Академия наук СССР

# Геологическое изучение Земли из космоса



Издательство «Наука»

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Труды, вып. 317



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1978 Academy of Sciences of the USSR Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

## GEOLOGICAL STUDY OF THE EARTH FROM SPACE

Transactions, vol. 317

#### Авторский коллектив:

В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, О. С. Деревянко, В. М. Панин, А. С. Петренко, С. Ф. Скобелев, П. В. Флоренский, Б. П. Шорин-Константинов

Геологическое изучение Земли из космоса. М., «Наука», 1978 г.

В настоящей работе систематизированы исследования, проведенные в 1971—1976 гг. в Кабинете неотектоники и дешифрирования космических снимков Земли Геологического института АН СССР по разработке методики и определению возможности использования космических изображений для решения научных и народнохозяйственных задач геологии. Эти исследования были в основном сосредоточены в нескольких районах СССР, которые характеризуются различными геологическими и ландшафтными условиями, а именно на Восточном Кавказе, в Средней Азии, на Камчатке, Туранской плите, в южных частях Русской и Восточно-Сибирской платформ. На примере этих районов показаны методические приемы, научные и практические результаты геологического дешифрирования и интерпретации космических изображений. В отдельных главах систематизированы данные о средствах получения космических изображений, методике их геологической обработки, научных и практических результатах исследований.

Выполненные исследования показали, что использование космических изображений позволяет быстрее и качественнее решить многие геологические задачи, а в ряде случаев открывает новые возможности и перспективы решения важнейших геологических проблем. Космические изображения находят применение при структурно-геологическом картировании, выделении и корреляции крупных структурных форм и зон, сопоставлении деформаций различных горизонтов литосферы, сейсмическом районировании, поисках нефти, газа, подземных вод и ряда металлических полезных ископаемых.

Табл. 6. Ил. 82. Библиогр. 446 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор), В. Г. Гербова, В. А. Крашенинников, П. П. Тимофеев

> Ответственный редактор академик А. В. Пейве

> > Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief) V. G. Gerbova, V. A. Krasheninnikov, P. P. Timofeev

Responsible editor

Academician A. V. Peive

 $\Gamma \quad \frac{20801 - 639}{055(02) - 78} 217 - 78$ 

© Издательство «Наука», 1978 г.

### ВВЕДЕНИЕ

Современную геологию характеризуют две важнейшие тенденций. Первая из них — реализация новых подходов и связанное с ними существенное расширение наших знаний о глубинных горизонтах земной коры, верхней мантии и об эволюции литосферы в целом. При этом используются как геолого-петрологические методы исследования — изучение геологии и магматизма офиолитовых поясов, проявлений гранитизации и метаморфизма, подводное и глубинное наземное бурение и т. д., так и геофизические и геохимические методы, в частности лабораторное моделирование глубинных процессов.

Вторая тенденция — исследование планетарных закономерностей геологических процессов, поиски общей упорядоченности структурного рисунка поверхности Земли, планетарная корреляция геологических событий, сопоставление общих черт геологического строения литосферы со строением других планет и Луны. Этому способствует развитие биостратиграфического метода с привлечением данных глубоководного бурения, радиологического и палеомагнитного датирования, изучение структуры океанического дна, появление геологических данных о Луне и планетах.

Немалую помощь в решений этих проблем оказывают изображения Земли с космических аппаратов. Они позволяют проводить не только латеральную корреляцию структур, т. е. выяснять структурные соотношения различных континентальных площадей независимо от их доступности и геологической изученности, но и вертикальную корреляцию, т. е. сопоставлять с помощью космических снимков разного масштаба структурные элементы различных горизонтов литосферы.

Вскоре после появления первых изображений Земли из космоса появились высказывания о возможностях их использования для изучения природной среды и, в частности, геологических образований (Lowman, 1964, 1965а, б, 1966б). Первые работы в этой области были посвящены определению возможностей применения космических снимков для решения различных геологических задач. При этом использовались фотографические снимки с пилотируемых аппаратов «Джемини» и «Союз», метеорологических спутников и аппаратов серии «Зонд».

Возможности применения наиболее мелкомасштабных изображений для решения региональных структурно-геологических задач нашли разностороннее отражение в работах И. И. Башиловой и ее соавторов (Башилова и др., 1972, 1973а, б). На основе дешифрирования подобных изображений и более детальных фотоснимков с пилотируемых космических кораблей составлялись структурно-геологические карты, схемы разломов, была установлена перспективность использования космических снимков для структурно-геологических исследований. Эти работы проводились на материалах южной части Северо-Американского континента (Lowman, 1966а, 6, 19696; Lowman a. o., 1967; Lowman, O'Keffe, 1968; Lowman, Tiedemann, 1971) Перуанских Анд (McKallor, 1968), Северной Африки и Аравии (Morrisson, Chown, 1965; Meer, Mohr, 1968, 1969; Abdel-Gawad, 1969, 1970; Lowman, 1969а), Ближнего и Среднего Востока (Hamphill, Danilchik, 1968; Abdel-Gawad, 1971), ряда районов юга СССР и сопредельных территорий (Береговой и др., 1972). Примеры структурно-геологического дешифрирования космических изображений Казахстана, юга Азии, Африки, Северной Америки и Парижского бассейна содержатся и в других работах (Гонин и др., 1969; Скарятин, 1970а, б; Виноградов, Григорьев, 1970; Виноградов, Кондратьев, 1971; Трофимов, 1974; Копп, 1974). Специальные исследования были посвящены изучению возможностей использования космических изображений в геоморфологии и геологии четвертичных отложений (Виноградов, 1970; Виноградов, Григорьев, 1970, 1971; Виноградов, Кондратьев, 1971; Григорьев, 1970а, 6, 1971; Wobber, 1969; Verstappen, 1970; Zuidam, Verstappen, 1970).

Дальнейшее развитие методики, научного и практического применения геологического дешифрирования космических снимков Земли связано с проведением более качественных, в частности многозональных, съемок с пилотируемых аппаратов «Союз» и «Салют» и автоматических американских спутников серии ERTS («Ландсэт»). Основные направления и методы геологической обработки космических изображений, перспективность использования последних при структурно-геологических исследованиях, анализе линейных зон нарушений, изучении рельефа, новейших отложений и деформаций определены и показаны в работах В. Б. Комарова и др. (1973), В. Г. Трифонова и др. (1973), В. Е. Гендлера и др. (1973), В. З. Сахатова (1973), В. Д. Скарятина (1973), В. И. Астахова и В. Я. Ероменко (1974, 1976), А. В. Доливо-Добровольского и С. И. Стрельникова (1976), Л. И. Соловьевой и др. (1976) и в др.

Принципиально новым направлением явилось использование космических снимков для систематического изучения и корреляции структурных элементов различных горизонтов литосферы, впервые в СССР выполненное на территориях Туранской плиты, Тянь-Шаня и Восточного Кавказа (Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров и др., 1974; Макагоv a. o., 1974) и получившее подтверждение и развитие на материалах других районов (Абросимов и др., 1974; Скарятин, 1976; Флоренская, 1976; Богородский, Соловьева, 1976). Ряд работ в этой области посвящен геологической интерпретации кольцевых образований, дешифрируемых на космических снимках (Шульц, 1973; Лукашев, 1974; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; Богданов и др., 1976). Как правило, эти образования также оказываются проявлением элементов глубинной структуры.

Те же основные направления геологического применения космических снимков развивались за рубежом на базе использования изображений с аппаратов «Ландсэт». Существенное значение для развития этих исследований имела разработанная в Геологической службе США специальная программа (Fischer, 1970, 1971; Carter, 1971, 1974; Pecora, 1972; ERTS a. EROS, 1972; Status a. Plans, 1975). Изображения с «Ландсэта» нашли применение при структурно-геологическом картировании, изучении распространения различных литолого-стратиграфических комплексов и тектонических деформаций, прежде всего разрывов (Бодехтель, Ламмерер, 1975; Вейдман и др., 1975; Гёц и др., 1975; Грегори. 1975; Исаксен и др., 1975; Кавелье и др., 1975; М. Вильжоан, Р. Вильжоан, 1975; Роуэн, Уэтлауфер, 1975; Стеффенсен, 1975; Фонтанель и др., 1975; Хоппин, 1975; Gregory, Moore, 1975; Rowan, 1975; Viljoen a. o., 1975); при изучении рельефа, четвертичных отложений и вулканизма, новейших и самых молодых тектонических движений (Абдель-Гавад, Сильверстейн, 1975; Бреккенридж, 1975; Картер, Итон, 1975; Мак-Ки и др., 1975; Моррисон, Халберг, 1975; Пиз, Джонсон, 1975; Уильямс и др., 1975; Фонтанель и др., 1975; Williams, Thorarinsson, 1973: Thorarinsson a. o., 1973; Williams a. o., 1974; Molnar, Tapponier, 1975); при

понсках подземных вод и инженерно-геологических работах (Гёц и др., 1975; Голд и др., 1975; Йенсен, 1975); при металлогенических исследованиях и поисках рудоносных структур и областей (Абдель-Гавад, Сильверстейн, 1975; Бехтольд и др., 1975; Винсент, 1975; Роуэн, Уэтлауфер, 1975; Сондерс, Томас, 1975; Sisselman, 1975). В ряде работ отмечается глубинная природа выделяемых на снимках линейных и кольцевых образований, их связь с особенностями геофизических полей и сейсмичности регионов (Абдель-Гавад, Сильверстейн, 1975; Гедни, Ван-Уормер, 1975; Латрам и др., 1975; Пиз, Джонсон, 1975; Стеффенсен, 1975; Fischer, Lathram, 1973; Rowan a. o., 1974).

Специальные исследования были посвящены фотографическим, оптическим и электронным преобразованиям космических изображений, повышающим их информативность, а иногда позволяющим непосредственно производить тематическое картирование и анализ распределения геологических образований, например составлять розы-диаграммы линеаментов (Комаров и др., 1974, 1976; Ефимова и др., 1976; Мелхорн, Синнок. 1975; Рифман, 1975; Росс, 1975).

Настоящая работа подводит итог пятилетних (1971-1976 гг.) исследований Кабинета неотектоники и дешифрирования космических снимков Геологического института Академии наук СССР по выяснению возможностей геологического применения космической информации и созданию методики их наиболее рационального дешифрирования И интерпретации. Результаты этих исследований частично были опубликованы авторами ранее (Макаров, 1973; Трифонов, 1973в, 1976; Трифонов и др., 1973; Флоренский, 1973; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Брюханов и др., 1975; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Ананьин, Трифонов, 1976; Иванова, Трифонов, 1976; Панин, Скобелев, 1976; Флоренский и др., 1976; И. Флоренский, П. Флоренский, 1976; и др.). Экспериментально-методический характер работ побудил авторов на первых порах сосредоточить внимание на отдельных участках земной поверхности, характеризующих те или иные типы строения земной коры и определенные ландшафтные условия. Именно на таких сравнительно ограниченных по площади участках решались поставленные методические, теоретические и практические задачи. В дальнейшем подмеченные закономерности проверялись на других территориях. Их привлечение позволило не только расширить сферу применения разработанных методических приемов и выявленных закономерностей, но и обнаружить более общие структурные соотношения. Однако и при таком расширении авторы не ставили задачи планетарного обзора и корреляции структуры, рассматривая это как будущий этап в развитии исследований. Указанный подход к решению поставленных задач определил построение настоящей работы.

Глава I посвящена краткому рассмотрению используемых средств космической информации (спутники, аппаратура и способы получения изображений); в следующей, самой большой, главе дано последовательное описание результатов геологического дешифрирования отдельных выбранных участков. На их примере рассматриваются как использованные методические приемы, так и научные и практические результаты исследований. В главе III систематизированы методические аспекты исследования. В главе IV обобщаются научные и практические результаты. Краткие выводы и рекомендации содержатся в «Заключении».

В процессе выполнения исследований авторы пользовались советами, консультациями и помощью академика А. В. Пейве, Ю. К. Ходарева, Н. А. Штрейса, П. П. Тимофеева, В. Б. Комарова, И. В. Ананьина, Л. А. Ведешина, Ю. В. Зонова, В. Д. Скарятина, С. И. Стрельникова. При подготовке и оформлении настоящей работы большую помощь оказали Г. И. Волчкова, Н. В. Лукина, Н. Р. Салахетдинова и А. П. Серебряков. Всем им авторы выражают глубокую признательность.

### СРЕДСТВА ПОЛУЧЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

#### космические аппараты

С первых фотосъемок и визуальных наблюдений Земли, выполненных космонавтами на кораблях «Восток» в 1961 г., началось регулярное изучение нашей планеты из космоса. В настоящее время для изучения Земли из космоса применяется большой арсенал средств, выводимых за пределы атмосферы аппаратами различного назначения: автоматическими спутниками, пилотируемыми космическими кораблями, космическими станциями. В ряде случаев проводятся так называемые подспутниковые эксперименты: исследования, выполняемые синхронно космическими аппаратами, с самолетов и наземными средствами. Так, в подспутниковом эксперименте 1970 г. проводилась одновременная съемка Кума-Манычской впадины с пилотируемого космического корабля. Это дало возможность получить снимки одной и той же территории и при одних и тех же метеоусловиях, но отличающиеся по масштабу к 75 раз.

Разномасштабность снимков одного и того же района позволяет резко увеличить объем информации с космоснимков, определить физический смысл генерализации изображения при переходе от крупномасштабных фотоснимков к мелкомасштабным. Ряд авторов считают целесообразным использовать для геологических целей комплект космоснимков, отличающихся по масштабам на порядок 1 : 10<sup>5</sup>, 1 : 10<sup>6</sup>, 1 : 10<sup>7</sup>, 1 : 10<sup>8</sup>, который, по их мнению, обеспечивает получение в каждом следующем масштабе принципиально новой геологической информации (Космическая фотосъемка..., 1975; Скарятин, 1970а, 6, 1973).

В этом смысле аэрофотосъемку земной поверхности можно рассматривать в качестве первого уровня генерализации изображений Земли, получаемых в интересах геологии.

Имеющийся в СССР и за рубежом опыт использования самолетов для проведения съемки земной поверхности позволяет сделать вывод, что самолетные средства являются весьма эффективным дополнением комплекса исследовательских средств, выводимых в космос. Самолеты с высотой полета до 2500 м, входящие в комплекс средств аэрокосмических исследований земных ресурсов, позволяют: 1) проводить подспутниковые измерения и съемки; 2) отрабатывать методические вопросы дешифрирования на основе изучения результатов экспериментальных съемок и измерений пространственных, спектральных и временны́х характеристик отраженного и собственного излучения различных природных образований в оптическом, инфракрасном и радиодиапазонах; 3) проводить отработку оптико- и радиофизических средств дистанционного зондирования в процессе летных экспериментов (Зиман и др., 1975). В зависимости от типа используемого самолета и количества исследовательской аппаратуры варьируется и число операторов, участвующих в эксперименте. Так, например, при массе оборудования 6—10 т число операторов может составлять 15—20 человек, а при 2—3 т оборудования — не более 8 человек. Существенным в самолетных экспериментах является тот факт, что исследовательская аппаратура и оборудование в процессе и после экспериментов могут быть изменены и доработаны в нужном направлении.

Следующему уровню генерализации изображений земной поверхности соответствуют масштабы 1:106, 1:107, получаемые при фотосъемке Земли с низкоорбитальных космических аппаратов (пилотируемые космические корабли и космические станции). Именно такого порядка масштабы изображения были получены, например, с пилотируемых космических кораблей «Союз-9» — масштабы 1:2,5 · 10<sup>6</sup> — 1:7,5 · 10<sup>6</sup>, «Джсмини-11» и «Джемини-12» — масштабы 1:2,5·10<sup>6</sup>—1:5·10<sup>6</sup> и с пилотируемой орбитальной станции «Салют» — масштабы 1:1,5.106—1:7,5. 10<sup>6</sup> (Космическая фотосъемка..., 1975). Масса исследовательской аппаратуры по сравнению с самолетными экспериментами резко уменьшилась и колебалась в отдельных экспериментах в пределах сотен килограммов. Число операторов, участвующих в эксперименте, ограничивалось двумя-тремя. Тому же уровню генерализации изображений отвечают сканерные снимки, полученные с автоматических американских спутников «Ландсэт-1,2», сначала имевших название ERTS. Масштаб оригинала этих изображений 1:2,5·10<sup>6</sup>, разрешение на местности около 90 м (ERTSa, EROS, 1972).

