пород Забайкалья и Восточной Монголии подтверждает глубинную природу положительной аномалии теплового потока в Байкальской рифтовой зоне. Для Якутской кимберлитовой провинции такие оценки не совпадают: по данным термобарометрии мантийных ксенолитов из кимберлитов алмазосодержащих трубок они получились существенно выше, чем по геотермическим данным. Это означает, что Якутская "отрицательная" аномалия теплового потока не являет-

ся глубинной, и измеренные здесь значения теплового потока нельзя использовать для расчета глубинных температур. Такой подход может быть применен и в Тяньшанском регионе.

* * *

В результате геотермических исследований в Тянь-Шане выявлены основные закономерности пространственных изменений поверхностного теплового потока и глубинных температур. Установлено, что значения теплового потока на Тянь-Шане изменяются в очень широких пределах, от 16 до 134 мВт/м^2, составляя в среднем 50±12 мВт/м^2. Последнее соответствуют каледоно-герцинскому возрасту складчатого основания региона. Энергетическое воздействие процессов неотектонической активизации отразилось в формировании аномалий высокого теплового потока (более 60 мВт/м^2) на 60% территории Тянь-Шаня. Высокогорные районы в целом характеризуются более высоким q (среднее значение 63 мВт/м^2) по сравнению с межгорными впадинами (среднее 54 мВт/м^2). Возможно, это связано с неучтенным влиянием тектонических движений, сопровождаемых процессами эрозии и осадконакопления.

Для характеристики температурного поля литосферы Тянь-Шаня рассмотрены распределение температуры на границе Мохо и вариации мощности термической литосферы. В целом, и температура, и мощность литосферы изменяются в соответствии с вариациями теплового потока. Установлена резкая неизотермичность границы Мохо, температура которой варьирует от 500 до 1600°С. Велики и изменения мощности термической литосферы Тянь-Шаня – от 30–50 до 260 км. Однако на большей части орогена нижняя граница литосферы располагается на глубинах 75–100 км, что характерно для районов молодой тектонической активизации.

Очевидно, что геотермическая изученность территории Тянь-Шаня недостаточна. Обширные территории на юге вообще не исследованы, есть ряд неуверенных определений. Малая детальность геотермической информации препятствует ее широкому использованию для уточнения интерпретационных моделей других глубинных геофизических методов, в первую очередь сейсмических и электромагнитных. Для получения более детальной информации необходимо продолжить геотермические исследования, прерванные в последние 10–15 лет, привлекая, в том числе, и описанные выше нетрадиционные методы. Выполненный анализ показал как необходимость, так и возможность продолжения геотермических исследований в Тяньшанском регионе с целью получения новых значений теплового потока и уточнения температурного прогноза.

II.4. СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В данной главе представлены результаты осуществляемых с 1983 года Опытно-методической электромагнитной экспедицией и Научной станцией Института высоких температур (ОМЭЭ ИВТ РАН и НС ОИВТ РАН) исследований электропроводности консолидированной земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня методами магнитотеллурического (МТЗ), магнитовариационного (МВЗ) и глубинного магнитотеллурического (ГМТЗ) зондирований. Исследования этими методами привлекают внимание многих ученых, поскольку они могут дать важную информацию о флюидном режиме земных недр, о зонах фазовых переходов и термодинамическом состоянии вещества. Выделение электрической расслоенности земной коры и верхней мантии, изучение характеристик геоэлектрических объектов, анализ их взаимосвязи с данными других геолого-геофизических методов позволяют диагностировать вещественно-структурную расслоенность литосферы. Магнитотеллурические исследования также открывают путь к детальному исследованию активных зон разломов, насыщенных флюидами, и поиску коровых электронопроводящих пород (углеродсодержащих гнейсов, графитистых сланцев) [Бердичевский и др., 1989].

Изучение земной коры Тянь-Шаня методами МТЗ и МВЗ интенсивно ведется с начала 80-х годов с использованием полевых измерительных станций ЦЭС-1, ЦЭС-2 и МЭВС-5. Сначала эти исследования главным образом осуществлялись в разведочном диапазоне периодов и относились к разряду структурных. Помимо ОМЭЭ ИВТРАН (Ю.А. Трапезников, Г.Г. Щелочков, М. Я. Голланд, В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин), такие работы осуществляли: Институт сейсмологии АН Республики Киргизстан (Ф.Н. Юдахин, Т.Н. Мельникова, Л.М. Китаева), Ташкентский государственный университет (Б.Б. Таль-Вирский, В.В. Белявский, А.К. Берлинов), Илийская геофизическая экспедиция ПГО "Казгеология" (В.Г. Коломацкий, А.С. Галкин, К.М. Каримов), Воронежский государственный университет (В.Н. Груздев, В.М. Максимов), Институт сейсмологии АН Республики Туркменистан (В.Г. Дубровский) и целый ряд известных ученых-геофизиков из России: М.Н. Бердичевский, Л.Л. Ваньян, В.В. Спичак, Э.Б. Файнберг, В.А.Кузнецов, И.М. Варенцов.

Изучение глубинного строения Киргизского Тянь-Шаня методом МТЗ было начато Опытно-методической электромагнитной экспедицией Института высоких температур с территории Чуйской впадины [Баталев и др., 1989]. После изучения Чуйской впадины было решено провести глубинные геоэлектрические исследования в горных районах Тянь-Шаня. При этом методика наблюдений МТЗ в горных условиях претерпела существенные изменения.

Объектом исследований, рассматриваемых в разделе, является глубинная геоэлектрическая структура Тяньшанского внутриконтинентального горного сооружения. Основной целью исследований методами МТЗ, МВЗ и ГМТЗ являлось определение структуры электропроводности земной коры и верхней мантии Киргизского Тянь-Шаня, построение региональной геоэлектрической модели и ряда локальных моделей для наиболее интересных участков исследуемой территории, а также попытка анализа полученных результатов с позиций геодинамики. В свою очередь поставленная цель потребовала рассмотрения и решения широкого круга задач, основными из которых являются:

1. Оценка применимости методики глубинных электромагнитных исследований в сложных геоэлектрических условиях горных районов.

2.Детальное определение характеристик распределения электропроводности в земной коре и верхней мантии с использованием двумерной инверсии МТ- и МВ-данных.

3.Получение новой геолого-геодинамической информации в региональном и локальном масштабах.

Уникальность геоэлектрических условий в конкретной геологической обстановке, особенно для такого сложного объекта, каким является Тянь-Шань, потребовала своего оригинального подхода, как к методике измерений, так и к методике построения глубинной модели с учетом геолого-геофизических особенностей исследуемого горного региона.

Методика

Для проведения магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований применялась методика измерений, разработанная В.Н. Ключкиным для цифровой электроразведочной станции ЦЭС-2 [Ключкин, 1989]. Вариации теллурического поля регистрировались с помощью электрических диполей длиной 100 м. Измерения компонент магнитного поля выполнялись с помощью стандартных магнитометров и индукционных датчиков ЦЭС-2. Измерительная установка была ориентирована вдоль и поперек основных геологических структур, в случае субширотных структур Центрального и Восточного Тянь-Шаня, соответственно, 0° и 90°. Частотный диапазон регистрации магнитотеллурического поля соответствовал периодам от 0,1 до 1600 с. Шаг зондирования по профилю – около 10 км, расстояние между локальными профилями – около 20 км и для региональных профилей – 80–100 км. Ориентация профилей – субмеридиональная, то есть вкрест простирания основных геологических структур. Опорные ГМТЗ на профилях выполнялись, начиная с 1988 г., станциями МЭВС-5 через 50–60 км с частотным диапазоном от 600 с до 12000 с. С 1997 г.

для рядовых и глубинных зондирований использовались полевые компьютеризированные измерительные комплексы МТ-ПИК, разработанные сотрудниками НС ОИВТ РАН [Ильичев и др., 2000].

При выполнении работ в горных условиях методика наблюдений МТЗ претерпела существенные изменения: в целях достижения сбалансированности вариаций электрического и магнитного полей по частотному составу был введен дополнительный активный фильтр низкой частоты на электрических каналах станции ЦЭС-2. На станциях МЭВС-5 с этой же целью в электрических каналах устанавливались пассивные фильтры – емкости до 150 мкФ. Для подавления повышенной активности теллурического поля при выполнении тестовых записей в измерительные каналы станций вводилось дополнительное ослабление сигнала. Для повышения компактности измерительной установки использовались крестовые диполи длиной 50 м. С целью подавления помехи 50 Гц были разработаны пассивные фильтры на основе моста Вина. Они подавляют помеху 50 Гц в 150 раз и позволяют работать в пунктах, где по стандартной методике работа невозможна.

Обработка полевых материалов МТЗ и МВЗ производилась на ЭВМ с помощью программного комплекса ЭПАК [Безрук, 1976], в дальнейшем этот комплекс постоянно модернизировался и был адаптирован для различных типов ЭВМ [Рыбин, 2001].

Крайне интересный сравнительный эксперимент был проведен летом 1999 г. в рамках геоэлектрической части мультидисциплинарного международного проекта по изучению геодинамики Тянь-Шаня [Park, 1996]. Для контроля и сравнения всех технологических этапов МТЗ (регистрирующей аппаратуры, датчиков электромагнитного поля, методики измерений и программ обработки) в двух пунктах были произведены контрольные наблюдения станциями МТ-24 (ЭМИ, США) и МТ-ПИК (НС ОИВТ РАН). Обработка полевых данных МТ-ПИК производилась с помощью программы узкополосной фильтрации ЭПАК [Бердичевский и др., 1989] и программы RRRMT-8 [Chave et al., 1987], а данные МТ-24 обработаны стандартной для этой аппаратуры программой MTR-95. Сравнение полученных импедансных кривых показало их хорошее (в пределах погрешности определения импеданса) совпадение в рабочем диапазоне периодов МТ-ПИК (рис. II.4.1.) [Рыбин, 2001].

Основные трудности при проведении количественной интерпретации всего набора данных МТЗ, МВЗ и ГМТЗ в рамках двумерных моделей связаны прежде всего с сильными искажениями электромагнитного поля Земли в горных районах. Эти искажения практически всегда носят характер шума, так как масштабы искажающих неоднородностей имеют очень широкий спектр, и по этой причине специально поставленные, локальные электромагнитные исследования, которые в условиях других регионов могли бы обеспечить поправки для учета искажений, здесь мало эффективны. В создавшейся ситуации лучшее решение – это использовать возможности МВ-зондирования, основанного на изучении вариаций трех компонент магнитного поля Земли. Замечательное свойство МВЗ заключается в том, что магнитное поле на низких частотах освобождается от искажающего влияния приповерхностных неоднородностей. На рисунке II.4.2. представлена синтетическая двумерная модель тяньшанского типа, убедительно показывающая, что начиная с периода T=100 с поперечная компонента магнитовариационной матрицы (типпера) Wzy перестает замечать влияние локальной приповерхностной структуры. В то же время глубинная МТ-информация, полученная на основе регистрации вариаций горизонтальных компонент электрического и магнитного полей, сильно искажена из-за высокой чувствительности электрического поля к приповерхностным горизонтальным неоднородностям. Отсюда возникла идея использования уникального свойства низкочастотных МВ-данных для интерпретации сильно искаженной МТ-информации в геоэлектрических условиях Тянь-Шаня.

В дополнение к традиционной схеме двухуровневого алгоритма последовательной инверсии данных ТЕ-моды (продольные кажущиеся сопротивления и фазы продольного импеданса) и ТМ-моды (поперечные кажущиеся сопротивления и фазы поперечного импеданса) был предложен трехуровневый алгоритм, включающий в качестве базового первого уровня этап инверсии действительной и мнимой частей типпера, предшествующий инверсии данных ТЕ-моды и ТМ-моды [Бердичевский и др., 2000; Рыбин, 2001]. При этом нормализация продольных кривых кажущегося

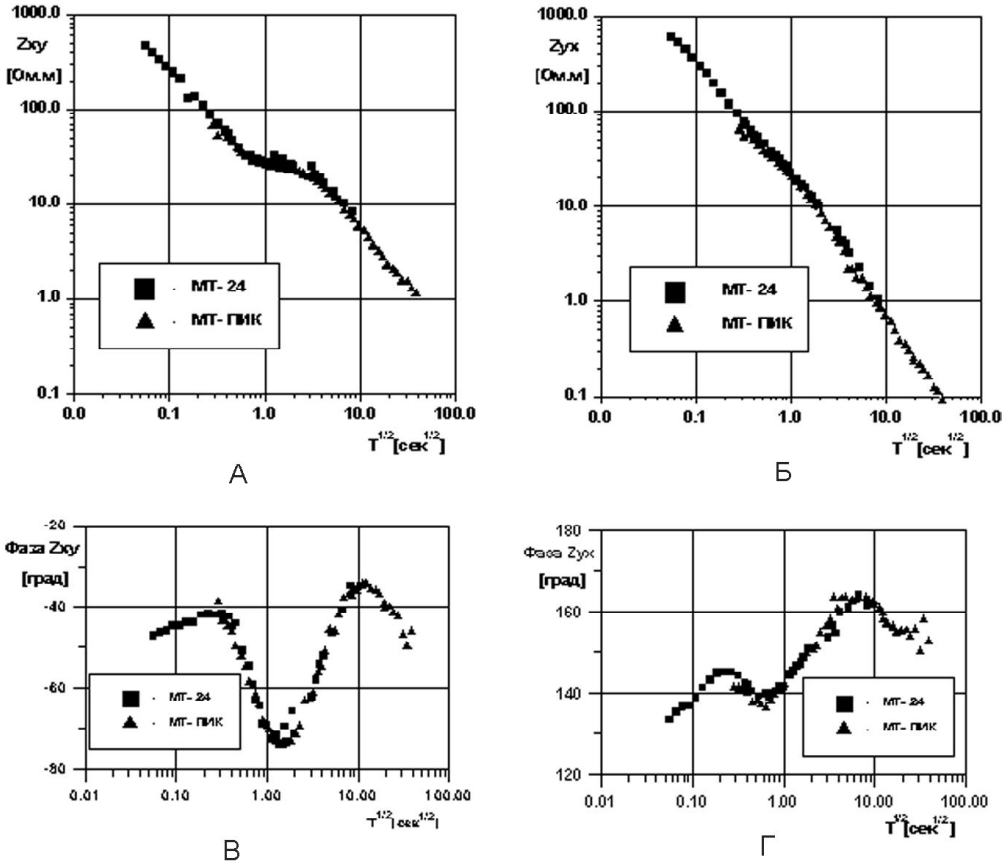


Рис. II.4.1. Результаты обработки современных измерений МТ-24 (квадраты) и МТ-ПИК (треугольники)
Кривые модулей и фаз импедансов: А) – модуль импеданса Zyx, Б) – модуль импеданса Zyx, В) – фаза импеданса Zxy, Г) – фаза импеданса Zyx

сопротивления, искаженных влиянием приповерхностных неоднородностей, осуществляется путем приведения низкочастотных ветвей этих кривых к синтетическим кривым, отвечающим модели, полученной по типперу на первом уровне инверсии.

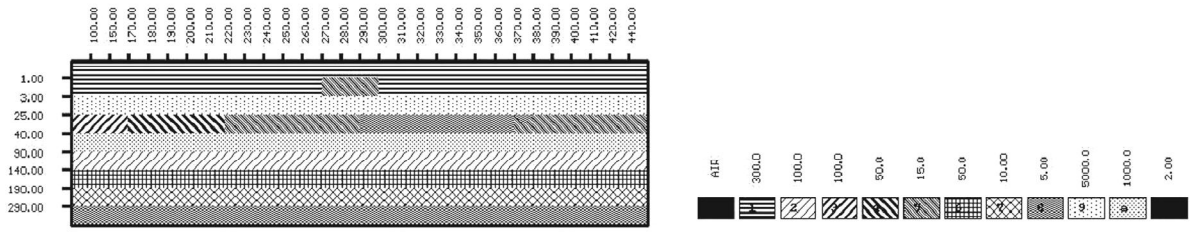
На каждом уровне алгоритма решаются следующие задачи:

Уровень 1 (инверсия действительной и мнимой частей типпера) – построение базисной модели, содержащей глубинные проводники и нормализация продольных кривых кажущегося сопротивления. Построенная модель этого уровня передается на вход уровня 2 в качестве начального приближения.

Уровень 2 (инверсия фаз продольного импеданса и нормализованных продольных кривых кажущегося сопротивления) – подтверждение и детализация глубинных проводящих зон, полученных на первом уровне. Полученная модель передается на уровень 3 в качестве начального приближения.

Уровень 3 (инверсия фаз поперечного импеданса и поперечных кривых кажущегося сопротивления) – уточнение строения осадочного покрова, оценка поперечного сопротивления верхних слоев земной коры, детализация строения разломных зон.

Этот алгоритм применялся нами при построении всех двумерных геоэлектрических моделей Тяньшанского региона.



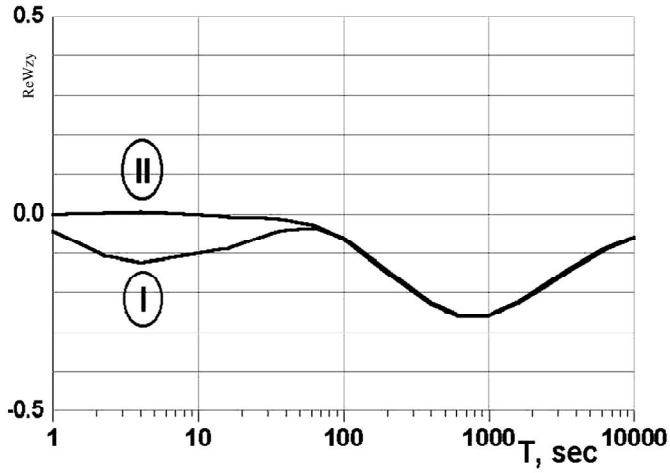


Рис. II.4.2. График частотной зависимости магнитовариационного параметра |Wzy|, полученный для пункта наблюдения А в двумерной тестовой модели Тяньшанского типа, содержащей I) локальную неоднородность в верхнем слое, II) однородный верхний слой

Региональная геоэлектрическая модель Тянь-Шаня

Для получение детальной региональной геоэлектрической модели Северного и Центрального Тянь-Шаня использовалась база данных, содержащая результаты обработки более 400 зондирований (МТЗ, МВЗ и ГМТЗ) в интервале периодов 0,1–1600 с, выполненных по 6 региональным и 16 локальным профилям. Имеются также 38 зондирований в диапазоне периодов 0,1–10000 с. На основе рассмотренной выше методики решения обратной магнитотеллурической задачи была проведена количественная двумерная интерпретация для 5 региональных профилей МТЗ секущих горный пояс в субмеридиональном направлении и ряда локальных профилей (рис. II.4.3, вклейка).

Для автоматизированной инверсии полученных МТ-, МВ-данных применялась программа INV2D, разработанная И.М. Варенцовым и Н.Г. Голубевым. Она аппроксимирует исследуемую неоднородную среду кусочно-однородной средой, состоящей из 40 фиксированных прямоугольных блоков с заданными (20 блоков) и оптимизируемыми (20 блоков) сопротивлениями. Последние оптимизируются посредством минимизации Тихоновского функционала, состоящего из модельной невязки и стабилизатора, обеспечивающего близость инверсии к стартовой модели [Golubev, Varentsov, 1993].

Рассмотрим более подробно выполненную трехуровневую инверсию магнитовариационных и магнитотеллурических данных на примере двух из шести региональных МТ-профилей. На первом уровне осуществляется ТЕ-инверсия магнитовариационных данных – интерпретируется поперечная компонента магнитовариационной матрицы W_{zy}. Интепретация стабилизируется близостью к стартовой модели σ_0^{III}, которая является результатом качественного анализа измеренных данных по профилю.

Итерации внутри первого уровня бимодальной инверсии являются последовательными вариантами ручного разбиения модельного пространства на блоки в горизонтальном и вертикальном направлениях с дальнейшим автоматическим подбором сопротивлений для этих блоков. Оконча-

тельное положение проводящих блоков и их сопротивление контролируются согласием модели с формами локальных измеренных магнитовариационных аномалий. Причем, закон Био-Савара устанавливает довольно простые соотношения между проводящими телами и геометрией магнитовариационных аномалий. Так, над серединой локального проводника, вытянутого по оси X, реальная часть отношения $W_{zy}=H_z/H_y$ меняет знак и имеет минимум слева и максимум справа от проекции проводника на земную поверхность. Расстояние между этими экстремумами тем больше, чем глубже проводник.

На рисунке II.4.4 (см. вклейку) показана геоэлектрическая модель σ_1^{I}, построенная по профилю I-I путем инверсии магнитовариационных данных, и представлены графики модельных (пунктирная линия) и наблюденных (сплошная линия) значений ReW_{zy}. Полученная модель σ_1^{I} является стартовой моделью для второго уровня инверсии.

На втором уровне инверсии интерпретируется TE-мода, уточняющая параметры глубинных проводящих зон в земной коре, выделенные на первом уровне. В интерпретации используются продольные МТ-кривые: наблюденные фазовые кривые и нормализованные кривые кажущегося сопротивления с погашенным статическим смещением с помощью модели первого уровня. Инверсия второго уровня стабилизируется близостью к результирующей модели первого уровня σ_1^{III}.

Процедура нормализации продольных кривых для устранения их статического смещения состоит из редукции кривых $\rho r^{\|}$ к продольным кривым $\rho^{\|}_{TE-MV}$, полученным в модели первого уровня – σ_1^{III}. Примеры такой редукции представлены на рисунке II.4.5. Низкочастотная ветвь кривой $\rho r^{\|}$, отвечающая коровым проводящим объектам, конформно смещается по вертикали до ее слияния с опорной кривой и затем сочленяется с неподвижной высокочастотной ветвью, отражающей приповерхностную электропроводность. Нормализованные таким образом кривые $\rho_N^{\|}$ являются входной информацией для TE-инверсии второго уровня. Таким образом, на втором уровне бимодальной инверсии контролируются и уточняются параметры глубинных структур разреза, полученные на первом уровне.

На третьем уровне инверсии интерпретируется TM-мода, использующая поперечные амплитудные и фазовые МТ-кривые. Кривые $\rho^{\perp}$ не нуждаются в предварительной нормализации, так как двумерная модель имитирует их статическое смещение. Инверсия этого уровня стабилизируется близостью к результирующей модели второго уровня – σ_2^{III}. Основная цель TM-инверсии – оценить интегральное сопротивление литосферы и оптимизировать проводящие структуры в осад-

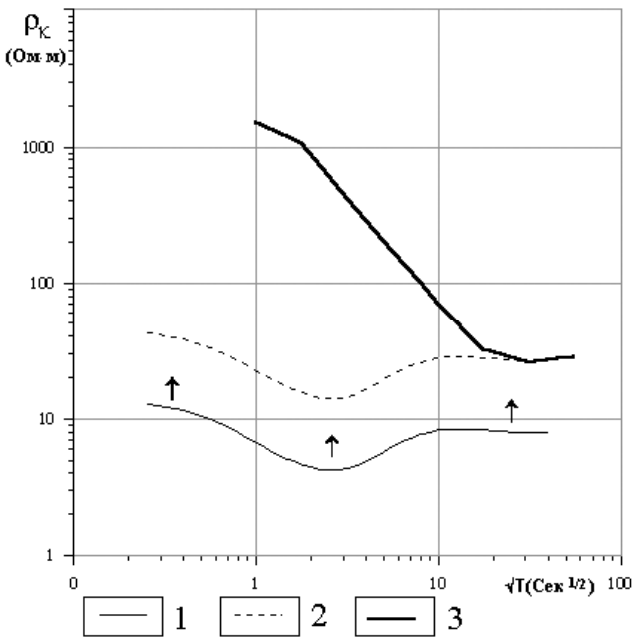


Рис. II.4.5. Пример устранения статистического смещения путем редукции кривых $\rho^{\|}$ к продольным кривым $\rho^{\|}_{TE-MV}$, полученным в модели первого уровня магнитовариационной инверсии σ_1^{IV}

1 – наблюденная продольная кривая кажущегося сопротивления; 2 – нормализованная кривая; 3 – продольная кривая МТЗ, полученная в МВ-модели первого уровня, с помощью которой производится коррекция. Стрелками показана смещаемая часть наблюденной кривой $\rho^{\|}$

ках и в зонах глубинных разломов. Выполнив третий уровень бимодальной инверсии, мы получаем модель – σ_3^{III}, которая завершает полную инверсию профильных МТ-, МВ-данных. На рисунке II.4.6 (см. вклейку) показана результирующая модель по профилю III-III.

В результате для каждого регионального профиля была построена двумерная геоэлектрическая модель с широтной осью однородности электромагнитных свойств. Для более широкого взгляда на структуру, тектоническую активность, состояние флюидов, термальный режим, реологию земной коры и верхней мантии результаты профильной интерпретации были объединены в региональную геоэлектрическую модель. Основными элементами такой региональной модели являются:

– приповерхностные проводящие включения (10–100 Ом·м), имитирующие межгорные впадины;

– проводящий слой в средней–нижней коре региона с градиентным увеличением проводимости в южном направлении: от 300–400 См на казахстанских участках профилей до максимального значения 2000 См в зоне Срединного и Южного Тянь-Шаня;

– субвертикальные проводящие зоны (7–15 Ом·м), ответвляющиеся от корового проводящего слоя и расчленяющие высокоомную кору (1000–5000 Ом·м) в верхней части разреза. Эти структуры низкого сопротивления в верхней части коры связаны с зонами активных разломов различного ранга.

Верхняя мантия в разрезе профиля III-III представлена симметричной блочной структурой с понижением сопротивления до 35 Ом·м под Нарынской впадиной и к югу от нее на глубинах 70–150 км.

Сопоставим результаты “магнитовариационной” трехуровневой инверсии для пяти профилей Северного и Центрального Тянь-Шаня между собой и попытаемся выделить их общие закономерности. Объединение всех совмещенных в широтном направлении разрезов (сечений) в первом приближении отражает квази-трехмерный образ сложно устроенного объема среды Центрального Тянь-Шаня и сопредельных территорий [Рыбин и др., 2002].

При сопоставлении разрезов в первую очередь необходимо отметить, что однородные участки корового слоя прослеживаются между профилями в субширотном направлении, указывая тем самым на непрерывность нижнекорового проводника по всей изучаемой территории и региональное распределение его электромагнитных свойств по латерали. На территории Чуйской впадины, в юго-восточной части Казахстана (Илийская впадина и хребет Заилийский Алатау), в северной, срединной и южной частях Центрального Тянь-Шаня повсеместно развит коровый проводящий слой. Его суммарная продольная проводимость растет с севера на юг, а глубина до верхней кромки в этом направлении уменьшается.

При анализе двух основных, наиболее надежно определяемых характеристик корового проводящего слоя – глубины залегания кровли и интегральной продольной проводимости, всю исследуемую территорию можно разделить на четыре геоэлектрические зоны широтного и субширотного простирания (рис. II.4.7, вклейка). Зона I включает южную окраину Казахского щита и Муюнкумо-Наратский срединный массив. Южной окраиной этой геоэлектрической зоны можно считать границу области каледонид Северного Тянь-Шаня, а ее глубинная граница пространственно совмещена с зоной Северо-Тяньшанского глубинного разлома, представленного системой Предкиргизских разломов и далее на восток Чилико-Кеминским разломом. В этой зоне коровый проводящий слой развит на глубине 30–50 км и его продольная проводимость оценивается в 300–400 См.

Зона II относится к области каледонид Северного Тянь-Шаня и ограничена с юга системой глубинных разломов линии Николаева. В северной части этой зоны наблюдается первый, наиболее сильный скачок увеличения интегральной проводимости в нижней коре до 1200 См, сопровождающийся подъемом кровли слоя до 25–20 км. В южном направлении, ближе к линии Николаева проводимость слоя градиентно растет до 1500 См, а глубина залегания кровли уменьшается до 15 км.

Зона III находится в пределах распространения каледонско-герцинских формаций Срединного Тянь-Шаня – это район Нарын-Атбашинского бассейна с Верхне-Нарынской впадиной. Здесь отмечается наиболее сложная и контрастная геоэлектрическая структура на всех этажах земной коры.

Здесь интегральная проводимость слоя достигает максимума – 2000 См, а глубина расположения кровли слоя 15–20 км заставляет считать его среднекоровым. В верхней части разреза выделяются субвертикальные проводящие зоны, ответвляющиеся от среднекорового горизонта и открытые (?) в осадочный чехол Нарынской и Атбашинской впадин.