Третьему уровню генерализации изображений земной поверхности соответствуют масштабы 1: (10<sup>7</sup>÷10<sup>8</sup>), получаемые при съемке Земли с высокоорбитальных космических аппаратов (автоматические спутники типа «Метеор» и аппараты серии «Зонд»). С космического аппарата «Зонд-5», например, были получены фотоснимки Земли в масштабе 1:1·10<sup>7</sup> (Космическая фотосъемка..., 1975). На аппаратах этого класса масса исследовательской аппаратуры весьма незначительна, а обслуживание и перенастройка ее операторами в процессе эксплуатации не предусматриваются.

Анализ существующих возможностей получения фотоснимков земной поверхности с использованием аэрокосмических средств позволяет сделать следующие выводы.

1. Аэрокосмические способы получения изображений земной поверхности следует рассматривать в единстве, обращая особое внимание на индивидуальные особенности аэрофотосъемки и космической съемки.

2. Роль и значение самолетных экспериментов особенно велики на первых этапах отработки методов и средств получения информации о Земле.

3. Размещение фотоаппаратуры на пилотируемых космических кораблях и космических станциях позволяет широко использовать традиционные методы аэрофотосъемки для исследования природных ресурсов Земли из космоса. Учитывая, однако, что параметры и условия фотографирования с космических низкоорбитальных аппаратов подвержены интенсивным изменениям, а число операторов, работающих с исследовательской аппаратурой, не превышает одного-двух человек, фотоаппаратура для пилотируемых космических аппаратов должна быть в значительной степени автоматизирована.

4. Использование высокоорбитальных космических аппаратов позволяет иметь обзорные мелкомасштабные изображения земной поверхности. Для их получения используется автоматическая фотоаппаратура или специальные виды телевизионной и сканирующей (в том числе многоспектральной) аппаратуры с передачей изображений по радиотелевизионному тракту «Космический аппарат — Земля». Эта автоматическая аппаратура непрерывно совершенствуется. Процесс развития аэрокосмических средств получения изображений земной поверхности можно представить как процесс перманентного совершенствования весогабаритных параметров аппаратуры, улучшения спектральных характеристик и расширения информационной области в инфракрасном и радиодиапазонах. Тип аппаратуры определяется возможностями носителя и условиями съемки: на ранней стадии создания аппаратуры используются самолеты, затем пилотируемые космические корабли и станции и, наконец, автоматические спутники и спутниковые системы.



Рис. 1. Схема гипотетической многоспутниковой системы, позволяющей постоянно получать полное изображение земной поверхности

Рассмотрим некоторые технические аспекты получения информации из космоса на примере гипотетической многоспутниковой системы, позволяющей в любой момент выдать глобальную информацию о геосфере, и попытаемся определить состояние современных технических возможностей такой системы для решения задач исследования природных ресурсов Земли.

Предположим, что система состоит из двух групп спутников, находящихся на полярных орбитах, сдвинутых по долготе на 90°. Четыре спутника отстоят друг от друга на расстоянии 90° также и по широте. Обе группы спутников движутся по своим орбитам таким образом, что в момент нахождения четырех спутников над экватором две пары спутников будут находиться соответственно над южным и северным полюсами Земли (рис. 1).

Каждый спутник оснащается аппаратурой для съемки участка земной поверхности, покрывающего район 90  $\times$  90°, т. е. каждая группа спутников непрерывно осматривает полосу земной поверхности  $\pm$  45° вдоль меридиана. В момент, показанный на рис. 1, группа спутников A1, A2, A3, A4 охватывает съемкой меридиональный пояс вдоль меридиана NA, а группа спутников B1, B2, B3, B4 — пояс вдоль меридиана NB, причем пары спутников A1, A3 и B1, B3 перекрывают экваториальный широтный пояс на  $\pm$  45° относительно экватора, а пары спутников A2, B2 и A4, B4 дают изображение полярных областей соответственно над северным и южным полюсами.

Поскольку аппаратура на спутнике охватывает поле 90×90° (или 7000×7000 км), то, задавшись высотой орбиты спутниковой системы и параметрами съемочной аппаратуры (размер кадра 50×50 мм при раз-

решении 20  $mm^{-1}$ ), можно определить ожидаемое разрешение на местности. Расчеты показывают, что с высоты около 14 000 км над земной поверхностью (что соответствует периоду обращения спутника 8 час) можно получить разрешение на местности порядка 7—10 км, что может быть приемлемо лишь для решения отдельных задач, связанных с глобальными процессами.

Улучшение информационных характеристик такой непрерывно действующей спутниковой системы будет резко увеличивать поток информации. Например, повышение пространственного разрешения с 10 км до 100 м увеличивает поток информации на четыре порядка. В целом же информативность спутниковой обзорной системы растет прямо пропорционально квадрату разрешения на местности и линейно зависит от числа спектральных каналов, высоты орбиты, скорости обновления информации. Так, при темпе обновления информации через каждые 2 часа объем информации, передаваемой на Землю, составит около 10<sup>6</sup> дв. ед. в секунду при разрешении на местности 10 км в 10 спектральных каналах или около 10<sup>10</sup> дв. ед. в секунду при разрешении на местности 100 м.

Учитывая высокие темпы развития современной техники получения и переработки информации, можно с уверенностью сказать, что создание спутниковых систем землеобзора с разрешением около 100 *м* в 6—10 спектральных диапазонах вполне реализуемо в недалеком будущем.

#### космическое фотографирование

Для получения возможно более качественного фотографического изображения необходимы строгое соблюдение и учет некоторых технических параметров и требований, обусловленных космической фотографией. Качество получаемой информации определяют оптико-механические, технико-физические и атмосферные данные (Береговой и др., 1972; Ходарев и др., 1975).

Получение изображения основано на приеме чувствительным слоем электромагнитных излучений определенной длины волны (диапазона волн). В зависимости от диапазона принимаемого излучения различаются съемки: а) в видимой части спектра  $(0,3-0,7 \ mkm)$ ; б) в ближней части инфракрасного излучения  $(0,7-1,1 \ mkm)$ ; в) в зоне инфракрасной индикации (до 3,0 mkm); г) в зоне микроволновых съемок  $(0,3-10 \ cm)$ ; д) в зоне ультракоротких волн  $(0,1-1,0 \ m)$ .

Отдельные участки снимаемого объекта или части ландшафта имеют собственную определенную длину волны, излучаемую и отражаемую ими. Классификация природных объектов по спектральным характеристикам отражаемого ими излучения была предложена Е. Л. Криновым (1947).

Все природные образования разделены им на три класса: I — почвы (четыре типа); II — растительные образования (четыре типа); III — водные поверхности (три типа).

Влияние столба атмосферы на значения коэффициентов спектральной яркости при съемках с помощью дистанционных средств показано в табл. 1 (Кондратьев и др., 1972).

Различная информативность и специфические особенности того или иного вида космической фотографии позволяют выбирать наиболее оптимальный из них, исходя из задач и особенностей области исследований.

В СССР фотографирование из космоса в основном выполнялось на черно-белую изопанхроматическую и инфрахроматическую пленки с использованием светофильтров, а также на цветную трехслойную пленку. Оно производилось с пилотируемых космических кораблей «Восток», «Союз» и с орбитальных станций «Салют» (Береговой и др., 1972; Кос-

Таблица 1

Зависимость	коэффициентов	спектральных	яркостей	объектов	от	высоты	съемки
-------------	---------------	--------------	----------	----------	----	--------	--------

		Н=250 км			Н=0 км		
Объект	400 нм	550 нм	680 н.м	400 нм	550 н.м	680 <i>н.</i>	
Песок	0,222	0.290	0,300	01.073	0.241	0.271	
Почва	0,210	0,231	0,200	0,062	0,170	0.171	
Водная поверхность	0,170	0,156	0,078	0,003	0.80	0.030	
Растительность	0,196	0,218	0,130	0,042	0,154	0,087	

мическая фотосъемка..., 1975; Ходарев и др., 1975). Необходимость применения светофильтров обусловлена влиянием атмосферного столба, изменяющего спектральные яркостные характеристики объекта. Из данных, приведенных в табл. 1, следует, что с изменением высоты проведения измерений меняются и спектральные характеристики, причем для приводимых объектов (кроме растительности) различия особенно велики в зоне 0,4 мкм (400 нм).

Таблица 2

Изменение коэффициентов спектральных яркостей в разных спектральных диапазонах

№ п/п	Объект	400 нм	550 нм	680 мм
1	Песок	0,143	0,049	0,029
2	Почва	0,148	0,061	0,029
3	Водная поверхность	0,167	0,076	0,048
	Растительность	0,042	0,062	0,048

Из данных табл. 2 можно вывести график (рис. 2), демонстрирующий увеличение разницы значений спектральных характеристик в зоне, приближающейся к ультрафиолетовой (возрастание справа налево). Для устранения подобного рода сдвигов и приходится идти по пути использования светофильтров при съемке.

В ряде случаев информативность черно-белых и цветных снимков оказывается недостаточной при геологическом дешифрировании. Применение обычной черно-белой фотографии не обеспечивает максимального выявления необходимых элементов объектов, снимаемых из космоса. Причина состоит в гом, что для любой спектральной зоны различие величин спектральных коэффициентов яркости для одних элементов объекта достаточно велико (см. табл. 1), в то время как для других — ничтожно и недостаточно для их раздельного фотографического воспроизведения (Кондратьев и др., 1972).

Гораздо бо́льшими возможностями раздельно воспроизводить всю совокупность объектов ландшафта обладает спектрозональная цветная фотография, которая обеспечивает одновременное фотографирование объекта в двух различных спектральных зонах и получение на единой подложке двух разноцветных изображений, обладающих наибольшим цветовым контрастом. На спектрозональной фотографии объекты изображены в ложных цветах, не соответствующих натуральным. Кроме двухслойных спектрозональных пленок, используются и трехслойные пленки, чувствительные к зеленой, красной и инфракрасной зонам спектра.

Специфика химико-фотографической обработки спектрозональных материалов отвечает принципам и основам цветной фотографии. Для повышения качества изображения следует обратить внимание на чисто-

ту и точное соблюдение плотности используемых светофильтров как при съемке, так и при воспроизведении, на необходимость применения электронных принтеров и кор-<u>ректирующих</u> систем (Горбатов, Тамицкий, 1972). Следует учитывать также все особенности соблюдения взаимосвязанности фотографических характеристик, уделяя особое вниточности подбора экспомание зиции и соблюдению режимов обработки. Совокупность подобного рода вопросов делает весь процесс получения изображений довольно трудоемким, причем успех (получение максимально качественного изображения) зависит от массы факторов, которые порой невозможно учесть и устранить, поэтому цветная и спекрозональная фотографии не представляются наилучшими варианкосмических тами для съемок, кроме, может быть, съемок под непосредственным контролем оператора.

Различные геологические объекты и явления находят свое отражение в тех или иных особенностях ландшафта. Наиболее перспективным видом космических съемок, способным фиксировать эти особен-



Рис. 2. Изменение значений спектральных характеристик для различных объектов

J. MKM

I — песок; 2 — почва; 3 — водная поверхность; 4 — растительность

ности, представляется многозональная съемка, которая проводится в нескольких спектральных зонах дублирующими камерами (Ходарев и др., 1975). Это позволяет получить изображение одного объекта как бы с позиции «разного ви́дения» (рис. 3). Совокупность всех снимков, полученных при многозональном фотографировании, дает наиболее полную и достоверную картину снимаемой местности.

Преимущество использования многозональной фотографии заключается не только в том, что можно увидеть «невидимое», но и в более высоком качестве изображения, которое достигается наложением изображений, полученных в разных зонах (каналах). При этом происходит наложение и увеличение суммарной плотности (рис. 4), а следовательно, и суммарного коэффициента контрастности при сохранении значения фотографической широты (рис. 5).

Несмотря на технические трудности многозональной фотографии, очевидны целесообразность данного вида съемок и преимущество перед другими видами космических съемок. Применение светофильтров при воспроизведении негативов в разных каналах дает возможность получить и цветное изображение как в реальных цветах, так и в заведомо искаженных. В геологии многозональная фотография находит все большее применение, так как позволяет различать объекты по их спектральным коэффициентам яркости.

В СССР многозональная космическая фотосъемка была впервые выполнена с помощью 9-объективного фотоаппарата с пилотируемого корабля «Союз-12» (Макаров, Щербаков, 1974). Использовались три фотопленки: две — чувствительные к видимой области спектра, третья к инфракрасной.





Рис. 3. Изображения, полученные при многоканальном (а, б, в) фотографировании с космического корабля «Союз-12»

**Рис. 4.** Увеличение суммарной плотности изображения  $(D_{1+2})$  при наложении изображений  $(D_1$  и  $D_2)$ , полученных в разных спектральных диапазонах

Рис. 5. Увеличение коэффициента контрастности изображения при наложении изображений, полученных в разных спектральных диапазонах (см. рис. 4)





Многоканальная фотоаппаратура была установлена и на американской космической станции «Скайлэб». Она состояла из шести фотокамер с фокусным расстоянием 152 мм и 18 светофильтров. Фотокамерами съемка проводилась в шести спектральных диапазонах: 1 — 0,5—0,6 мкм (черно-белая панхроматическая пленка); 2 — 0,6—0,7 мкм (черно-белая панхроматическая пленка); 3 — 0,7—0,8 мкм (инфракрасная черно-белая пленка); 4 — 0,8—0,9 мкм (инфракрасная черно-белая пленка); 5 — 0,5—0,88 мкм (инфракрасная цветная фотопленка); 6 — 0,4—0,7 мкм (цветная пленка).

Кадр фотопленки размером 70×70 мм покрывает территорию 163×163 км.

В сентябре 1976 г. с космического корабля «Союз-22» была выполнена фотосъемка многозональной камерой МКФ-6, разработанной специалистами СССР и ГДР. МКФ-6 одновременно производит съемку в шести участках спектра от 480 до 840 нм с разрешением на местности до 20 м и охватом площади свыше 17 000 км<sup>2</sup>. Эта аппаратура в настоящее время представляется наиболее совершенной.

#### ЭЛЕКТРОННЫЕ СИСТЕМЫ ПОЛУЧЕНИЯ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Кроме фотографических систем получения изображений земной поверхности, в практике космических съемок широко применяются электронные системы, которые используют видимый инфракрасный или микроволновый спектральный диапазон.

Системы оптического диапазона в большинстве случаев представляют собой телевизионные системы, где светочувствительным элементом служит видикон, с которого сигналы по радиоканалу передаются на наземные телевизионные приемники. Полученный радиосигнал воспроизводится в виде изображения на экране телевизионных приемников и фотографируется, в результате чего получается растровый снимок. Характеристики некоторых спутниковых телевизионных систем представляны в табл. 3.

Спутник	Телевизионная система	Спектральный диапазон, мкм
«Метеор»	Бортовая телевизионная аппаратура	0,5-0,64
«ESSO»	Телевизионная камера с системой автоматической передачи информации	0,5-0,64
«ERTS»	Мультиспектральная камера, использующая ви-	0,475-0,575
	дикол с обратным лучом	0,580-0,680
		0,690-0,830

Таблица З Некоторые характеристики телевизионных спутниковых систем

Многоспектральная система спутников ERTS предназначена для изучения природных ресурсов и состоит из трех телевизионных камер, работающих в разных зонах спектра. Совмещение информации с каждого из видиконов, экспонирующих земную поверхность, позволяет получать цветное изображение и изображение в условных цветах (Космическая фотосъемка..., 1975).

В последние годы в космонавтике нашли широкое применение электронно-оптические сканерные системы получения изображений, работающие в широкой области спектра и охватывающие, как правило, видимый и инфракрасный диапазоны электромагнитного излучения одновременно. Поскольку большинство классов природных объектов легко может быть опознано на их черно-белых космических изображениях по интегральной яркости и главным образом по геометрическим и другим косвенным признакам, то многоспектральная съемка предназначена для того, чтобы различать объекты и явления внутри классов, т. е. решать задачи, которые не решаются по материалам обычных съемок. В расчете на такие задачи (например, разделение пород деревьев в лесу, посевов, комплексов горных пород, близких к тону изображения) должны выбираться и зоны спектра для многоспектральной съемки.