Северной границей зоны IV, которая пространственно отвечает области распространения герцинских формаций Южного Тянь-Шаня, является зона Атбаши-Иныльчекского глубинного разлома. В пределах Южно-Тяньшанской геоэлектрической зоны продольная проводимость слоя уменьшается до 1500 См, а его кровля залегает на глубине 20–25 км.

Чрезвычайно выразительным элементом поперечного простирания в структуре нижне-среднекорового проводящего слоя является Таласо-Ферганская система секущих деформаций и связанного с ней одноименного разлома. Здесь происходит резкая смена основных параметров проводящего слоя по разные стороны этой зоны.

Результаты детальных исследований приведены на примере построения геоэлектрических моделей для трех объектов.

Таласо-Ферганская система секущих деформаций земной коры

Рассмотрим данные МТЗ, полученные на серии региональных и локальных профилей, секущих эту систему (см. рис.II.4.3, II.4.9, вклейка). Наибольший интерес представляют участки профилей вблизи пересечения ими зоны Таласо-Ферганского разлома. Кривые МТЗ, полученные на северо-восточном склоне Ферганского хребта, резко отличаются от кривых МТЗ, для других областей Тянь-Шаня. Поэтому результаты первых зондирований на Ферганском хребте, выполненных в 1985 г., не были проинтерпретированы и пролежали “под сукном” несколько лет, пока не подтвердились данными восьми новых профилей МТЗ, секущих эту зону на участке от долины р. Талас до долины р. Арпа. МТЗ, проведенные в этой зоне интересны тем, что кривые $\rho^{\perp}$ (поперечные к Таласо-Ферганскому разлому) являются крутовосходящими во всем рабочем диапазоне периодов от 0,1 с до 1600 с [Баталев и др., 2002].

Морфологический анализ ориентированных кривых кажущегося сопротивления, полученных в зоне Таласо-Ферганского разлома на этапе качественной интерпретации, позволил предположить влияние на поперечные кривые МТЗ эффекта вытеснения поперечного тока, рассчитанного на теоретических моделях М.Н.Бердичевским [Бердичевский и др., 1997]. Влияние этого эффекта отмечено на участке зоны Таласо-Ферганского разлома длиной около 250 км и внешне проявляется в том, что при подходе с северо-востока к зоне разлома на семи профилях наблюдается достаточно резкое изменение поведения поперечных кривых $\rho^{\perp}$. Из имеющих протяженные нисходящие правые ветви они становятся восходящими во всем рабочем диапазоне периодов. При этом, значения кажущегося сопротивления увеличиваются на разных профилях от одной до 3,5 декад. Проявление эффекта вытеснения поперечного тока начинается на расстоянии от 3–5 до 15 км к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома, а протяженность участков профилей, в которых наблюдается данный эффект, составляет от 15–20 км до 30 км (см. рис. II.4.7, вклейка). Азимуты поперечных кривых при движении от профиля к профилю с северо-запада на юго-восток меняются от 50–60° до 30–40°, что является вполне понятным, если заметить, что при этом простирание Таласо-Ферганского разлома меняется столь же закономерно.

При создании схематической модели, необходимой для понимания структуры теллурических токов в земной коре и, соответственно, формирования электромагнитного поля на дневной поверхности, использовались ранее полученные данные по геоэлектрическому строению района и априорные данные других геофизических методов [Белявский, 1996]. Схематическая модель структуры электропроводящих объектов в зоне Таласо-Ферганского разлома (рис. II.4.8) включает в себя: участки субгоризонтального нижне-среднекорового проводника, по разные стороны зоны Таласо-Ферганского разлома (в Нарынской и Ферганской впадинах), и субвертикальные зоны Таласо-

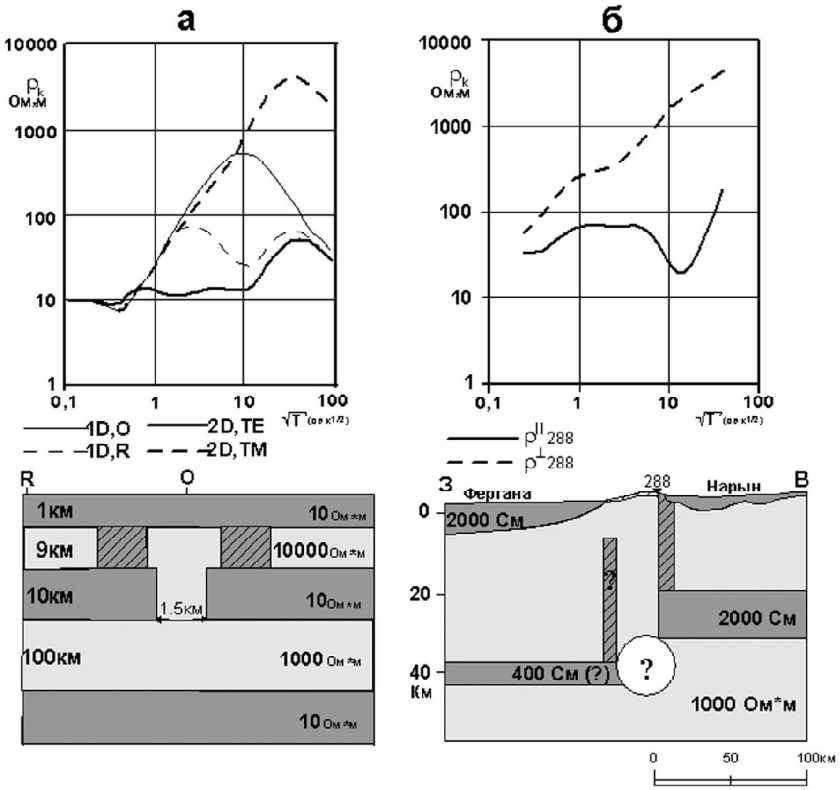


Рис. II.4.8. Геоэлектрические модели

а – теоретическая 2D модель, иллюстрирующая чувствительность ТМ-моды к глубинным структурам [Бердичевский и др., 1997]; б – Схематическая 2D модель через зону Таласо-Ферганского разлома, составленная по результатам качественной интерпретации МТ-данных и априорной информации

Ферганского и Восточно-Ферганского разломов. Профессором М.Н. Бердичевским [1997] была предложена схема распределения токов, позволяющая аппроксимировать с помощью теоретических моделей необходимое соотношение ТЕ- и ТМ-моды. Суть ее заключается в том, чтобы задать в модели, как это показано на рисунке II.4.8, коровый проводник, состоящий из двух протяженных частей (северо-восточной и юго-западной), не имеющих между собой электрической кондуктивной связи. Необходимо также задать субвертикальную проводящую зону, обеспечивающую возможность перетекания тока из корового проводящего слоя к поверхности. Таким субвертикальным проводником является зона Таласо-Ферганского разлома. Далее течение токов происходит по приповерхностным слабопроводящим образованиям, причем, именно здесь формируется восходящая кривая $\rho^{\perp}$. Затем, поднявшиеся из корового проводника токи опускаются в юго-западную часть корового проводника по субвертикальным проводящим зонам, которыми могут быть Северо-Ферганский, Южно-Ферганский и Восточно-Ферганский разломы [Юдахин, 1983]. Таким образом, разломные зоны, образуя проводящие каналы, и пересекая высокоомную кору, способствуют перераспределению теллурических токов, индуцированных в электропроводящих горизонтах земной коры и верхней мантии, обеспечивая высокую чувствительность ТМ-моды к глубинной структуре.

Эффект вытеснения поперечного тока из корового проводника к дневной поверхности, деформирующий поперечные кривые, будем называть эффектом вытеснения [Бердичевский и др., 1997]. На рисунке II.4.8. приводится сопоставление расчетных кривых ТЕ- и ТМ-моды для двумерной теоретической модели с вертикальными проводящими каналами, соединяющими первый и третий слои (осадочный чехол и коровый проводник), и наблюденных продольной и поперечной кривых МТЗ (азимуты 140° и 50°) п. 288 профиля (d-d). Характер поведения кривых и соотношение ТЕ- и ТМ-моды расчетных и наблюденных данных определенно указывает на действие этого эффекта.

Наличие эффекта вытеснения поперечного тока в Таласо-Ферганской системе рассредоточенных секущих деформаций, делает инверсию данных ТМ-моды очень значимой при моделирова-

нии. Хорошее согласие моделей, получаемых по поперечным кривым $\rho^{\perp}$, по магнитовариационным данным (ReW), и по продольным нормализованным кривым $\rho^{\parallel}$, подтверждает правильность выбранного способа интерпретации и корректность схематической (стартовой) модели. Разрезы, полученные при инверсии независимых исходных данных, хорошо согласуются между собой по основным структурам, а расхождения наблюдаются на концах профилей. На рисунке II.4.9 (см. вклейку) приведены двумерные модели сечений Таласо-Ферганской системы деформаций по Карасуйскому (b-b), Кекиримскому (d-d), Алайку-Арпинскому (e-e), (f-f) профилям. Для их построения использовалась методика трехуровневой магнитовариационной инверсии [Трапезников и др., 1997; Рыбин, 2001]. На всех сечениях в зоне Таласо-Ферганского разлома наблюдается высокоомное тело, ограниченное с северо-восточной стороны субвертикальным, а с юго-западной стороны наклонным проводящими каналами от средне-нижнекорового проводника к поверхности. Ширина высокоомного тела по верхней кромке варьирует от 9 до 20 км, а на уровне корового проводника – от 30 до 40 км, длина вдоль Таласо-Ферганского разлома оцененная по имеющимся данным, составляет около 250 км. Большой интерес в этой структуре представляет морфология прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому наклонной части корового проводника Юго-Западного Тянь-Шаня, выполаживающейся на глубине 30–35 км (см. рис. II.4.9.).

Анализ моделей, построенных с участием данных по поперечным кривым $\rho^{\perp}$, позволяет сделать количественные оценки проводимости субвертикальных флюидонасыщенных разломных зон, пересекающих высокоомную кору и подтвердить их непрерывность в поперечном направлении [Баталев, 2002]. Так, по Кекиримскому профилю (d-d) проводимость субвертикальной зоны Таласо-Ферганского разлома, определенная по поперечным токам, составляет от 50 до 200 См в разных блоках модели. Для Карасуйского (b-b) и Алайку-Арпинского (e-e), (f-f) эта оценка составляет от 50 до 300 См. По результатам интерпретации ТЕ-моды этот параметр определить невозможно из-за бокового влияния соседних проводящих объектов.

В кайнозое структура Тянь-Шаня формировалась под действием двух геодинамических факторов: надвигания Памира на Тянь-Шань в западном (Ферганском) секторе и пододвигания Таримской плиты под Тянь-Шань в восточном (Нарынском) секторе. Они создали различные структурно-геодинамические провинции, разделенные Таласо-Ферганской диагональной системой вспучивания и сдвиговой деформации верхнекорового слоя. Проанализируем с этих позиций возможную модель формирования наблюдаемой глубинной геоэлектрической структуры на рассматриваемой части Тянь-Шаня.

Эта структура состоит из северо-восточной и юго-западной частей средне-нижнекорового электропроводящего слоя и разделяющего их высокоомного тела, ограниченного с северо-востока субвертикальной электропроводящей зоной, отождествляемой непосредственно с Таласо-Ферганским разлом, а с юго-запада наклонной частью нижнекорового электропроводящего горизонта, выполаживающегося в сторону Ферганской впадины (см. рисунок II.4.9). Сопоставление геоэлектрической модели региона с моделями, полученными для Тянь-Шаня по другим геофизическим методам, обнаружило пространственную корреляцию между полем современных движений и деформаций на поверхности Земли, установленным по результатам многолетних GPS-измерений [Зубович и др., 2001], распределением сейсмичности, геометрией корового проводящего слоя [Рыбин и др., 2001] и геометрией низкоскоростного слоя-волновода [Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 1998; Сабитова, Адамова, 2001], что позволяет рассматривать коровые проводники как тектонически активные зоны, разделяющие кору Тянь-Шаня на слои. Таким образом, выводы о тектонической расслоенности литосферы Тянь-Шаня [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990] и деление его диагональной Таласо-Ферганской флексурно-разрывной зоной на две различные геодинамические провинции соответствуют особенностям поведения коровых электропроводящих горизонтов: пододвиганию Таримской плиты под Тянь-Шань соответствует погружение корового проводника в Центральном Тянь-Шане на север, надвиганию Памира на Тянь-Шань – возможный подъем корового проводника Юго-Западного Тянь-Шаня и Ферганы к поверхности. Однако, такая интерпретация требует дополнительных исследований и геофизических зондирований.

Кочкорская впадина

Важным моментом в понимании распределения и эволюции деформаций в пределах горного сооружения является сопоставление современных скоростей движений, полученных методом GPS, и "геологических" амплитуд и скоростей движений, которые можно оценить с помощью структурных исследований. В частности, непросто получить объективные оценки амплитуд надвиговых смещений. Это связано с необходимостью изучения погребенных структур, которые во многих случаях оказываются недоступными для изучения с поверхности. В таких случаях прибегают к различного рода изощренным построениям, как, например, к методу "balanced cross section", результаты которых тоже не всегда убедительны. Исключение составляют данные бурения, которых всегда недостаточно. В этой ситуации ценную информацию могут дать детальные МТ-исследования. Рассмотрим результаты практического изучения с помощью МТ-метода структуры зоны надвигания палеозойского основания хребта Терскей Алатау на кайнозойские отложения Кочкорской впадины в районе Южно-Кочкорского краевого разлома.

МТ-профиль высокого разрешения был выполнен в ущелье р. Укок в юго-восточной части Кочкорской впадины (рис. II.4.10, вклейка). Для того, чтобы получить требуемую детальность верхней 5-километровой толщи разреза пункты МТЗ располагались практически непрерывно вдоль профиля длиной 5 км с шагом 95 м. Линия профиля была перпендикулярной к локальному простиранию Южно-Кочкорского разлома. Измерения проводились в диапазоне периодов 0,001–36 сек с помощью двух систем МТ-24 в режиме синхронной регистрации блоками, каждый из которых состоял из 5 смежных пунктов зондирований и одного базового пункта, удаленного на 7 км от северного окончания профиля.

Модули и фазы кажущегося сопротивления, а также передаточные функции вертикального магнитного поля были промоделированы с помощью алгоритма двумерной инверсии [Mackie, Madden, 1993]. В результате инверсии получен разрез электрического сопротивления вдоль линии профиля (рис. II.4.11, вклейка). На нем отчетливо проявляется проводящая область в диапазоне высот 400–1900 м выше уровня моря с удельным сопротивлением менее 100 Ом·м, находящаяся ниже 500-метрового слоя с сопротивлением, превышающим 100–300 Ом·м. Подобные плохо проводящие породы найдены к югу и под проводящей зоной на высотах около 400 м и ниже. Можно предположить, что сопротивления менее 100 Ом·м определяются составом неогеновых осадочных отложений, их соленосностью и, вероятно, водонасыщенностью, тогда как значения сопротивлений, превышающие 100–300 Ом·м, соответствуют породам кристаллического фундамента.

Инверсия МТ-данных может дать целый ряд эквивалентных моделей, дающих хорошее согласие с экспериментом. Поэтому на этапе количественной интерпретации крайне важно выполнить максимально полное тестирование всех основных элементов полученной геоэлектрической модели и определить, насколько обоснованно их присутствие в модели, а также выяснить границы эквивалентности их геометрии и проводимости. С помощью тестирования набора различных вариантов инверсии было определено, что максимальная глубина, на которую может быть опущена подошва осадочного слоя, находится в диапазоне от -600м до +400м над уровнем моря (толстая пунктирная линия на рисунке II.4.11). Таким образом, мощность кайнозойских отложений, погребенных под надвигом, составляет минимум 1000м, а максимум – 2000м, что вполне согласуется с геологическими данными по Кочкорской впадине.

С помощью тестовых расчетов была оценена возможная позиция южной границы проводящей осадочной структуры. На рисунке II.4.11 прямоугольником показана область, внутри которой может помещаться южная граница этой структуры без значимых изменений невязки между моделью и экспериментом.

Независимо от выбора местоположения этой границы как по латерали, так и глубине, ее конфигурация свидетельствует о значительном изгибе палеозойского основания впадины в зоне надвига, и мы имеем, фактически, покровно-складчатую форму.

В дальнейшем потребуется уточнение параметров проводящих объектов в верхней части модели (диапазон высот 900–1400 м над уровнем моря) на основе моделирования возможного влияния достаточно мощного осадочного чехла Кочкорской впадины к северу от данного профиля. Детали распределения проводимости в этой зоне в северном направлении слабо разрешены в представленной геоэлектрической модели из-за отсутствия наблюдений.

Плохо проводящая часть разреза к югу от пункта 51 указывает на доминирующее присутствие здесь жестких пород палеозойского основания, что, по-видимому, является главным фактором, препятствующим возможному дальнейшему продолжению проводящей осадочной толщи в южном направлении.

Из анализа рисунка II.4.11 следует, что верхняя часть электрической структуры хорошо контролируется поверхностной геологией. Самый верхний слой проводящей толщи мощностью 50 м и сопротивлением <100 Ом·м, выделенный на большей части профиля, по-видимому, представляет собой тонкий покров четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (см. рис. II.4.10). Менее проводящий подстилающий горизонт мощностью 200–500 м следует отнести к палеозойскому фундаменту, слагающему склоны долины р. Укок.

Мы предполагаем, что зона пониженного сопротивления < 100 Ом·м в диапазоне высот 400–1900 м выше уровня моря представляет собой неогеновые осадочные отложения, погребенные под палеозоем фронтальной части хребта (рис. II.4.12). Горизонтальная амплитуда надвига, следующая из указанных расчетов, может составлять 3–3,5 км.

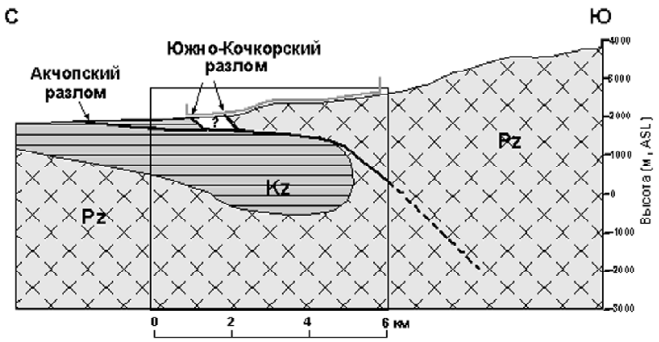


Рис. II.4.12. Геологический разрез вдоль Кочкорского профиля, построенный с помощью геоэлектрической модели

Прямоугольником отмечено положение геоэлектрической модели (рис. II.4.11). Серая линия над рельефом показывает положение МТ-профиля

Интерпретация разреза электросопротивлений, полученного с помощью МТ-данных, обеспечивает нас информацией о мощности и глубине залегания погребенного осадочного чехла. МТ-данные также предоставили нам пространственные ограничения на геометрию разломной зоны активной окраины межгорной впадины и количественные оценки минимальной величины суммарного укорочения вкрест южной границы Кочкорской впадины. Таким образом, МТ-профилирование высокого разрешения может быть успешно применено в структурных исследованиях для обеспечения кинематического моделирования конвергентных горных массивов. Такое профилирование может быть максимально эффективно в тех случаях, когда существует сильный контраст сопротивлений в исследуемом разрезе.

Иссыкатинский участок Северо-Тяньшанской разломной зоны

Детальное магнитотеллурическое профилирование было выполнено здесь Научной станцией ОИВТ РАН во время полевых сезонов 2001–2002 годов с целью получения структурных характеристик одной из наиболее активных краевых надвиговых зон Северного Тянь-Шаня. Здесь в результате горизонтальных движений земной коры в зоне сочленения Чуйской предгорной впадины

с поднятием Киргизского хребта произошло значительное надвигание пород палеозойского фундамента на кайнозойские отложения впадины и деформация последних. Тем самым стоит задача изучения погребенных структур с помощью МТ-метода.

Магнитотеллурические и магнитовариационные данные были получены на 14 пунктах наблюдений вдоль профиля (средний шаг по профилю составляет около 1 км), заложенного в общем поперек геологических структур вдоль антецедентного участка р. Иссыката и нижнего участка р. Туюк.

В геолого-тектоническом плане рассматриваемый профиль расположен в восточной части южного весьма интенсивно деформированного крыла Восточно-Чуйского предгорного прогиба. Основными разрывными нарушениями на данной площади (рис. II.4.13, вклейка) являются крупноамплитудный Шамси-Тюндюкский (Предкиргизский) разлом взбросового характера и Иссыкатинский краевой разлом взбросо-надвигового типа, который четко выражен в рельефе, отделяя внутреннюю равнинную часть Чуйской впадины от зоны четвертичных возвышенностей так называемых низких предгорий, соответствующих Серафимовской антиклинали. Последняя проявлена в толще неогеновых отложений. Имеет ли эта антиклиналь палеозойское ядро или является автономной складкой покрова (в понимании С.С. Шульца [1948]), остается неясным. Вовлеченные в ее изгиб четвертичные поверхности, включая позднеплейстоценовые (по крайней мере, Q_{III}^{1}), свидетельствуют об активном и длительном развитии этой антиклинали в течение всего четвертичного периода, включая современный этап. Об этом свидетельствует наличие здесь, в основном на правобережье р. Иссык-Ата, обширного поля сейсмогравитационных дислокаций [Кучай, 1973], а также другие факты, приведенные ниже, в III-й части.

Из анализа геологических материалов различных авторов [Шульц, 1948; Макаров и др., 1969; Кучай, 1973; Абдрахматов, 1988, 1995; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Миколайчук, 1999] следует вывод о неоднозначном понимании геолого-структурной ситуации в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины. Это обстоятельство также было учтено при постановке и выборе объекта исследований.

Детальные МТ-зондирования проводились с помощью двух измерительных комплексов МТ-ПИК в диапазоне частот регистрации электромагнитных параметров от 16 Гц до 1800 сек. Измерительные установки МТ-ПИК ориентировались по широте (ось X) и меридиану (ось У).

Начальный анализ искажений наблюденных кривых проведен с помощью метода полярных диаграмм [Бердичевский и др., 1989]. Полученное хаотичное поведение амплитудных диаграмм импеданса на нескольких периодах зондирования говорит о сильном влиянии приповерхностных неоднородностей, создающих случайный геологический шум. Были проанализированы также главные направления тензора импеданса, определенные с помощью разложения Бара [Bahr, 1988], которое позволяет погасить влияние локальных трехмерных неоднородностей. Азимуты главных направлений тяготеют к субширотной ориентации для высокочастотного интервала периодов. Согласно этим результатам будем рассматривать широтные и меридиональные кривые кажущегося сопротивления как, соответственно, продольные и поперечные по отношению к поверхностным геологическим структурам.

На основе параметров проводящего слоя в нижней коре района исследований, заимствованных из выше охарактеризованной региональной геоэлектрической модели, выполнена нормализация широтных кривых кажущегося сопротивления. В качестве “нормализующего репера” из ближайшего к району исследований сечения региональной модели были взяты параметры нижнекорового слоя (глубина кровли 30 км и продольная проводимость 400 См). Далее для каждого пункта МТЗ выполнена совместная одномерная инверсия нормализованных продольных амплитуд кажущегося сопротивления и исходных фаз импеданса с помощью программы Бобачева-Шевнина (IPI-MT). В результате объединения результатов инверсии по всем пунктам был синтезирован геоэлектрический разрез вдоль линии профиля. На рисунке II.4.13 отчетливо видно, что верхняя часть электрической структуры (до глубины 5 км) в целом хорошо согласуется с основными особенностями геологического разреза.

Каким же образом может быть интерпретирован полученный геоэлектрический разрез с точки зрения структурно-геологической и геодинамической?

Совершенно очевидно обособление некоторого низкоомного слоя с подошвой на глубине около 5 км. Он может целиком отвечать комплексу отложений новейшего орогенического комплекса, выполняющего предгорный прогиб. Несколько западнее рассматриваемого сечения в этой же тектонической зоне на этой же глубине установлен скачок скоростей продольных сейсмических волн от Vp=5,2 км/с до Vp=5,8 км/с [Юдахин и др., 1991], который отвечает, очевидно, разделу между кайнозойским осадочным покровом и палеозойским основанием. Последнее вскрыто бурением в районе Серафимовского ущелья р. Норус в ядре Серафимовского антиклинального поднятия. По данным тех же исследователей на глубине около 10 км установлен еще один скачок Vp от 6,3 до 6,38 км/с, который может быть отождествлен с границей фрагментарно развитых среднепалеозойских отложений, выполняющих эпикаледонские наложенные впадины (так называемые красноцветные мульды), с формациями рифей-нижнепалеозойского возраста.

Обе эти границы на геоэлектрическом разрезе можно было бы отождествить с высокой мерой условности с изолиниями удельного сопротивления lgρ=2,0–2,2 и 2,6 Ом·м. Они достаточно хорошо проявлены между Иссыкатинским и Шамси-Тюндюкским разломами и менее определенны севернее, под равнинной частью впадины. Это дает основание предполагать, что линза среднепалеозойских формаций существует только между этими разломами. Это, а также геометрия этих границ позволяет высказать предположение, что рассматриваемые неотектонические зоны и дислокации некоторым образом связаны с древними неоднородностями фундамента. В этом предположении локализация и развитие Иссыкатинского надвига могут быть инициированы реакцией довольно мощной среднепалеозойской линзы на субмеридиональное сжатие коры, а корни этого надвига могут уходить на глубины до 10 км.

Низкоомный слой в южной части геоэлектрического разреза довольно резко заканчивается, как бы обрамляясь высокоомными породами Киргизского хребта. Контур этой высокоградиентной границы подобен таковому в Южно-Кочкорском разрезе (см. рис. II.4.11) и позволяет предполагать, что и здесь имеет место более пологое залегание плоскости Шамси-Тюндюкского разлома (как это показано на рис. II.4.13А), изгиб поверхности основания и частичное тектоническое перекрытие впадины.

Прозондированный слой земной коры, залегающий ниже рассмотренных глубин, отличается существенно иной структурой, состоящей в чередовании вертикально ориентированных зон высокой и низкой электропроводности. На этих глубинах залегают нижнепалеозой-протерозойские вещественно-структурные комплексы, которые, вероятно, и предопределяют такую дифференцированную картину электропроводности.

Обращает на себя внимание низкоомная зона в южной части разреза, которая, как и Шамси-Тюндюкский верхнекоровый разлом, полого погружается на юг под поднятие Киргизского хребта, представляя, вероятно, крупную коровую зону тектонического срыва, разупрочнения и повышенной флюидо- и газопроницаемости среды со свойствами волновода. Такой волновод в южных предгорьях Чуйской впадины был выделен З.А. Меджитовой [Литосфера..., 1986] и Ф.Н. Юдахиным [1983] и был интерпретирован В.И. Макаровым [1990а; Макаров и др., 1996; Makarov, 1995] в качестве граничной зоны между древнейшими ($AR–PR_1$) метаморфическими комплексами и верхнепротерозой-нижнепалеозойскими формациями, а также зоны тектонического срыва во время новейших горообразовательных деформаций земной коры. Под Киргизским и Джумгальским хребтами она, возможно, сочленяется с региональным среднекоровым электропроводящим и волноводным (инверсионным) слоем.

Интересным и загадочным элементом модели является высокоомный объект куполообразной формы между пунктами 445 и 418 в интервале глубин 5–15 км. По-видимому, он соответствует некоторому глубоко погребенному блоку древнего кристаллического основания, аналогичного таковому под более северным районом Чуйской впадины, но расположенного на больших глубинах. Полученные данные позволяют предположить, что эти блоки каким-то образом контролируют

развитие депрессионных неотектонических форм, а разделяющий их низкоомный блок (интервал пунктов 446-445) контролирует развитие поднятий Серафимовской зоны. Но это требует дальнейшего рассмотрения и проведения дополнительных МТ-зондирований, в первую очередь, для расширения и уточнения геоэлектрического разреза в северном направлении и по простиранию неотектонических зон.

О природе коровой проводимости Тянь-Шаня

Пространственная корреляция между полем деформации на поверхности Земли (по данным GPS), распределением слабой сейсмичности и геометрией проводящего слоя в средней-нижней коре Тянь-Шаня позволяет нам говорить о тектонической расслоенности на этих глубинах, что обеспечивает необходимые условия для повышения пористости среды. Таким образом, присутствие электропроводящих образований в разрезе свидетельствует об интенсивных тектонических перемещениях блоков и соответствующих PT-условиях этого процесса, а также о развитии реологически ослабленных зон. Стратификация земной коры Тянь-Шаня по электропроводности на основе полученной региональной геоэлектрической модели позволяет сделать ряд качественных и количественных реологических выводов.

Количественную оценку относительного объема порово-трещинного пространства – коэффициента пористости “p” в различных частях земной коры Тянь-Шаня можно получить, опираясь на экспериментально установленную связь электропроводности и пористости (закон Арчи): $p=(\rho_ф/\rho)^{1/2}$. Так, для высокоомной верхней коры с удельным сопротивлением ρ=2000–5000 Ом·м оценка коэффициента пористости “p” не превышает 0,15% (при удельном сопротивлении жидкой фазы $\rho_ф$=0,01 Ом·м). По-видимому, в этой зоне горные породы деформируются в жестко-хрупком реологическом режиме. Оценка средней пористости для проводящей толщи составляет 1,4%, т.е. на порядок больше, чем в верхней коре. Высокая пористость в интервале глубин залегания проводящего слоя в средней-нижней коре Тянь-Шаня позволяет отнести эту зону к квазипластичной. Это зона перехода между хрупким верхним этажом земной коры и нижним пластичным.

На рисунке II.4.14 приведено сопоставление результатов МТЗ для интервала глубин средней-нижней коры с данными сейсмометрии на основе трехмерной сейсмотомографической модели Тянь-Шаня [Roecker et al., 1993]. В этом интервале глубин на скоростных разрезах отчетливо выделяется слой пониженных скоростей продольных сейсмических волн V_p=5,5–5,9 км/с. Южная Атбаши-Иныльчекская верхнекоровая проводящая зона проявляется как область низких значений скорости V_p=6,0–6,2 км/с. Кровля низкоскоростного слоя расположена на глубине 20 км в центральной и южной частях профилей и 35 км на северных участках. Таким образом, коровому проводящему слою и его субвертикальным ответвлениям на скоростных разрезах отвечают пониженные значения V_p.

Полученная геоэлектрическая модель была сопоставлена с вертикальным разрезом поля поглощения в районе Чиликского и Жаланаш-Тюпского землетрясений [Кветинский и др., 1993]. Здесь в нижней коре также выделяется слой повышенного поглощения, совмещаемый с нижнекоровым проводящим слоем.

Анализ пространственного расположения электропроводящих и сейсмоактивных зон в земной коре Центрального Тянь-Шаня показывает, что многие, но далеко не все очаги землетрясений тяготеют к зонам глубинных разломов, т.е. расположены вблизи контактов между блоками и слоями земной коры. Основные особенности распределения очагов землетрясений в геоэлектрическом разрезе следующие: практически все они расположены над проводящим горизонтом и локализуются в пределах высокоомного слоя в верхней 10-километровой толще земной коры, и только самые сильные землетрясения расположены на глубинах 15–40 км. Гипоцентры землетрясений концентрируются преимущественно вблизи границ субвертикальных проводящих тел, а также на участках с резкими перепадами глубин проводящего слоя. Таким образом, контакты между блоками или те-

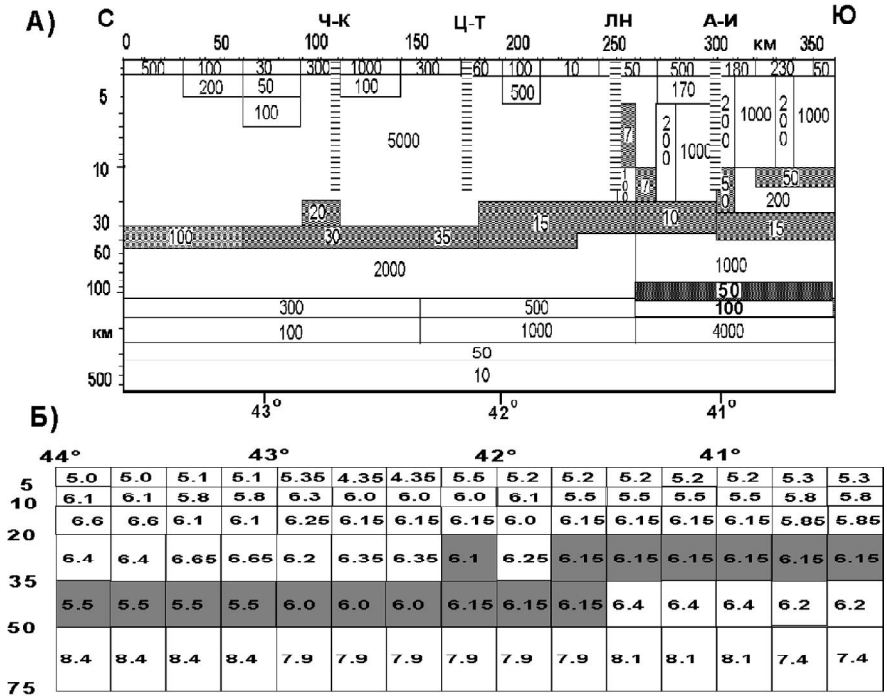


Рис. II.4.14. Геоэлектрическая модель-разрез (А) и сейсмический скоростной разрез (Б) вдоль профиля III-III (76° в.д.)

В модели числами указаны значения сопротивлений в Ом·м. На скоростном разрезе, построенном по сейсмотомографическим данным [Roecker et al., 1993], приведены значения V_p в км\сек. Заштрихованы зоны низких сопротивлений и пониженных скоростей сейсмических волн. Разломы: Ц-Т – Центрально-Терскейский, Ч-К – Чилико-Кеминский, ЛН – линия Николаева, А-И – Атбаши-Иныльчекский. Горизонтальный и вертикальный масштабы произвольны

лами с контрастными геоэлектрическими параметрами можно рассматривать как вероятные объекты повышенной сейсмической активности.

Отметим также, что практически все слабые сейсмические события расположены выше кровли корового проводника. Из 7621 землетрясений, зарегистрированных в период 1967–1999 гг. сетью сейсмологических наблюдений Института сейсмологии НАН КР, только 151 событие произошло в проводящем коровом слое. Наблюдаемое распределение, очевидно, можно объяснить хрупкой природой деформаций в верхней части коры по отношению к более пластичному проводящему горизонту. Таким образом, проводящий слой в средней-нижней коре Тянь-Шаня маркирует распределение слабой сейсмичности и ограничивает глубину распределения гипоцентров землетрясений в регионе.

Существенное совпадение зон высокой электропроводности, пониженных скоростей и повышенного поглощения сейсмических волн подтверждает общность их природы, которая обусловлена, вероятно, преимущественно наличием флюидосодержащих пород в этих зонах. Таким образом, с достаточной уверенностью можно говорить о флюидонасыщенности глубоких горизонтов земной коры и разломных зон Тянь-Шаня.

Графитизированные образования, которые также могут создавать низкоомные (высокопроводящие) среды, в пределах исследуемой части Тянь-Шаня играют второстепенную роль. Влияние графитовых пленок на сейсмические свойства (скорости продольных волн) горных пород крайне мало, поэтому очевидно, что графитовая модель не подходит для объяснения природы низкоскоростного слоя в средней-нижней коре Тянь-Шаня.

Высокая проводимость в случае повышенной трещиноватости достигается только, если трещины заполнены хорошо проводящими водными растворами и являются сквозными. Откуда берется вода? Возможны два источника появления свободной воды в трещинно-поровом пространстве земной коры Тянь-Шаня.

Первый – высвобождение части связанной воды вследствие химической реакции дегидратации минералов, содержащих связанную воду. Количество химически связанной воды по разным оценкам достигает примерно одного весового процента [Ваньян, 1996]. В глубоких частях земной коры основными носителями связанной воды являются амфиболиты. Таким образом, в средней части коры, содержащей около 20% роговой обманки, весовой процент высвобождающейся воды может составить 0,4%, что соответствует объемному содержанию около 1,2%. Эта величина практически совпадает как с геоэлектрической, так и с сейсмической оценкой пористости. Высвобождение всей воды, химически связанной в породах средней части коры Тянь-Шаня, означало бы обезвоживание этих пород.

Поскольку мы не имеем петрологических свидетельств обезвоживания, можно предположить, что работает второй источник: параллельно с дегидратацией идет процесс гидратации за счет флюидов, поступающих из верхней мантии. Гипотеза присутствия мантийных флюидов в земной коре Тянь-Шаня и возможные механизмы миграции флюидов из верхней мантии находят поддержку в последних работах Ю.Ф. Копничева [2000; Копничев, Соколова, 2002], связанных с исследованием динамики распределения поля поглощения сейсмических волн в нижней коре и верхней мантии Тянь-Шаня.

Таким образом, есть все основания полагать, что именно дегидратация пород в условиях активизации и разогрева до 600°С является источником флюида, создающего высокую электропроводность глубоких слоев земной коры Центрального Тянь-Шаня. Чем выше температура земной коры, тем меньше глубина рассматриваемой границы переходной зоны, отмеченная градиентом проводимости. Однако верхний уровень повышенной электропроводности, по-видимому, будет ограничиваться не только температурой дегидратации, но и уровнем фронта распространения сквозной трещиноватости (квазипластичности). Именно такое механическое состояние пород в фиксированном интервале глубин верхней и средней коры в виде сообщающихся трещин, по которым циркулируют флюиды, благоприятно для резкого увеличения электропроводности. Что может привести к такому состоянию? Здесь нужно рассматривать несколько масштабных процессов и действующих сил. В качестве региональной причины рассматривается силовое влияние дальней зоны коллизии создающее макрореологическую структуру, являющуюся необходимым условием существования повышенной проводимости в региональном масштабе, но это может объяснить открытость только субмеридиональных трещин и разломных зон. В качестве локальных могут быть процессы гидратации и дегидратации, приводящие к изменениям фаций метаморфизма и увеличению пористости пород, а также неравновесное состояние среды, состоящей из разномаштабных неоднородностей, которые сами по себе создают градиентные условия для возникновения напряжений. В более глубоких горизонтах (в нижней коре), по-видимому, главенствует тектоническое течение вещества, т.е. деформации реализуются в чисто пластическом режиме. А это в определенной мере снижает проводимость нижнекоровых горизонтов и затрудняет возможность надежного разделения этого механизма от флюидо-дегидратационного с помощью изучения электрических свойств.

Другим фактором является тектоническая расслоенность земной коры [Макаров и др., 1982; Литосфера…, 1986; Тектоническая…, 1990], где главным горизонтом расслоения, компенсирующим дисгармонию верхнекоровых структур и более глубоких – нижнекоровых и мантийных, является рассматриваемый нами нижне-среднекоровый проводящий слой Тянь-Шаня, в котором предполагаются пластичные и квазипластичные деформации и течение вещества.

Выявление и уточнение других физических механизмов, не доминирующих с точки зрения их проявления в электромагнитном отклике, и которые сейчас мы не можем надежно выделить, могли бы дать более полную картину, объясняющую наблюдаемую электрическое расслоение земной

коры и верхней мантии Тянь-Шаня. И это предстоит еще сделать. Перспективными здесь могут быть, прежде всего, повышение разрешения в количественной интерпретации геоэлектрических данных и привлечение дополнительной, независимой информации на основе других геолого-геофизических методов.

II.5. СКОРОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

При существующих методах обработки данных сейсморазведочных наблюдений геологический разрез представляют конечной совокупностью N слоев, разделенных границами, обусловленными в общем виде скачком акустической жесткости Vρ (V – скорость упругих волн в среде, ρ – плотность среды). На практике зачастую используют скоростные разрезы, т. е. зависимость продольных и поперечных скоростей распространения упругих волн в среде от глубины. При этом форма границ в реальной среде может быть произвольной. Границы слоев могут иметь разрывы и скачки, моделирующие различные тектонические нарушения. Эта общая модель модифицируется с дополнительными упрощениями. Широко распространены модели, в которых слоисто-неоднородная среда заменяется слоисто-однородной. При этом границы предполагаются плоскими. В данной работе рассматриваются именно такие скоростные модели глубинного строения коры и верхней мантии.

Скоростные разрезы земной коры Тянь-Шаня и прилегающих территорий (рис.II.5.1) приведены из работ Ф.Н. Юдахина, А.С.Алексеева, Э.А. Гольдвирт, Ю.А. Бурмакова, И.Х. Хамрабаева, А.А. Лукка, И.Л. Нерсесова и ряда других авторов. Они сгруппированы по основным структурным формам горного сооружения: впадинам и поднятиям. Эти модели были использованы при интерпретации результатов сейсморазведочных работ, проводившихся на территории Средней Азии.

Земная кора

Как видно на рисунке II.5.1, в верхней части земной коры фиксируется значительная дифференциация скоростей, которая обусловлена породами, слагающими геологические структуры, картируемые с поверхности. Имеется общая тенденция возрастания скоростей с глубиной. При этом, если не учитывать скорости в мезозой-кайнозойском осадочном чехле межгорных впадин, то впадины северной группы имеют скорости 5,8-6,7 км/с, южной группы 5,4-6 км/сек, а поднятия горных хребтов – 5,3-6,5 км/с.*

В нижней части земной коры северной группы впадин (Илийской, Чу-Сарысуйской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской) характерны скорости 6,6-7 км/сек, для большей части южных впадин (Алайской, Таджикской, Таримской) характерны меньшие скорости – 5,8–6,4 км/с. Минимальные скорости зафиксированы для Таримской впадины – 5,7 км/с. Ферганская впадина на этом уровне обладает аномально высокими скоростями – 7,6 км/с. Для горных хребтов, независимо от их расположения, наблюдается меньшая дифференциация скоростей (6,5–6,9 км/с), чем для впадин.

Согласно классификации типов земной коры и ее слоев, предложенной В.В. Белоусовым [1989], и учитывая, что на месте Тянь-Шаня до новейшего горообразования была платформа, по-видимому, скорости в нижней коре для этого режима были в пределах 6,8–7,2 км/с. По данным Н.И. Павленковой [1996], в нижней части платформенных структур земной коры Евразии везде в настоящее время присутствует слой со скоростями 6,8–7,4 км/с. Из приведенных разрезов видно, что как хреб-

* Здесь и далее по главе имеются в виду скорости распространения продольных волн.

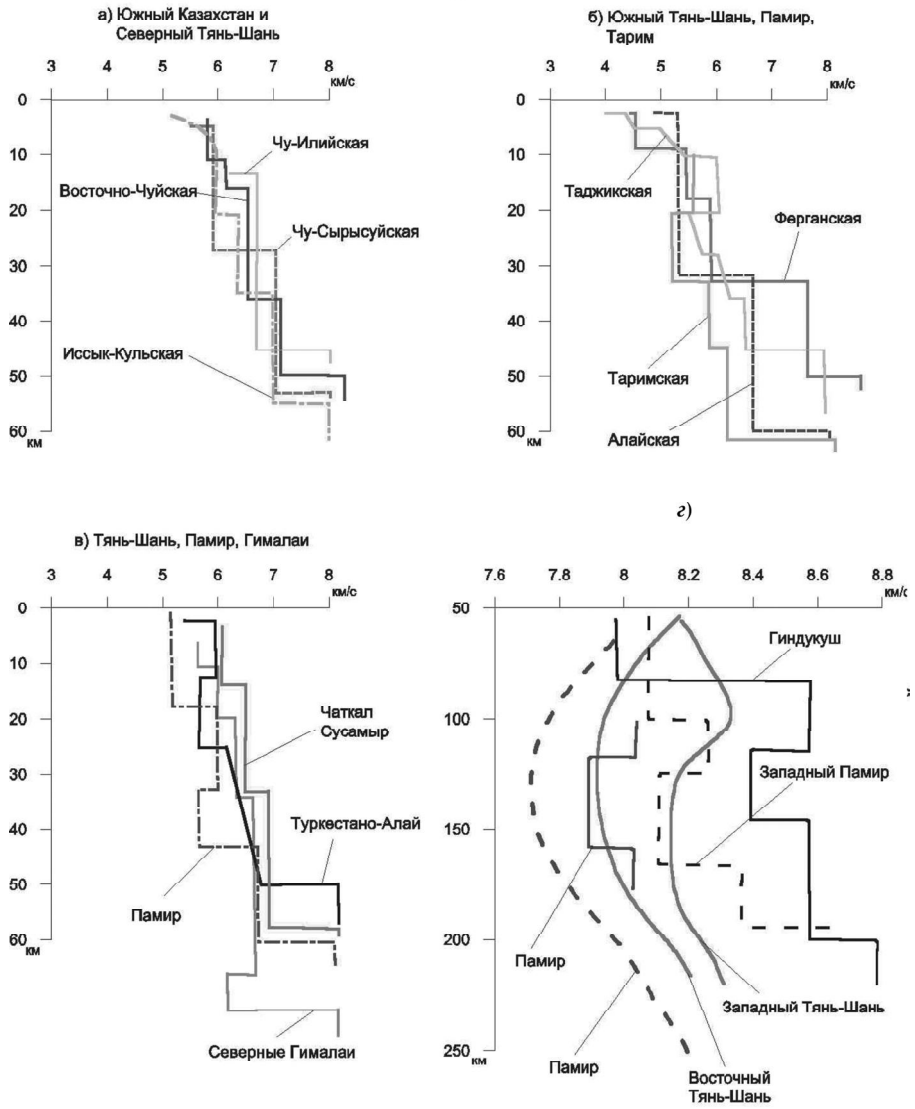


Рис. II.5.1. Скоростные разрезы земной коры (а–в: а, б – впадины, в – горы) и верхней мантии (г)

ты, так и впадины Тянь-Шаня имеют в нижней части коры скорости 6,4–6,8 км/с. Учитывая это, очевидно, что горообразовательные процессы привели к снижению скорости нижнего слоя земной коры.

Нижняя кора Ферганской впадины имеет высокие скорости – до 7,6 км/с, что может свидетельствовать о том, что платформенный тип коры здесь, возможно, еще не полностью преобразован.

Мантия

Наименьшие скорости 7,7–7,9 км/с в мантии на глубинах 100–150 км зафиксированы на Памире [Алексеев и др., 1971; Гольдвирт и др.,1982]. Западному Тянь-Шаню соответствуют скорости 8,1 км/с [Бурмаков и др., 1981]. Аналогичные скорости заданных структур Памира [Хамрабаев,

1980]. Для восточного Тянь-Шаня характерны минимальные скорости –- 7,9 км/с [Алексеев и др., 1971].

Аномально высокие скорости – до 8,6 км/с наблюдаются для района Гиндукушского хребта [Лукк, Нерсесов, 1965]. В первом приближении статистическая связь средней скорости продольных волн V_p в верхних 150 км мантии с осредненной на площади 100 км^2 высотой современного рельефа h км выражается уравнением V_p=8,4–0,18h. Такая закономерность подтверждает предположение о вертикальном поднятии литосферных блоков этого региона, обусловленных движениями в мантии.

Горообразование – это поднятие коры в широкой области, которое формирует высокий рельеф (несколько км), существующий десятки млн. лет и дольше [Артюшков, 1993]. Часто оно обусловлено разуплотнением в нижней коре мощного слоя основного состава. На конечной стадии горообразования, когда кора еще сохраняет большую мощность, в ее охладившемся базальтовом слое часто происходит обратный переход габбро в плотные гранатовые гранулиты. В результате кора большой толщины (50–60 км) погружается до уровня платформы. В эпоху горообразования быстрый метаморфизм в базальтовом слое (если он присутствует в коре) обычно не развивается.

Поступление к литосфере из глубины крупных объемов аномальной мантии в глобальном масштабе происходит синхронно с интервалом 200 млн. лет. Оно приводит к одновременному развитию горообразования на значительной части площади континентов. В новейшую эпоху особенно быстрый рост гор на разных континентах начался 3–7 млн. лет назад. Высота гор за последние 2 млн. лет увеличилась в 2 раза и более (например, в Альпах и Тибете, на Памире и Тянь-Шане).

Можно выделить главные особенности глубинного строения исследуемой территории, а именно:

• Наиболее неоднородна по горизонтали верхняя часть коры до глубин 20 км. Она обладает типичной для коры блоковой структурой. Расчеты гравимагнитных полей показали, что неоднородности этого слоя создают наблюдаемые локальные аномалии, которые согласуются с геологическими структурами.

• Нижняя часть коры, по-видимому, более однородна по физическим свойствам. Скорости, наблюдаемые здесь, ниже скоростей широкого набора структур Евразии (Украинский и Балтийский щиты, Западно-Сибирская плита, Туранская плита, Казахский массив). В особенности это касается самой нижней части коры со скоростями 6,8–7,4 км/с.

• Верхняя мантия имеет трехслойное строение с пониженными скоростями 7,7–8,2 км/с на глубинах 100–160 км (аномальная мантия). Непосредственно под поверхностью М скорости изменяются от 8 до 8,2 км/с. На глубинах более 160 км скорости изменяются от 8 до 8,8 км/с.

В 50–80-х годах прошлого столетия на территории Средней Азии был выполнен большой объем сейсморазведочных работ с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. На рисунке II.5.2 показана схема расположения профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и МОВЗ для центральной части Средней Азии. Метод ГСЗ является модификацией метода преломленных волн (МПВ или КМПВ). Объекты исследования этими методами частично перекрываются. Общим является верхняя часть кристаллического фундамента. Метод основан на регистрации волн, проходящих значительную часть пути в пластах (слоях), характеризующихся большей скоростью по сравнению с вышележащими. На некотором удалении от источника такие волны обгоняют все другие. Это создает условия для их регистрации в области первых вступлений. При решении многих методических и геологических задач, как правило, используется комплексирование ГСЗ с другими методами, например с методом обменных волн возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ). Этот метод основан на выделении волн, обменявших свой тип при прохождении границ верхней мантии и земной коры.

По времени запаздывания обменных волн относительно первой продольной волны и соотношению скоростей продольных и поперечных волн в изучаемой толще судят о глубинах залегания границ обмена.

Ниже приводится краткая характеристика части профилей, показанных на рисунке II.5.2.

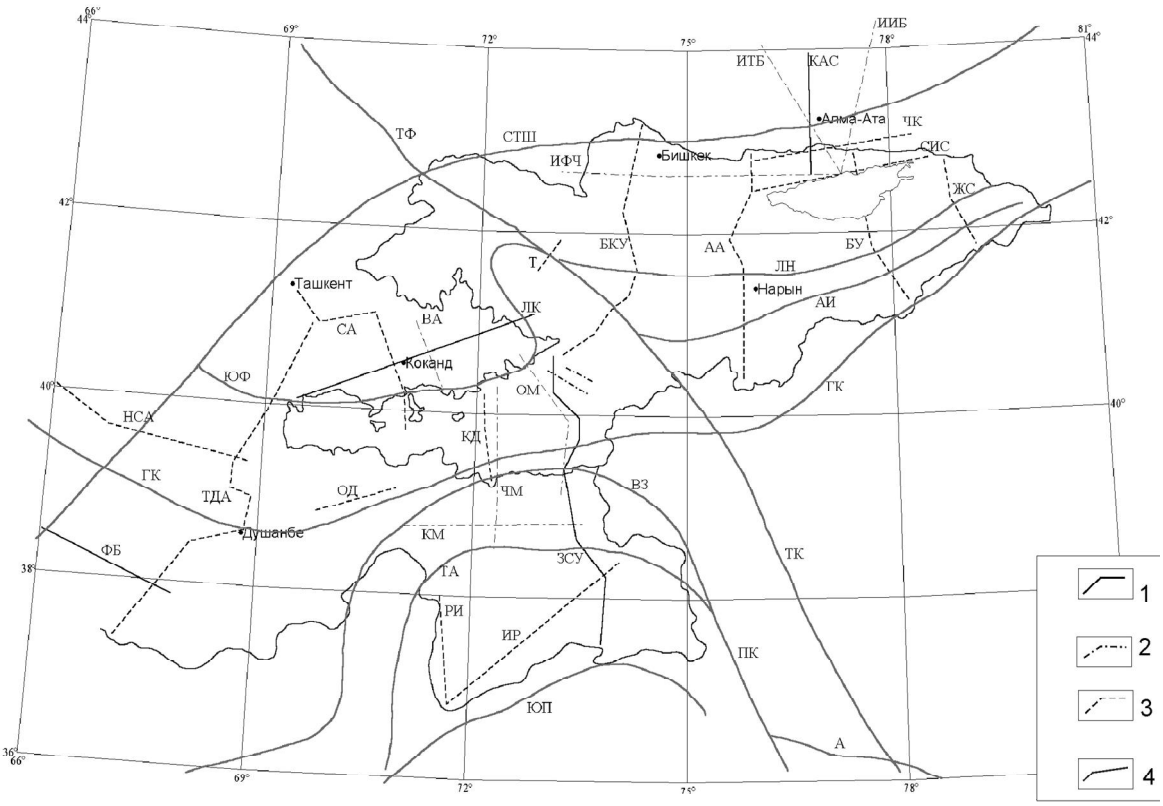


Рис. II.5.2. Схема расположения профилей ГСЗ и МОВЗ в центральной части Средней Азии

1 – непрерывное профилирование ГСЗ; 2 – прерывистое профилирование ГСЗ; 3 – профили МОВЗ; 4 – разломы.

Обозначения и названия профилей. **ГСЗ**: КАС – Каскеленский, ИФЧ – Иссык-Куль – Фрунзе – Чонкудук, ИТБ – Иссык-Куль – Текенсу – Балхаш, ИИБ – Иссык-Куль – Или – Балхаш, ФБ – Фараб – Бабатаг, ЛК – Ходжент (Ленинабад) – Караунгур, ВА – Вуадиль – Абадан, ЗСУ – Зоркуль – Токтогул, ОМ – Ош – Музкол, КМ – Кабудхауз – Музкол, ЧМ – Чийли – Музкол;

МОВЗ: ТДА – Термез–Душанбе–Алмалык, АА – Актюз–Атбаши, БУ – Барскаун–Узенгегуш, БКУ – Беловодское–Узген, Т – Токтогул, СА – Сох–Ангрен, КД – Кувасай–Дарауткурган, НСА – Навои–Самарканд–Айни, ОД – Оби-Гарм–Джергеталь, ИР – Иркештам–Рангкуль, РИ – Рушан–Иркештам, СИС – Северо-Иссыккульский, ЧК – Чилико-Кеминский, ЖС – Жаланаш–Сарыджаз.

Названия разломов: СТШ – Северо-Тяньшанский, ЮФ – Южно-Ферганский, ЛН – Линия Николаева, АИ – Атбаши-Иныльчекский, ГК – Гиссаро-Кокшаальский, ВЗ – Вахш-Заалайский (Северо-Памирский), ТФ – Талас-о-Ферганский, ТК – Тянь-Шань-Куньлуньский, А – Алтынтагский, ПК – Памиро-Каракорумский, ТА – Таныгасский, ЮП – Южно-Памирский

Профили ГСЗ с прерывистым профилированием

Профили с прерывистым зондированием были выполнены на первом этапе изучения земной коры Средней Азии под руководством и при участии Г.А. Гамбурцева [1960], И.П. Косминской [Косминская и др., 1958], Ю.Н. Година [1962], И.С. Вольвовского [Вольвовский и др., 1961, 1962а, б] Было получено представление о мощности земной коры и слагающих ее слоев “гранитного” и “базальтового”.