Спектральные характеристики земных объектов являются функциями с ограниченным спектральным диапазоном, поэтому они могут быть восстановлены по набору дискретных отсчетов. Это открывает возможности для создания такой многоспектральной системы, которая позволила бы по результатам съемки в нескольких зонах спектра восстанавливать спектральные характеристики и таким образом опознавать объекты внутри классов.

Спутник	Спектральный диапазон, <i>мкм</i>	Тип приемника излучения	
«ERTS» *	0,50,6	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	0,6-0,7	ФЭУ, кремнисвый диод	
	0,7-0,8		
	0,8-1,1		
	0.44.0.46		
	0,41-0,40		
	0,40-0,51		
	0,51-0,550		
	0,530-0,670		
	0,020-0,070 0,680 -0,762		
Скайлэб» **	0,783-0,880	Теллурилы ртути и калмия	
	0.980 - 1.080	,	
	1 09-1 19		
	1,20-1,30		
	1.55-1.75		
	2.10-2.35		
	10.2-12.5		
		<u> </u>	
	0,4-0,45		
	0,5-0,55	• OV	
иссики ан ссср **	0,6-0,7	ФЭУ, кремниевые фотодиоды	
	ໄ ດ້າວ ດ້ອວ		

#### Таблица 4

Некоторые характеристики многоспектральных сканирующих систем (МСС)

\*\* Аванесов и др., 1974.

В табл. 4 приведены некоторые характеристики многоспектральных сканирующих систем, установленных на американских спутниках, и характеристики многоспектральной системы, разработанной в Институте космических исследований (ИКИ) АН СССР (Аванесов и др., 1974).

Блок-схема многоспектральной сканирующей системы представлена на рис. 6. На примере подобной системы, разработанной ИКИ АН СССР (Аванесов и др., 1974), рассмотрим работу аппаратуры в полете. Поток излучения, отраженный земной поверхностью, попадает на качающееся зеркало, обеспечивающее развертку изображения поперек трассы полета. Основная скорость сканирования — более четырех строк в секунду. Угол поля зрения сканирующего устройства составляет 51°. Через неподвижное зеркало поток излучения попадает на входной объектив, в фокальной плоскости которого установлена диафрагма, определяющая угловое разрешение сканирующего устройства. Образованный



Рис. 6. Блок-схема многоспектральной сканирующей системы 1 — качающееся зеркало; 2 — неподвижное зеркало; 3 — входной объектив; 4 — диафрагма; 5 — коллиматор; 6 — дифракционная решетка; 7 — собирательная оптика; 8 — детекторы излучения;

9 — усилители сигнала

коллиматором параллельный поток излучения, падая на дифракционную решетку, разлагается на спектральные составляющие. Расшепленный поток через систему собирающей оптики падает на детекторы излучения. Усиление видеосигналов, снимаемых с детекторов излучения. производится усилителями постоянного тока. Дифракционная решетка и собирающая оптика позволяют установить в многоспектральной сканирующей системе одновременно восемь детекторов излучения, в качестве которых могут использоваться для видимого участка спектра ФЭУ-68, подбираемые по спектральной чувствительности, и кремниевые фотодиоды для ближней инфракрасной области спектра.

Электрические сигналы с выходов усилителей постоянного тока при самолетных экспериментах поступают на четырехканальную систему видеозаписи. В каждом из четырех каналов используются одинаковые восьмиразрядные аналого-цифровые преобразователи. С выхода преобразователей восьмиразрядные и параллельные коды через устройство уплотнения поступают на вход записи цифрового магнитофона, где цифровая информация фиксируется на магнитную ленту с плотностью 32,8 имп/мм.

Таким образом, в результате самолетных экспериментов с многоспектральной сканирующей системой получены цифровые магнитные записи изображений в четырех спектральных диапазонах, элементы которых строго совмещены. Воспроизведение цифровых видеозаписей в виде фотографических изображений позволяет представить видеоинформацию в привычном для дешифрирования виде.

В целом, метод сканирования позволяет, во-первых, получать изображения не только в видимой области спектра, но и в инфракрасной, а в перспективе — и в радиодиапазонах (СВЧ), а во-вторых, при условии сохранения метрических свойств видеоинформации в системе передачи данных и системе промежуточного хранения дает возможность перейти к объективным методам ее обработки с использованием средств вычислительной техники. Устройство синтеза изображений, полученных многоспектральной сканирующей системой, представляет собой фоторегистратор с электромеханической разверткой изображения. Видеосигналы, считанные с трех каналов цифровой видеозаписи, преобразуются в три модуляторных источника света. Модулированные световые потоки объединяются системой дихроичных зеркал и выводятся в оптическую систему, где световой поток собирается и проецируется на фотоматериал, закрепленный на барабане. Развертка изображения производится путем вращения барабана и перемещения элементов проекционной оптики вдоль его образующей. Для регистрации изображений системы ИКИ АН СССР были приняты два основных формата: 108×300 и 54×300 мм с плотностью записи 5 и 10 имп/мм (Аванесов и др., 1974).

Космические сканирующие инфракрасные системы могут работать, помимо ближней инфракрасной области, еще в двух областях спектра: 3,4—4,2 и 8—12 мкм (табл. 5). В диапазоне 3,4—4,2 мкм фиксируется собственное тепловое излучение Земли, а в более длинноволновой области спектра (8—12 мкм) хорошо дешифрируются, например, облака на фоне снега или льда (Космическая фотосъемка..., 1975).

Спутник	Спектральный диапазон, мкм	Тип приемника излучения
«Нимбус-2» «Нимбус-3»	3,7-4,2 0,7-1,3 3,7-4,2	Селенистый свинец Резистор
«Нимбус-5»	0,8–1,1 8,3–9,3 10,2–11,2	Теллуриды ртути и кадмия
«NOAA-1»	0,52-0,73 10,5-12,5	Кремниевый резистор и полупроводнико вый болометр
«NOAA-2»	0,6-0,7 10,5-12,5	Кремниевый резистор, теллуриды ртути в кадмия

Таблица 5

Некоторые характеристики сканирующих инфракрасных систем

Микроволновые системы еще не нашли широкого применения в качестве спутниковой аппаратуры. Но отдельные эксперименты проводились. На ИСЗ «Нимбус-5», например, был установлен сканирующий радиометр ESMR, работающий в диапазоне длин волн 1,55 см. Прибор предназначен для получения микроволновых изображений подстилающей поверхности и выявления зон осадков.

Из приведенных выше примеров можно сделать вывод, что спутниковые системы получения изображений земной поверхности непрерывно совершенствуются, охватывая все более длинноволновую область электромагнитного спектра излучения.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

#### СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ, ПОДВЕРГШИЕСЯ ИНТЕНСИВНЫМ НОВЕЙШИМ ДЕФОРМАЦИЯМ

#### Восточный Кавказ

Для геологического изучения территории Восточного Кавказа использовались космические снимки, отвечающие разным ступеням генерализации: во-первых, сканерные изображения с автоматического 18-го спутника «Метеор» (разрешение на местности около 1,5 км) и телеизображения с более ранних объектов той же серии (разрешение 0,8— 1,0 км); во-вторых, черно-белые фотоснимки в видимом диапазоне, сделанные А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым в июне 1970 г. с пилотируемого космического корабля «Союз-9» (разрешение около 0,3 км, местами выше) и многозональные фотоснимки, сделанные В. А. Лазаревым и О. Г. Макаровым в октябре 1973 г. с пилотируемого космического корабля «Союз-12» (разрешение 0,05—0,1 км). Разрешающая способность указанных снимков различается, таким образом, на один-два порядка.

Восточный Кавказ представляет собой гетерогенное альпийское складчатое сооружение, испытывающее интенсивные новейшие деформации — как складчатые, так и разрывные. Сравнительно хорошая обнаженность, разнообразие толщ и типов деформаций, расчлененный рельеф, отражающий многие особенности геологической структуры, делают эту территорию идеальным объектом для определения возможностей геологического использования космических изображений. Для нее по фотоснимкам с космического корабля «Союз-9» (рис. 7) проведены структурно-геологические, геоморфологические и неотектонические исследования.

На схеме тектоники юго-восточной части Кавказа, составленной В. З. Сахатовым (1973, рис. 60; Береговой и др., 1972, рис. 4, 7) путем дешифрирования указанных снимков, изображены комплексы четвертичных и неогеновых отложений, элементы крупных структурных форм (мегантиклинории Большого и Малого Кавказа), отдельные складчатые и разрывные нарушения, грязевые вулканы и некоторые другие данные о строении территории. Наиболее интересные результаты работы — уточнение рисунка разрывов Аджичайской зоны, подтверждение крупного левостороннего сдвига юго-восточного борта Куринской впадины вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома, выявление системы погребенных поднятий в Куринской впадине.

На структурно-геологической схеме, составленной М. Л. Коппом на основе дешифрирования тех же космических снимков, показаны меловые, третичные и четвертичные отложения, тектонические зоны,





Рис. 7. Космический фотоснимок Восточного Кавказа и Куро-Араксинской низменности. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов, июнь 1970 г.

Рис. 8. Космический фотоснимок Центрального Кавказа и Аджаро-Триалетской горной системы. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов, июнь 1970 г.

некоторые крупные антиклинали, выраженные в рельефе, простирание пород и тектонические линеаменты. Приведены дешифровочные признаки этих образований (Трифонов и др., 1973, рис. 15). Обращает на себя внимание, что рисунки тектонических линеаментов и разломов, отдешифрированных М. Л. Коппом и В. З. Сахатовым независимо друг от друга, в значительной мере совпадают, что свидетельствует об объективности полученных результатов.

Геоморфологическое дешифрирование космических снимков рассматриваемого района было выполнено Т. П. Ивановой (Трифонов и др., 1973, рис. 16). На составленной схеме показаны геоморфологические области, а внутри них — крупнейшие морфоструктуры, для каждой из которых характерны свой специфический комплекс рельефообразующих факторов и тип рельефа. Продемонстрирована возможность получить новую информацию о морфологии и генезисе рельефа. Вместе с тем картирование ярусов рельефа не всегда возможно и представляется более перспективным для среднегорных и высокогорных типов. Здесь поверхности выравнивания, расположенные на разных гипсометрических высотах, из-за наложения вертикальной зональности имеют специфические особенности ландшафтов, четко улавливаемые на космических фото графиях.

Проведенные структурно-геологические и неотектонические исследования существенно уточняют и дополняют наши знания о новейшей структуре региона и ее эволюции.

Более северные районы Восточного Кавказа были изучены С. Л. Бызовой также по фотоснимкам, сделанным с космического корабля «Союз-9» (рис. 8). На структурно-геологических схемах дешифрирования (Бызова и др., 1973; Трифонов и др., 1973, рис. 18) показаны тектонические зоны, линеаменты, крупнейшие вулканы. В качестве главного дешифровочного признака использовался рисунок эрозионного расчленения местности, или мезорельеф.

Все исследователи, которые проводили геологическое дешифрирование и интерпретацию космических снимков Восточного Кавказа, обращали внимание на тектонические линеаменты — линейные элементы структуры, выраженные в рельефе и других элементах ландшафта, формирующих космическое изображение. Далеко не всегда линеаменты соответствуют разрывам сплошности пород в наблюдаемой и картируемой наземными средствами геологической структуре. Поэтому представляется целесообразным остановиться на линеаментах подробнее.

Линеаменты на различных сканерных и телевизионных изображениях со спутников серии «Метеор» (рис. 9) дешифрировались раздельно, и полученные результаты сопоставлялись между собой. При этом оказалось, что одни линии, наиболее четко выраженные, повторяются от изображения к изображению, тогда как другие, обычно выделяемые менее уверенно, видны лишь на отдельных снимках. Такое различие в достоверности линий отражено на объединенной схеме линеаментов, отдешифрированных на сканерных и телевизионных снимках серии «Метеор» (рис. 10). Среди наиболее четко выраженных и повторяющихся элементов схемы преобладают линии общекавказского простирания, причем лучше всего ими подчеркивается зона южного склона Большого Кавказа. Многочисленными, хотя, как правило, неповторяющимися или менее достоверными линиями представлено северо-восточное (до восток-северовосточного) направление, линии которого группируются в несколько зон «антикавказского» простирания. Наиболее слабо представлены линии северо-западного и северо-северо-западного направлений. Помимо линеаментов, на снимках хорошо видны наиболее крупные выраженные в рельефе новейшие мегаструктуры: своды Большого и Малого Кавказа и разделяющая их система межгорных впадин.



Рис. 9. Сканерное изображение Кавказа в спектральном диапазоне 0,6---0,7 мкм. 18-й спутник серии «Метеор», 21 августа 1974 г., 11 час. 14 мин. — 11 час. 26 мин.

Зона южного склона Большого Кавказа хорошо выражена в геологической структуре поверхности (Милановский, Хаин, 1963), но вместе с тем имеет глубинное заложение, будучи весьма сейсмоактивной. Согласно И. В. Ананьину (Ананьин, Трифонов, 1976), от горы Казбек до г. Шемаха данная сейсмогенная зона выделена: 1) как зона наибольшей плотности эпицентров с энергией в очаге  $E=10^{12} \ \partial x$  и глубинами очагов до 60 км; 2) как «живущая» зона разломов глубиной до 60 км по коэффициенту затухания интенсивности, т. е. интенсивного поглощения сейсмической энергии (Ананьин, 1964); 3) по общим закономерностям механизмов очагов землетрясений, а именно по расположению в пространстве осей сжатия и растяжения.

Севернее и южнее зоны южного склона землетрясения со столь значительными величинами энергии в очагах, как правило, не встречаются. Исключение составляют две зоны северо-восточного простирания, пересекающие Большой Кавказ в районах горы Казбек и между городами Шемаха и Баку. Здесь, вне зоны южного склона, отмечаются землетрясения с  $E=10^{12} \ \partial \mathscr{K}$  и глубинами очагов до 20—30 км (Ананьин, 1964; Ананьин и др., 1969) и именно эти поперечные зоны совпадают с полосами сгущения северо-восточных линеаментов, дешифрируемых на снимках серии «Метеор» (см. рис. 9). Полоса эпицентров протягивается и вдоль Сальян-Ленсибизского линеамента северо-западного простирания (Хаин и др., 1966; Борисов, 1967), лучше выраженного на космических снимках с более высоким разрешением (см. ниже).

Сейсмичность является не единственным критерием определения глубинности образований, дешифрируемых на рассматриваемых космических снимках. Крупнейшие новейшие мегаструктуры Восточного Кавказа совпадают со структурными формами поверхности Мохоровичича, выявленными глубинным сейсмическим зондированием: в самом общем виде



Рис. 10. Сопоставление линеаментов Восточного Кавказа, отдешифрированных на телевизнонных и сканерных космических изображениях серии «Метеор», с расположением эпицентров землетрясений с магнитудой ≥4 с 1911 по 1962 г. (Ананьин, Трифонов, 1975)

- Магнитуда землетрясений:  $1 - 6^{1}/_2 - 6^{3}/_4;$   $2 - 6 - 6^{1}/_4;$   $3 - 5^{1}/_2 - 5^{3}/_4;$   $4 - 5 - 5^{1}/_4;$   $5 - 4^{1}/_2 - 4^{3}/_4;$  $6 - 4 - 4^{1}/_4.$
- Класс землетрясений: 7 — А; 8 — Б; 9 — неклассные, Месторождение очага: 10 — в земной коре; 11 — под земной корой;
- 12 линеаменты, наиболее достоверные и повторяющиеся от изображения к изображению;
- 13 линеаменты, менее достоверные или отдешифрированные лишь на отдельных снимках

ее прогибам отвечают новейшие своды поверхности Земли, поднятиям впадины, хотя между этими рядами структурных форм и нет полного соответствия (Милановский, 1968). Особенно резкое изменение положения поверхности Мохоровичича приходится на зону южного склона, которая разделяет блоки земной коры, различающиеся не только мощностями, но и физическими свойствами (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Балавадзе и др., 1966; Беляевский и др., 1970). Глубина границы Мохоровичича в северном блоке (восточная часть Большого Кавказа) около 50— 60 км, а в южном (Куринская впадина) — около 40—45 км.

Таким образом, на космических снимках наиболее мелкого масштаба, т. е. низкого разрешения, находят отражение элементы структуры нижних горизонтов коры и верхней мантии, т. е. наиболее глубоких горизонтов литосферы (20—60 км).

Схема линеаментов, отдешифрированных на космических фотоснимках с «Союза-9», т. е. снимках с более высоким разрешением, представлена на рис. 11, а. Она дополняет и местами исправляет картину расположения линеаментов на ранее выполненных схемах геологического дешифрирования тех же снимков (Береговой и др., 1972; Бызова и др., 1973; Сахатов, 1973; Трифонов и др., 1973).

В зависимости от ориентировки выделенные линеаменты разделены

на три группы: 1) северо-западного — юго-восточного и северо-северо-западного — юго-юго-восточного простирания; 2) северо-восточного — югозападного и восток-северо-западного — запад-юго-западного простираний; 3) север — юг и северо-северо-восточного — юго-юго-западного простираний. К первой группе относится Главная система линеаментов Восточного Кавказа, состоящая из четырех отрезков: Сальян-Ленгибизского (1) <sup>1</sup>, Исмаиллы-Сыгырлинского (2), Самур-Геокчайского (3) и Аргун-Джермутского (4). Они расположены эшелонированно относительно друг друга и образуют правый кулисный ряд. Непротяженные линеаменты того же направления выделены на востоке Кобыстана и в Казбекском районе. Они характеризуются той же особенностью взаимного расположения. Несколько северо-западных линеаментов протягивается вдоль предгорий Талыша и далее на северо-запад (5). Вторая группа представлена сложно построенным Сумгаит-Араксинским (6) линеаментом протяженностью свыше 250 км. Он простирается на восток-северо-восток и сопровождается серией менее крупных линеаментов северо-восточного направления, оперяющих его и расположенных эшелонированно относительно друг друга (левый кулисный ряд). Несколько коротких северо-восточных линеаментов выделила С. Л. Бызова в Казбекском районе. Среди линеаментов третьей группы наиболее отчетливо проявлены Советобад-Яшминский (7), Ахсуйский (8) и Гирдыманчайский (9), Агдаш-Дербентский (10), Барисахский (11), Верхнетерский (12).

На рис. 11, а по сравнению со схемой дешифрирования линеаментов на снимках серии «Метеор» уменьшается количество северо-восточных линеаментов, хотя некоторые из них, например Сумгаит-Араксинский и Агдаш-Дербентский, выражены на фотоснимках с относительно высоким разрешением даже более отчетливо. Вместе с тем возрастает количество северо-западных и более редких субмеридиональных линеаментов. Последние, однако, не столь протяженны, как хорошо проявленные на снимках серии «Метеор» линеаменты «общекавказского» простирания. Эти линеаменты, совпадающие в значительной мере с зоной южного склона Большого Кавказа, соответствуют на фотоснимках с «Союза-9» лишь тонкой полосчатости, выраженной короткими, слабо различимыми линиями.

Сопоставление схемы расположения линеаментов, отдешифрованных на фотоснимках с «Союза-9», со схемами тектонического районирования Восточного Кавказа, с геологическими, структурными, тектоническими и неотектоническими картами и описаниями (Хаин, 1950; Варданянц, 1954; Паффенгольц, 1959; Геологическое строение..., 1960; Тамразян, 1960; Милановский, Хаин, 1963; Ахмедбейли, 1966; Хаин и др., 1966; Геология СССР, т. 9, 1968; Милановский, 1968; Тектоническое строение..., 1968; Ширинов, 1973), дополненными полевыми наблюдениями В. Г. Трифонова в зонах некоторых линеаментов, приводит к следующим выводам.

Сальян-Ленгибизский линеамент частично отвечает крупному новейшему разрыву сплошности пород (см. рис. 11, б), круто наклоненному на северо-восток; на значительном протяжении он выражен на поверхности цепью сравнительно пологих асимметричных антиклиналей. Северо-западнее г. Кази-Магомед в ряде мест наблюдалось правое взбрососдвиговое смещение средне-позднеплейстоценовых и голоценовых форм рельефа (отношение взбросовой и сдвиговой составляющих примерно равно 1:6), причем относительно древние формы смещены на бо́льшую величину. Повторным нивелированием вдоль железной дороги выявлены современные вертикальные подвижки (Тамразян, 1960). В. А. Горин (1951) и Г. П. Тамразян (1958) отмечали концентрацию грязевых вулканов в зоне линеамента. И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) выделили

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На рис. 11, а цифрами обозначены номера линеаментов. Линеаменты 1, 5--9 выделены и названы М. Л. Коппом (Трифонов и др., 1973).



Рис. 11. Сопоставление линеаментов Восточного Кавказа, отдешифрированных на космических фотоснимках с «Союза-9», с элементами поверхностной и глубинной структуры земной коры

- б сопоставление отдешифрированных линеаментов с картой неотектонических (верхний сармат — голоцен) деформаций в изобазах (Милановский, 1968):
- 1, 2 отдешифрированные линеаменты:
  - 1 крупнейшие;
  - 2 прочие;
  - 3 крупные разломы и флексуры, установленные на поверхности;
  - 4 крутые разломы и флексуры с установленным направлением смещения, выраженные на поверхности;
  - 5 надвиги и тектонические покровы, установленные на поверхности;
  - 6 предполагаемые разрывы в фундаменте новейших отложений;
  - 7 изолинин суммарной вертикальной составляющей новейших движений, проведенные через 1, местами через 2 км;
  - 8 дополнительные изолинии;
  - 9 бровка шельфа;
- 10 четвертичные и грязевые вулканы;



Рис. 11 (продолжение)



Рис. 11 (продолжение)

- с сопоставление отдешифрированных линеаментов со схемой глубин залегания поверхности Конрада:
- 1, 2 отдешифрированные линеаменты:
  - *1* крупнейшие;
- 2 прочие;
- 3—5 зоны крупнейших глубинных разломов, выделенные по совокупности геофизических и геологических данных:
  - З Восточно-Кавказского (Тамразян, 1960);
  - 4 Западно-Каспийского (Хаин и др., 1966);
  - 5 Казбек-Цхинвальского (Милановский, 1968);
- 6—9 изолинии глубин залегания поверхности Конрада (в км):
  - 6 по И. О. Цимельзону (1965),
  - 7 по книге «Геофизическое изучение...» (1963),
  - 8 по книге «Геология СССР, т. 9» (1968),
  - 9 по книге «Геология СССР» (1968), предполагаемые;
  - J0 контуры крупнейших впадин поверхности Конрада, по И. О. Цимельзону (1965);



Рис. 11 (продолжение)



Рис. 11 (окончание)

его как флексуру на склоне глубинного поперечного поднятия, выраженного изменениями фаций и мощностей отложений. Склоны таких же поднятий совпадают с зонами Исмаиллы-Сыгырлинского и Самур-Геокчайского линеаментов. Последний простирается вдоль локальных новейших поднятий (Милановский, 1968) и в раздвоенной северной части совпадает с разрывами сплошности юрских пород (Варданянц, 1954).

Аргун-Джермутский линеамент на юго-востоке также совпадает с разрывом в юрских породах. Северо-западная часть линеамента приходится на диагональный по отношению к «общекавказскому» простиранию выступ — Чижгинскую антиклиналь. К северо-западу от нее протягивается зона третичных складок того же северо-западного простирания. В соответствии с мнением, высказанным в 1937 г. И. О. Бродом (Геологическое строение..., 1960), весьма возможно, что эта линия поднятий отвечает глубинному разлому.

Предталышские линеаменты простираются примерно вдоль северовосточного края новейшего поднятия Талыша и местами совпадают с разрывами сплошности пород. Эта зона определена как склон глубинного поперечного поднятия (Кириллова и др., 1960). Сумгаит-Араксинский линеамент в юго-западной части отвечает нарушению осадочных толщ, скрытому чехлом почти недислоцированных рыхлых осадков (Ширинов, 1973). Северо-восточнее — это структурная линия, по обеим сторонам которой общий стиль и простирания новейших складок различаются (Тамразян, 1960), в зоне линеамента наблюдается концентрация грязевых вулканов (Горин, 1951; Тамразян, 1958). По двум оперяющим линеаментам обнаружены левые сдвиговые смещения позднеплейстоценовых форм рельефа. Г. П. Тамразян (1960) писал о современных вертикальных подвижках в зоне линеамента, выявленных повторным нивелированием вдоль железной дороги. Этот же автор отмечал влияние рассматриваемой структурной линии на распределение фаций и мощностей неогеновых и плейстоценовых отложений, причем в относительно древних комплексах следы такого влияния более рассредоточены, чем в молодых толшах.

Вдоль Гирдыманчайского линеамента выявлен новейший разрыв (Ми лановский, 1968). В зоне Гирдыманчайского и Ахсуйского линеаментов и их северо-восточного продолжения, скрытого на космических снимках облаками, отмечается флексурное погружение к востоку структурных форм северо-восточного склона Кавказа, причем по обеим сторонам от этой линии характер и простирание складчатости различаются. Мощности отложений неокома резко возрастают к востоку; изменяются фации и мощности и более молодых отложений вплоть до плейстоцена (Хаин и др., 1966). А. Н. Шарданов определяет рассматриваемую зону как Халтанскую границу поперечных ступеней Кавказа, отвечающую, по мнению М. А. Кашкая и Г. П. Тамразяна (1967), длительно развивавшемуся глубинному разлому.

Агдаш-Дербентский линеамент совпадает с западным краем подобной же Хазранской границы поперечных ступеней, выраженных на поверхности флексурной зоной. Н. П. Ромашов (Геология СССР, 1968) называет ее Самурским разломом и предполагает, что он был заложен в предкелловейское время. И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) отмечают здесь флексуру на склоне глубинного поперечного поднятия. Ранее значение таких поперечных нарушений в структуре Восточного Кавказа подчеркивал И. О. Брод (1938).

Выполненное сопоставление показывает, что важнейшие элементы приповерхностной геологической структуры региона — структурно-фациальные и структурные зоны, складки, крупные и мелкие разрывы «общекавказского» простирания — не коррелируются пространственно с расположением линеаментов, хотя и находят частичное отражение на фотоснимках с «Союза-9» в упомянутой выше полосчатости (рис. 12). Вместе с тем многие из отдешифрированных линеаментов сопоставляются с секущими элементами альпийской и особенно новейшей структуры верхних частей коры. Некоторые из них совпадают с крупными разрывами сплошности пород, однако чаще линеаментам отвечают менее четкие линейные образования, многие из которых могут быть признаны поверхностным выражением глубинных разломов, в понимании А. В. Пейве (1956а, би др.). Это флексурные уступы, обычно развивавшиеся длительно; уступы, которые скрыты под чехлом слабо дислоцированных пород и поэтому не могут быть точно охарактеризованы морфологически; цепи складок; зоны структурных аномалий, пересекающие системы складок; границы областей с разными типами и разным направлением складчатости;



Рис. 12. Сопоставление линейных элементов, отдешифрированных на космических фотоснимках с «Союза-9», с картой повторяемости сотрясений седьмого балла за период с 1911 по 1962 г. (Ананьин, Трифонов, 1976)

зоны концентрации грязевых вулканов. Сказанное позволяет предполагать, что линеаменты отражены в геофизических полях и составленных на их основе структурных картах глубинных горизонтов коры.

И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) впервые обратили внимание на то обстоятельство, что зоны больших градиентов силы тяжести (гравиметрические ступени), довольно близко совпадающие с зонами намеченных по геологическим данным глубинных разломов Восточного Кавказа, не протягиваются сплошными линиями, а распадаются на отдельные участки, расположенные кулисно друг относительно друга. Такая же особенность, как было показано выше, присуща линеаментам. Неоднократно отмечалось наличие значительных градиентов аномалий силы тяжести непосредственно к западу от Сальян-Ленгибизского линеамента — на северо-восточном склоне Талышско-Вандамского гравитационного максимума (Цимельзон, 1959; Гаджиев, 1965; Али-заде и др., 1968). Г. П. Тамразян (1960), ссылаясь на данные Л. К. Татевосяна и Р. М. Гаджиева, указывает на северо-восточные простирания гравитационных аномалий и значительные градиенты аномалий силы тяжести в северовосточной части Сумгаит-Араксинского линеамента. В. Е. Хаин и его соавторы (1966) отмечали изменение характера поля силы тяжести вдоль северо-восточных продолжений Гирдыманчайского и Ахсуйского линеаментов, скрытого на космических снимках облаками. Гравитационная ступень выявлена вдоль Предталышских линеаментов и их северо-восточных продолжений (Али-заде и др., 1968).

Многочисленные гравиметрические данные, дополненные результатами глубинного сейсмического зондирования, послужили основой для составления структурных карт по различным глубинным границам вертикальных неоднородностей коры. Одной из таких границ является поверхность доюрского кристаллического фундамента (Цимельзон, 1965; Али-заде, Цимельзон, 1966; Милановский, 1968; Геология СССР, 1968; Али-заде и др., 1968; Ризниченко и др., 1974). В пределах Юго-Восточного Кавказа, где доюрская поверхность находится обычно на глубинах 8—20 км (рис. 11, в), наблюдается более или менее близкое соответствие рисунка изолиний и зон резкого изменения глубин поверхности фундамента расположению Сальян-Ленгибизского, Исмаиллы-Сыгырлинского, Самур-Геокчайского, Гирдыманчайского, Ахсуйского, отчаста Сумгаит-Араксинского и Предталышских линеаментов. Севернее, гдеглубина поверхности фундамента, как правило, меньше 8 км, такого соответствия не наблюдается.

На различных вариантах карт поверхности «базальтового» слоя (Терешко, Наструев, 1964; Цимельзон, 1965; Али-заде, Цимельзон, 1966; Геология СССР, 1968) примерно одинаково изображаются основные структурные формы, образованные рассматриваемой поверхностью, хотя и не вполне совпадают одна с другой по абсолютным величинам рассчитанных глубин залегания «базальтового» слоя. На рис. 11, г видно, что на фоне «общекавказского» простирания изолиний этой поверхности выделяются отдельные ячеи, удлиненные в северо-западном направлении и расположенные эшелонированно одна относительно другой (правый кулисный ряд). Поверхность «базальтового» слоя в таких ячеях погружена, до 30 км. Линеаменты Главной системы Восточного Кавказа также характеризуются эшелонированным взаимным расположением. Они следуют вдоль простираний изолиний, причем Сальян-Ленгибизский, Исмаиллы-Сыгырлинский и отчасти Самур-Геокчайский линеаменты совпадают с зонами повышенных градиентов наклона поверхности. Совпадение с простираниями изолиний или зонами их искривления (вероятно, флексурного типа) обнаруживают и другие крупные линеаменты: Агдаш-Дербентский, Советабад-Яшминский, в меньшей мере — северное продолжение Гирдыманчайского и Ахсуйского линеаментов. Та же тенденция намечается для Сумгаит-Араксинского и Предталышских линеаментов, однако отсутствие данных по южной части района не позволяет оценить их соотношения с рельефом рассматриваемой поверхности на всем протяжении.

Наконец, мелкомасштабные карты поверхности Мохоровичича (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Милановский, Хаин, 1963; Цимельзон, 1965; Борисов, 1967; Беляевский и др., 1967; Геология СССР, 1968; Милановский, 1968) в сочетании с профилями глубинного сейсмического зондирования обрисовывают обширные и пологие структурные формы в общем «кавказского» простирания. Отдешифрированные линеаменты, за исключением Сальян-Ленгибизского, с ними не коррелируются.

М. Г. Агабеков и Ф. С. Ахмедбейли (1958), Е. Е. Милановский (1968), И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) отмечали высокую сейсмическую активность «поперечных» нарушений Кавказа. Р. А. Агамирзоев (1971) и его сотрудники, напротив, отмечают приуроченность землетрясений восточной части Большого Кавказа к зоне надвигов «общекавказской» ориентировки на его южном склоне, предполагая при этом, что вес надвиговых пластин способствует концентрации сейсмической энергии и ее. последующей разрядке в виде сильных землетрясений. Цитируемые авторы признают, однако, что указанные надвиги высокосейсмичны не на всем протяжении, а лишь на пересечении с некоторыми линеаментами, отдешифрированными на фотоснимках с «Союза-9». Это как раз те линеаменты, которые видны и на снимках серин «Метеор» (Сальян-Ленгибизский линеамент, линеаменты в зонах северо-восточного простирания районов горы Казбек и между городами Шемаха и Баку). Землетрясения высоких энергий отмечаются и на подводных продолжениях некоторых линеаментов. О такой полосе эпицентров на северо-восточном продолжении Сумгаит-Араксинского линеамента писал Г. П. Тамразяң (1960), ссылаясь на данные Е. И. Бюса (1952).