ПРОФИЛЬ ИССЫК-КУЛЬ–ТЕСКЕНСУ–БАЛХАШ

Профили Иссык-Куль–Тескенсу–Балхаш (ИТБ) и Иссык-Куль–Или–Балхаш (ИИБ) начинались с южных склонов Кунгейского хребта и заканчивались у озера Балхаш. Они имеют схожее строение, так как расстояние на юге между ними было незначительным. На разрезе (рис. II.5.3) по про-

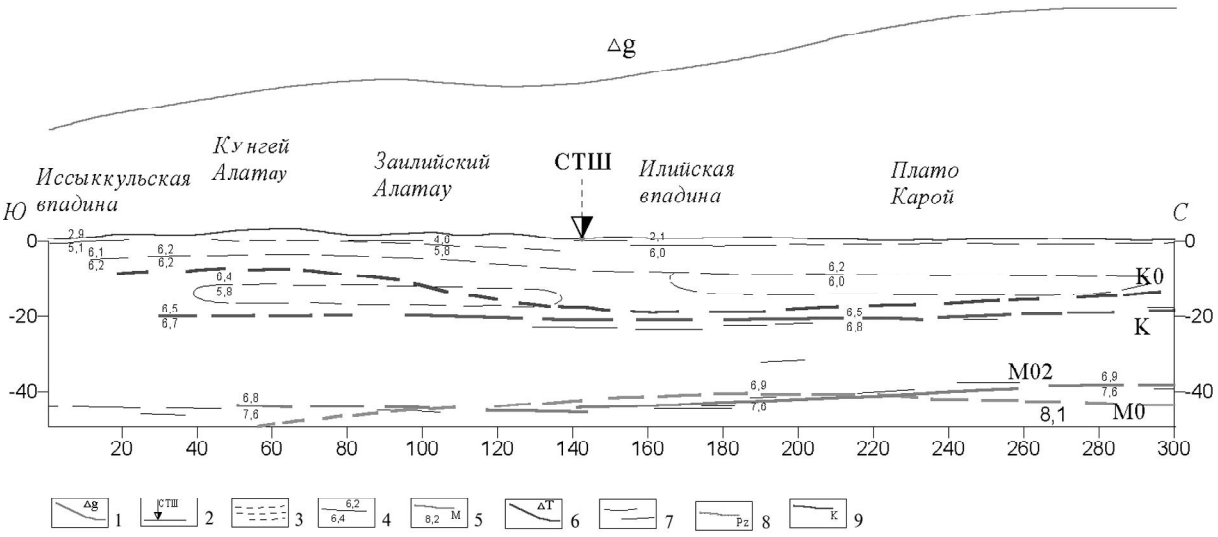


Рис. II.5.3. Скоростной разрез по профилю Иссык-Куль – Тескенсу – Балхаш (см. рис. II.5.8). По оси ординат – глубина, км

Условные обозначения к рисункам II.5.3–II.5.20: 1 – кривая аномалий силы тяжести; 2 – положение и обозначение разломов; 3 – отдельные отражающие площадки; 4 – опорные границы внутри "гранитного" слоя и пластовые скорости; 5 – поверхность мантии (граница Мохоровичича) и граничная скорость: М0 – по данным ГСЗ (И.С. Вольвовский, Г.А. Гамбурцев, И.П. Косминская и др.), М01 – то же по данным Ф.Х. Зуннунова и др., [1977], М02 – то же по данным Н.Я. Кунина [1992], В.И. Шацилова и др. [1980], В.И. Шацилова и др., [1993], М – по сейсмологическим данным Е.И.Бутовской и др., [1977], М4 – то же по данным Ю.И.Тарасенко [1993], М1 – по данным МОВЗ (В.Г.Тонких и др. [1994; Тонких, 1997]), М2 – то же по Б.Б.Таль-Вирскому [1977, 1982], М3 – то же по А.Р.Митрофановой, С.А. Зуевой [1972]; 6 – кривая аномалий магнитного поля; 7 – границы обмена по данным МОВЗ; 9 – поверхность палеозойского фундамента; 8 – поверхность "базальтового" слоя (граница Конрада) и ее обозначения К01 – по данным ГСЗ (Ф.Х. Зуннунов и др. [1977]), К0 – то же по данным Б.С. Вольвовского и др. [1961, 1962а, б], Г.А. Гамбурцева [1960], И.П. Косминской и др. [1958]

филю Каскеленский (КАС) приведен южный отрезок профиля Иссык-Куль–Тескенсу–Балхаш. Глубина залегания поверхности Мохоровичича, по данным Г.А. Гамбурцева [1960], под Кунгейским хребтом – 50 км, на Казахской платформе 43 км. Глубина залегания поверхности Конрада (К0) под Кунгейским хребтом составила 12 км, на Казахской платформе – 16 км, мощность "базальтового" слоя под Кунгейским хребтом увеличена по сравнению с Казахской платформой на 14км. Мощность "гранитного" слоя изменяется незначительно от 12 км под Кунгейским хребтом до 15 км на платформе.

ПРОФИЛЬ ИССЫК-КУЛЬ–ФРУНЗЕ–ЧОНКУДУК

Профиль Иссык-Куль–Фрунзе–Чонкудук (ИФЧ) начинался от северного берега оз. Иссык-Куль и в широтном направлении проходил на запад по южному борту Восточно-Чуйской впадины. Надежность выделения сейсмических границ низкая. Глубина залегания поверхности Мохоровичича (М0) на западе профиля составляет 40 км и погружается в восточном направлении до 50 км. Глубина залегания поверхности Конрада на западе профиля составляет 9 км и погружается в восточном направлении до 17 км, претерпевая подъем до глубины 10 км в центральной части профиля.

Аномалии силы тяжести в региональном плане понижаются в восточном направлении и согласуются с поведением опорных сейсмических границ.

ПРОФИЛЬ ОШ–МУЗКОЛ

По профилю Ош–Музкол (ОМ, непрерывное профилирование ГСЗ) была определена мощность земной коры, которая увеличивалась от 45 км под южным бортом Ферганской впадины до 68 км

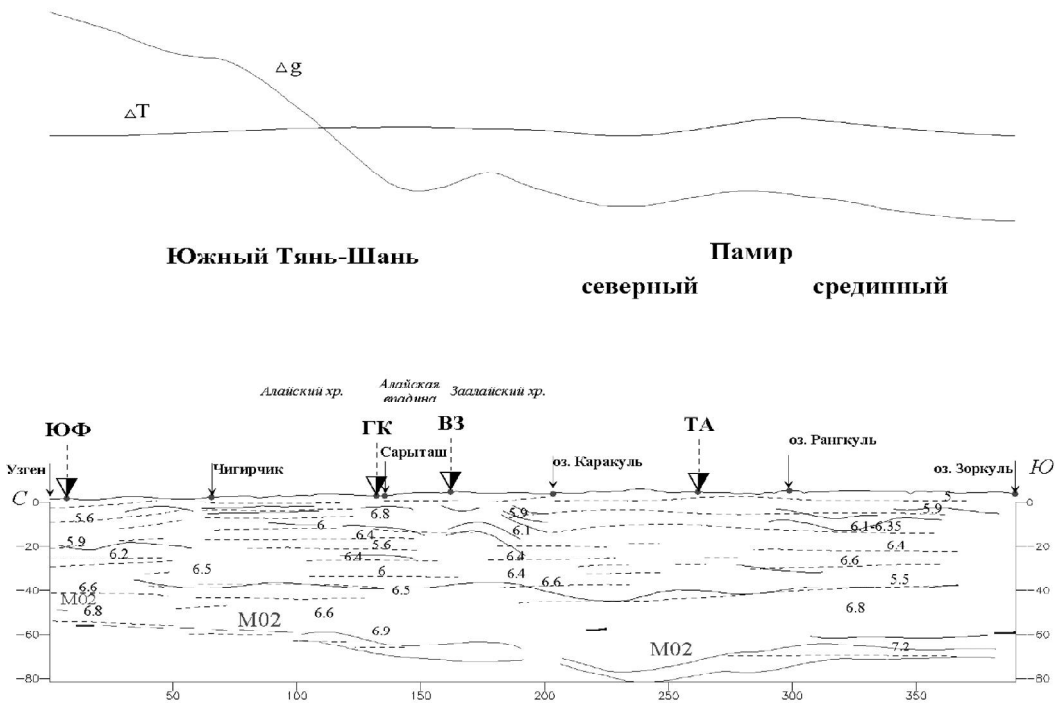


Рис. II.5.4. Скоростной разрез по профилю Ош–Музкол (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

под Заалайским хребтом. Эти данные вынесены на разрез по профилю Зоркуль-Сарыташ-Узген (рис. II 5.4).

Данные о поверхности Конрада недостаточно надежные. Кроме того, были получены данные о расслоенности земной коры и скоростях в ее верхней части. Высокая расслоенность земной коры установлена в Южном Тянь-Шане, в низах коры под Алайской впадиной и на Северном Памире. Скоростные уровни 6–6,5 км/с погружаются в северном направлении к Ферганской впадине. Южно-Ферганскому разлому соответствует скачок в глубинах залегания поверхности М с приподнятым северным крылом. Мощность “базальтового” слоя увеличивается в южном направлении от 25 км до 40 км.

Кривая аномалий силы тяжести в региональном плане понижается в южном направлении и согласуется с поведением опорных сейсмических границ.

ПРОФИЛЬ ЧИЙЛИ–МУЗКОЛ

По профилю Чийли–Музкол (ЧМ, непрерывное профилирование ГСЗ) была определена мощность земной коры, которая увеличивалась в южном направлении от 50 км под южным бортом Ферганской впадины до 66 км под Алайским хребтом и Алайской впадиной. Данные о поверхности Конрада недостаточно надежные, но по ним устанавливается увеличение глубин залегания этой границы от 17 км на севере до 30 км на юге. Все данные вынесены на разрез по профилю МОВЗ Кувасай-Дарауткурган (КД), который расположен рядом (рис. II.5.5).

Кривая аномалий силы тяжести в региональном плане понижается в южном направлении и согласуется с поведением опорных сейсмических границ.

ПРОФИЛЬ КАБУДХАУЗ–МУЗКОЛ

На рис. II.5.6 приведен разрез по профилю Кабудхауз–Музкол (КМ). По профилю была определена мощность земной коры. На западе профиля глубина до поверхности М (М0) достигает 50 км и увеличивается до 70 км в центральной части. Далее на восток глубина уменьшается до 60 км. Поверхность Конрада (К0) залегает согласно поверхности М0. Глубина ее на западе профиля равна 32 км, в центральной части – 42 км и в восточной части – 38 км.

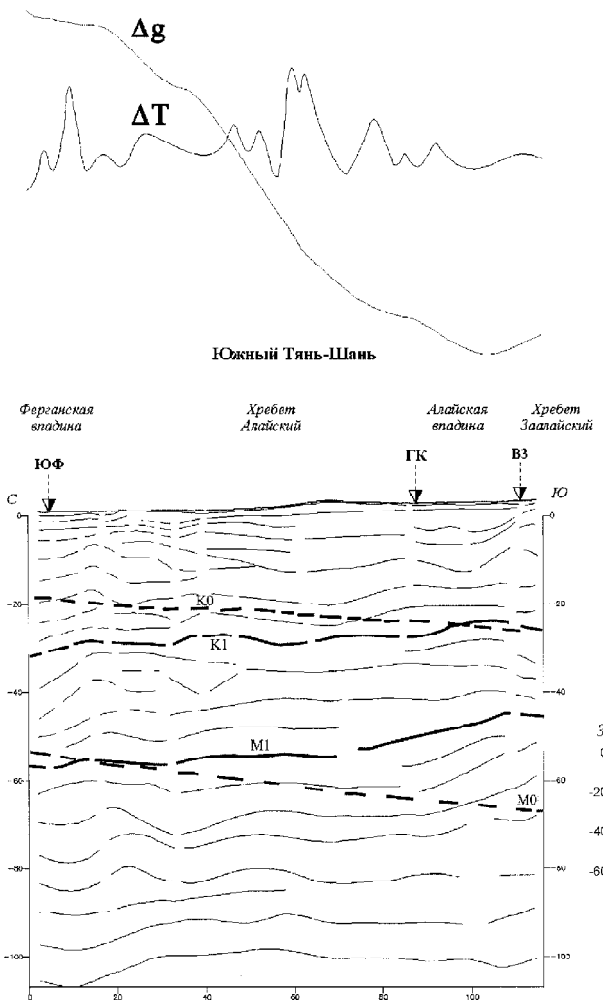


Рис. II.5.5. Скоростной разрез по профилю Чийли–Музкол (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

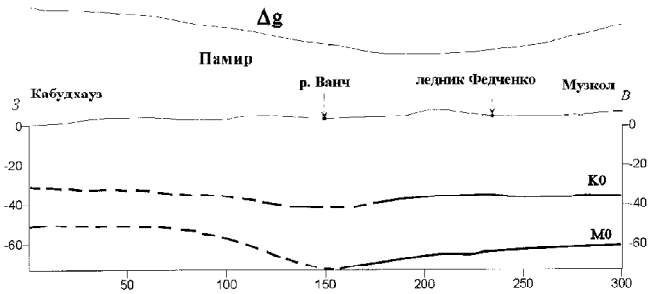


Рис. II.5.6. Скоростной разрез по профилю Кабудхауз–Музкол (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Кривая аномалий силы тяжести в региональном плане имеет минимум в центральной части профиля, который согласуется с положением опорных сейсмических границ.

ПРОФИЛЬ ВУАДИЛЬ–АБАДАН

По профилю Вуадиль–Абадан (ВА) фиксируется прогиб поверхности Мохоровичича в центральной части Ферганской впадины для продольных и непродольных годографов при взрывах в пунктах, расположенных на западном и восточном замыкании впадины. Максимальное погружение поверхности М01, по данным Ф.Х. Зуннунова с коллегами [1977] составило 48 км. Эти данные вынесены на профиль Сох-Коканд-Ангрен (СА) (см. рис. II.5.15). На юг и север поверхность М вздымается до глубины соответственно 46 км на севере и 44 км на юге.

Приподнятое залегание поверхности М в южной (до 35 км) и юго-восточной (38 км) частях Ферганской впадины было зафиксировано И.Л. Нерсесовым, В.Н. Крестниковым [1962] и А.С. Алексеевым с соавторами [1971] по сейсмологическим данным. Зона сокращенной толщины коры узкой полосой протягивается вдоль северных предгорий Алайского и Туркестанского хребтов. В южном направлении подошва коры резко погружается до 55 км под осевые части этих хребтов.

Аномалии силы тяжести в региональном плане имеют минимум в центральной части профиля, который согласуется с положением опорных сейсмических границ.

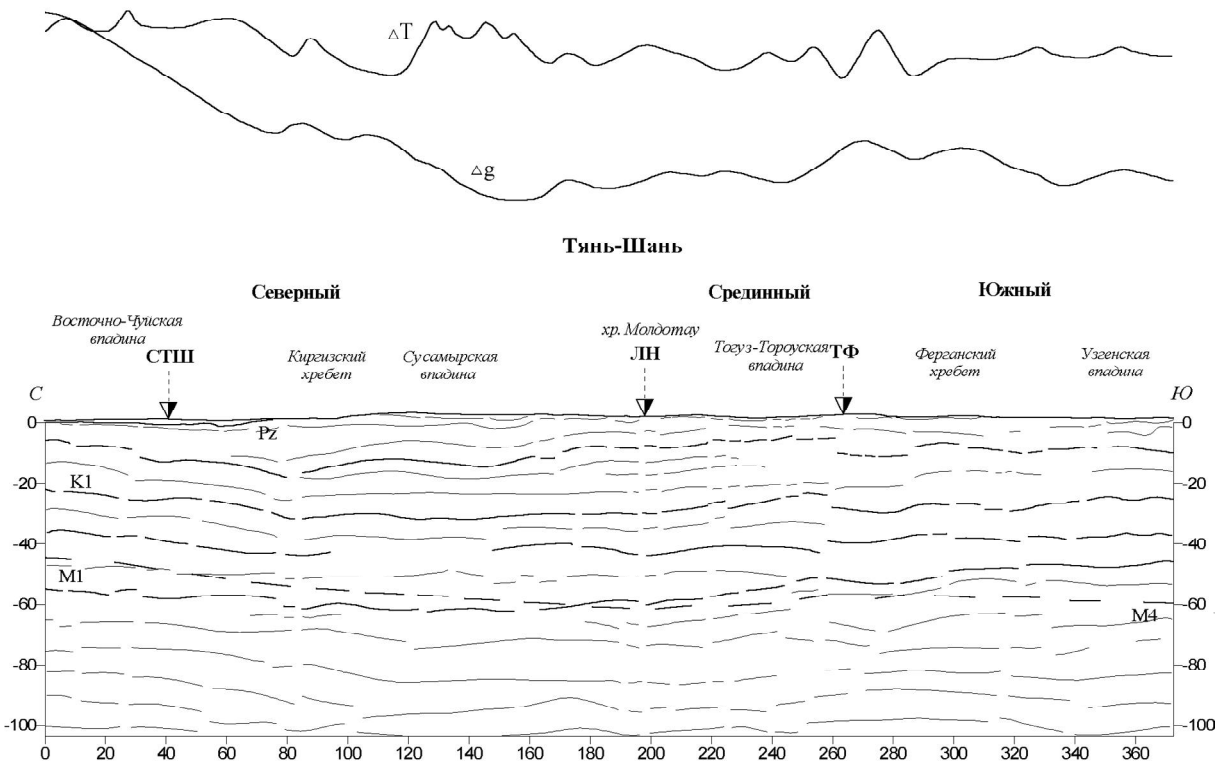


Рис. II.5.7. Скоростной разрез по профилю Беловодское–Узген (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Профили МОВЗ

ПРОФИЛЬ БЕЛОВОДСКОЕ–УЗГЕН

На рисунке II.5.7 приведен разрез по профилю Беловодское–Узген (БКУ). В его северной части зафиксированы интенсивные максимумы силы тяжести и магнитного поля, которым в верхней части коры соответствует блок пород повышенной плотности и намагниченности мощностью до 20 км с включением тел основного состава. Центральную и южную часть Восточно-Чуйской впадины в широтном направлении сечет зона Северо-Тяньшанского глубинного разлома (СТШ), ширина которой достигает 15 км. По поведению сейсмических границ обмена хорошо фиксируются субвертикальные зоны тектонических нарушений. Максимальные глубины залегания поверхности Мохоровичича (M1) фиксируются под Киргизским и Сусамырским хребтами.

Участку профиля от Сусамырской впадины до Таласо-Ферганского разлома соответствует в верхней части земной коры блок пород мощностью до 20 км с пониженной плотностью, в котором преобладают гранитоиды и гнейсы кислого состава. На участке профиля от линии Николаева (ЛН) до Таласо-Ферганского разлома (ТФ) фиксируется резкое уменьшение глубины залегания всех границ обмена, а поверхности M1 –- до 50 км.

Таласо-Ферганский разлом (ТФ) отмечается смещением некоторых границ обмена на 3–5 км, но по поверхности M1 смещение не выражено. Далее на юг граница M1 поднимается до глубин 47 км. Наличие высокоплотных пород основного состава юго-западнее Таласо-Ферганского разлома подтверждается максимумами аномалий силы тяжести и магнитного поля.

Области Срединного Тянь-Шаня соответствуют, в целом, пониженные значения силы тяжести, свидетельствующие о значительной мощности (10 км) пород пониженной и нормальной плотности (осадочных пород и гнейсов).

Границы обмена фиксируются до глубин 100 км, причем ведут они себя согласно с основными границами. В поведении границ обмена следует отметить следующую закономерность. В северной части профиля они приподняты, и К1 залегает на глубине 21 км, а М1 на 55 км. Под Киргизским и Сусамырским хребтами границы обмена наиболее опущены. Далее на юг границы, в целом, воздымаются. Высоты в региональном плане от севера к югу увеличиваются и согласуются с общим подъемом основных границ обмена в южной части профиля.

По сейсмологическим данным Ю.И. Тарасенко [1993], поверхность Мохоровичича (М4) погружается от 45 км на севере профиля до 60 км под хребтом Молдотау. Далее к югу она поднимается до глубины 56 км, что согласуется с общим поведением значений силы тяжести и поведением границ обмена по данным МОВЗ.

ПРОФИЛЬ ЗОРКУЛЬ–САРЫТАШ–УЗГЕН

Разрез по этому профилю (ЗСУ) приведен на рисунке II.5.4. Рассматриваемый профиль является частью международного геотраверза Индостанский щит–Гималаи–Каракорум–Памир–Тянь-Шань–Туранская плита.

Он пересекает Памир, Южный и Срединный Тянь-Шань. На нем проведены сейсмические наблюдения типа точечного зондирования с отдельными участками кусочно-непрерывного профилирования. Следует отметить большую дискретность системы наблюдения, ограниченность количества источников возбуждения в условиях высокогорного рельефа и, как следствие, малую информативность результативного сейсмического разреза. На участке Токтогул–Каракуль разрез более информативен, так как здесь имеются данные кусочно-непрерывного профилирования по взрывам и достаточно представительный материал по землетрясениям,

Значения скорости в приповерхностной части разреза составляют 5,0–5,5 км/с, а на глубине 32–42 км возрастают до 6,6 км/с. На глубине 32–50 км установлена зона пониженной скорости мощностью 6–12 км, характеризующаяся скоростью 5,5 км/с при скорости во вмещающей среде 6,6–6,8 км/с. Значения скорости от 6,8 до 7,2 км/с, соответствующие нижней части консолидированной земной коры, приближенно определены по данным обработки фрагментарных годографов отраженных волн.

На всем протяжении профиля отчетливо устанавливается возрастание скорости продольных волн с глубиной. Вертикальные градиенты изменения скорости явно превышают горизонтальные в верхней части разреза до глубины 5–7 км. Нарастание скорости от 3,5–4 км/с вблизи дневной поверхности до 6,0 км/с на глубинах 6–7 км, очевидно, связано с уплотнением пород под влиянием давления, что подчеркивается разрушенностью верхней части разреза. Глубже 7 км более четко сказывается латеральная неоднородность коры и расчленение ее на блоки. Вдоль профиля выделяется четыре блока: Южно-Памирский, Северо-Памирский, Алайский и Восточно-Ферганский.

Южно-Памирский блок охватывает территорию между Южно-Памирским и Танымасским (Акбайтальским) разломами. На глубине 72 км в южной части блока построены отражающие площадки, приуроченные к границе Мохоровичича. По интерпретации Г.В. Краснопевцевой и А.В. Шевченко [1998], на глубинах 65–75 км фиксируется граница М по данным проходящих волн от землетрясений. Интервал неопределенности на юге блока составляет 3 км, а на севере достигает 10 км. На глубине 38–41 км фиксируется протяженная граница обмена. Выше по разрезу наблюдаются еще 3 границы обмена, залегающие субгоризонтально.

В гравитационном поле этому блоку соответствуют минимальные значения, что в целом соответствует глубокому залеганию поверхности М.

Северо-Памирский блок земной коры ограничен с севера Вахш-Заалайским (Северо-Памирским) глубинным разломом. В этом блоке на глубине 2 км, залегают высокоскоростные включения мощностью 2–3 км, соответственно характеризующиеся скоростями 6,0–6,6 км/с. Расчеты указывают на существование слоев пониженной скорости (до 6,0 км/с) на глубинах 23–32 и 40–47 км. Отражающий горизонт располагается в подошве волновода и, возможно, соответствует поверхности Конрада.

По интерпретации Г.В. Краснопевцевой и А.В. Шевченко [1998], на глубинах 65–80 км фиксируется граница М по данным проходящих волн от землетрясений. Интервал неопределенности положения этой границы достигает 10 км. На глубине 35–45 км фиксируется протяженная граница обмена, залегающая согласно с границей М. Выше по разрезу наблюдаются еще 5 коротких границ обмена, погружающиеся на юг.

В гравитационном поле этому блоку соответствует относительный минимум, который соответствует прогнутой части поверхности М. Относительный максимум силы тяжести в северной части профиля согласуется с приподнятым положением границ обмена в верхней части разреза.

Алайский блок соответствует Южно-Тяньшанской складчатой зоне. На севере он ограничен Южно-Ферганским разломом. Верхняя часть разреза мощностью 2–3 км характеризуется скоростями 6,0–6,6 км/с. Ниже, в интервале 16–20 км, размещается волновод со скоростью 6,0 км/с. По интерпретации Г.В. Краснопевцевой и А.В. Шевченко [1998], в южной части блока на глубинах 60–70 км фиксируется граница М (проходящие волны от землетрясений). Интервал неопределенности положения поверхности М на юге блока достигает 7 км. На глубине 35–40 км фиксируется протяженная граница обмена. Выше по разрезу наблюдаются еще 4 границы обмена, залегающие субгоризонтально.

Поверхность М по данным сейсмологии и по результатам интерпретации аномалий силы тяжести, резко воздымается в северном направлении от 65 до 47 км.

Восточно-Ферганский блок представлен только южной частью на профиле и ограничен с юга Южно-Ферганским разломом. В этом блоке отмечено ступенчатое уменьшение глубины залегания скоростной поверхности 6,5 км/с до 12 км. По интерпретации Г.В. Краснопевцевой и А.В. Шевченко [1998], в южной части блока на глубинах 55 км фиксируется граница М. На глубине 20 км фиксируется граница обмена.

Таким образом, по профилю Зоркуль–Сарыташ-Узген установлено сложное слоисто-блоковое строение земной коры. Как в Алае, так и на Памире отмечены повышенные мощности земной коры (65–72 км). Наименьшими скоростями в коре характеризуется Северо-Памирский блок. Увеличение мощности нижнего этажа коры в южном направлении сопровождается общим нарастанием мощности земной коры от 55 до 72 км.

ПРОФИЛЬ ХОДЖЕНТ–КАРАУНГУР

Этот профиль (ЛК) имеет субширотное направление и расположен в Ферганской впадине (рис. II.5.8). По данным И.С. Вольвовского и др. [1961] было получено синклинальное строение Ферганской впадины по глубинным сейсмическим границам земной коры. Осадочный слой мощностью до 5,5–9 км снизу ограничен скоростной границей 6,0 км/с. Граница М залегает в западной части профиля на глубине 42 км, в центральной части профиля – на глубине 54 км и в восточной части – на глубине 45 км. По профилю отмечается согласное поведение всех сейсмических границ.

По двухмерному варианту интерпретации Ф.Х. Зуннунова, сейсмические границы, расположенные ниже поверхности палеозоя, залегают горизонтально, а поверхность Мохоровичича даже приподнята под центральной частью впадины. В пределах земной коры условно выделены следующие слои: базальтовый, гранитный и осадочный.

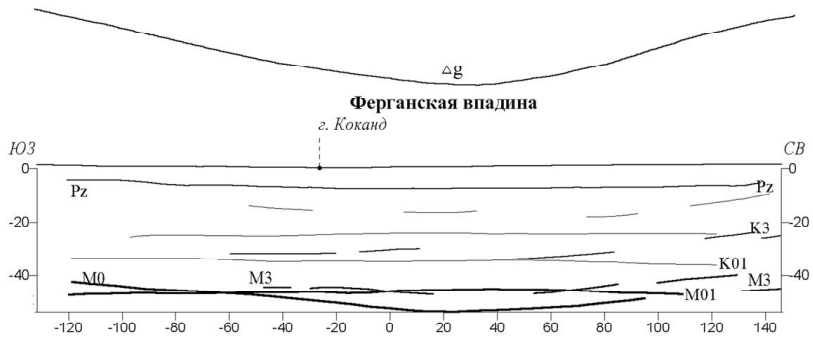


Рис. II.5.8. Скоростной разрез по профилю Ходжент–Караунгур (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Базальтовый слой имеет мощность 11–13 км и незначительно увеличивается в западном направлении. Снизу слой четко ограничен границей М01, а сверху – границей К01. Он характеризуется пластовой скоростью порядка 7,0 км/с. Были подобраны эквивалентные ему модели с волноводом мощностью 6 км и скоростью 6 км/с, ограниченным сверху толщей мощностью 3 км со скоростью 7,1 км/с и снизу толщей мощностью 3 км со скоростью 7,2 км/с. Граница К01 залегает на глубинах 35–37 км.

Гранитный слой разделяется на два подслоя: нижний – диоритовый и верхний – гранито-гнейсовый. Диоритовый подслой обладает мощностью 9–12 км и увеличивается в восточном направлении. Слой характеризуется пластовой скоростью 6,4–6,5 км/с. Гранито-гнейсовый подслой обладает переменной мощностью 16–21 км, с непрерывным нарастанием скорости с глубины от 6,0 до 6,3 км/с или эквивалентной моделью с тремя волноводами мощностью по 2 км со скоростью 6,0–6,1 км/с.

По данным А.Р. Митрофановой и С.А. Зуевой [1972], сейсмические границы, соответствующие поверхности Мохоровичича (М3), Конрада (К3) и гранитного слоя имеют синклинальную форму залегания. Граница М3 залегает согласно границе М01 и, по данным И.С. Вольвовского и др. [1961, 1962б], расположена выше на 4–6км.

ПРОФИЛЬ АКТЮЗ–АТБАШИ

В северной части профиля (рис. II.5.9) зафиксирован интенсивный максимум силы тяжести, которому в верхней части коры соответствует блок пород повышенной плотности мощностью до 15 км с включением тела основного состава мощностью до 10 км. Казахстанскими исследователями здесь зафиксированы два разлома – Алма-Атинский (АА) и Заилийский. Оба они представляют здесь зону Северо-Тяньшанского разлома, ширина которой достигает 12 км. Поверхности сместителей падают на север под углом 70–80°. Она сечет всю земную кору, амплитуда смещения поверхности М достигает 2 км. Разломы этой зоны активизировались в новейшее время.

Вблизи Алма-Атинского разлома (АА) по данным гравиметрии фиксируется четкий плотностной контакт пород в верхней части земной коры. Заилийский же разлом не фиксируется в гравитационном поле, располагаясь в поле гранито-гнейсового состава. По поведению сейсмических границ К1, М1 зафиксированы зоны тектонических нарушений.