Что же касается остальных линеаментов, отдешифрированных на фотоснимках с «Союза-9», то вне зоны южного склона Большого Кавказа они, как и смежные территории, характеризуются лишь слабыми землетрясениями. Однако там, где линеаменты выходят за пределы зоны южного склона, между ними плотность слабых землетрясений уменьшается (Ананьин, Трифонов, 1976). Отсюда можно предположить, что очаги слабых землетрясений, обычно приуроченные вне зоны южного склона к глубинам не более 10 км, связаны с рассматриваемыми линеаментами. Еще более отчетливо проявлена связь линеаментов, отдешифрированных на снимках с «Союза-9», с площадями повторяемости 7-го балла (см. рис. 12), построенными по теоретическим изосейстам (Ананьин и др., 1969) за 50 лет — с 1911 по 1962 г. на основе инструментально зафиксированных эпицентров. Это фактически карта эпицентров, но представленная в виде поверхностного эффекта землетрясений. Она более наглядно демонстрирует район проявления на земной поверхности в основном мелких очагов.

Говоря о совпадении или близком расположении эпицентров и линеаментов, следует иметь в виду, что точность определения координат эпицентра во многих случаях составляет  $\pm 25$  км и только в некоторых случаях достигает  $\pm 10-15$  км. Поэтому можно сопоставлять линеаменты не с отдельными эпицентрами, а лишь с их скоплениями или с плотностью эпицентров (Ананьин, Трифонов, 1976). Но даже и при большой точности определения эпицентра может наблюдаться систематическое смещение эпицентров относительно линеамента, если линеамент представляет собой выход на поверхность глубинного сейсмогенного разлома, ориентированного наклонно к вертикали.

Неоднократно отмечалась экранирующая для сейсмических волн роль Гирдыманчайского разлома (Сорский, 1955; Хаин и др., 1966), совпадающего с одноименным линеаментом. На рис. 11, д размещение линеаментов, отдешифрированных на снимках с «Союза-9», сопоставлено с пространственным расположением зон глубинных сейсмогенных разломов. Схема плотности глубинных сейсмодислокаций дает представление о важном структурном элементе глубинных частей коры— зонах аномальных затуханий сейсмических волн, отождествляемых в большинстве случаев с современными сейсмогенными разломами и свидетельствующих о различиях в поглощающих свойствах среды. Эта схема, по-видимому, характеризует структуру земной коры на глубинах 10-15 км, соответствующих средней глубине кавказских землетрясений, хотя ее вариации для различных участков Кавказа и Закавказья значительны. Из рис. 11, г следует, что зоны глубинных сейсмодислокаций, как правило, не имеют «общекавказской» ориентировки и близки по простиранию и расположению к отдешифрированным линеаментам. В некоторых случаях линеаменты точно совпадают с осями таких зон, а чаще отстоят от них на расстоянии до 10-35 км, т. е. на величину, соизмеримую с глубинами очагов землетрясений.

Сопоставления с результатами геофизических исследований показывают, что крупнейшие из линеаментов, которые отдешифрированы на снимках Восточного Кавказа, сделанных с космического корабля «Союз-9», обнаруживают более или менее близкое соответствие латеральным разделам и зонам деформаций земной коры на глубинах 10—25 км, выраженным в распределении гравитационных аномалий, структурах поверхности «базальтового» слоя и отчасти поверхности доюрского фундамента. Показательно, что структура последней лучше коррелируется с линеаментами на участках достаточно глубокого залегания, чем в местах общего подъема фундамента до глубин 8 км и меньше. Карты гравитационных аномалий и залегания глубинных горизонтов дают лишь весьма схематичное представление о глубинном строении коры. Поэтому на основе выполненного сопоставления можно говорить лишь об их принци-



Рис. 13. Космический фотоснимок дагестанской части Восточного Кавказа в спектральном диапазоне около 0,7 *мкм*. Космический корабль «Союз-12», космонавты В. Г. Лазарев н О. Г. Макаров, сентябрь 1973 г.

пиальном соответствии расположению линеаментов. В связи с этим существенны сходство простираний и пространственная близость большинства линеаментов и поверхностных проекций зон сейсмогенных разломов, которые нередко, по-видимому, точнее маркируют глубинные нарушения, нежели изолинии различных глубинных горизонтов. Отсутствие точного совпадения в плане отдешифрированных линеаментов и выделенных сейсмогенных разломов можно объяснить различными причинами, в том числе возможным наклоном разломов, когда глубинные и приповерхностные их части проецируются не на одну линию.

На многозональных фотоснимках с космического корабля «Союз-12», обладающих еще более высоким разрешением, из-за обилия облаков видна, да и то не полностью, лишь дагестанская часть Восточного Кавказа (рис. 13). Она сложена мезозойскими породами и четко разделяется на снимках на Сланцевый и Известняковый Дагестан. На территории Сланцевого Дагестана развиты глинистые сланцы нижней и средней юры. Известняковый Дагестан сложен на поверхности карбонатными породами юрского и мелового возраста. Геологическая структура поверхности выражена на рассматриваемых снимках лучше, чем на снимках с «Союза-9». По данным В. Д. Скарятина (1976), отдешифрировавшего снимки Дагестана с «Союза-12» и изучившего наземное выражение выделенных элементов, здесь различаются, особенно в области Известнякового Дагестана, маркирующие горизонты и отдельные толщи, складчатые формы и их сочетания. Линеаменты, отдешифрированные на снимках с «Союза-9», видны хуже, хотя и поддаются дешифрированию. Вместе с тем дешифрируется ряд новых линеаментов, как параллельных складчатым формам «общекавказского» простирания, так и секущих их. Характерно, что большинство этих линеаментов удалось обнаружить на аэрофотоснимках или непосредственно на местности в виде разрывов сплошности пород, зон трещиноватости и дробления. По некоторым из них установлены весьма молодые подвижки. Вдоль Андийского линеамента регистрируются цепочка эпицентров и поверхностные сейсмодислокации.

Таким образом, наиболее крупномасштабные космические снимки с



«Союза-12» (разрешение на местности 0,05-0,1 км) дают генерализованное представление о геологической структуре верхней части осадочного слоя. На снимках с «Союза-9» (разрешение 0,3, местами до 0,2 км) отражаются элементы структуры более глубоких горизонтов коры (10-25 км). Наконец, на снимках серии «Метеор» (разрешение 0,8—1,5 км) регистрируются еще более глубинные структурные элементы (20-60 км), отражающие строение нижних горизонтов коры и верхней мантии.

Сопоставление структурных элементов разных глубин, дешифрируемых на космических снимках разного масштаба, показывает, что между ними имеются существенные несоответствия вплоть, по-видимому, до различий структурных планов. Вероятно, они отражают дисгармонию в строении литосферы.

Возникает вопрос, сколь различны при таком несовпадении структурных планов источники тектонических деформаций разных горизонтов коры? По мнению Е. Е. Милановского (1972), альпийская структура Кавказа сформировалась в условиях поперечного, т. е. ориентированного в северо-северо-восточном направлении, общего горизонтального сжатия, цри котором крупные нарушения «антикавказского» простирания считаются структурами горизонтального растяжения, направленного нормально к сжимающим усилиям. Е. Е. Милановский (1962, 1968) отмечал блоковый, ромбовидный в плане рисунок альпийской структуры Большого Кавказа, определенный сочетанием нарушений субширотного и северозападного направлений, а также эшелонированное расположение структурных элементов различных тектонических зон Кавказа. По мнению Г. Д. Ажгирея, «обычное присутствие (на Большом Кавказе) эшелонированных и оперяющих структур внутри зон глубинных разломов и в непосредственном соседстве с ними... указывает на несомненное существование сдвиговых перемещений при тектонических деформациях», хотя и «...нет указаний на крупные амплитуды сдвиговых перемещений» (Ажгирей, 1964, с. 85). Л. М. Расцветаев (1971) высказал мнение о правосдвиговой природе позднеальпийских структурных зон северо-западного простирания, сочетающихся, с субширотными складчато-надвиговыми структурами, и об их образовании в условиях субмеридионального сжатия.

В пределах собственно Восточного Кавказа доказательства ведущей роли горизонтального сжатия в формировании складчатых зон «общекавказского» простирания приводились рядом авторов, в том числе для северного склона — Н. С. Шатским (1963) и Б. А. Алферовым (1954), для Кобыстана — А. В. Долицким (1964) и А. М. Шурыгиным (1962).

- 1 складки, продолжающие развиваться в позднем плейстоцене и голоцене;
- 2-5 собственно тектонические разрывные нарушения позднего плейстоцена и голоцена
  - (а достоверные,
  - б предполагаемые):
  - 2 сдвиги,
  - 3 надвиги и взбросы,
  - 4 сбросы. 5 - трещины растяжения (главным образом, на крыльях и окончаниях новейших складок);
  - 6 голоцен-позднеплейсто- 11-15 области распространения ценовые разрывы с невыясненным происхождением и направлением перемещения;
  - 7 голоцен-позднеплейсто-

ценовые приповерхностные разрывы и трещины гравитационного происхождения;

- 8 голоцен-позднеплейстоценовые оползневые цирки (а) и тела оползней (б);
- 9 голоцен-позднеплейстоценовые грязевые вулканы:
- а крупные.
- б мелкие (вне масштаба);
- 10 разрывы и трещины, связанные с указаннымя грязевыми вулканами;
- комплексов отложений:
- 11 голоценовых и верхнеплейстоценовых (послехвалынских и хвалын-CKHX),

- 12 плейстоценовых (хазарских и бакинских).
- 13 -- эоплейстоценовых и плиоценовых (от понтических до апшеронских),
- 14 миоценовых и палеогеновых,
- 15 меловых;
- 16 крупнейшие новейшие разрывы;
- 17 тектонические линеаменты, отдешифрированные на космических фотоснимках с «Союза-9»:
- 18 районы, для которых составлены розы-диаграммы голоцен-позднеплейстоценовых разрывов (см. рис. 15)
Е. Е. Милановский (1968) считает важным аргументом в пользу наличия общего поперечного сжатия территории одинаковую вергентность большинства складок и единообразный преобладающий наклон надвигов северного и южного склонов.

Простирание складчатых зон не является, однако, универсальным критерием для определения системы создавших их тектонических напряжений. Наиболее отчетливо поперечное горизонтальное сжатие проявилось в складчатости «общекавказского» простирания. При переходе от таких субширотных складок Кобыстана к простирающимся на северозапад и северо-северо-запад складкам Прикаспия напряженность складчатости заметно уменьшается, и они приобретают брахиформные очертания. Подобное упрощение складчатой структуры намечается и при изменении простирания складок на северо-восточном склоне Кавказа, к востоку от оси Дагестанского клина (Геологическое строение..., 1960). При этом изменяется и морфология продольных к складкам разрывов. Так, на участке северо-западного простирания Аджичайского разлома, отделяющего складчатую область Кобыстана от Куринской впадины, выявлены структурные признаки правых взбросо-сдвиговых перемещений, тогда как западнее, на участке «общекавказского» простирания, по этому разлому преобладают надвиговые перемещения. Небольшие послескладчатые правые сдвиги северо-северо-западного простирания и левые сдвиги северо-восточного простирания обнаружены В. Д. Скарятиным (1963, 1976) в Известняковом Дагестане. Сочетание подобных сдвигов со сжатыми складками «общекавказского» простирания позволяет предполагать исходной причиной образования новейшей приповерхностной структуры Восточного Кавказа воздействие горизонтальных тектонических напряжений с северо-северо-восточной ориентировкой оси наибольшего сжатия.

Обратимся теперь к линеаментам, отдешифрированным на снимках с «Союза-9» и представляющим собой глубинные нарушения земной коры. Линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний сочленяются или пересекаются почти под прямыми углами. Северо-западные линеаменты образуют правокулисную систему. В Сумгаит-Араксинской зоне линеаментов северо-восточные нарушения оперяют единый крупный линеамент, образуя левокулисный ряд нарушений. Эти особенности расположения линеаментов на Юго-Восточном Кавказе дали М. Л. Коппу основание рассматривать их как сопряженные сдвиги: северо-западные правые и северо-восточные левые (Трифонов и др., 1973).

Более определенные, хотя и косвенные сведения о характере тектонических движений вдоль линеаментов дало изучение молодых (голоценпозднеплейстоценовых) нарушений Юго-Восточного Кавказа (Трифонов, 1973б). Их связь не ограничивается отмеченными выше молодыми деформациями вдоль некоторых линеаментов. Разрывы с признаками молодых перемещений были обнаружены и вне зон линеаментов (рис. 14). Чтобы выяснить соотношения таких разрывов с новейшими складками, весь обследованный район был разделен на участки с более или менее выдержанными простираниями складчатых форм. По участкам были построены розы-диаграммы простираний молодых разрывов и новейших складок (рис. 15). На каждом участке выделилась система молодых разрывов, представленная продольными к складкам надвигами и взбросами, поперечными сбросами и трещинами растяжения, диагональными правыми и левыми сдвигами. Простирания этих разрывов указывают на наличие в голоцене и позднем плейстоцене локальных горизонтальных сжимающих усилий, ориентированных поперек осей новейших складок. Поскольку последние морфологически отвечают складкам поперечного горизонтального сжатия, выявленные молодые нарушения отражают продолжающийся рост этих складок, т. е. являются элементами той же приповерхностной складчато-разрывной структуры.



Рис. 15. Розы-диаграммы голоцен-позднеплейстоценовых разрывов Юго-Восточного Кавказа (I— Шемахинский район, II— Северный и Центральный Кобыстан, III— Юго-Западный Кобыстан)

- и надвиги, взбросы;
- 2 сдвиги (простирающиеся в северо-западных и северных румбах — правые, в северо-восточных румбах — левые);
- 3 сбросы и раздвиги. Протяженность каждого предполагаемого разрыва уменьшена вдвое по сравнению с достоверными разрывами

Оказалось, однако, что не все молодые разрывы соответствуют указанным системам (Трифонов, 1972). Кроме них, имеется система нарушений, ориентированных однообразно в пределах всего обследованного района. Она представлена правыми (азимуты простирания 315—330°) и левыми (45—60°) сдвигами, сбросами и раздвигами (0—20°), надвигами и взбросами (270—285°). Подобная система однообразно ориентированных правых (северо-северо-западных — юго-юго-восточных) и левых (северо-восточных — юго-западных и восток-северо-восточных) и левых (северо-восточных — юго-западных и восток-северо-восточных — западюго-западных) сдвигов, рассекающих изменчивые по простиранию складки и соскладчатые разрывы и в значительной мере продолжающих развиваться в конце плейстоцена и голоцена, описана В. Д. Скарятиным (1963) в пределах Известнякового Дагестана.

И в Шемахино-Кобыстанском, и в Дагестанском районах направления сдвиговых (в Кобыстане также сбросо-раздвиговых) элементов системы молодых нарушений совпадают с направлениями отдешифрированных линеаментов, что позволяет предполагать и вдоль них подобный характер перемещений. Реконструируемая по ориентировке линеаментов и этим предполагаемым перемещениям система создавших их тектонических сил характеризуется северо-северо-восточным (таким же, как и при образовании приповерхностной новейшей структуры) направлением оси относительно горизонтального сжатия.

О тектонических напряжениях в рассматриваемых и более глубоких горизонтах литосферы можно судить также по положению плоскостей, направлению и величине подвижек и ориентировке напряжений в очагах землетрясений. Преобладающие ориентировки осей напряжения сжатия в очагах землетрясений рассматриваемого региона (Широкова, 1962; Балакина и др., 1972) оказываются тождественными тем, которые получены в результате приведенных выше реконструкций.

Итак, направления исходных структурообразующих сил в разных горизонтах литосферы Восточного Кавказа совпадали, но на разных глубинах они привели к возникновению нарушений, различных по морфологии, преобладающей ориентировке и характеру перемещений.