Участку профиля от Алма-Атинского (АА) до Центрально-Терскейского (ЦТ) разломов в верхней части земной коры соответствует мощный блок пород с нормальной плотностью, в котором гнейсы занимают преобладающую роль. Кроме того, здесь присутствуют сильномагнитные поро-

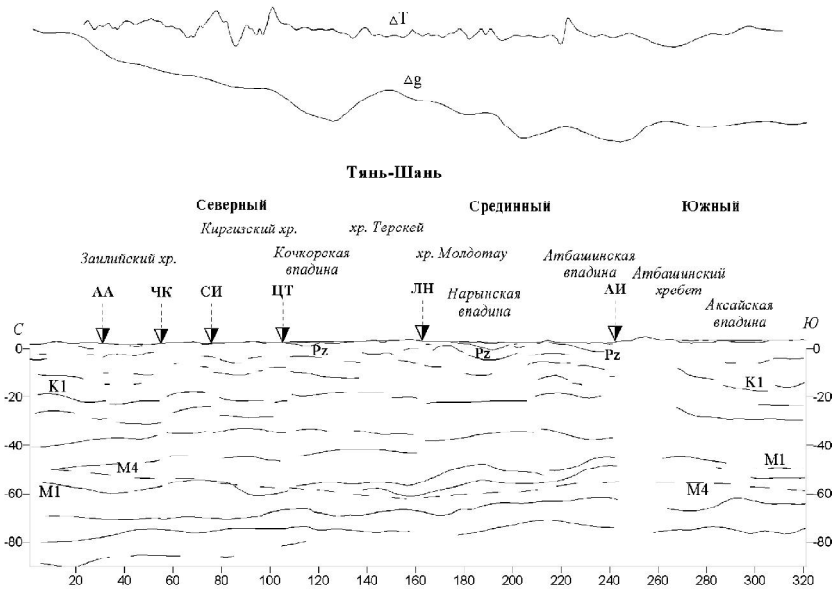


Рис. II.5.9. Скоростной разрез по профилю Актюз–Атбаши (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

ды со щелочным составом. Наиболее магнитны сиениты Кызыл-Омпульского массива. В этом блоке зафиксированы наибольшие глубины залегания поверхности М1 (до 62 км).

Участку профиля от Центрально-Терскейского разлома (ЦТ) до Нарынской впадины в верхней части разреза соответствуют как малоплотные породы (граниты), так и высокоплотные (мафиты). Максимальной мощности (до 12 км) граниты достигают в районе Кочкорской впадины, а мафиты – в Терскейском хребте. Этому участку профиля соответствует прогнутое положение поверхности М1. Интенсивные магнитные аномалии (до 800 нТл) севернее Кочкорской впадины обусловлены сильномагнитными сиенитами ортотокойского комплекса. Четкими плотностыми контактами, по гравиметрическим данным, фиксируется местоположение зоны Центрально-Терскейского разлома. Южнее линии Николаева сейсмометрическими и гравиметрическими данными фиксируется скрытое нарушение. Сама линия Николаева в гравиметрических данных проявлена очень слабо.

Области Срединного Тянь-Шаня соответствуют, в целом, пониженные значения силы тяжести, свидетельствующие о значительной мощности (15 км) пород пониженной и нормальной плотности (осадочных пород и гнейсов). В положении границы М1 здесь фиксируется относительный прогиб на фоне общего воздымания ее в южном направлении. Местоположение Атбаши-Иныльчекского разлома (АИ) четко фиксируется в гравитационном поле по наличию плотностного перепада между блоками пород в его крыльях.

В поведении границ обмена следует отметить следующую закономерность. В северной части профиля они приподняты, и К1 залегает на глубине 19 км, а М1 на 54 км. Под Киргизским хребтом они залегают на глубинах соответственно 22 и 62 км. Под северными склонами Терскейского хребта эти границы опущены до глубин 25 и 54 км. Далее на юг границы в целом воздымаются, и в Аксайской впадине они залегают на глубинах 10–17 и 46–48 км. Высоты в региональном плане с севера на юг увеличиваются и согласуются с общим подъемом основных границ обмена. Другие границы обмена ведут себя согласно основным границам, что не согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении. По сейсмологическим данным Ю.И. Тарасенко [1993], поверхность Мохоровичича (М4) погружается от 45 км на севере профиля до 60 км в центральной части его. На юге глубины опять уменьшаются до 56 км, что не согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении. Если разность глубин между данными МОВЗ и сейсмологии на профилях Жаланаш-Сарыджаз и Барскаун-Узенгегуш составляет 20 км, то на рассматриваемом профиле она в два раза меньше.

ПРОФИЛЬ ЖАЛАНАШ–САРЫДЖАЗ

Этот профиль (ЖС) на севере пересекает Иссыккульскую впадину (рис.II.5.10). Этому участку соответствует региональный минимум силы тяжести, границы которого выходят за пределы распространения малоплотных мезозой-кайнозойских пород. В магнитном поле впадине соответствуют положительные значения. На основании интерпретации гравимагнитных аномалий получается, что домезокайнозойский фундамент слагают сильно магнитные сиениты и гранитоиды (в центральной и южной частях впадины), мощность которых достигает 5–7 км, и немагнитные осадочные толщи палеозоя (в северной части впадины). Все это подстилается, по-видимому, гнейсовыми комплексами докембрия.

В северной части профиля, по данным казахстанских сейсмологов, расположен Северо-Иссыккульский разлом (СИ), плоскость сместителя которого падает на север под углом 80° и пересекает гранитный и базальтовый слои. Интерпретация гравиметрических аномалий показала, что здесь, под субгоризонтальной (2–3 км) пластиной гранитов, залегают высокоплотные породы (эффузивы, мафиты) мощностью до 7 км, которые в южном направлении обрываются зоной Северо-Иссыккульского разлома. Высокоплотные породы залегают внутри блока пород повышенной плотности (сланцы) мощностью до 12 км, под которыми располагаются гнейсовые толщи. В низах гранитного слоя, плоскости сместителя разлома (СИ) соответствует перепад плотностей +0,11, а в базальтовом слое плотностной перепад соответствует +0,35. Таким образом, к северу от Северо-Иссыккульского разлома земная кора на всю свою мощность более плотная, чем к югу от нее. Этот

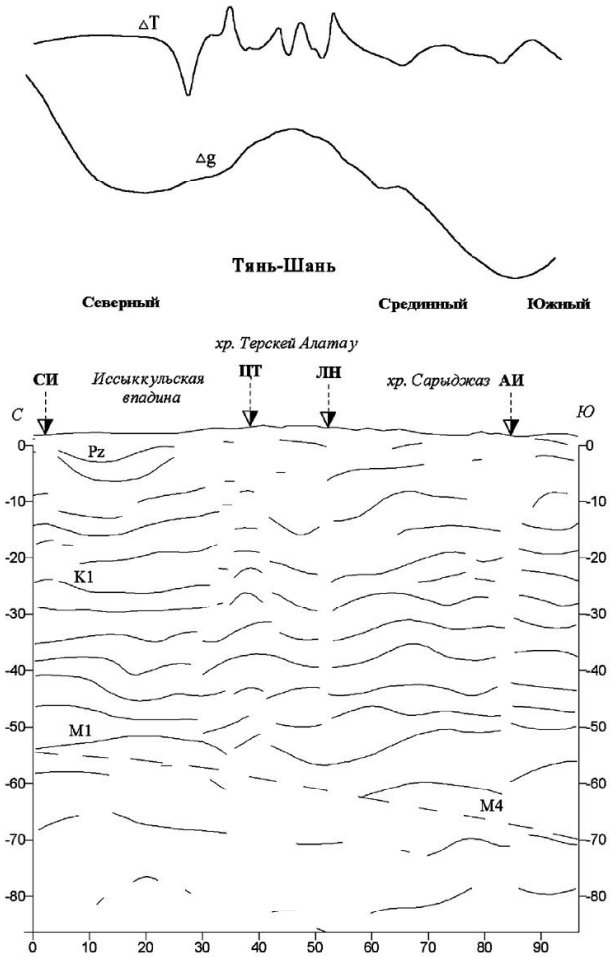


Рис. II.5.10. Скоростной разрез по профилю Жаланаш–Сарыджаз (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

аномально плотный блок характеризуется высокой сейсмической активностью. Очаги землетрясений (14–19 классов) концентрируются в верхних частях базальтового слоя.

На участке сочленения Иссыкульской долины и северных предгорий в хребтах Терскей-Тегерек в магнитном поле зафиксирован интенсивный минимум (-400 нТл). По-видимому, он объясняется размагничиванием пород по зоне Центрально-Терскейского разлома (ЦТ).

На участке профиля, соответствующему Терскейскому и Сарыджазскому хребтам, в гравитационном поле зафиксирован региональный максимум, количественные расчеты которого показали наличие блока пород повышенной плотности, представленного сланцевыми комплексами. Форма блока – синклинорная при максимальной мощности 12 км. Внутри блока расположено тело высокоплотных пород мощностью до 5 км, представленное породами основного состава. Границы раздела земной коры К1, М1 (по данным МОВЗ) под этим блоком имеют относительные прогибы, причем амплитуда прогиба по границе М1 достигает 5 км. Местоположение важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (линии Николаева ЛН) фиксируется в гравитационном поле в виде слабой ступени. Несколько южнее расположен интенсивный максимум магнитного поля, обусловленный сильномагнитными щелочными нефелиновыми сиенитами, метасоматитами Чон-Ашуйского комплекса.

Южной части профиля соответствует региональный минимум силы тяжести. По данным количественных расчетов, в разрезе расположены мощные толщи (до 10 км) пород низкой (граниты) и нормальной (гнейсы, осадочные толщи палеозоя) плотности. Положение Атбаши-Иныльчекского (АИ) разлома совпадает с минимальными значениями гравитационного поля. Сейсмические гра-

ницы К1, М1 расположены на глубинах 31 и 51 км, соответственно, и имеют “зоны тектонических нарушений” (по данным МОВЗ). Сейсмическая активность этого участка высокая, в низах “гранитного” слоя расположены очаги землетрясений 11-16 классов.

В поведении границ обмена следует отметить следующую закономерность. В северной части профиля они приподняты, и К1 залегает на глубине 20 км, а М1 – на 53 км. Под Иссыккульской впадиной и северными склонами Терскейского хребта эти границы опущены до глубин 25 и 54 км соответственно. Далее на юг границы в целом воздымаются до глубин 19 и 50 км. Высоты в региональном плане от Иссыккульской впадины к югу увеличиваются и согласуются с общим подъемом основных границ обмена. Часть других границ обмена ведет себя согласно с основными границами, что не согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении. По сейсмологическим данным Ю.И. Тарасенко [1993], поверхность Мохоровичича (М4) погружается от 54 км на севере профиля до 70 км на юге, что согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении.

ПРОФИЛЬ БАРСКАУН–УЗЕНГЕГУШ

Разрез по профилю Барскаун–Узенгегуш (БУ) представлен на рисунке II.5.11. Общая структура разреза земной коры по данному профилю аналогична структуре по профилю Жаланаш–Сарыджаз. Иссыккульской впадине соответствует минимум силы тяжести (с учетом интерполяции) и максимум в магнитном поле, что объясняется преобладанием в ее домезозойском фундаменте гранито-гнейсов и высокомагнитных сиенитов. Сейсмические границы К1, М1 (с учетом интерполяции) имеют приподнятое положение по отношению к горному обрамлению.

В северной части профиля фиксируется высокоплотный блок с телами основного состава в общей сланцевой толще. Гранитоиды составляют небольшую долю, залегая в виде субгоризонтальных пластин, мощностью до 3 км. Исключение составляет Чилико-Кеминская грабенообразная зона, в верхней части представленная гранитами до глубины 7 км. Плоскость сместителя разлома падает на север под углом 75°. Разлом хорошо фиксируется по геоморфологическим признакам (ширина его зоны составляет 3 км). В верхней части разреза он представлен ветвящейся сетью менее крупных тектонических нарушений, подновленных в альпийское время, которые образуют грабенообразную форму. К зоне этого разлома тяготеют очаги сильных землетрясений 12–19 классов.

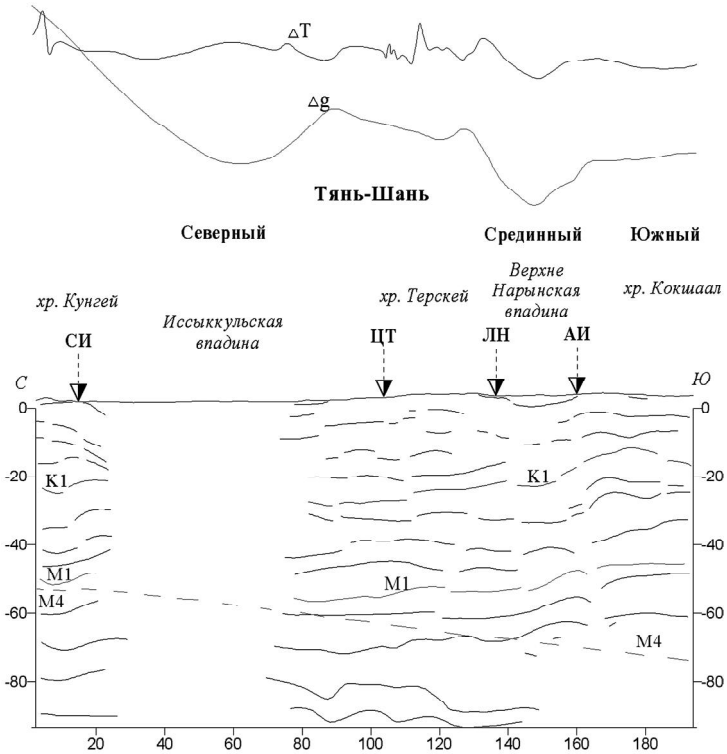


Рис. II.5.11. Скоростной разрез по профилю Барскаун–Узенгегуш (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Вдоль южных подножий Кунгейского хребта проходит Северо-Иссыккульский разлом (СИ). По данным казахстанских исследователей, он менее глубинный, чем Чилико-Кеминский. По гравиметрическим данным, в глубоких частях земной коры фиксируется только одна плотностная, по-видимому, субвертикальная граница раздела комплексов пород с плотностным перепадом +0,2, причем более плотные породы расположены к северу. В верхних частях разреза фиксируется плотностной контакт (с падением на север под углом 60°), расположенный в 7 км севернее указанного Северо-Иссыккульского разлома. В магнитном поле (наземные наблюдения) зоне разлома соответствует интенсивный минимум, который связан, по-видимому, с зоной дробления и размагничивания пород Чилико-Кеминского разлома.

Области хребта Терскей-Тегерек соответствует максимум силы тяжести. По данным количественных расчетов здесь выделяется два тела основного состава мощностью 5–7 км, северное из которых расположено у южной границы Иссык-кульской впадины, а южное – в приводораздельной части хребта. На глубинах 3–10 км хребет сложен комплексами пород повышенной плотности (сланцы). Интрузии кислого состава имеют ограниченное распространение на глубину (до 2–5 км). Этому участку профиля соответствует прогнутое положение сейсмических границ К1, М1. К югу от Терскейского хребта основные границы обмена поднимаются в южном направлении до глубин 14 и 46 км соответственно.

Области Срединного Тянь-Шаня соответствует интенсивный минимум силы тяжести, отрицательные значения магнитного поля и относительно прогнутое положение границ К1, М1. Этот участок земной коры наиболее гранитизирован по сравнению с другими (мощность гранитов достигает 10 км). Местоположение линии Николаева (ЛН) четко фиксируется в виде плотностного вертикального контакта в верхней части земной коры. Центрально-Терскейский разлом (ЦТ) в гравитационном поле не находит отражения. В магнитном поле вблизи него зафиксировано дифференцированное поле с отрицательными и положительными аномалиями.

Области Южного Тянь-Шаня соответствует увеличение силы тяжести, незначительный минимум магнитного поля и наиболее приподнятое положение границ К1, М1. Местоположение Атбаши-Иныльчекского разлома (АИ) фиксируется плотностным перепадом в верхней части земной коры и значительным уменьшением глубин залегания границ К1, М1 к югу.

В поведении границ обмена следует отметить следующую закономерность. В северной части профиля границы К1 и М1 залегают глубине 25 км и 52 км соответственно. Под северной частью Иссыккульской впадины фиксируется резкий подъем границ до глубин 20 и 48 км. На участке сочленения впадины с северными отрогами Терскейского хребта эти границы опущены до глубин 25 и 54 км. Далее на юг границы в целом воздымаются до глубин 28 и 57 км. Высоты в региональном плане от Иссыккульской впадины к югу увеличиваются и согласуются с общим подъемом основных границ обмена. Большая часть границ обмена ведет себя согласно основным границам, что не согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении. По сейсмологическим данным Ю.И. Тарасенко [1993], поверхность Мохоровичича (М4) монотонно погружается от 52 км на севере профиля до 70 км на юге, что согласуется с общим уменьшением значений силы тяжести в южном направлении.

ПРОФИЛЬ СЕВЕРО-ИССЫККУЛЬСКИЙ

На рисунке II.5.12 представлен разрез по Северо-Иссыккульскому профилю (СИС). По данным казахстанских исследователей (Т.А. Акишев, М.М. Розенблат, К.А. Попов, 1987 г.), опорными границами обмена (МОВЗ) являются поверхность внутри гранитного слоя и поверхность Мохоровичича (М1). Выше и ниже этих границ фиксируется около десятка границ обмена. По этим данным, мощность земной коры в зонах Заилийского и Кунгейского хребтов по сравнению с Казахской платформой возрастает на 10–15 км, и мощность базальтового слоя увеличивается до 9 км. Мощность гранитного слоя меняется незначительно, поэтому увеличение мощности коры происходит за счет базальтового слоя. Около 80% землетрясений расположено вблизи подошвы гранитного слоя. В данном районе расположены два широтных профиля МОВЗ: Северо-Иссыккульский

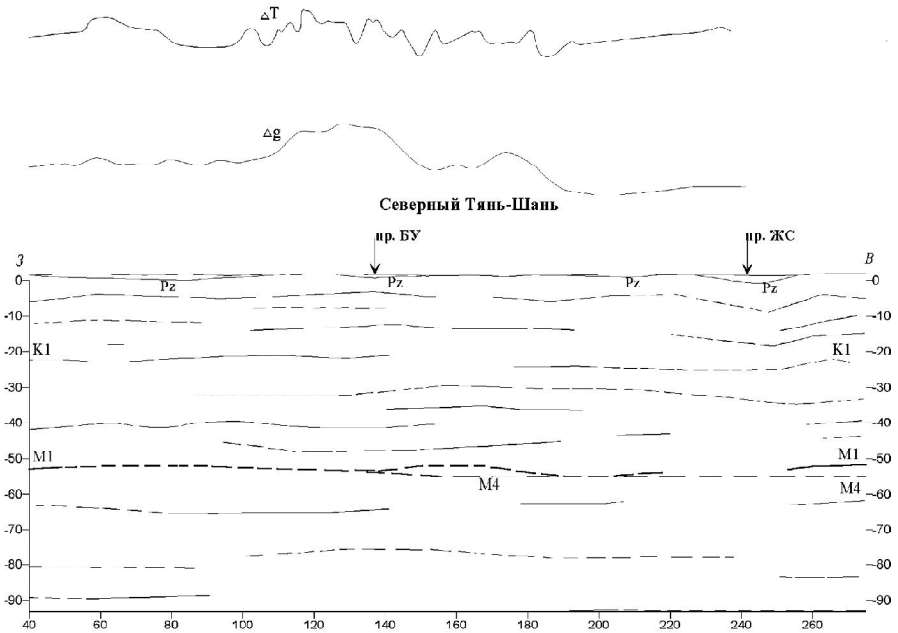


Рис. II.5.12. Скоростной разрез по Северо-Иссыккульскому профилю (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

(СИС) и Чилико-Кеминский (ЧК). Строение земной коры по ним аналогичное, поэтому рассмотрим только один профиль.

Северо-Иссыккульский профиль проходит по северному берегу озера Иссык-Куль и расположен в зоне Северного Тянь-Шаня. Граница М1 в центральной части профиля залегает на глубине 52 км и погружается на запад и восток до 55 км. У восточного окончания профиля граница М1 не прослеживается на протяжении 25 км и затем поднимается до глубины 52 км. Граница К1 в западной части профиля залегает на глубине 22 км. В центральной части она не прослеживается на протяжении 30 км и в восточной части залегает на глубине 25 км.

Значения аномалий силы тяжести с запада на восток по профилю в региональном плане слабо уменьшаются, что согласуется с малым погружением границ обмена К1, М1 в этом же направлении. Локальное повышение поля силы тяжести в центральной части профиля объясняется присутствием в верхней коре пород среднего состава (нормальной плотности) и кислого состава (низкой плотности) в восточной и западной частях профиля. Граница М4, выделенная по сейсмологическим данным Ю.И. Тарасенко [1993], в целом мало отличается от границы М1, выделенной по МОВЗ.

ПРОФИЛЬ ТОКТОГУЛ

Профиль Токтогул (Т) расположен в зоне сочленения Северного и Южного Тянь-Шаня и пересекает Таласо-Ферганский разлом (рис. II.5.13). По данным Н.К. Булина [1971] (МОВЗ), опорной границей обмена внутри гранитного слоя является граница А, которая по профилю залегает субгоризонтально на глубинах 17–15км. В центральной части профиля в блоке, расположенном южнее Таласо-Ферганского (ТФ) разлома, большая часть верхекоровых землетрясений концентрируется выше границы А. Выше и ниже границы А фиксируется до десятка коротких границ обмена. Граница М1 (увязываемая с подошвой земной коры) в северной части профиля залегает на глубине 47 км, в средней части профиля флексурообразно поднимается до глубин 45 км и в южной части профиля располагается на глубине 44 км. Этому изгибу поверхности М1 амплитудой около 2 км пространственно соответствует Таласо-Ферганский разлом (ТФ). Глубже на глубинах до 70 км фиксируются еще две границы обмена. По сейсмологическим данным Е.М. Бутовской [1977], к югу от Таласо-Ферганского разлома поверхность М залегает на глубинах до 60 км. По сейсмологическим же данным Ю.И.Тарасенко [1993], к северу от Таласо-Ферганского разлома поверхность М4 залегает на глубинах 60 км и поднимается к югу до 55 км.

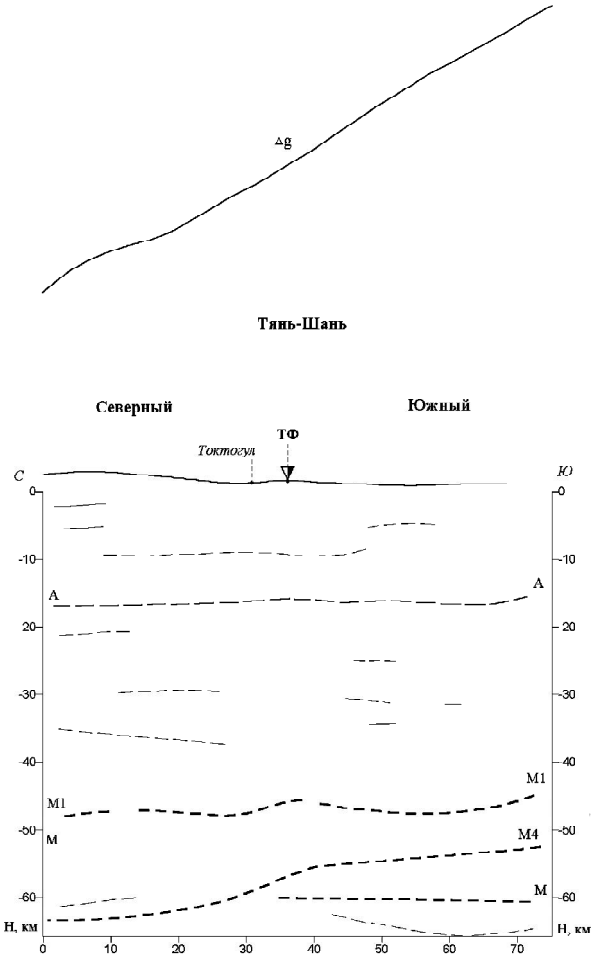


Рис. II.5.13. Скоростной разрез по профилю Токтогул (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Значения аномалий силы тяжести с севера на юг по профилю интенсивно увеличиваются и согласуются с положением границы Мохоровичича, полученным Ю.И. Тарасенко по сейсмологическим данным. Перепад в 2 км по данным МОВЗ недостаточен для объяснения наблюдаемого перепада значений силы тяжести. По данным прямых расчетов, влияние избыточной плотности 0,4 г/см^3 на границе Мохоровичича недостаточно для объяснения поведения наблюденной кривой силы тяжести. Для объяснения подобного аномального распределения поля силы тяжести, необходимо предположить наличие высокоплотных пород основного состава мощностью до 15 км к югу от Таласо-Ферганского (ТФ) разлома и неплотных пород (гранитов, гнейсов) к северу от этого разлома. Причем, мощность пород кислого состава должна быть около 25 км.

ПРОФИЛЬ НАВОИ–САМАРКАНД–АЙНИ

Разрез по профилю Навои–Самарканд–Айни (НСА) приведен на рисунке II.5.14. Этот профиль является восточной частью профиля Кокпатас-Айни и располагается по простиранию Южно-Тяньшанской складчатой системы. Глубины залегания поверхности Мохоровичича получены по результатам интерпретации годографов проходящих волн от глубокофокусных землетрясений и привязаны к глубинам по данным ГСЗ по профилю Карабекаул-Койташ.

Верхняя часть разреза построена по данным МОВЗ. Наиболее четкой границей обмена является поверхность складчатого фундамента. В промежутке Самарканд-Пенджикент профиль пересекает Северо-Тяньшанский глубинный разлом (СТШ), зона которого приходится на погружение поверхности Мохоровичича от 40 км западнее его до 50 км восточнее разлома.

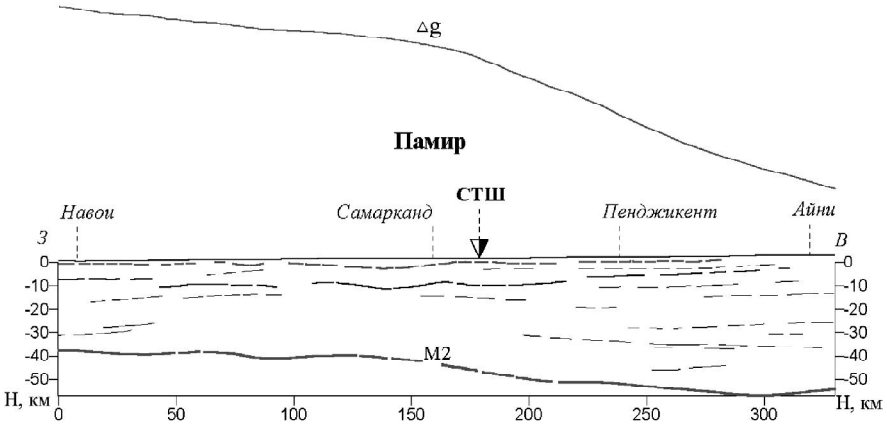


Рис. II.5.14. Скоростной разрез по профилю Навои–Самарканд–Айни (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

Для участка профиля Пенджикент-Айни на глубинах 26 и 35 км прослеживаются границы обмена, но к какой из них приурочена поверхность Конрада, автором [Таль-Вирский, 1982] не указано. В верхней части разреза границы обмена воздымаются в восточном направлении, то есть ведут себя несогласно границе M2.

ПРОФИЛЬ СОХ–КОКАНД–АНГРЕН

Профиль Сох–Коканд–Ангрен (СА) расположен в пределах блоков земной коры, различающихся современной орографической и тектонической обстановками и историей геологического развития. Южный блок охватывает северную часть зоны Южного Тянь-Шаня, центральный блок включает Ферганскую впадину, а северный блок расположен в пределах Кураминских гор. Центральный и северный блок в тектоническом отношении входят в Срединный Тянь-Шань.