## Тянь-Шань

Тянь-Шань относится к числу областей, где особенно ярко проявились новейшие тектонические движения, начавшиеся в конце эоцена начале олигоцена. Они охватили территорию, геосинклинальное развитие которой завершилось к концу палеозоя и которая затем длительное время (MZ—KZ) развивалась в условиях, близких к платформенным. В соответствии с этим в строении Тянь-Шаня участвуют образования трех структурных ярусов.

Нижний структурный ярус представлен палеозойскими и допалеозойскими, обычно сложно дислоцированными отложениями, принадлежащими преимущественно к геосинклинальному классу формаций и образующими складчатое основание. Средний структурный ярус сложен мезозойскими и нижнекайнозойскими, сравнительно маломощными карбонатно-глинистыми и терригенными соле- и гипсоносными отложениями, которые относятся главным образом к классу платформенных формаций. Верхний структурный ярус отвечает новейшему орогенному этапу. Он характеризуется развитием довольно простых, но очень крупных конседиментационных складок основания и континентальных молассовых отложений большой мощности, которые вместе с отложениями среднего яруса образуют складки основания, а также автономные более мелкие и более сложные складки покрова.

Современный Тянь-Шань состоит из разнородных по истории развития и структуре участков земной коры. Его палеозойское основание весьма гетерогенно и подразделяется на три структурно-фациальные зоны: каледониды Северо-Тяньшаньской зоны, герциниды Южно-Тяньшаньской зоны и каледониды и герциниды Срединно-Тяньшаньской зоны. Платформенный покров мезозоя и нижнего кайнозоя сравнительно однообразен на всей территории Тянь-Шаня. Он распространен главным образом, западнее Таласо-Ферганского разлома, в пределах Ферганской и Таджикской впадин и на склонах сопряженных с ними поднятий. Восточнее эти отложения практически отсутствуют. Позднекайнозойские молассы выполняют межгорные и предгорные впадины горного сооружения. Распространение на поверхности образований того или иного структурного яруса, особенно отложений новейшего орогенического комплекса и форм рельефа, определяется в первую очередь неотектонической структурой, главные черты которой кратко описываются ниже.

Основными формами новейших деформаций Тянь-Шаня являются широкие изгибы палеозойского основания и перекрывающих его отложений орогенического комплекса и платформенного покрова. Это складки основания (по С. С. Шульцу, 1948), или мегаскладки (по Б. А. Петрушевскому, 1955). Они характеризуются обычно малой кривизной и осложнены в той или иной мере разнообразными и разномасштабными разрывными нарушениями, которые, будучи хорошо выраженными в рельефе, придают новейшей структуре Тянь-Шаня мозаично-блоковый, на первый взгляд, характер. Наиболее крупные разрывы развиты в крутых крыльях сопряженных мегантиклиналей и мегасинклиналей, которые в большинстве своем асимметричны. На участках развития мезозойскокайнозойских отложений складки основания нередко осложнены менее крупными, иногда и совсем мелкими складками, охватывающими только эти отложения. Это складки покрова (по С. С. Шульцу, 1948). Более всего такая складчатость развита в крупных межгорных и предгорных впадинах, например в Таджикской депрессии.

Мегантиклинали Тянь-Шаня сопрягаются друг с другом кулисно или, реже, находятся одна на продолжении другой и образуют весьма протяженные антиклинальные линейные зоны, или зоны поднятий, которым в рельефе соответствуют цепи хребтов. Мегасинклинали образуют столь же протяженные зоны впадин. Такие зоны прослеживаются нередко на сотни километров при ширине, обычно не превышающей 5—15 км.

Зоны поднятий и зоны впадин Тянь-Шаня развиваются в пределах структурных «волн» более крупного порядка — систем поднятий и систем прогибов. В Центральном Тянь-Шане, который мы противопоставляем Западному (Ферганскому сектору) и Восточному (Китайскому сектору), выделяются Таласо-Кунгейская (северная), Молдотау-Терскейская (срединная) и Кокшальская (южная) системы поднятий, разделенные Иссыккульской и Нарынской системами межгорных прогибов (рис. 16). В Западном Тянь-Шане хорошо обособлены Угамо-Чаткальская (северная) и Туркестано-Алайская (южная) системы поднятий, разделенные обширной Ферганской межгорной впадиной (Костенко и др., 1972).

С севера и с юга Тяньшаньское горное сооружение обрамлено цепочками предгорных впадин: Илийской и Чуйской на севере, Кучарской и Таджикской на юге. Относительно последней следует сказать, что к предгорным она может относиться только условно: Южно-Тяньшаньский (Предгиссарский) и Северо-Памирский предгорные прогибы в результате слияния и тектонического сближения образовали по существу единый прогиб межгорного типа.

К сказанному выше необходимо добавить, что впадины, развивающиеся в пределах систем поднятий (внутригорные впадины, по С. С. Шульцу), существенным образом отличаются от частных впадин межгорных и предгорных прогибов сравнительно малой мощностью, более грубым механическим составом, сокращенными разрезами и фрагментарностью распространения в них моласс орогенического комплекса. Чаще всего они образованы только породами палеозойского основания, и их тектоническая природа и структура устанавливаются только методами структурно-геоморфологического анализа.

Границами систем, а также зон поднятий и прогибов во многих случаях являются крупные разломы краевого типа (по Н. М. Синицыну, 1960). Однако они прослеживаются далеко не повсюду и в этом отношении не являются непременным элементом новейшей структуры. Смежные системы (зоны) на отдельных своих участках сопряжены без скольконибудь значительных разломов, а частные структурные формы одной из них нередко прослеживаются достаточно далеко в пределы другой, т. е. структуры сопряженных систем (или зон) как бы «врастают» друг в друга. Таковой, например, является граница поднятий Кокшалтау с Аксайским прогибом. В более крупном масштабе это явление характерно для северной границы Тянь-Шаня в целом, на что обращали внимание Б. А. Петрушевский (1955) и А. В. Горячев (1959).

Зоны субширотного и восток-северо-восточного, т. е. общетяньшаньского, простирания во многих местах нарушены секущими деформациями как разрывными, так и складчатыми. Наиболее крупные из них концентрируются в весьма протяженные линейные зоны секущих деформаций. Некоторые из этих зон пересекают весь горный пояс Тянь-Шаня и прослеживаются в структурах смежных участков платформенных массивов. Таковы известная зона деформаций Таласо-Ферганского разлома и ряд менее отчетливо проявленных в поверхностной геологической структуре региональных разрывно-флексурных секущих зон — Текесская, Барскаунская, Сонкульская, Хайдарканская, Сохская, Восточно-Нуратинская и др. (Костенко, 1961, 19646; Чедия, 1964; Юрьев, 1967; Костенко



Гиссарский сектор

Фөрганский

Рис. 16. Схема новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня (по В. И. Макарову, Л. И. Соловьевой, 1975)

/ — поднятия палеозойского ос-	го типа), установленные по	7 — Қоканд-Исфайрамская,
нования (складки основа-	геолого - геоморфологиче-	8 — Акбуринская,
ння);	ским и геофизическим дан-	9 — Каракуль-Балхашская,
2 — впадины, выполненные от-	ным (а) и с помощью кос-	10 — Тарская,
ложениями орогенического	мических снимков (б).	11 — Каратау-Ферганская,
комплекса (а), окраинно- и	Трансорогенные зоны (циф-	12 — Курткинская,
внутридепрессионные под-	ры в кружках):	13 — Арамсинская,
нятия (б);	1 — Западно-Тяньшаньская,	14 — Сонкульская,
3 — оси поднятий;	2 — Туркестан-Акчайская (Джи-	15 — Западно-Иссыккульская,
4 главнейшие глубинные раз-	закская),	16 — Кендыктас-Барскаунская
ломы;	3 — Кугитангская,	(Джаланрская),
5 - зоны трансорогенных глу-	4 — Китобская,	17 — Оргочерская,
бинных нарушений земной	5 — Пяндж-Нуратинская,	18 — Аксу-Илнйская,
коры (разрывно-флексурно-	6 — Сохская,	19 — Текесская

и др., 1969, 1972; Соловьева, 1971а, б; Павлов, 1972, 1975; Макаров, Соловьева, 1975).

Заканчивая краткую геологическую характеристику Тянь-Шаня, отметим, что системам поднятий и системам межгорных и предгорных прогибов соответствуют деформации «базальтового» слоя и кровли верхней мантии; зоны же поднятий и зоны впадин отражены в структуре поверхности раздела «базальтового» и «гранитного» слоев и являются, как и менее крупные неотектонические структурные элементы, образованиями коровыми, не уходящими ниже верхней части «базальтового» слоя (Крестников, Нерсесов, 1962; Макаров, 1977; Несмеянов, 1971). Глубинным заложением характеризуются также региональные и тем более трансорогенные зоны секущих разрывно-флексурных нарушений, а также зоны крупнейших краевых разломов.

Работы по изучению геологической информативности космических



снимков областей эпиплатформенного молодого орогенеза охватили практически всю территорию Центрального и Западного Тянь-Шаня. Нами дешифрировались изображения как всего Тянь-Шаня в целом, так и отдельных его частей. При этом были использованы различные изображения, которые по способу и средствам получения и доставки на Землю, по своим оригинальным масштабам и разрешению на местности, а также по другим количественным и качественным характеристикам могут быть разделены на четыре группы.

1. Мелкомасштабные фототелевизионные черно-белые снимки с разрешением на местности от 0,8 до 3 км, полученные в видимом спектральном диапазоне с автоматических метеорологических спутников системы «Метеор» и NOAA. К этой же группе относятся сканерные снимки, полученные с 18-го спутника серии «Метеор» в двух спектральных диапазонах (0,6—0,7 и 0,8—1,0 мкм).

2. Среднемасштабные фотографические черно-белые снимки с разрешением на местности около 200 м, выполненные космонавтами А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым с космического корабля «Союз-9» в июне 1970 г. и космонавтами Г. Т. Добровольским, В. Н. Волковым и В. В. Пацаевым с орбитальной станции «Салют» в июле 1971 г.

3. Крупномасштабные, с разрешением на местности около 100 м, черно-белые фотоснимки, выполненные в видимом диапазоне с корабля «Союз-9», и сканерные черно-белые и цветные снимки, полученные с американского технологического спутника «Ландсэт-1» в четырех зонах электромагнитного излучения: 4-й зелено-желтой (0,5—0,6 мкм), 5-й оранжевой (0,6—0,7 мкм), 6-й красной (0,7—0,8 мкм) и 7-й красной ближней инфракрасной (0,8—1,1 мкм).

4. Многозональные аэрофотоснимки с разрешением до 10 м, выполненные самолетом-лабораторией ИКИ в 1973 г.



Рис. 17. Мелкомасштабный телевизионный снимок Центральной Азии. Американский метеорологический спутник

Разнообразие первичных материалов предопределило отчасти и круг решаемых проблем. Кроме геологической информативности тех или иных изображений, нас интересовали вопросы о сущности и причинах тех различий в структуре земной поверхности, которые проявляются на изображениях разных масштабов и разного разрешения, а также о сущности генерализации изображения структуры поверхности Земли с уменьшением масштаба и разрешающей способности космических изображений и возможном механизме передачи геологической информации с глубин земной коры на ее поверхность. В соответствии с указанными выше задачами и изложены результаты анализа космических снимков Тянь-Шаня.

На самых мелкомасштабных из имевшихся в нашем распоряжении космических изображениях — фототелевизионных и сканерных снимках Центрально-Азиатской области (рис. 17, 18) — видна огромная территория: от пустыни Тар на юге до оз. Балхаш на севере и от пустыни Гоби на востоке до долины Амударьи на западе. Белым фототоном с линейно-дендритовым, иногда перистым внутренним рисунком выделяется крупнейший в мире Памирский горный узел. В нем соединяются в единый массив альпийские горно-складчатые сооружения Гиндукуша, Каракорума и Гималаев и эпиплатформенное горное сооружение Тянь-Шаня.



Рис. 18. Сканерный снимок Тянь-Шаня и Памира с прилегающими областями. Спутник «Метеор»



Рис. 19. Линеаменты Тянь-Шаня и Памира, отдешифрированные на космическом снимке

Граница Тянь-Шаня с Таримским платформенным массивом, который на снимке отчетливо выделяется в виде однородного темно-серого овала, на первый взгляд достаточно отчетлива. Однако она не выражена единой протяженной линией, как, например, граница Гималаев и Индостанской платформы на том же снимке. Обособленная вдоль северной окраины Тарима достаточно широкая полоса субширотного простирания имеет на снимке тот же фототон, что и внутренний Тарим, но выделяется крупнопятнистым рисунком. Эта полоса представляет собой зону южных передовых гряд Тяньшаньского горного сооружения, сформировавшихся на древнем платформенном массиве, в отличие от расположенных непосредственно к северу поднятий Кокшальского хребта (белый фототон заснеженных высоких поверхностей), которые развиваются на месте более молодой эпигерцинской платформы. Таким образом, здесь различаются две разновозрастные границы. Граница новейшего поднятия на снимке выражена более отчетливо в качестве южной границы отмеченной зоны предгорий. Граница же герцинской складчатой области Южного Тянь-Шаня и Таримского массива прослеживается значительно хуже и только в западной части, следуя вдоль подножия заснеженного прямолинейного хр. Кокшалтау.

Западнее, в районе Алайской долины, ни обе эти границы, ни разделяемая ими зона передовых поднятий Южного Тянь-Шаня на рассматриваемых снимках не дешифрируются. Это участок наибольшего сближения Памира и Тянь-Шаня. Однако несколько дальше на запад среди белого поля заснеженных поднятий выделяется прямолинейная субширотная узкая полоса долины р. Сурхоб, которая приурочена к северному краю покровно-складчатой зоны Вахшского надвига. Он ограничивает с юга распространение на поверхности Южного Тянь-Шаня (или, иначе, Гиссаро-Алайской системы поднятий). На продолжении зоны Вахшского надвига находится прямолинейная граница белого фототона (Гиссарское поднятие Южного Тянь-Шаня) и темно-серого пятна с плохо различимыми полосами субмеридионального направления (Таджикская депрессия). Эта линия, которую можно отождествить, вероятно, с Южно-Гиссарской шовной зоной, прослеживается и в юго-западных отрогах Гиссара, пересекая их в широтном направлении. Характер сопряжения Вахшского и Южно-Гиссарского разломов на снимках определить трудно. По-видимому, они кулисно подставляют друг друга и ниже устья р. Обихингоу разобщены высоким (заснеженным) массивом юго-западного простирания (палеозой Каратегинского хребта).

Граница Тянь-Шаня с Казахстанским эпипалеозойским платформенным массивом не является столь прямолинейной и отчетливой, как южная граница. Вместе с тем, изучая мелкомасштабный космический снимок, нельзя не отметить, что Тяньшаньское горное сооружение и с северной стороны достаточно резко обособлено в своих общих контурах. Несмотря на то что структурные элементы северо-западного простирания (поднятия хр. Каратау, Чу-Илийских гор и др.), непосредственно продолжающие новейшие структуры Тянь-Шаня, уходят далеко в пределы платформенной области и ярко проявлены в рельефе, они не «размывают» очертаний Тянь-Шаня, и это достаточно хорошо видно на мелкомасштабных снимках из космоса. Однако здесь не прослеживается сколько-нибудь определенный линейный шов. По-видимому, северная граница Тянь-Шаня является довольно широкой зоной разрывно-флексурного типа. То же самое можно сказать на основе анализа снимка относительно западной границы Тянь-Шаня, на характеристике которой мы остановимся несколько ниже.

Из тектонических элементов внутренней структуры Тянь-Шаня на космическом снимке мелкого масштаба отчетливо и достаточно однозначно дешифрируются наиболее крупные единицы, развивавшиеся в новейший этап. Это системы поднятий и системы прогибов. Зональное же строение этих систем на снимках такого масштаба обычно не различается, поскольку распознаются не все зоны или не на всем своем протяжении.

Некоторые спорные вопросы новейшей тектоники Тянь-Шаня получают свое решение при изучении этих снимков (см. рис. 18, 19). Так, становится очевидным, что Нарынская и Кетмень-Тюбинская впадины Центрального Тянь-Шаня являются структурным продолжением Ферганской впадины. Другой вопрос — отнесение Аксайской зоны впадин Центрального Тянь-Шаня к Кокшальской системе поднятий (Шульц, 1948) или к Нарынской системе прогибов (Макаров, 1968; Костенко и др., 1972), т. е. вопрос о положении крупной тектонической границы, при дешифрировании космических снимков решается в пользу первой точки зрения.