На разрезе земной коры (рис. II.5.15) видно, что три названных блока существенно различаются по строению земной коры. В пределах всех блоков прослеживаются много границ обмена МОВЗ, причем опорные границы связаны с поверхностями палеозойского фундамента, гранитного и базальтового слоев (К) и Мохоровичича (М1). Ниже поверхности М1 фиксируются границы обмена до 68 км. Все границы обмена ведут себя согласно –- погружены в пределах Ферганской впадины и

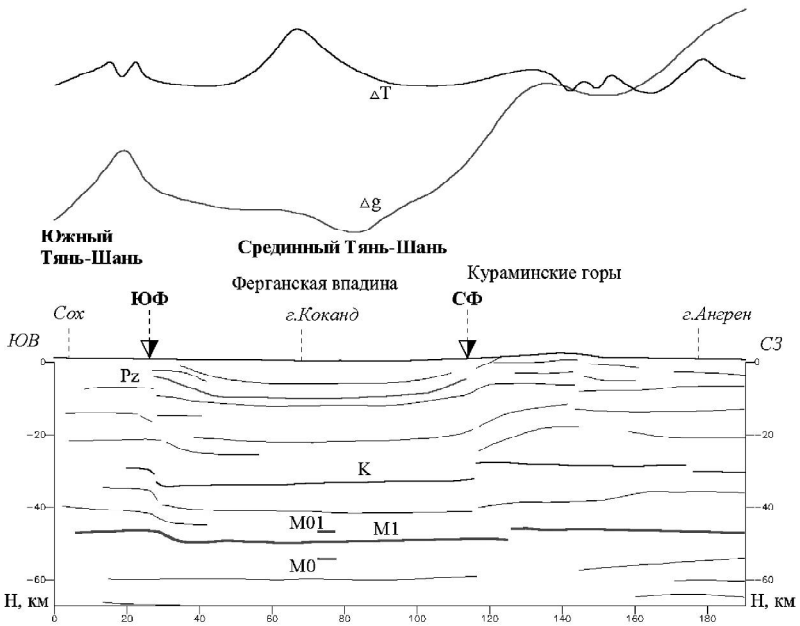


Рис. II.5.15. Скоростной разрез по профилю Сох–Коканд–Ангрен (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

приподняты в северном и южном блоках. Это не противоречит данным ГСЗ по профилю Вуадиль-Абадан (ВА). На границах блоков фиксируются резкие скачки в глубинах залегания границ обмена, указывающие на наличие тектонических нарушений, ограничивающих Ферганскую впадину.

По данным ГСЗ (профиль Ходжент–Кызыл-Унгур в интерпретации Ф.Х. Зуннунова), глубина залегания поверхности М (граница М01) в центральной части Ферганской впадины составляет 46–48 км. По данным ГСЗ в интерпретации И.С. Вольвовского, глубина ее залегания составляет 54 км (граница М0).

Под Кураминскими горами нет данных ГСЗ, и глубина залегания поверхности М принимается по данным В.И. Уломова [1966] и Е.М. Бутовской с соавторами [1977] – 50 км, в то время как по данным МОВЗ она составляет 46 км. Для северной части Южного Тянь-Шаня, по данным Б.Б. Таль-Вирского [1982], характерно резкое погружение поверхности М с глубин 45 км до 55 км, в то время как по данным МОВЗ на профиле наблюдаются глубины 46 км. По смещению всех границ обмена очень четко проявлен Южно-Ферганский разлом (ЮФ), Северо-Ферганский разлом (СФ) проявлен не менее четко по смещению всех границ обмена на 1-3 км.

В первом приближении кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге, если исключить наклоненный к югу региональный фон, согласуется с поведением поверхности М. Однако, если учесть влияние малоплотных мезозой-кайнозойских отложений Ферганской впадины, мы получим относительный максимум над Ферганской впадиной, указывающий на наличие плотных пород, по-видимому, в земной коре.

В магнитном поле в центральной части Ферганской впадины фиксируется интенсивная положительная аномалия, которая указывает на присутствие в фундаменте впадины магнитных магматических пород. По-видимому, аналогичные породы фиксируются геологами на поверхности в Кураминских горах.

ПРОФИЛЬ ТЕРМЕЗ–ДУШАНБЕ–АЛМАЛЫК

Профиль Термез–Душанбе–Алмалык (ТДА) пересекает три крупных блока земной коры, различающихся орографической и тектонической обстановкой. Южный блок охватывает Сурхандарьинскую и Гиссарскую впадины Таджикской депрессии. В палеозое здесь размещалась восточная часть Каракумо-Таджикского (Каратегинского) срединного массива (по В.И. Попову [1938]). Центральный блок включает Южный Тянь-Шань. Северный блок расположен в пределах западного замыкания Ферганской впадины и Кураминских гор.

На разрезе земной коры (рис. II.5.16) видно, что три названных блока существенно различаются по строению земной коры. В пределах Сурхандарьинского блока прослеживаются границы обмена, связанные с поверхностью палеозойского фундамента (PZ), гранитным слоем и поверхностью базальтового слоя (К). Поверхность М определена по результатам интерпретации годогра-

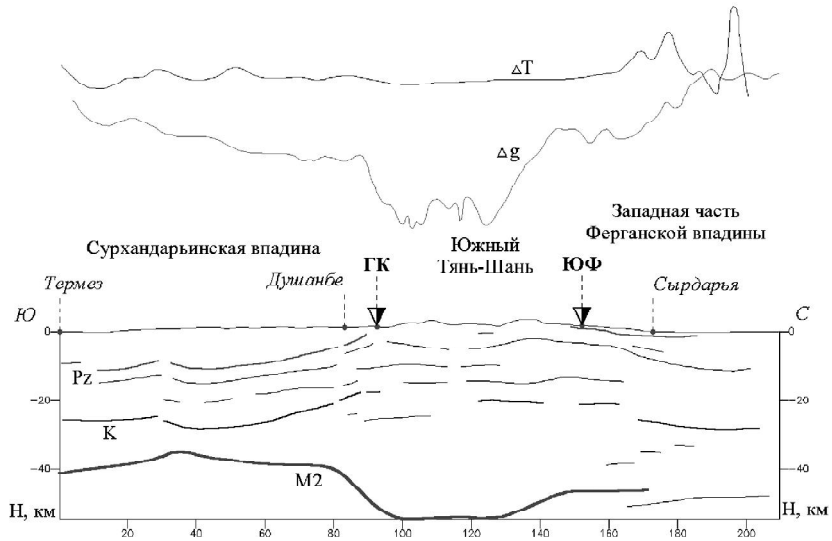


Рис. II.5.16. Скоростной разрез по профилю Термез–Душанбе–Алмалык (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

фов проходящих волн. Верхняя и наиболее четкая граница обмена отождествляется с поверхностью складчатого основания и залегает на глубинах 9–11 км в Сурхандарьинской впадине и на глубине 3–5 км в Гиссарской впадине. Кора Сурхандарьинского блока значительно расслоена. Наиболее четкие сейсмические границы обмена увязываются с поверхностью фундамента и с поверхностью базальтового слоя (К). Обе границы залегают согласно.

Поверхность Мохоровичича по обменным волнам не выделяется, поэтому глубины залегания этой поверхности определены по годографам проходящих волн глубокофокусных Гиндукушских землетрясений (М2). В Сурхандарьинской впадине они изменяются от 35 до 49 км, причем вблизи поверхности М фиксируются только отдельные границы обмена по данным МОВЗ. В Южном Тянь-Шане глубины залегания поверхности М максимальны и достигают 58 км. Севернее они уменьшаются до 45 км, причем на 5 км ниже поверхности М фиксируется еще одна опорная граница обмена по данным МОВЗ. Все границы в коре Южного Тянь-Шаня выпуклы вверх и несогласны с поверхностью М, которая прогнута вниз, образуя под горами как бы их корень мощностью до 20 км, причем на расстоянии до 25 км выше поверхности М2 не фиксируются какие-либо границы обмена по данным МОВЗ.

Указанные блоки земной коры отделяются друг от друга Гиссаро-Кокшаальским (ГК) и Южно-Ферганским (ЮФ) разломами. Первый фиксируется резким увеличением глубины залегания поверхности М2 от 40 до 52 км. Второй расположен вблизи резкого воздымания поверхности М2 от 52 км до 45 км.

В первом приближении кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге хорошо согласуется с поведением поверхности М2. Прямые расчеты по аномалиям силы тяжести от границ гранитного слоя, К и М при избыточных плотностях соответственно 0,08, 0.2 и 0,35г/см^3 [Таль-Вирский и др., 1977, 1982] показали хорошую сходимость. Поэтому относительный минимум под центральным блоком объясняется разуплотнением пород верхней мантии до глубин 150 км. Локальные минимумы аномалий силы тяжести объясняются наличием малоплотных гранитов, выходящих на поверхность в Южном Тянь–Шане.

В магнитном поле горам Южного Тянь-Шаня соответствуют относительно пониженные значения, указывающие на отсутствие магнитных пород в этом блоке. В северном и южном равнинных блоках, наоборот, присутствуют магнитные магматические породы.

ПРОФИЛЬ ФАРАБ–БАБАТАГ

Профиль Фараб–Бабатаг (ФБ) расположен в пределах Каракумо-Таджикского массива и пересекает с запада на восток вкрест простирания неотектонические структуры Бешкентского прогиба, системы поднятий Юго-Западного Гиссара и Сурхандарьинской впадины (рис. II.5.17). По

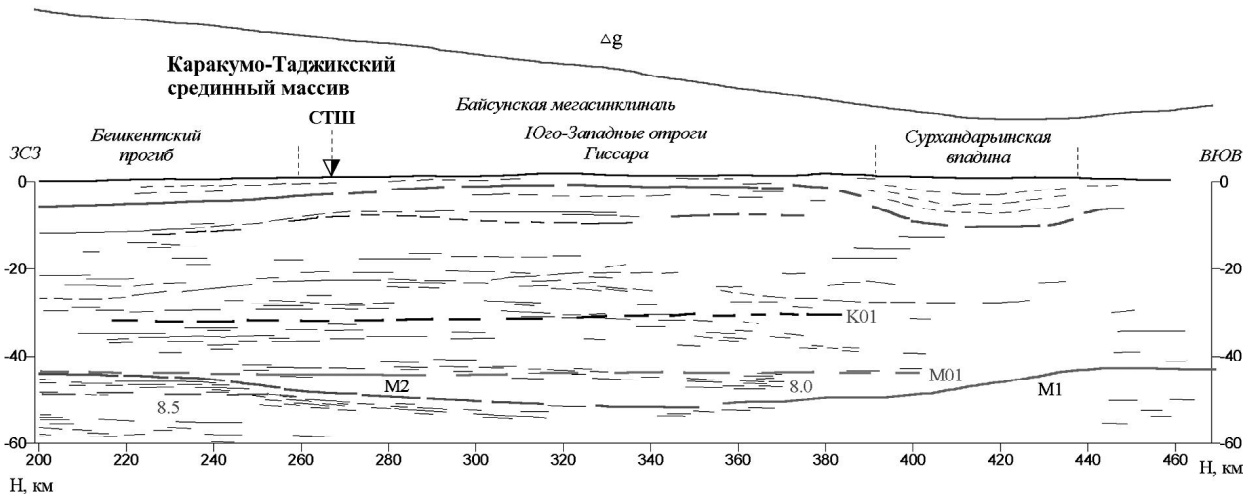


Рис. II.5.17. Скоростной разрез по профилю Фараб–Бабатаг (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3).

этому профилю были выполнены ГСЗ по непрерывным системам и дискретные наблюдения со станциями “Земля”. Глубины залегания поверхности М определялись по отраженным волнам, головным (слаборефрагированным) и проходящим волнам глубокофокусных землетрясений. Эти глубины хорошо согласуются и плавно погружаются в юго-восточном направлении от 40 до 46 км. К востоку от Северо-Тяньшанского (СТШ) глубинного разлома глубины залегания поверхности М увеличиваются до 52 км. Все другие сейсмические границы в коре, включая поверхность К, воздымаются под Юго-Западным Гиссаром, то есть, ведут себя несогласно с поверхностью М. Утолщение земной коры происходит за счет увеличения мощности базальтового слоя, так же как и по профилю Термез–Душанбе–Алмалык (ТДА), и, очевидно, обусловлено новейшими орогеническими процессами.

ПРОФИЛЬ ОБИ-ГАРМ– ДЖЕРГЕТАЛЬ

Профиль Оби-Гарм–Джергеталь (ОД) расположен в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира (рис. II.5.18). Наблюдения МОВЗ по профилю были выполнены в 1964 г. По данным Н.К. Булина [1972], опорной границей обмена внутри гранитного слоя является граница А на глубинах 15–17 км, выше которой расположена большая часть коровых землетрясений. Граница Мохоровичича (М1 по данным МОВЗ) вдоль профиля через крутую флексуру погружается от 42 км на западе до 46 км на востоке. На 7 км глубже нее фиксируется еще одна протяженная четкая граница обмена. Необходимо отметить, что, по данным И.П. Косминской с соавторами [1958], на профиле ГСЗ Кабудхауз–Музкол (КМ), расположенном южнее, глубина залегания поверхности Мохоровичича составляет 50 км, что несколько глубже чем по данным МОВЗ. Обычно эта поверхность по данным МОВЗ не создает четкие обменные волны (см. профиль Термез–Душанбе–Алмалык и др.). Учитывая вышесказанное, можно предположить, что подошва земной коры по этому профилю должна располагаться глубже, чем по данным Н.К. Булина [1972].

Значения аномалии силы тяжести по профилю уменьшаются в восточном направлении, что в основном согласуется с поведением границ М1 и расположенных ниже нее границ.

ПРОФИЛЬ РУШАН–ИРКЕШТАМ

Профиль Рушан–Иркештам (РИ) расположен в зоне Срединного Памира (рис. II. 5.19). Наблюдения МОВЗ по этому профилю были выполнены в шестидесятых годах прошедшего столетия. По данным Н.К. Булина [1972], опорной границей обмена внутри гранитного слоя является

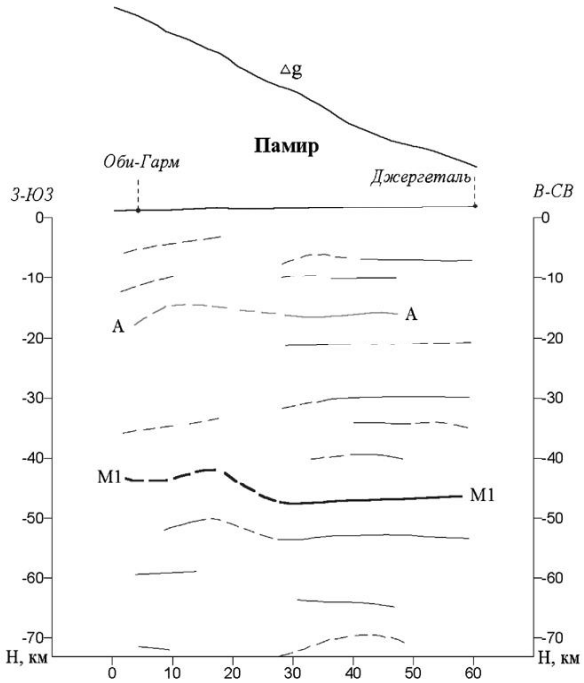


Рис. II.5.18. Скоростной разрез по профилю Оби-Гарм – Джергеталь (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

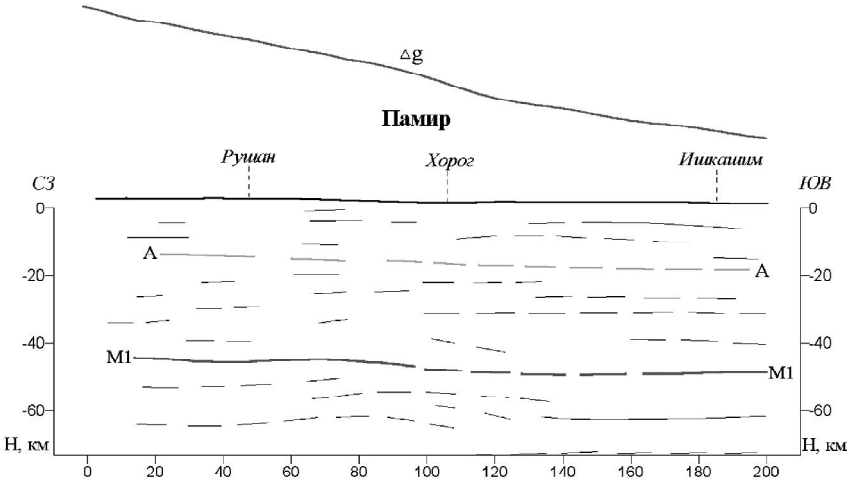


Рис. II.5.19. Скоростной разрез по профилю Рушан–Иркештам (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

граница А на глубинах 15–18 км, выше которой расположено значительная часть коровых землетрясений. Граница М1 (увязываемая по данным МОВЗ с подошвой земной коры) вдоль профиля через очень пологую флексуру погружается от 42 км на севере до 46 км на юге. Глубже нее до глубин 70 км фиксируются еще несколько протяженных границ обмена. Они в средней части профиля по ступеням погружаются в южном направлении. Данные ГСЗ здесь отсутствуют. В южной части профиля расположена Гиндукушская зона глубокофокусных землетрясений, причем в интервале глубин 80–200 км, где сосредоточена большая часть глубокофокусных землетрясений, границы обмена не фиксируются. По аналогии с профилем Зоркуль–Сарыташ–Узген (ЗСУ), где глубина залегания поверхности М достигает 70 км, следует ожидать, что подошва земной коры по данному профилю будет расположена на тех же глубинах, а не на 46 км, установленных по данным МОВЗ.

Значения аномалии силы тяжести по профилю уменьшаются в южном направлении, что в целом согласуется с поведением границ М1 и расположенных ниже.

ПРОФИЛЬ ИРКЕШТАМ–МУРГАБ–РАНГКУЛЬ

Разрез по профилю Иркештам–Мургаб–Рангкуль (ИР), расположенному в зоне Срединного Памира, представлен на рисунке II.5.20. По данным Н.К. Булина [1972], опорной границей обмена внутри гранитного слоя является граница А, которая в начале профиля залегает на глубине 17 км, в центральной части воздымается до 10 км и в конце профиля погружается до 16 км. Выше границы А расположена значительная часть очагов коровых землетрясений. Граница М1 (увязываемая по данным МОВЗ с подошвой земной коры) в южной части профиля залегает на глубине 46 км, в средней части скачком поднимается до глубин 43 км и в конце профиля погружается до 46 км. Глубже нее до глубин 90 км фиксируется еще несколько протяженных границ обмена. В средней части профиля ступенчато они погружаются на несколько километров. Профиль ГСЗ Кабудхауз–Мургаб (КМ), расположенный севернее рассматриваемого, на меридиане р. Ванч (западнее ледника Федченко), фиксирует залегание подошвы земной коры на глубине до 70 км. В восточной части профиль ИР пересекает другой профиль Зоркуль–Сарыташ–Узген (ЗСУ), где глубина залегания поверхности М достигает 67 км. Центральная часть профиля пересекает зону высокой сейсмической активности меридионального направления, западной части которой соответствуют смещения на несколько километров границ обмена поверхности М1 и ниже расположенных границ.

Значения аномалий силы тяжести в центральной части профиля имеют интенсивный минимум, а сейсмические границы М1, А и другие, наоборот, выпуклы вверх, то-есть, имеется явное противоречие. Если учитывать данные ГСЗ, то подошва земной коры должна быть расположена в зоне профиля ИР более глубоко, чем по данным МОВЗ, причем в центральной части разность должна

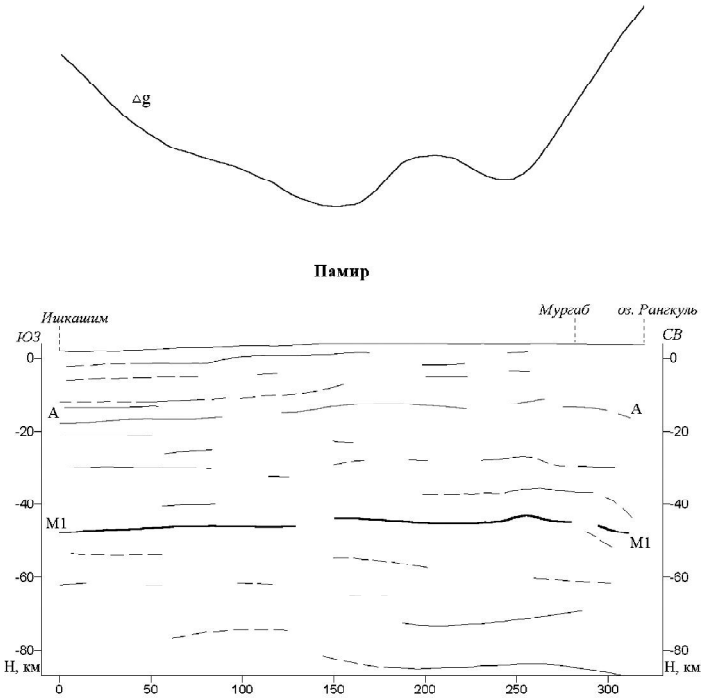


Рис. II.5.20. Скоростной разрез по профилю Иркештам–Мургаб–Рангкуль (см. рис. II.5.2; условные обозначения – на рис. II.5.3)

достигать 25 км, а глубины должны быть увеличены до 70 км для согласования с кривой силы тяжести.

II.6. ТРЕХМЕРНАЯ СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ранее опубликованные [Roecker et al., 1993] результаты предварительного трехмерного картирования скоростных неоднородностей Тянь-Шаня были получены по ограниченному массиву данных, который не позволил определить особенности строения Срединного и Южного Тянь-Шаня. Кроме того, скорости на глубинах 35–50 км не были точно определены в силу недостаточного покрытия сейсмическими лучами этой части земной коры исследуемого региона. Приведенные здесь материалы дают более точное представление о глубинном строении этих зон, что принципиально важно для определения координат возникших в этих районах землетрясений, определения вещественного состава недр и выяснения природы геодинамических процессов.

Исходные данные

Для расчета 3-мерной скоростной модели использовались первые вступления P- и S-волн от 2100 землетрясений, записанных сейсмическими станциями национальной сети сейсмологических наблюдений Киргизстана и локальной телеметрической сети KNET (Kyrgyz NETwork), развернутой в Чуйской впадине (рис. II.6.1, вклейка). Для характеристики пограничных с Киргизстаном областей были привлечены данные китайской, таджикской, узбекской и казахской сетей сейсмических станций. Область исследований ограничена координатами 38,5–43,5° с.ш. и 68–80° в.д. Региональная сеть состоит из 260 сейсмических станций, действовавших в разные периоды времени. В целом, период наблюдений составил 40 лет. Каждая из станций аналоговой сети оборудована короткопериодными (1 сек.) трехкомпонентными сейсмометрами с записью на бумаге со скоро-

стью 120 мм/мин. Телеметрическая сеть включает 10 широкополосных станций, каждая из которых оснащена 3-компонентными широкополосными (0,008–50 Гц) сейсмометрами STS-2. Данные этой сети охватывают период с 1992 по 1998 гг. и дополнены данными региональной сети. Точность определения импульсных вступлений P- и S-волн, записанных региональной сетью, оценивается соответственно в ±0,2 с. и ±0,5 с. Точность определения импульсных времен вступлений P-волн телеметрической сетью наблюдений составляет ±0,01 с. Координаты событий взяты из регионального каталога, составленного в Лаборатории региональной сейсмологии Института сейсмологии НАН КР.

Массив данных расширен сведениями о временах пробега сейсмических волн от землетрясений из Срединного и Южного Тянь-Шаня – областей, ранее неизученных, что позволяет выполнить просвечивание исследуемой территории со всех азимутов. Большее количество событий с энергетическим классом 12 и выше, волны от которых проникают до границы Мохо и несут информацию о свойствах нижней коры и подкорового слоя, обеспечивает достаточное разрешение структуры нижней коры (35–50 км).

Массив первичных данных включает в себя 27285 вступлений P-волн и 23077 вступлений S-волн. Для того, чтобы из этого массива отобрать надежно определенные землетрясения, из которых можно извлечь информацию о глубинной структуре исследуемой территории, весь массив был переопределен в 1-мерной модели M1 [Roecker et al., 1993]. Эта модель является осреднением 3-мерной региональной структуры P- и S-волн. По критериям, предложенным С. Рёкером с соавторами [Roecker et al., 1987], землетрясения были ранжированы, и гипоцентры с неудовлетворительной степенью соответствия наблюденных значений прогнозируемым значениям (среднеквадратичная невязка для которых больше 1 с), а также гипоцентры, которые оказались слишком чувствительны к ошибкам в данных или выбору скоростной модели, были удалены из массива. Такая процедура динамического взвешивания сократила массив исходных данных до 2054 событий с 25800 P- и 22300 S-вступлениями, который мы использовали для 1-мерной и 3-мерной инверсии.

Методика

В работе использован линеаризованный подход к обращению времен пробега, впервые предложенный К.Аки и У.Ли [Aki, Lee, 1976], но со многими изменениями, реализованными в алгоритме С. Рекера, программами которого мы пользовались, чтобы закартировать скоростные неоднородности [Roecker et al., 1993]. Алгоритм позволяет определить 3-мерное скоростное строение исследуемой территории по временам пробега сейсмических волн от землетрясений до приемника и уточнить их координаты. В основе метода лежит решение нелинейного уравнения:

$$t = \int_p u(x)dx \qquad (1)$$

где t – время пробега сейсмической волны от источника до приемника, u – медленность (обратная величина скорости) вдоль трассы p источник–приемник. Время пробега зависит от неизвестного скоростного строения среды, описанного полем медленности u и геометрии лучевой траектории. Задача заключается в определении скорости распространения сейсмических волн по множеству измерений на поверхности. Измеряются времена вступлений сейсмических волн T_{ij} от землетрясения i на станции j

$$T_{ij} = \tau_i + t_{ij},$$

где τ – время в очаге. Известными параметрами являются лишь координаты сейсмоприемника и зафиксированное время вступлений. Координаты источника, лучевые трассы и поле медленности неизвестны (модельные параметры). Используя априорную скоростную модель, лучи трассируются от источника (первое приближение координат) до приемника, и рассчитывается теоретическое время вступлений (T^{cal}). Различия во временах пробега или невязки (res_{ij}) – разность между наблю-

денными (T^{ob}) и расчетным временем вступлений – могут быть вызваны изменениями в скорости вдоль луча и/или неточными координатами гипоцентра. Задача сводится к минимизации невязки посредством корректировки параметров исходной модели. При этом предполагается, что интеграл поправок к параметрам гипоцентров и модели вдоль луча должен быть равным наблюдаемой невязке

$$\int_p \Delta u(x)dx = res_{ij} = T^{obs} - T^{cal} \quad , \tag{2}$$

где $\Delta u(x)$ – поправка к медленности, которую следует определить для точной оценки параметров модели (структуры и гипоцентров). Общего решения задач типа (1) не существует, и поэтому чрезвычайно важен принцип линеаризации, позволяющий найти решение с помощью последовательности итераций. Применимость алгоритма линеаризации для томографической обратной задачи получила доказательство в работе “Сейсмическая томография” [1990]. На каждой итерации алгоритм требует решения системы линейных уравнений, отражающих зависимость между невязками во времени пробега и поправками к гипоцентральным и скоростным параметрам

$$res_{ij} = \sum_{k=1}^{3} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta\tau_i + \sum_{l=1}^{L} \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \tag{3}$$

где x_k представляет координаты гипоцентра, τ_i – время в очаге, а m_l – параметры скоростной модели. Частные производные $\partial T_{ij} / \partial m_l$ – линейные интегралы вдоль трассы, отражают относительное влияние каждого модельного параметра на время пробега сейсмической волны.

Отдельного внимания заслуживают схема представления скоростной структуры, методика расчета лучей и времени пробега вдоль них, метод обращения, а также техника разделения параметров, позволяющие сделать задачу расчетно-выполнимой. Ниже приводится их описание.

Параметризация модели. Расчет времени вступлений, а также частных производных для данной скоростной модели и координат гипоцентра базируется на лучевом трассировании и непрерывной интерполяции скоростного поля. Поэтому сначала описывается поле скоростей. Существует множество способов представления скоростной структуры [Thurber, Elsworth, 1980]. Все они являются лишь приближением к истинной 3-мерной структуре земной коры. В данной работе, следуя С.Рекеру [Roecker et al., 1993], изучаемый регион параметризован массивом слоев, каждый из которых разбит на ряд прямоугольных призм произвольной размерности с постоянной скоростью. По сути этот метод является модификацией схемы обращения “блоков” [Aki, Lee, 1976]. Преимущество такой схемы в том, что поправки к параметрам влияют на скоростную структуру только в окрестности блока. Скорости P- и S-волн указываются независимо для каждого из блоков, и решение по этим волнам ищется отдельно.