В структуре Тянь-Шаня с помощью космических снимков мелкого масштаба выявляется несколько секущих линеаментов большой протяженности. Прежде всего хорошо виден Таласо-Ферганский глубинный разлом, подчеркнутый белой линией заснеженного водораздела Ферганского хребта. Снимок ярко иллюстрирует ранее высказанное положенис, что этот крупный тектонический шов не является непреодолимой преградой для новейших «продольных» структур Тянь-Шаня (Костенко, 19646; Костенко и др., 1972). Он не прерывает, например, Южно-Тяньшаньскую систему новейших поднятий, так же как не прерывает и значительно меньшую структурную единицу — Молдотау-Джетымтаускую зону поднятий, которая западнее Таласо-Ферганского разлома непосредственно продолжается Баубашатинским поднятием. Хорошо проявлено отмеченное выше структурное единство Ферганской и Нарынской межгорных впадин.

Еще один линеамент, тоже северо-западного простирания (но ближе к меридиональному), виден западнее черного овала Иссыккульской впадины. Этот линеамент, который условно назван нами Нарынским, проходит с юго-юго-запада на северо-северо-восток через район г. Нарын, ограничивая западные окончания серии широтных неотектонических поднятий Центрального Тянь-Шаня — Нарынтауского, Джетымтау-Нуратауского, Капкатасского, Караджоргинского и Терскейского, и выходит в Кочкорскую впадину (см. рис. 19). Все перечисленные поднятия-мегантиклинали западнее линеамента продолжаются в виде кулисно сопряженных и менее поднятых мегантиклиналей. В Северном Тянь-Шане Нарынский линеамент отчетливо трассируется в том же северо-западном направлении, восточнее г. Фрунзе пересекает Чуйскую впадину и достигает Чу-Илийских гор. На юге, южнее Атбашинской впадины, линеамент прослеживается на рассматриваемом снимке весьма смутно. Можно лишь предполагать, что в системе поднятий Кокшалтау к нему приурочено западное окончание поднятия хр. Коккия, а южнее — восточное окончание гряды Птюн-Каратаг, которая здесь резко изменяет свое простирание с северо-восточного на широтное, причленяясь к структурам Кэлпинтага.

На имеющихся картах поверхностной геологической структуры Нарынский линеамент в целом не является сколько-нибудь отчетливо проявленным. Можно отметить лишь его частичную пространственную близость к границе между Бурханской раннекаледонской и Центрально-Киргизской позднекаледонской складчатыми зонами (Кнауф, 1965), а также к Сонкульской зоне нарушений, выделяемой по данным новейшей тектоники (Костенко и др., 1972). Значительно более тесное соответствие устанавливается между Нарынским линеаментом и тектоническими швами северо-западного простирания, которые фиксируются в структуре магнитного поля в пределах Молдотау-Терскейской системы поднятий, но не имеют непосредственного выражения в приповерхностной структуре (Корнев, 1970). Учитывая выводы В. И. Кнауфа, А. Н. Лобанченко и Г. Г. Маринченко (1970) о закономерности совпадения аномалий магнитного и гравитационного полей Тянь-Шаня, их связи с внутренним строением земной коры, в том числе с поведением поверхностей Конрада и Мохоровичича, можно предполагать, что Нарынский линеамент является отражением на земной поверхности линейных глубинных образований в земной коре, которые «скрыты» для наземного наблюдателя, но на определенной ступени генерализации, происходящей по мере увеличения дистанции наблюдения, становятся видимыми.

Аксуйский (или Восточно-Иссыккульский) линеамент дешифрируется в виде достаточно резкой линии, параллельной Таласо-Ферганскому разлому (см. рис. 16). Он пересекает юго-западные отроги Джунгарского Алатау, совпадая с антецедентным участком р. Или, прослеживается на юго-восток через Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау и далее восточнее оз. Иссык-Куль. На пересечении системы тесно сближенных поднятий Терскей-Алатау и Кокшалтау линеамент выражен их общей отрицательной ундуляцией, к которой приурочено антецедентное ущелье р. Сарыджас-Аксу. В пограничной зоне Тянь-Шаня и Таримского стабильного массива линеамент разделяет достаточно резко различные части южных склонов и предгорий Тянь-Шаня. Он ограничивает с востока структуры Майдантагского поднятия (PZ<sub>2-3</sub>) и примыкающей к нему с юга широкой сложно дифференцированной ступени так называемых Кэлпинских кряжей, сформированных непосредственно на древнем массиве. Восточнее рассматриваемой линии протерозойско-палеозойское основание погребено под мощными отложениями мезозоя и кайнозоя Чультагского (или Кучарского) предгорного прогиба. В центральной части Таримского массива линеамент не обнаруживается. По-видимому, основываясь также на космических снимках, В. Д. Скарятин (1973) указывал на Аксуйский линеамент как на юго-восточное продолжение Атасуйского разлома (Центральный Казахстан).

В структуре выходящих на поверхность палеозойских и допалеозойских пород Аксуйский линеамент, как и Нарынский, не обособлен отчетливо. Можно отметить лишь приуроченность к нему флексурообразного в плане изгиба Восточно-Терскейского эпикаледонского прогиба со смещением его западной части к югу и развитием на этом участке субмеридиональных разрывов (Геология СССР, т. 25, 1972).

Более отчетлива связь Аксуйского линеамента с новейшей тектонической структурой. Как было отмечено выше, с ним совпадают флексурноразрывные ограничения новейших поднятий (хребты Майдантаг и Кэлпинтаг) или тектонические понижения и зоны повышенной трещиноватости (антецедентные участки долины рек Или и Сарыджас-Аксу). Показательно также совпадение Аксуйского линеамента с линейной зоной повышенной сейсмической активности, выделенной в 1966—1968 гг. по наблюдениям со станции «Земля» (см. рис. 23) (Альтер и др., 1973). К указанной зоне, вероятно, принадлежат и эпицентры сильных землетрясений 1889 г. (K=17) и 1970 г. (K=15). Изучение последнего из них, Сарыкамышского (I₀≥8 баллов), показало, что его эпицентральная зона вытянута вдоль разлома северо-западного простирания, устанавливаемого по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным в восточной части Иссык-Кульской впадины (Кнауф и др., 1971). Разлом являегся правым сдвигом с относительно приподнятым юго-западным крылом.

Рис. 20. Схема глубин поверхности Мохоровичича и некоторых элементов гравитационного поля (по Б. Б. Таль-Вирскому, 1964)

- Западно-Тяньшаньский линеамент («Северный краевой глубинный разлом Тянь-Шаня»);
- 2 изолинии глубин поверхности Мохоровичича (в км);
- 3 зоны высоких граднентов убывания аномалий силы тяжести, связанных с рельефом фундамента;
- 4 зона высоких градиентов убывания аномалий силы тяжести, сяязанных со строением глубинных слоев земной коры и верхней мантии;
- 5 выходы палеозойского фундамента

Рис. 21. Карта сейсмической активности Узбекистана (по Б. Б. Таль-Вирскому и др., 1971)

- 1 изолинии сейсмической активности A=A<sub>10</sub>;
- 2 эпицентры максимальных наблюдаемых землетрясений с указанием класса;
- 3 Западно-Тяньшаньский линеамент («Северный краевой глубинный разлом Тянь-Шаня»);
- 4 границы геолого-сейсмических зон





Предполагается, что землетрясение связано со «вспарыванием» сейсмогенного разрыва в северо-западном направлении.

Приведенные выше данные свидетельствуют о современной подвижности отдельных участков линеамента. Слабая геофизическая изученность рассматриваемой части Тянь-Шаня, к сожалению, не позволяет более полно охарактеризовать особенности проявления Аксуйского линеамента в глубинных горизонтах земной коры на всем его протяжении.

Западно-Тяньшаньский линеамент является как бы западным ограничением Тянь-Шаня (рис. 20; см. рис. 18, 19). Он прослеживается с северо-востока на юго-запад от западного окончания Киргизского хребта через район Ташкента на западное окончание Туркестанского хребта и юго-западные отроги Гиссарского хребта. Этот линеамент соответствует, очевидно, Западно-Тяньшаньскому глубинному разлому, зона которого впервые была намечена А. В. Пейве (1947), а впоследствии достаточно подробно и многосторонне охарактеризована целиком или частично в работах В. В. Попова и И. А. Резанова (1955), О. М. Борисова (1962), Д. П. Резвого (1962, 1965), Б. Б. Таль-Вирского (1964, 1972; Таль-Вирский и др., 1971), И. М. Мелькановицкого (1965), А. А. Юрьева (1967), Р. И. Павлова (1972) и др. Этот линеамент является границей между высокой и низкой ступенями рельефа, которые отвечают соответственно области интенсивного новейшего горообразования (Тянь-Шань) и платформенной области с проявлением умеренного и слабого горообразования (Туранская плита).

Детальная геофизическая характеристика этой зоны дана Б. Б. Таль-Вирским (1972), который называет ее Северным краевым разломом Тянь-Шаня. В гравитационном поле ей отвечает полоса высоких градиентов убывания аномалий силы тяжести в южном и восточном направлениях, которая почти перпендикулярно сечет западные отроги Туркестанского и Зеравшанского хребтов (см. рис. 20). Предполагается, что такая резкая и протяженная гравитационная ступень связана с неоднородностями нижних частей земной коры и верхов мантии и располагается на границе крупных блоков литосферы. В магнитном поле разлом разделяет существенно различные по структуре зоны магнитного поля, а оси магнитных аномалий имеют здесь простирание диагональное или поперечное к простираниям герцинских структур, что еще раз подчеркивает дискордантность структурных планов. Кроме того, разлом разделяет области с существенно различными мощностями земной коры (в орогенной части Тянь-Шаня — 50 км, в платформенной части Турана — 40 км); характерно также несоответствие рельефа поверхности Мохоровичича и поверхности фундамента.

Западно-Тяньшаньский линеамент находится на границе зон с различной сейсмической активностью и отделяет высокосейсмичные районы Тянь-Шаня от слабосейсмических районов Туранской плиты (рис. 21). Кроме того, линеамент разделяет районы с различными типами дислокаций и ориентации осей сжатия в очагах землетрясений: характерны сдвиговые подвижки в очагах орогенической части и сбросо-взбросовые — в платформенной (Захарова, Матасова, 1969). На отдельных участках линеамент совпадает с зоной высокой плотности глубинных сейсмогенных дислокаций, несколько смещаясь от нее на запад (рис. 22).

Южнее Кашкадарьинской впадины полоса Западно-Тяньшаньского линеамента на рассматриваемых снимках (см. рис. 17, 18) теряется, хотя в рельефе и приповерхностной геологической структуре она продолжается достаточно выразительно границей между поднятиями юго-западных отрогов Гиссара и равнинами Бешкент-Кашкадарьинской системы предгорных прогибов (Каршинской Степи). В то же время система поднятий Юго-Западного Гиссара, для которых характерно юго-запад — северо-восточное простирание, на этих снимках, особенно на телевизионном (см. рис. 17), обнаруживает не совсем привычный рисунок. Его



Рис. 22. Схема распределения глубинных сейсмогенных дислокаций (по Ю. К. Щукину) и крупнейших линеаментов и линеаментных зон Тянь-Шаня и Памира

- І изолинии плотности сейсмогенных коровых дислокаций (в ед.км<sup>-2</sup>; площадь осреднения 25×25 км, магнитуда землетрясений М≥5, продолжительность наблюдений около 100 лет);
- 2, 3 области распространения на поверхности допалеозойских и палеозойских

(2) и мезозойско-кайнозойских (3) отложений;

- 4 зоны крупных линеаментов, выраженные на космических снимках:
- 1 Западно-Тяньшаньская,
- 2 Туркестан-Акчайская,
- 3 Келес-Оксуйская,

- 4 Каракуль-Балхашская,
- 5 Восточно-Ферганская,
- 6 Таласо-Ферганская;
- 7 Сонкульская,
- 8 Барскаунская,
- 9 Аксу-Илийская

4

Труды ГИН, вып. 317

основой являются два субмеридиональных блока (см. рис. 19). Восточный (Байсунский) блок характеризуется большими высотами (3000 м) и выделяется на снимке белым заснеженным массивом. Западный блок (Кугитангский) представляет собой более низкую ступень. Он смещен к югу относительно Байсунского блока и отграничен от него довольно резкой субмеридиональной линией, которую условно мы называем Шарибадским линеаментом. С западной стороны Кугитангская ступень также имеет отчетливо обозначенное на снимке субмеридиональное ограничение. Эта граница проходит в районе Дехканабада и Карлюка. В качестве интересной детали укажем на, вероятно, генетическую приуроченность к этой границе многочисленного комплекса крупных карстовых пустот в массиве западного склона Кугитангтау. Замеры простираний карстовых полостей в одной из наиболее известных здесь пещер (Карлюкской, или Хошимойык) обнаружили их массовую приуроченность к трещинам меридионального простирания, прекрасно видимым на сводах пустот, и узлам их пересечения с трещинами запад-северо-западного --- восток-юговосточного простирания. Расположенная западнее еще более низкая ступень Юго-Западного Гиссара на снимке полностью сливается с Каршинской Степью.

Таким образом, проявлено достаточно очевидное несоответствие генерального рисунка Юго-Западного Гиссара, видимого на мелкомасштабных космических снимках, и поверхностной геологической структуры, которая изображена на всех геологических картах и в которой меридиональные простирания развиты слабо, подчиняясь, несомненно, более активному юго-запад — северо-восточному направлению. Направление структурных форм, близкое к меридиональному, начинает проявляться достаточно определенно лишь в самой южной части Юго-Западного Гиссара (антиклиналь Кугитангтау и западнее). В северных предгорных грядах Банди-Туркестана Ширабадский линеамент как бы продолжается широким и весьма протяженным субмеридиональным участком долины Банди-Баба, а расположенная западнее его меридиональная гряда находится на продолжении поднятия Кугитангтау.

Каракуль-Балхашская линеаментная зона <sup>4</sup>, которая также обнаруживается на мелкомасштабных космических снимках, имеет, в отличие от предыдущих, близкое к меридиональному направление. Она прерывисто прослеживается от Гиндукуша через Памир и Тянь-Шань. Наиболее отчетливо эта зона проявлена на участке от оз. Каракуль на Северном Памире до западной оконечности оз. Балхаш. Отметим, что последнее имеет здесь соответствующую ориентировку и наибольшую ширину. Приуроченность озерной котловины к рассматриваемой линеаментной зоне, повидимому, не случайна, поскольку структуры относительного прогибания являются главной ее особенностью, по крайней мере для кайнозоя. Это, в частности, — широкий субмеридиональный прогиб между Курагатинским валом Муюнкумов и Кендыктасским поднятием, которые структурно образуют единую зону. К нему приурочен субмеридиональный участок долины р. Чу, имеющий явно антецедентный характер, где сходится широчайший веер рек, стекающих с северного склона Киргизского хребта. Несколько южнее в пределах рассматриваемой зоны имеет место максимальное погружение фундамента Восточно-Чуйской впадины. Здесь же резко обрывается широкая ступень молодых предгорных поднятий, развитых у подножия Киргизского хребта лишь восточнее Каракуль-Балхашской зоны (кстати, это повторяет различие в гипсометрическом положении палеозойского основания в Кендыктас-Курагатинской полосе поднятий).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Линеаментными зонами мы называем достаточно протяженные, регионального порядка полосы сгущения линеаментов сравнительно небольшой протяженности, которые прерывисто продолжают или нередко кулисно подставляют друг друга по простиранию зоны.

Еще южнее вдоль Каракуль-Балхашской зоны следуют меридиональные сквозные долины рек Карабалты и Аксу, рассекающие глубоко заходящие друг за друга кулисы сложного Киргизского поднятия. Они выходят в створ с резким расширением Сусамырской впадины, которая широким заливом вдается здесь далеко на юг, накладываясь на серию субширотных и северо-восточного простирания положительных и отрицательных, сравнительно узких складок основания Сусамыро-Джумгольской системы. Это наложение (или, вернее, интерференция) вызвало резкое погружение и замыкание антиклинальных поднятий, углубление и геоморфологическое слияние синклинальных зон.