Лучевое трассирование. В работе используется метод трассирования приближенного луча [Thurber, Elsworth, 1980], являющийся комбинацией двух известных способов: пристрелки и деформации. Эта техника дает удовлетворительную оценку времени пробега сейсмической волны в горизонтально неоднородной среде и допускает итеративный подход при 3-мерном обращении. Поэтому возможные отклонения, вызванные нелинейностью и выбором стартовой модели снижаются и становится возможным реально оценить результирующие вариации в невязках. Стратегия заключается в аппроксимации среды между каждой парой источник-приемник одномерной латерально осредненной скоростной моделью. Среда подразделяется на ряд горизонтальных слоев, каждый из которых содержит блоки с постоянными скоростями. Для каждой пары источник-приемник скорости в блоках равны арифметическому среднему медленности. Эти осредненные медленности используются в качестве скоростей слоя в 1-мерной модели. Далее рассматриваются прямые и преломленные волны в этой 1-мерной модели, и на основе существующих алгоритмов определяются трассы с минимальным временем пробега. Поскольку 3-мерная модель разделена на блоки, в пределах j блока рассчитывается длина трассы lj. Для множества пар источник-приемник далее решается система i уравнений

$$\Delta Ti = \sum_j l_{ij} \Delta u_j \tag{4}$$

где трассы, пересекающие один блок, могут потребовать коррекции скорости в этом блоке. Информация, содержащаяся в пересекающихся лучевых трассах, придает интегральный эффект системе этих уравнений, способных выявить 2-3-мерные вариации в среде, и введение соответствующих поправок позволяет уточнить структуру.

Обращение. Линеаризованный подход к обращению времени пробега методом наименьших квадратов освещен очень хорошо в работе К.Аки и У.Ли [Aki, Lee, 1976]. Лучевое трассирование, сопровождаемое расчетом частных производных и оценкой времен пробега приводит к линейной системе уравнений (5), матричное выражение которой в целом имеет вид:

$$D = Hh + Mv + e = Ad + e \tag{5}$$

где D – вектор невязок времен пробега; H – матрица частных производных времени пробега по отношению к гипоцентральным параметрам; h – содержит поправки к гипоцентрам; M – матрица частных производных времени пробега по скоростным параметрам; v – поправки к скорости; e – вектор ошибок времени пробега, включающий ошибки измерения времен вступлений, координат станций и гипоцентров, некорректной скоростной модели и ошибки линеаризации; A – матрица всех частных производных; d – вектор поправок на скорость и параметры гипоцентров.

При массиве данных, состоящем из 200 станций, 2000 событий и 3000 модельных параметров, размер матрицы *A* составит 40000w11000. Практическим инструментом для решения таких огромных разряженных матриц становится сингулярное разложение [Lancoz, 1961]. В этой работе использована техника разделения параметров [Pavlis, Booker, 1980], согласно которой матрицу A, состоящую из коэффициентов частных производных, можно представить в виде двух матриц, одна из которых содержит информацию по параметрам гипоцентра, а другая – по параметрам модели. Задача оценки поправок к гипоцентрам и скоростной модели среды решается чередованием двух процедур: локализации гипоцентров традиционным методом наименьших квадратов и независимой от гипоцентральных параметров оценки линеаризованных поправок к скоростной модели.

Описанный выше алгоритм реализован в программах Sphypit90 и Spherel3D.

Результаты

Одномерная скоростная модель. Решение, полученное итеративным алгоритмом, сильно зависит от исходной скоростной модели. Некорректная одномерная модель может внести искажение в 3-мерную и повлиять на оценку разрешимости в случае недооценки погрешности решения. Поэтому для получения информативных и обоснованных результатов обращения первичные скорости подбирались особенно тщательно. Для этого использовались два подхода: в первом процесс обращения осуществлялся со скоростной моделью, полученной в результате предыдущих исследований [Roecker et al., 1993]; во втором – с простой одномерной моделью, полученной по исходному массиву данных. При первом подходе решение может выглядеть логически обоснованным, но в этом случае трудно оценить, что действительно можно получить из данных. При втором подходе решение отражает сам массив используемых данных, предоставляется возможность изучить полученную модель и дать ей геологическую интерпретацию.

Для надежного определения стартовой слоистой модели из первичного массива данных отобраны события с хорошим окружением сейсмическими станциями (допустимый угол между соседними станциями не более 180°), с записью как минимум на 10 станциях и с расстоянием до ближайшей станции менее 15 км. После тщательного отбора событий с учетом упомянутых критериев был составлен массив из 18077 вступлений P- и S-волн от 810 землетрясений, который далее использовался для уточнения горизонтально-слоистой (или одномерной) скоростной структуры и гипоцентральных параметров.

При моделировании с Sphypit90 итеративное обращение невязок времени пробега от землетрясений выполняется в два этапа: сначала оцениваются поправки к скоростной модели, а затем переопределяются параметры гипоцентров в скоростной структуре, учитывающей эти поправки. Поправки к скоростной модели определяются по итеративной нелинейной схеме обращения времен пробега [Tarantola, Valette, 1982], в которой обобщенное решение создается с помощью сингулярного разложения матрицы частных производных, усложненного как ковариационной матрицей для пространства данных (учитывающей различную точность данных), так и ковариационной матрицей для пространства моделей (учитывающей априорную информацию). Процесс уточнения координат гипоцентров традиционным методом наименьших квадратов осуществляется на отдельном этапе с помощью программы Spherel3D.

На каждой итерации осуществлялась отбраковка событий в соответствии с критериями С. Рекера [Roecker et al., 1987]:

- расстояние переопределенного события от начального положения должно быть <10 км;
- максимальное среднеквадратичное отклонение для координат должно быть <3 км;
- среднеквадратичная невязка времени вступлений должна быть <0,3 с.;
- алгоритм локализации должен сходиться (изменения <1 км в координатах на финальной итерации);
- кондиционное число (т.е. отношение больших собственных значений к маленьким) матрицы частных производных координат должно быть <900.

Цель отбраковки – исключить события с сильной зависимостью от скоростной структуры. Под стабильным гипоцентром понимается гипоцентр, координаты которого практически не зависят от скоростной структуры, используемой для его локации. Событиям, удовлетворяющим данному критерию, присваивается ранг 1. В результате об эффективности скоростной модели можно грубо судить по числу событий с таким рангом. События с рангом выше были исключены из рассмотрения.

Следуя первому подходу, за стартовую модель мы приняли модель M1, являющуюся по сути послойным осреднением 3^x-мерной модели M1 [Roecker et al., 1993] (рис. II.6.2).

Следуя второму подходу, с помощью программ Sphypit90 и Velest мы провели расчеты для ряда одномерных моделей с различными глубинными интервалами и скоростями. В каждом слу-

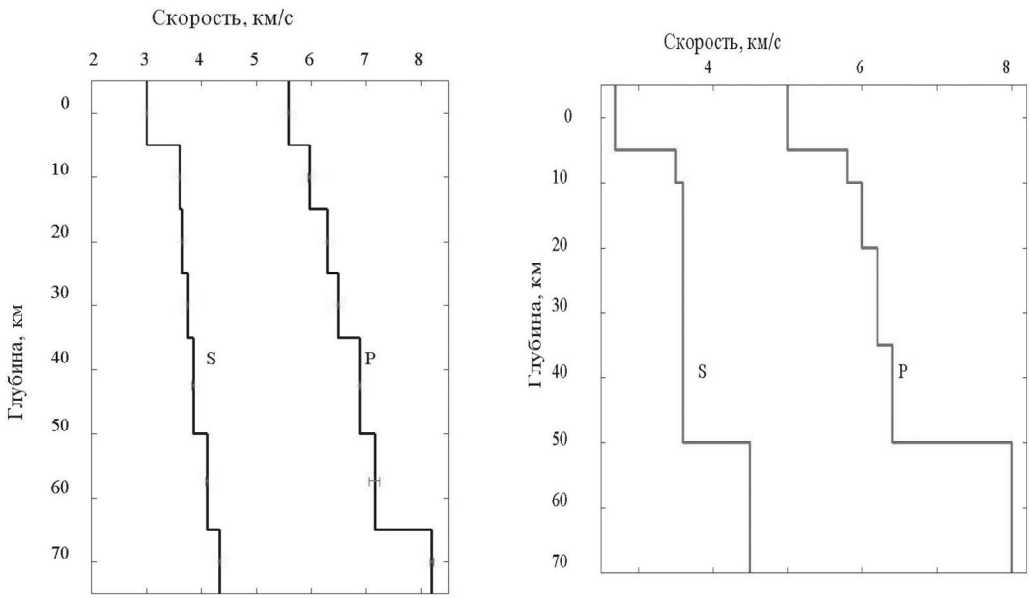


Рис. II.6.2. Одномерные скоростные модели земной коры территории Западного и Центрального Тянь-Шаня P1 и M1 [Roecker et al., 1993] по P и S –волнам

Значения скоростей P1 приведены в таблице II.6.1

Таблица II.6.1

Одномерная скоростная модель P1

	P1		Разрешение		Стандартная ошибка	
Глубина, км	V_p км/с	V_s км/с	P-волн	S-волн	P-волн	S-волн
-5 – 5	5,58	3,00	,99	1,00	0,04	0,00
5–15	5,96	3,60	1,00	1,00	0,02	0,00
15–25	6,28	3,65	1,00	1,00	0,00	0,00
25–35	6,49	3,75	1,00	1,00	0,02	0,00
35–50	6,88	3,85	1,00	1,00	0,02	0,02
50–65	7,15	4,10	1,00	1,00	0,10	0,02
65–80	8,19	4,33	1,00	1,00	0,04	0,02

чае итерации продолжались до тех пор, пока на последующих итерациях изменения в координатах событий и значениях скоростей становились менее 1%, а дисперсия не испытывала дальнейшего уменьшения. Результирующая модель P1 получена после 3-х итераций. К концу 3-й итерации общая невязка всех событий снизилась относительно первичных координат примерно на 30%. Послойные диагонали разрешимости скоростей объемных волн и суммарная ошибка приведены в таблице II.6.1.

Трехмерная скоростная модель. Получение хорошего 3-мерного приближения истинного скоростного строения зависит от плотности лучевых трасс и от пространственной шкалы, посредством которой мы пытаемся определить геологические неоднородности. Поэтому схеме представления скоростной структуры изучаемой территории для последующего 3-мерного моделирования среды было уделено особое внимание. Исходя из факта, что горизонтальная размерность изучаемой территории 1050w500 км, а вертикальная на 50 км превышает глубину сейсмогенного слоя (в Тянь-Шане она составляет 30 км) и достигает 80 км, была предложена схема параметризации по 18w20 блоков в каждом слое. Границами блоков являются плоскости, секущие исследуемую область по широте (з.в.-плоскости) и долготе (с.ю.-плоскости) с заданным шагом от начала координат в точке $\varphi = 41°00'$, $\lambda = 74°30'$. Разница в расстояниях между секущими плоскостями для краевых и центральной частей, а также для разных глубин объясняется количеством трасс источник-приемник. Для верхних пяти слоев (до 50 км) расстояние между з.в.-плоскостями (по широте) в центральной части составляет 28 км, и между с.ю.-плоскостями (по долготе) – 41 км. Для слоев глубже 50 км шаг по широте и по долготе составляет 83 км. По глубине границами блоков являются границы слоев одномерной стартовой модели. Техника репараметризации [Abers, Roecker, 1991] позволила изменить первоначальные границы блоков с учетом разрешимости параметров. Периферийные блоки со слабо разрешенными параметрами были объединены.

Расчеты 3-мерных скоростных моделей были проведены на базе упомянутых выше одномерных моделей M1 и P1 (см. рис. II.6.2). Предварительно массив исходных данных (2054 землетрясения) был переопределен в каждой из стартовых моделей с помощью программы Sphrel3D, и время пробега, используемое в 3-мерном обращении, было рассчитано на основе финальных гипоцентров, определенных в этих моделях. Вектор решения состоит из 2185 модельных параметров и 8060 гипоцентральных параметров. Принимая во внимание, что финальный массив данных состоит из 25800 P-вступлений и 22300 S-вступлений, можно считать соотношение вектора данных и вектора решения статистически корректным. Итеративное обращение невязок осуществлялось до тех пор, пока изменения в скоростях и снижение дисперсии модельных поправок не стали незначительными. Для этого потребовалось 4 итерации. Для P1 дисперсия невязок снизилась на 40%, для M1 на 33%.

Для оценки надежности решения методом наименьших квадратов служат матрица разрешимости и ковариационная матрица ошибок. Матрица разрешимости выражает связь между истинным

решением методом наименьших квадратов и нашей оценкой его и указывает на то, как много информации мы извлекли собственно из наблюдений. Диагонали матрицы разрешимости >0,5 означают, что информация идет из данных. Если же диагональный элемент матрицы <0,5, то извлекаемая информация идет главным образом из стартовой модели. Ковариационная матрица дает стандартную ошибку определения каждого параметра.

Качество решения оценивалось по величине диагонального элемента матрицы разрешимости каждого параметра, ошибке определения модельных параметров, оптимальной подгонке модели к наблюденным данным (минимальная rms невязка), стабильности финальной модели.

Анализируя качество решения для обеих моделей, мы пришли к выводу, что модель P1 лучше соответствует предъявленным требованиям (дисперсия принимала значения 2,04, 1,71, 1,14 и 0,81c^2, а значит, можно считать, что в невязке достигнут глобальный минимум, rms=0,9 с). Тест на стабильность полученного решения, при котором используются различные параметры регуляризации (демпфер), подтвердил устойчивость модели P1, что позволило сделать заключение в пользу P1 как оптимальной модели. Кроме того большую надежность модели P1 придал следующий независимый результат. Были отобраны 79 взрывов и переопределены в результирующей модели без фиксации глубины, как если бы это были землетрясения. Все события оказались лоцированы вблизи поверхности.

Результаты обращения приведены на рисунке II.6.3 (см. вклейку). При оценке надежности полученного распределения скорости следует в первую очередь обращать внимание на разрешимость и ошибку. В целом скорости хорошо разрешены в прямоугольнике с вершинами в диапазоне φ=40–43° с.ш. и λ=71–79° в.д.

Общая характеристика трехмерной модели. В вариациях скоростей P- и S-волн одинаковые закономерности прослеживаются до глубин 25 км и в переходной зоне кора–мантия (50–65 км): местоположения зон повышенных и пониженных скоростей P- и S-волн относительно стартовых значений в общих чертах совпадают (см. рис. II.6.3). В слое 35–50 км общих закономерностей в распределении скоростей не наблюдается. Трехмерная структура выявила наличие зон аномальных скоростей в отдельных районах исследуемого региона.

Верхнекоровый слой представлен срезами в интервалах 0–5 км, 5–15 км и 15–25 км.

На срезе 0–5 км зонами низких скоростей P- и S-волн отчетливо проявились неотектонические впадины: из низких – Баткенская (1), Ферганская (2), Чуйская (3), Наукатская (4); из средних – Тогузтороуская (5) вместе с Нарынской (6), Арпинская (7) и Иссыккульская (8); из высоких – обе Аксайские (9), Сарыджазская (10) и Иныльчекская (11). Цифры соответствуют номерам впадин, указанным на рисунке II.6.3 (на первых двух картах). Зоны поднятий в поле скоростей на разных глубинных срезах проявлены по-разному: на срезе 0–5 км горные хребты представлены повышенными значениями скоростей P- и S-волн по сравнению со значениями в предгорьях, тогда как на срезах 5–15 км и 15–25 км скорости P- и S-волн под хребтами становятся ниже этих значений в предгорьях.

В Северном Тянь-Шане (φ=41,75–43,5°, λ=73,5–76,5°) скорости P- и S-волн в целом выше их скоростей в Срединном и Южном Тянь-Шане на этих же глубинах.

В среднекоровом интервале (25–35 км) скорости P-волн к западу от Таласо-Ферганского разлома выше таковых к востоку от него. А в Юго-Западном Тянь-Шане на этом уровне появляются аномально низкие скорости P- и S-волн (5,0–5,5 км/с и 3,1–3,5 км/с).

В интервале 35–50 км скорости P- и S-волн к западу и востоку от Таласо-Ферганского разлома различаются, что подтверждает выводы, сделанные ранее [Roecker et al., 1993]. Общих закономерностей в распределении скоростей P- и S-волн здесь не наблюдается. Вместе с тем впервые выявлены следующие особенности:

• В Северном Тянь-Шане на глубинах 35–50 км в узких зонах, соответствующих местоположению горных хребтов наблюдается понижение скоростей P-волн (до 6 км/с). В модели [Roecker et al., 1993] на этих глубинах присутствует обширная зона пониженных скоростей P-волн (5,7–6,2 км/с).

• В отдельных зонах приграничной части Южного Тянь-Шаня (под хребтами Кокшаал, Алай) скорости P-волн на глубинах 35–50 км становятся аномально низкими (4,8–6,0 км/с).

В интервале 50–65 км к востоку от Таласо-Ферганского разлома скорости P- и S-волн ниже (7–7,2 км/с и 4,4 км/с), чем к западу от него (7,8–8,0 км/с и 4,7 км/с), что согласуется с прежними выводами [Юдахин, 1983; Roecker et al., 1993; Kosarev et al., 1993; Винник, 1998]. Под Северным Тянь-Шанем на этих глубинах скорости P-волн ниже (7–7,1 км/с), чем в Срединном и Южном Тянь-Шане, где они меняются в диапазонах 7,4–7,6 км/с и 7,4–7,8 км/с соответственно. Полученные для этих глубин значения скоростей P-волн для Северного и Срединного Тянь-Шаня существенно ниже, чем в модели С. Рекера с коллегами [Roecker et al., 1993] (7,0–7,5 км/с вместо 7,9–8,2 км/с).

Особенности глубинной структуры Северного Тянь-Шаня

Рассматриваются результаты более детальных сейсмотомографических исследований территории φ=42°, 0–43,5° с.ш.; λ=73,5°–79,0° в.д., включающей в себя Чуйскую, Иссыккульскую, частично Илийскую впадины и их горное обрамление. Наглядное представление о глубинном строении этой части Северного Тянь-Шаня можно получить при анализе скоростных разрезов, построенных на основе распределения скорости продольных волн (V_p) вдоль отдельных профилей, секущих исследуемую территорию (см. рис. II.6.1). Всего было рассмотрено десять скоростных разрезов, построенных вдоль восьми меридиональных и двух широтных профилей, пересекающих Чуйскую, Иссыккульскую, южную часть Илийской впадины, хребты Киргизский и Кендыктас, Заилийский, Кунгей и Терскей Алатау. Меридиональные и северный широтный профили проходят через очаговые зоны известных сильных землетрясений (M>6) и участки палеосейсмодислокаций.

Центральная часть Северного Тянь-Шаня (φ=42,0–43,5° с.ш.; λ=74,0–76,0°, в.д.)

Чуйская впадина. В указанном районе скоростные разрезы построены вдоль 4-х меридиональных (1–4) и 2-х широтных (9, 10) профилей, пересекающих очаговые зоны Беловодского (1885, M=6,9), Баласагынского (1840, M=6,4) и Кемино-Чуйского (1938, M=6,9) сильных землетрясений [Новый каталог..., 1977; Djanuzakov et al., 1999], а также участки Чонкурчакских палеосейсмодислокаций [Корженков, Чаримов, 1993]. В результате анализа меридиональных разрезов 1, 2, 3, 4 (см. рис. II.6.1, II.6.4, вклейка) под Чуйской впадиной выделено три зоны пониженных значений скорости. Одна из них (V_p=4,6–5,9 км/с) проявляется на глубинах 0–5 км предгорного района (широтный диапазон φ=42,5–43,0°) (см. рис. II.6.4). Вторая с V_p=6,2–6,6 км/с на профиле 1 (см. рис. II.6.4а) и с V_p=5,1–6,1 км/с на профилях 2–4 (см. рис. II.6.4б, в) находится на глубинах 25–35 км, при этом в западной части впадины (профиль 1) скорости в этом слое существенно выше, чем на остальных сечениях. Как видно из рисунка II.6.4, благодаря более высоким значениям скорости в вышележащем слое (5–15 км), на глубинах 25–35 км под впадиной имеет место инверсия скорости (волновод). В третьей зоне, приуроченной к глубинам 50–65 км (на профилях 1 и 2, см. рис. II.6.4а, б), также наблюдается инверсия скорости - значения скорости V_p=7,5 км/с здесь являются пониженными относительно скоростей в вышележащем слое (7,8–8,1 км/с). Инверсия скорости в этом слое менее значительна, чем в слое 25–35 км.

Во внутренних районах Чуйской впадины слои повышенных значений скорости также отмечаются в трех глубинных диапазонах. Первый из них (V_p=6,8–7,1 км/с в западной части впадины на профиле 1 и V_p=6,3–6,6 км/с в центральной и восточной ее частях на профилях 2, 3, см. рис. II.6.4) расположен в верхней части коры (5–25 км). Второй слой с V_p=7,5–8,2 км/с наблюдается на глубинах 35–50 км. Высокие (мантийные) значения скорости (V_p=7,8–8,2 км/с) отличают западную часть впадины (профиль 1, см. рис. II.6.4а). На глубинах 65–80 км под Чуйской впадиной отмечаются еще более высокие значения скорости – V_p=8,3 км/с .

Вышеотмеченные закономерности можно видеть и на широтном профиле 9 (φ=42,8°; λ=74–79°, рис. II.6.5а, вклейка), где под Чуйской впадиной четко вырисовываются зоны инверсии скорости

на глубинах 25–35 км (V_p=5,1–6,2 км/с) и 50–65 км (V_p=7,0 км/с), а также зоны повышенных ее значений на глубинах 15–25 км (V_p=6,5–6,8 км/с), 35–50 км (V_p=7,8–8,1 км/с) и 65–80 км (V_p= 8,3 км/с).

Таким образом, для земной коры и подкорового слоя Чуйской впадины характерна значительная дифференциация скоростей по глубине – присутствие ярко выраженных зон инверсии, а также зон аномально высоких скоростей. Отмечаются определенные различия в распределении скоростей по латерали: наиболее высокие значения скорости Р-волн в пределах коры характерны для западной части впадины, а в приповерхностном слое – для северной.

Киргизский хребет. Под горно-складчатой системой, отделенной от Чуйской впадины краевыми Шамсинско-Тюндюкским и Чонкурчакским разломами (см. рис. II.6.4), скоростное строение земной коры существенно отличается от вышеописанного – под Киргизским хребтом значения скорости Р-волн в земной коре значительно ниже, чем под впадиной. В слое выше 15 км под хребтом они не превышают 6,2 км/с (под впадиной на этих глубинах V_p=6,3–6,4 км/с). На глубинах 15–25 км под хребтом V_p=6,2–6,4 км/с (под впадиной V_p=6,5–7,1 км/с). Интервал глубин 25-35 км под хребтом на профилях 2, 3 и 4 отличается понижением скорости - присутствием волновода, однако понижение скорости здесь существенно меньшее, чем под впадиной. А в створе с западной частью впадины (на профиле 1, см. рис. II.6.4а) под горами волновод в этом слое отсутствует (скорость здесь возрастает до 6,3–6,6 км/с). Существенное повышение скоростей Р-волн под Киргизским хребтом наблюдается на глубине 35–50 км: на профиле 1 здесь отмечаются высокие скорости (V_p= 8,1 км/с), на профилях 3, 4 (см. рис. II.6.4в) – повышенные (V_p=7,5 км/с). На профиле же 2 (см. рис. II.6.4 б) на этих глубинах скорость остается довольно низкой (V_p=6,2 км/с), она повышается (всего до 7,1 км/с) только на глубине 50–65 км. На отдельных участках под Киргизским хребтом, как и под впадиной, этот слой является инверсионным (профили 3, 4, см. рис. II.6.4в). Так же, как и в слое 25–35 км, понижение скорости в слое 50–65 км под хребтом менее значительно, чем под впадиной. В подкоровом слое 65–80 км повышенные скорости V_p=8,3 км/с под Киргизским хребтом наблюдаются только в северной его части, в южной их значения составляют 7,8 км/с.

Проявление низких скоростей под Киргизским хребтом в диапазоне глубин 0-50 км можно видеть и на широтном разрезе 10 (φ=42,6°; λ=74–76°) (см. рис. II.6.5б). При его сопоставлении с широтным разрезом 9 (см. рис. II.6.5а) видно, что под Чуйской впадиной скорости существенно выше, чем под Киргизским хребтом.

Таким образом, характерной особенностью скоростного разреза под Киргизским хребтом является наличие областей с низкими значениями скорости продольных волн на глубинах от поверхности до 35–50 км, а на отдельных локальных участках до 50–65 км (профиль 2, см. рис. II.6.4б). Под хребтом, за исключением высокоскоростной западной части района исследований (профиль1), скорости продольных волн в указанном диапазоне глубин не превышают значений 6,3 км/с.

Восточная часть Северного Тянь-Шаня (φ=42,0–43,5° с.ш.; λ=76,0–79,0° в.д.)

Иссыккульская и южная часть Илийской впадины. Скоростные разрезы в этом районе построены также вдоль 4-х меридиональных и 2-х широтных профилей (рис. II.6.1, II.6.5, рис. II.6.6, вклейка), пересекающих очаговые зоны известных сильных землетрясений – Верненского (1887, M=7,3), Кеминского (1911, M=8,2), Чолпон-Атинского (1982, M=5,6), Байсорунского (1990, M=6.4), Чиликского (1889, M=8,3) и Жаланаш-Тюпского (1978, M=6,7) [Djanuzakov et al., 1999].

По результатам анализа меридиональных разрезов 5, 6, 7, 8 (см. рис. II.6.6) в земной коре исследуемой территории, как и в рассмотренной ранее Центральной части Северного Тянь-Шаня, выделяются три слоя пониженных значений скорости. Один из них (V_p=4,6–5,9 км/с) проявляется на глубинах 0–5 км. Второй слой (V_p=5,3–6,3 км/с) находится преимущественно на глубинах 25–35 км, на отдельных участках Иссыккульской впадины он опускается до 35–50 км (при этом значения скорости здесь повышаются до 6,5 км/с, профиль 6, см. рис. II.6.6б). Наименьшие значения скорости в слое 25–35 км отмечаются в Илийской впадине (Vp=5,3 км/с, профиль 5, см. рис. II.6.6), они сравнимы с минимальными значениями скорости, фиксируемыми в этом слое в Чуйской впадине. В Иссык-Кульской впадине наименьшие значения скорости в данном слое несколько выше

(5,8 км/с). Под Илийской и Иссыккульской впадинами, как и под Чуйской, в слое 25–35 км имеет место инверсия скорости. Под Иссыккульской впадиной зоны инверсии скорости проявляются на менее протяженных участках, чем под Чуйской и Илийской впадинами, причем конфигурация зон инверсии под Иссыккульской впадиной более сложная (см. рис. II.6.4, II.6.6). Третий слой пониженных значений скорости фиксируется на глубинах 50–65 км, наиболее отчетливо в указанном районе он также проявляется под Илийской впадиной. Скорости здесь довольно высокие (V_p=7,7–7,8 км/с), однако, как и под Чуйской впадиной, они понижены относительно скоростей в вышележащем слое 35–50 км, достигающих на отдельных локальных участках значений 8,0 км/с. Под Иссыккульской впадиной эффект инверсии скорости в слое 50–60 км имеет место только в восточной ее части (профиль 8, см. рис. II.6.6в).

Слои повышенных значений скорости в районе Илийской и Иссыккульской впадин, в отличие от Чуйской, отмечаются в двух глубинных диапазонах. Первый из них (V_p=6,2–6,7 км/с) расположен в верхней части коры (5–25 км), перекрывая отдельные слои пониженной скорости, отмеченные на глубине 25–35 км (см. рис. II.6.6). Второй слой (V_p=7,3–8,0 км/с) отмечается в нижней коре на глубинах 35–50 км. Высокие скорости V_p=7,8–8,0 км/с здесь проявляются, в отличие от Чуйской впадины, на менее протяженных участках. На глубине 65–80 км значения скоростей продольных волн в Илийской и Иссыккульской впадинах равны 7,9–8,1 км/с в отличие от 8,3 км/с в Чуйской.

Закономерности, отмеченные выше для Иссыккульской впадины, можно видеть и на широтном разрезе 10 (см. рис. II.6.5), где под акваторией озера вырисовывается слой аномально низких скоростей на глубинах 25–35 км (V_p=5,8 км/с) и 35–50км (V_p=6,5км/с). На этом же разрезе отчетливо проявляются и слои повышенных значений скорости – V_p=6,3–6,5 км/с на глубинах 15–25 км, а также V_p=7,5–7,6 км/с на глубинах 35–65 км. Глубже 65 км скоростей, больших, чем V_p=8,0 км/с, под Иссыккульской впадиной не наблюдается.

Таким образом, для земной коры Иссыккульской и Илийской впадин, как и для Чуйской, характерна значительная дифференциация скоростей по глубине – присутствие локальных зон инверсии и зон аномально высоких скоростей. Отмечаются также различия в распределении скоростей по латерали: наиболее высокие значения скорости P-волн в пределах коры характерны для восточной части впадины.

Хребты Заилийский, Кунгей и Терскей Алатау. Под системой хребтов, разделяющей Иссыккульскую и Илийскую впадины (Заилийский и Кунгей Алатау), а также под южным горным обрамлением Иссыккульской впадины (Терскей Алатау), отделенными от впадин краевыми разломами, скоростное строение земной коры имеет свои особенности. Наиболее отчетливо они проявляются на отдельных локальных участках под Кунгей и Терскей Алатау (под Заилийским Алатау оценка скоростей осложнена в связи с тем, что хребет и Илийская впадина, расположенные в краевой части исследуемой территории, параметризованы одним укрупненным блоком). В западной части горного обрамления Иссыккульской впадины скорости P-волн на глубинах 35–50 км под Кунгей и Терскей Алатау (V_p=6,2–7,5 км/с) значительно ниже, чем под впадинами (V_p=7,3–8,0 км/с) (профиль 5, см. рис. II.6.6а). В центральной и восточной частях горного обрамления Иссыккульской впадины (λ=77,4–79,0° в.д.) данный эффект не наблюдается – под Кунгей и Терскей Алатау скорости продольных волн значительно повышаются уже на глубинах около 10 км (V_p= 6,5 км/с), на глубинах 35–50 км они достигают значений V_p=7,0–7,5 км/с и на глубине 65 км – 7,9–8,1км/с. (см. рис II.6.6б).

Таким образом, характерной особенностью земной коры под горными хребтами Кунгей и Терскей Алатау так же, как и под Киргизским хребтом, является наличие на локальных участках областей низких скоростей продольных волн, охватывающих как верхнюю, так и нижнюю кору. Восточная часть горного обрамления Иссыккульской впадины характеризуется возрастанием скорости с глубиной: начиная с глубин 10–20 км V_p>6,3 км/с, на глубинах 35–50 км скорости достигают значений 7,0–7,8 км/с. На глубине 65–80 км различия в скоростях под Иссыккульской впадиной и ее горным обрамлением в отличие от района Чуйской впадины практически отсутствуют – Vp=7,9–8,1 км/с как под впадиной, так и под хребтами.

Достоверность результатов

Оценка достоверности полученных результатов проводилась путем их сопоставления с результатами работ, выполненных в том же районе другими исследователями с использованием различных геофизических методов, в том числе сейсмотомографии. Каждый из геофизических методов имеет ограничения, связанные с точностью, разрешимостью и применимостью к вполне определенным объектам и целям, что учитывалось при их анализе. При оценке достоверности построенных нами разрезов принимались во внимание результаты следующих геофизических исследований.

1. *Трехмерная томография скоростной структуры верхнего этажа земной коры в районе Чуйской впадины и ее горного обрамления, выполненная ранее на базе KNET* [Ghose et al., 1998]. По данным скоростных разрезов, построенных зарубежными исследователями и нами вдоль одних и тех же профилей (1, 2, 3, 9, 10, на рис. II.6.1), прослежены одни и те же закономерности в особенностях скоростной структуры верхней части земной коры: наличие повышенных значений скорости P-волн под Чуйской впадиной на глубинах 5–25 км и низких ее значений на тех же глубинах под Киргизским хребтом. Сопоставления скоростной структуры на больших глубинах провести не удалось в связи с тем, что модель [Ghose et al., 1998] рассчитана только до глубин 25 км.

2. *Профильная томография скоростной структуры всей толщи земной коры по направлению Вэнцюань–Алматы–Бишкек–Терексай, пересекающему восточную часть Чуйской впадины и Киргизский хребет* [Шацилов, Сайипбекова, 1994]. Результаты исследования скоростной структуры верхней и средней частей коры на указанном профиле согласуются с полученными нами. Так, в Чуйской впадине и под Киргизским хребтом на глубине около 20 км указанными авторами отмечаются локальные волноводы. В нижней же части земной коры (на глубинах 35–50 км), в отличие от полученных нами данных, слои с аномально высокими (мантийными) скоростями, а также инверсии скорости на глубинах 50–65 км В.И. Шациловым и А.М. Сайипбековой не отмечаются.

3. *ГСЗ на Каскеленском профиле* [Шацилов и др., 1993]. Скоростной разрез, построенный вдоль этого профиля, в основных чертах согласуется с разрезом, построенным нами на близком к нему по своему местоположению профиле 5 (см. рис. II.6.6). На Каскеленском разрезе (профиль ГСЗ протягивается к северу от озера Иссык-Куль), так же, как и на нашем разрезе 5, проявляется существенная дифференциация скоростей по глубине и латерали, причем, по данным ГСЗ, так же, как и по данным сейсмотомографии (разрез 5), под Илийской впадиной фиксируется волновод на глубинах 20–30 км .

4. *ГМТЗ с целью изучения электропроводящих свойств земной коры.* На основании интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных данных в земной коре и верхней мантии Тянь-Шаня выделены электропроводящие слои [Мельникова, Китаева, 1992; Рыбин и др., 2001; Брагин и др. 2001; см. также главу II.4]. На территории Северного Тянь-Шаня, по результатам последних исследований, кровля электропроводящего слоя фиксируется на глубинах 22–27 км, что находится в согласии с местоположением волноводных зон, выделенных нами на глубинах 25–35 км.

5. *Тепловой поток.* В пределах исследуемой территории известны несколько зон повышенных его значений. В первую очередь это Восточно-Чуйская, Барскаунская и Кунгейская аномалии [Шварцман, 1986,1991; Дучков и др., 2001]. Источники теплогенерации могут быть как радиогенного, так и мантийного происхождения (тепломассоперенос под действием глубинных процессов). Обнаруженные нами зоны инверсии скорости расположены на территориях, прилегающих к областям повышенного теплового потока. Возможно, они связаны с сильным разогревом, разупрочнением и флюидонасыщенностью, приводящими к последующему изменению физических свойств вещества: понижению плотностных и скоростных свойств, увеличению электропроводности.

6. *Гравиметрия.* Рассмотрены карты аномалий силы тяжести на территории Тянь-Шаня, представляющие собой результат вычитания полей, пересчитанных на разные высоты. В частности, это – карты избыточной плотности пород верхней части земной коры мощностью 20 км и нижней ее части (слой 25–50 км), построенные Г.Г. Маринченко и А.Н. Лобанченко [Мусиенко, 1986, 1992].

По материалам указанных публикаций, под Чуйской и Иссыккульской впадинами как верхняя, так и нижняя часть коры характеризуются избыточной плотностью. К югу, в горной части Северного Тянь-Шаня значения плотности уменьшаются. Приведенные данные согласуются с полученными нами сведениями о наличии высокоскоростных слоев под впадинами и о понижении скоростей в горной части.

7. *Комплекс геофизических исследований (телесейсмика, МОВЗ, ГМТЗ, тепловой поток, гравиметрия) на профиле "Быстровка–Атбаши", секущем исследуемые нами территории* [Юдахин и др., 1990; Блинов, Тарасенко, 1990]. Полученная информация свидетельствует о существенном различии физических свойств земной коры и верхней мантии под платформенной (включающей Чуйскую впадину) и орогенной областями, разделенными системой Северо-Тяньшанских глубинных разломов: горная часть территории отличается от платформенной понижением плотности, электросопротивления, уменьшением количества обменообразующих границ и их углублением в зоне перехода кора-мантия, что подтверждает полученные нами данные о различии скоростных свойств земной коры и верхней мантии под Чуйской впадиной и Киргизским хребтом.

8. *Изучение поглощающих свойств среды по записям коды S-волн* [Копничев и др., 2000; Копничев, 2000]. Проведенные исследования показали, что в области Заилийского хребта выделяется узкая полоса высокого поглощения в нижней коре и верхах мантии. При переходе к Илийской впадине поглощение в литосфере резко уменьшается. В районе Чуйской впадины поглощение существенно слабее, чем в близлежащих горных районах. В районе Иссыккульской впадины на глубинах до 120–130 км отмечается очень слабое поглощение. К юго-востоку от озера Иссык-Куль (в горной части) в нижней коре и верхней мантии поглощение резко возрастает. Полученные результаты согласуются с данными сейсмотомографии о различиях скоростей продольных волн под впадинами и горными сооружениями.

Анализ результатов

Подтверждение достоверности модели позволило перейти к анализу полученных результатов, который проводился в следующих направлениях.

1. *Сопоставление приведенных результатов с полученными ранее по данным первой трехмерной скоростной модели [Roecker et al.,1993].*

Сопоставление приведенных выше послойных распределений скорости в земной коре Северного Тянь-Шаня и скоростных разрезов с полученными ранее [Roecker et al.,1993; Сабитова и др.,1998, Сабитова, Адамова, 2001] показало, что новые скоростные характеристики земной коры в исследуемом районе отличаются от прежних. Наиболее существенные различия относятся к нижнекоровому слою: на глубинах 35–50 км в новой модели в Северном Тянь-Шане не отмечается протяженных областей с аномально низкими скоростями (V=5,7–6,1 км/с), представленных в первой модели [Roecker et al., 1993]. Вновь полученные данные свидетельствуют о том, что на этих глубинах на территории Северного Тянь-Шаня значения скорости не опускаются ниже 6,2 км/с, причем такие низкие скорости наблюдаются только на локальных участках под хребтами. Для большей же части территории, преимущественно под впадинами, для указанного слоя характерны высокие скорости – их значения возрастают в этом слое до 7,8–8,0 км/с. Аномально низкие скорости на исследуемой территории в новой модели, в отличие от первой, отчетливо проявляются в слое 25–35 км, который под впадинами, как правило, является инверсионным.

2. *Особенности распределения скорости под впадинами и горными сооружениями.*

По данным построенных скоростных разрезов, в Северном Тянь-Шане выявлены различия в скоростном строении впадин и горных сооружений. Под впадинами (Чуйской, Илийской и Иссыккульской) отмечается существенная скоростная дифференциация, проявляющаяся в чередовании зон высоких и низких скоростей продольных волн в коре и подкоровом слое с широким разви-

тием зон инверсии скорости. Природа зон инверсии может быть объяснена сильным разогревом, частичным плавлением, трещиноватостью и флюидонасыщенностью, приводящим к последующему изменению физических свойств вещества, в том числе понижению его скоростных свойств.

Под поднятиями хребтов Киргизского, Кунгей и Терскей Алатау скорости продольных волн, как правило, изменяются более монотонно – на отдельных участках они остаются довольно низкими, по крайней мере, до глубин 35–50 км. Вполне вероятно, что на таких участках низкоскоростные корни гор уходят в мантию [Винник,1998; Погребной, Сабитова, 2001]. Проследить предполагаемый эффект на данном этапе нам не удалось в связи с параметризацией переходной зоны кора-мантия в используемой трехмерной скоростной модели крупными блоками. Различия в скоростном строении земной коры впадин и горных цепей наиболее четко проявляются в районе Чуйской и Илийской предгорных впадин и их южного горного обрамления. В районе Иссыккульской впадины и обрамляющих ее хребтов различия проявлены меньшие. По-видимому, это связано с предгорным положением двух первых впадин (зона перехода к платформенной области) в отличие от Иссыккульской впадины, расположенной внутри горной области и относящейся к категории межгорных.

3. Границы раздела в нижней коре.

Анализ скоростных разрезов показал, что в Северном Тянь-Шане интервал глубин от 35 до 65 км характеризуется параметрами, переходными от коры к мантии – на этих глубинах скорости возрастают от 7,0–7,5 до 7,8–8,3 км/с. С целью выделения наиболее резких границ в переходном слое (значительного изменения физических свойств среды) рассматривался перепад скорости на границах отдельных слоев. Для Чуйской впадины наибольший перепад скорости проходит на глубине 35 км (скорость здесь возрастает от 6,6 до 8,1 км/с на профиле 1 и от 5,4 до 7,8 км/с на профиле 2). Под Киргизским хребтом, на ограниченных участках в северной его части также имеет место существенный перепад скорости (от 6,3 до 8,1 км/с) на этой границе. Вышеизложенное позволяет полагать, что в районе Чуйской впадины поверхность, расположенная на глубине 35 км, является подошвой земной коры (поверхностью М).

Следующей по контрастности является граница раздела, расположенная на глубине 65 км, где скорость продольных волн изменяется от 7,0–7,5 км/с до 8,3 км/с. Под Киргизским хребтом скорость на глубине 65 км возрастает до меньших величин – от 7,0 до 7,8 км/с. Здесь эта граница, как наиболее резкая, отождествляется нами с подошвой земной коры (выше 65 км под Киргизским хребтом резкой высокоскоростной границы, как это имеет место под Чуйской впадиной, не наблюдается). Таким образом, подошва земной коры под Киргизским хребтом (за исключением его северных отрогов) расположена на значительно большей глубине (65 км), чем под Чуйской впадиной (35 км), а скорость под ней меньше (7,8 км/с), чем под впадиной (8,1 км/с).

Для Иссыккульской и Илийской впадин и их горных обрамлений на большом пространстве наиболее резкой является граница изменения скорости от 5,8–6,8 до 7,5 км/с, расположенная на глубине 50 км. Это дает основание полагать, что в данном районе указанная граница является подошвой земной коры. Следует отметить, что на ограниченных участках в восточной части Илийской впадины резкое изменение скорости от 5,5 до 8,0 км/с наблюдается на глубине 35 км, т.е. как в Чуйской впадине. Вероятно, на таких участках подошва земной коры в Илийской впадине тоже поднята до этого уровня. Однако на большей части восточной части Северного Тянь-Шаня скорости V_p=8,0 км/с соответствуют более глубокой границе (65 км) – второй по резкости границе раздела.

Вышеизложенное позволяет заключить, что распределение скоростей и местоположение отдельных границ, в том числе поверхности М, в Чуйском и Иссыккульском районах различаются, однако для обоих районов характерна “размытость” поверхности М. Наибольшие значения скоростей продольных волн на глубине 65 км фиксируются под Чуйской впадиной, где значения скорости достигают 8,3 км/с в отличие от V_p=7,8–8,1 км/с, имеющих место на остальной части исследуемой территории, включающей как впадины, так и хребты.

Экспериментальные данные, полученные нами при изучении волновой картины от семипалатинских ядерных взрывов [Испытания..., 1996], также свидетельствуют о некоторых различиях в строении переходной зоны кора–мантия в районах Чуйской и Иссыккульской впадин. Так, на взрывных годографах видно, что в Чуйской впадине в первых вступлениях регистрируются волны со скоростью 8,3±0,1 км/с, а в Иссыккульской – со скоростью 8,0±0,1км/с (врезка А на рис. II.6.7). В Чуйской впадине волны со скоростью 8,0 км/с отмечаются во вторых вступлениях (см. врезку А на рис. II.6.7), свидетельствуя о наличии под впадиной еще одной (по данным модельных исследований, более резкой) границы раздела. Согласно сейсмотомографической модели, указанные скорости соответствуют горизонтам 65 и 35 км. В обоих рассмотренных районах в последующих вступлениях отмечаются волны со скоростью 7,5 км/с, однако наиболее представительны такие волны в Иссыккульской впадине (они встречаются здесь наиболее часто, причем от ряда землетрясений регистрируются не только в последующих, но и в первых вступлениях, в особенности, в восточной части впадины). Граница, соответствующая скорости 7,5 км/с, согласно сейсмотомографической модели, находится на глубине 50 км.

4. *Геолого-геофизическая интерпретация полученных результатов.*

Результаты сейсмотомографических исследований подтверждают выводы комплекса геолого-геофизических исследований, проведенных ранее в рассматриваемом районе [Кнауф и др.,1976, 1985; Юдахин, 1978, 1983], о наличии в южной части Чуйской впадины зоны низких скоростей (V_p=5,1–6,2 км/с) в приповерхностном слое: она приурочена к предгорному прогибу, заполненному осадочными мезозой-кайнозойскими отложениями. Данные сейсмотомографии не противоречат выводам о надвигании Киргизского хребта на область низкоскоростных отложений прогиба. Эти материалы вышеуказанных авторов подтверждают также наличие зоны повышенных скоростей сейсмических волн в верхней части коры Чуйской впадины: она может быть объяснена высоким положением докембрийского кристаллического фундамента. Как отмечалось выше, по дан-

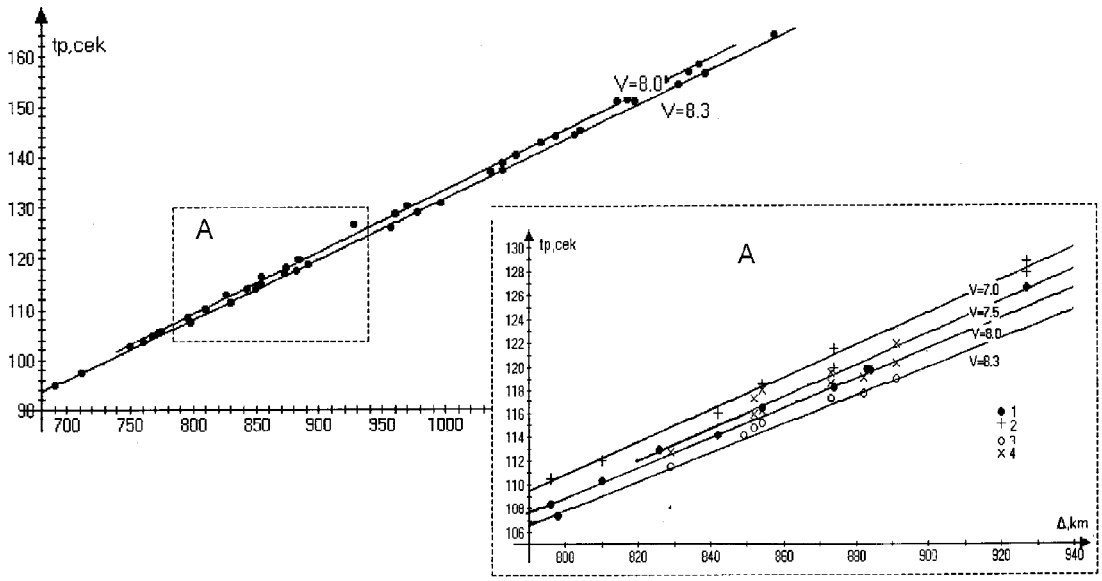


Рис. II.6.7. Осредненный годограф продольных волн, зарегистрированных при Семипалатинских ядерных взрывах
На врезке А – первые (1,3) и последующие (2,4) вступления продольной волны, зарегистрированные сейсмическими станциями, расположенными в районах Иссыккульской (1,2) и Чуйской (3,4) впадин

ным сейсмотомографии под Киргизским хребтом, в отличие от впадины, как правило, отсутствует зона повышенных значений скорости в верхней части коры – низкие значения скорости (V_p=5,6–6,3км/с) наблюдаются здесь до глубин 25–35 или 35–50 км. Это свидетельствует о том, что под хребтом фундамент обладает другими физическими свойствами – слагающие его породы, по-видимому, более раздроблены, пронизаны высокотемпературными флюидами, гранитизированы.

В связи с вышеизложенным, определенный интерес представляет сопоставление структурных особеностей земной коры, полученных нами в исследуемом районе, с уже достаточно давними представлениями В.И. Кнауфа с соавторами [1976]. На приведенной в этой работе схеме строения земной коры вдоль профиля Сусамыр-Кендыктас (он проходит субмеридионально через г. Бишкек и соответствует нашему профилю 2) верхние 10–15 км отстроены по материалам геологических съемок, данных разведочной геофизики и глубокого бурения (см. рис. II.6.4). Из этой схемы следует,- что кровля амфиболит-гнейсовых толщ дорифейского кристаллического фундамента в северной части Чуйской впадины находится на глубинах 0–2 км, под предгорным прогибом она погружается до 8 км, а под Киргизским хребтом – до 6–15 км. В данном разрезе верхняя часть коры под хребтом представлена гранитоидами палеозоя и рифея (до 6–15 км) и дорифейскими кристаллическими породами (ниже 6–15 км), нижняя часть коры, кровля которой фиксируется здесь на глубинах 10–17 км, – базит-гранулитовым слоем. Сопоставление описываемого разреза с построенным нами профилем 2 (см. рис. II.6.4б), свидетельствует о том, что наблюдаемые нами в северной части Чуйской впадины на глубинах 5–15 км довольно высокие скорости V_p=6,3 км/с характеризуют амфиболито-гнейсовые толщи дорифейского кристаллического фундамента. Под Киргизским же хребтом в данном сечении до глубин 35–50 км не наблюдается скоростей, превышающих 6,2 км/с, причем в интервале φ=42,50–42,75° скорость под Киргизским хребтом остается низкой (V_p<6,2 км/с) до глубин 50–65 км, и только на этих глубинах значения скорости возрастают до 7,1 км/с. Таким образом, в отличие от геолого-геофизического разреза Сусамыр–Кендыктас, на котором низкоплотные гранитоиды под Киргизским хребтом погружены только до 6–15 км, по данным сейсмотомографии под хребтом фиксируется низкоскоростной “корень”, по крайней мере, до глубин 50–65 км. Указанные факты подтверждают представления о геодинамических процессах, связанных в данном районе с проявлениями плюмтектоники [Винник, 1998, Погребной, Сабитова, 2001].

Следует отметить, что инверсионный слой, выделенный нами по данным сейсмотомографии на глубинах 25–35 км и наиболее ярко проявляющийся под впадинами, на геолого-геофизическом разрезе не отражен, что связано с недостаточной разрешающей способностью геолого-геофизических методов на этих глубинах. Вышеизложенное позволяет утверждать, что данные сейсмотомографии существенно уточнили результаты геолого-геофизических исследований на профиле 2.

5. Скоростные свойства среды в очаговых зонах сильных землетрясений.

Как видно из приведенных скоростных разрезов, очаговые зоны сильных (M>6) землетрясений центральной части Северного Тянь-Шаня располагаются в зонах высокого градиента изменения скорости P-волн как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Латеральный высокий градиент скорости в области очагов обусловлен контактом высокоскоростной (Чуйская впадина) и низкоскоростной (Киргизский хребет) зон, разделенных краевыми разломами. Высокий градиент скорости по вертикали связан с разделом высокоскоростной зоны верхней коры и среднекорового (25–35 км) волновода. Очевидно, разрядка избыточных напряжений может происходить в результате подвижек как вдоль субвертикальных и наклонных (секущих) разломов, так и вдоль субгоризонтальных разделов сред с различными физическими свойствами, т.е. в соответствии с вышеизложенными представлениями о тектонической расслоенности литосферы [Макаров и др., 1982; Тектоническая…,1990].

Ситуация, аналогичная вышеизложенной, характерна и для очаговых зон сильных землетрясений восточной части Северного Тянь-Шаня, приуроченных к зонам сочленения Илийской и Иссыккульской впадин с поднятиями Заилийского, Кунгей и Терскей Алатау, а также к горизонтальным границам раздела сред с различными скоростными свойствами (в первую очередь – к волноводу на глубине 25–35 км).

Заключение

Новая модель, по сравнению с предшествующей, охватывает большую площадь и, что особо важно, включает территорию Южного Тянь-Шаня (Кокшаал, Алай), данные о скоростном строении которой ранее отсутствовали. В отдельных областях новая модель существенно детализирует первую: более детально представлен Срединный и Южный Тянь-Шань, где кора, в отличие от прежней "слабодифференцированной" [Sabitova et al.,1998], по скоростным характеристикам представлена разноскоростными блоками.

Полученное распределение скоростей не противоречит модели, полученной ранее [Roecker et al., 1993] для глубин до 25 км.

Северный Тянь-Шань на срезах 0-25 км проявлен скоростями, в целом, повышенными по сравнению со значениями в Срединном и Южном Тянь-Шане. В интервале глубин 35–50 км в Северном Тянь-Шане доминируют высокие скорости P-волн (до 8.3 км/с), за исключением протяженных "корней гор", соответствующих хребтам, где значения скоростей не опускаются ниже 6,2 км/с. В слое 50–65 км Северного Тянь-Шаня скорости P-волн ниже (7–7,1 км/с), чем в Срединном и Южном Тянь-Шане, где они меняются в диапазонах 7,4–7,6 км/с и 7,4–7,8 км/с соответственно.

Срединный Тянь-Шань на срезе 0–5 км представлен в основном пониженными скоростями P- и S-волн, по сравнению с их значениями в Северном Тянь-Шане. Они особенно низки в пределах Тогузтороуской и Нарынской впадин. На срезах 5–35 км Срединный Тянь-Шань становится более дифференцированным по скоростям, и в нижней коре (35–50 км): отмечается чередование блоков с различными скоростями P- и S-волн. В слое 50–65 км скорости P- и S-волн подтверждают различие Центрального и Западного Тянь-Шаня, которое широко обсуждается в литературе [Kosarev et al., 1993; Винник, 1998].

Южный Тянь-Шань в пределах верхней коры до 15 км различается по скорости P-волн к западу и востоку от Таласо-Ферганского разлома: запад Южного Тянь-Шаня характеризуется более высокими значениями этих скоростей. В средней и нижней коре в отдельных зонах Южного Тянь-Шаня (под хребтами Алай, Кокшаал) наблюдаются аномально низкие (4,8–6,0 км/с) скорости P-волн на глубинах 35–50 км. В интервале 50–65 км скорости P-волн к западу от Таласо-Ферганского разлома выше таковых к востоку от него, под Кокшаалом. По S-волнам, наоборот, к востоку от разлома сохраняются высокие скорости, тогда как районы Алайского и Заалайского хребтов характеризуются пониженными скоростями этих волн (до 3,7 км/с).

Сопоставление новой модели с результатами изучения глубинной структуры другими геофизическими методами и с данными ГСЗ, имеющимися для ряда профилей, позволило выявить в Северном Тянь-Шане следующие особенности строения земной коры:

1. Установлено различие в строении впадин и поднятий. Под впадинами (Чуйской, Илийской и Иссыккульской) отмечается существенная скоростная дифференциация, расслоенность земной коры, проявляющаяся в чередовании зон высоких и низких скоростей продольных волн в коре и подкоровом слое с широким развитием зон повышенных скоростей и зон инверсии скорости. Природа высокоскоростных зон верхней коры на глубинах 5–25 км под впадинами может быть связана с дорифейским кристаллическим фундаментом. Проявления наиболее ярко выраженного инверсионного слоя на глубинах 25–35 км могут быть связаны с разогревом вещества в условиях повышенного теплового потока, его пластичностью, трещиноватостью и флюидонасыщенностью, а также с тектоническими срывами вдоль этого слоя (как внутри него, так и, особенно, в его кровле), которые вызывают и механическую дезинтеграцию среды. Последняя как раз и повышает трещиноватость и проницаемость среды.

Под системами поднятий (под Киргизским хребтом, Кунгей- и Терскей Алатау) скорости продольных волн изменяются более монотонно – на отдельных участках они остаются довольно низкими до глубин 50–65 км. Вполне вероятно, что на таких участках низкоскоростные "корни гор" уходят в мантию. Наблюдаемый эффект может быть связан с проявлением процессов плюмтекто-

ники – тепломассопереносом горячего вещества по разломным зонам, приводящим к разупрочнению и разуплотнению вещества на больших глубинах.

2. Отмечается отличие строения предгорных Чуйской и Илийской впадин от межгорной Иссыккульской впадины. Особенности, характерные для первых, под Иссыккульской впадиной проявляются менее четко. Возможно, это связано именно с межгорным ее положением.

3. Выделена переходная зона кора-мантия в диапазоне глубин 35–65 км. Она может включать в себя несколько границ ("размытость" поверхности М), в числе которых наиболее резкую следует, вероятно, считать подошвой земной коры. В пределах исследуемой территории поверхность Мохоровичича располагается на разных глубинах и характеризуется различной граничной скоростью$V_г$. Так, под Чуйской впадиной подошва земной коры ($V_г$=8,1 км/с) находится на глубине 35 км, под Киргизским хребтом ($V_г$=7,8–8,0 км/с) – на глубине 65 км, под Иссыккульской впадиной и ее горным обрамлением ($V_г$=7,5 км/с) – на глубине 50 км.

4. Установлены некоторые признаки очаговых зон сильных землетрясений. Показано, что они располагаются в областях высоких градиентов скорости Р-волн как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Как правило, очаговые зоны приурочены к поверхности инверсионного слоя, находящегося на глубинах 25–35 км, а также – к глубоким граничным разломам, отделяющим впадины от горных сооружений. Очевидно, разрядка накопленных напряжений при землетрясении может происходить в результате подвижек (как субгоризонтальной, так и субвертикальной ориентации) вдоль границ раздела сред с различными физическими свойствами.