Далее на юг Каракуль-Балхашская зона фиксируется отчетливо выраженной отрицательной ундуляцией Кокирим-Молдотауской антиклинальной зоны, к которой приурочено меридиональное антецедентное ущелье (по нему осуществляется сброс рек всего Нарынского бассейна из Нарынской системы межгорных впадин в Токтогульскую и далее Ферганскую впадины). Еще южнее расположен треугольник Тогузторауской впадины, во многом аналогичный Сусамырскому.

Преломившись, по-видимому, в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома и сопряженной с ним диагональной зоны поднятия, Каракуль-Балхашская линеаментная зона через Гульчинский грабен в Алайской системе поднятий и Кызылартское понижение в структуре Заалайского поднятия выходит на Памир, где также фиксируется отрицательными деформациями, в частности впадиной оз. Каракуль. По-видимому, этот участок Каракуль-Балхашской зоны отвечает глубинному разделу между Западным и Восточным Памиром, описанному в статьях Б. А. Петрушевского (1969), В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), Н. П. Костенко (1964б), Л. П. Винника и А. А. Лукка (1974). Можно предполагать, что Каракуль-Балхашская субмеридиональная зона связана непосредственно с Индо-Памирской глубинной зоной разломов, выделенной Б. А. Петрушевским (1969), которая протягивается далеко на юг в структуры Индостанской платформы и Индийского океана.

Прослеживая Каракуль-Балхашскую зону на север, можно предположить, что ее продолжение фиксируется крупнейшими изломами долины Иртыша близ Омска, через систему Большого Югана выходит в район Сургута и далее на север в Обскую губу. Комплекс данных, имеющихся по этой зоне и частично приведенных выше, позволяет достаточно уверенно говорить о ней как о части планетарной зоны растяжений.

Снимки рассмотренного выше типа охватывают одновременно территории, значительно превышающие такие крупные геологические регионы, как Тянь-Шань, и позволяют видеть и изучать лишь наиболее крупные элементы внутренней структуры таких регионов и их взаимосвязи со смежными областями.

Кадры фототелевизионной съемки с автоматических спутников системы «Метеор» охватывают значительно менее крупные территории ( $600 \times$ imes 650 км) и освещают несколько более детальную картину. На рис. 23 приведен телевизионный снимок, который охватывает Ферганскую межгорную впадину и обрамляющие ее горные системы — Туркестано-Алайскую на юге, Угамо-Чаткальскую на севере и Таласо-Ферганскую на востоке. На этом, как и на смежных снимках этой же серии, по-видимому, наиболее эффективно и достаточно очевидно проявлены структурные направления (линеаменты), дискордантные по отношению к тем элементам структуры, которые резко обозначены на дневной поверхности и показаны на всех геологических картах. Секущие линейные деформации, довольно ограниченно проявленные в приповерхностной структуре горных массивов, в пределах обширных аккумулятивных равнин Ферганской впадины и зон предгорных возвышенностей, сложенных мезозойско-кайнозойскими отложениями, выражены еще слабее и частично предполагались лишь косвенно, по данным геоморфологического анализа (Костенко,





Рис. 23. Мелкомасштабный телевизионный снимок Ферганской впадины. Спутник «Метеор»

Рис. 24. Линеаменты, отдешифрированные на телевизионном космическом снимке Ферганской впадины и смежных районов (см. рис. 23)

- 1 центральная часть Ферганской впадины;
- 2 Кураминский хребет;
- 3 Чаткальская впадина;
- 4 Сусамырская впадина;
- 5 Сусамырский хребет;
- 6 Токтогульская впадина;
- 7 Таласо-Ферганский разлом;
- 8 Алацку-Шурабский линеамент;
- 9 Алайский хребет

1964б) и геофизических исследований (Зуннунов и др., 1972). На космических же снимках мы видим, что Угамо-Чаткальская неотектоническая система поднятий северо-восток — юго-западного простирания, достаточно монолитная с точки зрения наземного наблюдателя, разбита на отдельные блоки довольно частыми нарушениями северо-западного и субмеридионального простираний (рис. 24). Такие же разрывы, частично продолжающие чаткальские, пересекают Ферганскую впадину, а также развиты в массиве палеозойских пород, образующих широтную систему поднятий Туркестано-Алая. Судя по геофизическим данным, по крайней мере часть этих разрывов относится к категории глубинных, проявляющихся значительно глубже палеозойского складчатого фундамента впадины, который и сам погребен под толщей мезозойско-кайнозойских осадков мощностью до 10 км.

Таковым, например, является линеамент северо-западного простирания, который отвечает, вероятно, Каратау-Памирскому глубинному разлому древнего заложения (Якубов, Борисов, 1962) или Коканд-Исфайрамской зоне трансорогенных нарушений (Макаров, Соловьева, 1975). В пределах Угамо-Чаткальской системы поднятий эта зона проявлена значительными «возмущениями», общими, хотя и не всегда одинаковыми по форме и интенсивности, деформациями так называемых продольных структурных элементов. Она наследует, очевидно, границу древнего заложения, которая отделяет Кураминскую вулканогенную позднегерцинскую зону от более древних структур Чаткальской складчатой зоны и так называемого Кассанского блока (Геология СССР, 1972, т. 25, кн. 2).

В пределах Ферганской впадины Коканд-Исфайрамская зона, проявленная на космическом снимке хорошо выраженным линеаментом, соответствует Кокандской гравитационной ступени, которая отражает значительные флексурно-разрывные деформации всех горизонтов земной коры вплоть до верхней мантии (Зуннунов и др., 1972).

Значительный интерес представляет также широтный линеамент, отвечающий, по-видимому, Южно-Ферганскому глубинному разлому. В юго-восточном углу Ферганской впадины и предгорьях Алайского хребта, где приповерхностные структуры (новейшие и герцинские) характеризуются господством дугообразных юго-запад — северо-восточных простираний, Южно-Ферганский разлом на существующих картах теряется. На мелкомасштабных же телевизионных снимках он прослеживается здесь весьма отчетливо. Можно предполагать, что на этом участке Южно-Ферганский разлом погребен под позднегерцинскими и, возможно, неотектоническими покровами. Но продолжающиеся по нему движения вызывают деформации покровных структур, которые и проявляются лишь при достаточной генерализации их рисунка.

Наконец, отметим хорошо проявленную на рассматриваемых телевизионных снимках линеаментную зону субмеридионального простирания, которая прослеживается из района г. Чимкент вдоль среднего (субмеридионального) участка долины р. Келес и далее восточнее Ташкента на западное окончание Кураминского хребта (горы Моголтау), вдоль долины р. Аксу, пересекая Туркестано-Алайскую систему поднятий. В целом эта зона, которую мы условно назвали Келес-Оксуйской, представляет собой крупное молодое (MZ—KZ) нарушение флексурно-раздвигового типа, что достаточно хорошо проявлено рядом особенностей геологической структуры и рельефа. Особенно четко эта дислокация выражена на участке от Чимкента до Моголтау, где она резко ограничивает с запада все складки основания Угамо-Чаткальской системы, разделяя разновысотные ступени рельефа. Южнее контрастность уменьшается, но остается все же достаточно ощутимой. На снимке это выражено прежде всего резко различной заснеженностью водоразделов.

На изображениях меньшего масштаба Келес-Оксуйская зона не проявлена отчетливо. Совершенно очевидно, что по сравнению со структурами растяжения типа Каракуль-Балхашской зоны она является образованием меньшего порядка.

Из приведенных выше и ряда других фактов можно сделать заключение, что этот и другие подобные линеаменты, пересекающие Ферганскую впадину, отражают линейные деформации более или менее глубоких горизонтов земной коры. Выявление и изучение таких линеаментов может представить большой практический интерес, в частности в металлогенических изысканиях. В последнем случае речь идет об обнаружении с помощью космических снимков таких зон разломов скрытого типа, сопровождающихся повышенной минерализацией, которые не проявлены отчетливо в приповерхностной структуре, а выражены лишь в ряде особенностей этой структуры и ландшафта, имеющих на первый взгляд второстепенное значение и не попадающих в поле зрения изыскателей. В связи с этим и применительно к данному региону важными представляются выводы В. В. Аксененко (1974) о горизонтальной зональности эндогенного оруденения в Южной Фергане или, иначе, о металлогенической специализации зон разломов различного простирания, в том числе скрытого типа.

Среднемасштабные и особенно крупномасштабные фотоснимки, сделанные с пилотируемых космических кораблей «Союз-9» и «Салют», а также с американского автоматического спутника «Ландсэт-1» (ERTS-1), позволяют изучать особенности структуры отдельных зон, а также некоторые детали строения крупных складок и разрывов. Рассмотрим это на примере нескольких участков Тянь-Шаня, наиболее благоприятных по своей открытости от облачного и снежного покрова.

## Западные отроги Южного Тянь-Шаня

В этом районе Тянь-Шаня, ограниченном на севере Голодностепской впадиной, а на юге — Таджикской депрессией, выделяются Нуратау-Мальгузарская, Туркестанская, Зеравшанская и Гиссарская зоны поднятий, разделенные Санзарской, Зеравшанской и Магиан-Фарабской (на западе раскрывающейся в Кашкадарьинскую) зонами впадин. Зона поднятий Гиссарского хребта на западе заканчивется системой возвышенностей Юго-Западного Гиссара (хребты Байсунтау, Кугитангтау и др.). К востоку от них, в пределах Таджикской депрессии, обособлены Сурхандарьинская, Яванская и Яхсуйская впадины, разделенные антиклинорными поднятиями Прикафирниганской и Вахшской зон молодых складок (Чихачев, 1959; Губин, 1960; Костенко, 1961, 1964 б).

Основное простирание структур Туркестано-Алая — субширотное, в Таджикской депрессии и в Юго-Западном Гиссаре оно дугообразно изменяется от широтного до юго-западного и субмеридионального (структура «конского хвоста»).

Туркестанское, Мальгузарское, Гобдунтауское, Зеравшанское, Северо-Гиссарское поднятия, представляющие собой складки основания, сложены метаморфическими, интрузивными, вулканогенными и осадочными образованиями протерозоя — среднего палеозоя. Сложная внутренняя структура комплекса основания не нашла своего прямого отражения в новейших деформациях, при которых этот комплекс выступает как единая монолитная толща.

Отложения среднего структурного яруса (Т—  $P_3$ ) слагают полосу предгорий Туркестанского и Зеравшанского хребтов в пределах Пенджикентской впадины, а также образуют Юго-Западный Гиссар и антиклинальные поднятия Таджикской депрессии.

Верхнекайнозойские ( $P_3$ —Q) молассы выполняют более или менее крупные межгорные и внутригорные впадины. Наиболее молодые из них, четвертичные, отложения принадлежат серии отчетливо выраженных региональных террас, которым соответствуют пролювиальные конусы выноса и склоновые образования. Согласно стратиграфическим схемам Н. П. Васильковского (1935б) и Ю. А. Скворцова (1939) для Ферганы и Приташкенского района и Н. П. Костенко (1958) для Таджикской депрессии, самые древние из них относятся к нижнему плейстоцену (соответственно нанайский и вахшский комплексы), отложения еще двух менее высоких террас — к среднему плейстоцену (ташкентский и илякский комплексы), а двух средних террас — к верхнему плейстоцену (голодностепский и дюшамбинский комплексы). Низкие террасы и поймы являются голоценовыми (сырдарьинский и амударьинский комплексы).

Внутренняя (герцинская) структура палеозойских массивов (ядра новейших мегантиклиналей) на среднемасштабных космических снимках практически не читается. Палеозойские ядра Тянь-Шаня дешифрируются в виде монотонных, наиболее темных пятен (см. В. Г. Трифонов и др., 1973, рис. 8). Лишь в пределах палеозойского массива Мальгузарского хребта различаются неоднородности. Сопоставление с геологическими картами показывает, что на среднемасштабном космическом снимке этого поднятия вполне отчетливо распознается почти черная полоса верхнего силура и девона, обрамленная более светлой полосой нижнесилурийских отложений. Резкость светлой границы этих стратиграфических подразделений соответствует обозначенному на геологических картах тектоническому контакту. Изучение этого снимка позволяет также предположить, что западнее долины р. Зааминсу Мальгузарское поднятие пересекается двумя разрывами северо-восточного простирания, по которым, вероятно, произошло левостороннее смещение палеозойских отложений.

Палеозойские ядра антиклинальных складок основания обрамлены значительно более светлыми полосами. Это высокие и низкие предгорья, сложенные, как правило, неогеновыми, нижне- и среднечетвертичными отложениями. Достаточно хорошо на среднемасштабных космических снимках видна, например, дробно и глубоко расчлененная предгорная ступень у подножия северного склона хр. Мальгузар. Она отличается довольно темным фототоном и параллельно- или веерно-струйчатым рисунком эрозионных ложбин. Среди них выделяется долина р. Зааминсу, которая разграничивает две части древнего ( $Q_2$ ), ныне глубоко расчлененного конуса выноса этой же реки. На космических снимках отчетливо проявляется различие лево- и правобережной (относительно р. Зааминсу) частей этой предгорной ступени. Более темная окраска правобережной части объясняется выходом на поверхность палеозойского фундамента, тогда как западнее р. Зааминсу четвертичные отложения подстилаются неогеновыми молассами.

Отмеченная ступень предгорий на севере резко ограничена хорошо заметным на космических снимках Зааминским широтным разрывом (рис. 25). Он срезает периферию древнего (Q₂) конуса выноса р. Зааминсу. Несвойственная конусам выноса прямолинейность его периферической границы подчеркивает наличие здесь тектонического нарушения. На всем протяжении разрыв выражен резкой границей относительно темных и светлых участков, поверхность которых сложена разновозрастными отложениями. Северное крыло разлома (на снимках более светлое) относительно опущено. Среднечетвертичные и более древние отложения здесь погребены под верхнечетвертичным аллювиально-пролювиальным покровом. Изображение характеризуется отсутствием или недостаточной выраженностью линейных элементов, бесструктурностью фоторисунка, что отражает слабое развитие форм эрозионного расчленения, существенно менее дробного и менее глубокого, чем расчленение поднятого южного крыла.

Исключение представляет отчетливый веерный рисунок наиболее крупного здесь позднеплейстоценового конуса выноса р. Зааминсу. Его вершина находится непосредственно в зоне Зааминского разрыва, а периферия сливается с поверхностью аккумулятивной равнины южной части Голодной степи.

Далее к северу на снимке выделяется широкое и в общем бесструктурное поле очень темного, почти черного цвета, местами с мелкопятнистым или точечным рисунком. Это самая низкая ступень рельефа Голодностепской предгорной впадины — практически нерасчлененная аккумулятивная равнина, сформированная во второй половине позднего плейстоцена ( $Q_s^2$ ). Ее граница с охарактеризованной выше более высокой равниной юга Голодной степи ( $Q_s^4$ ) весьма прихотлива и имеет, очевидно,



11 — Кашкадарьянская впадина,

1 --- аллювнально-пролювнальные от-

Рис. 25. Схема геологического дешифрирования среднемасштабных космических фотоснимков района погружения поднятий Юго-Западного Тянь-Шаня и Голодностепской равнины

эрозионный характер, в отличие от прямолинейной «разрывной» границы зоны предгорий.

Низкая ступень Голодностепской равнины  $(Q_3^2)$  двумя широкими «заливами» вдается далеко на юг, расчленяя более высокую ступень  $(Q_3^4)$ . «Заливы» приурочены к долинам рек Санзар и Зааминсу и являются их непосредственным продолжением. На снимке хорошо выделяется расположенный между ними обширный останец «высокой» равнины Голодной степи  $(Q_3^4)$ . Западнее и севернее него на темном фоне также хорошо различимы светло-серые пятна менее крупных останцов. Обращает на себя внимание останец, который севернее г. Джизак перегораживает Санзарский «залив» низкой равнины, обособляя Джизакскую мульду. Перемычка имеет тектоническую природу. На востоке она проявляется в виде незначительного осветления фототона. Можно предположить, что это участки весьма протяженного, но еще очень слабо выраженного в рельефе субширотного поднятия, которое продолжает на восток палеозойские выступы гор Писталитау.

Столь подробный анализ дешифрирования космического изображения Голодностепской предгорной впадины мы считали необходимым привести по методическим соображениям. Здесь наиболее отчетливо проявлены достаточно дробные (по возрасту) ступени разновозрастного рельефа растущего горного поднятия и сопряженной с ним впадины, т. е. та зональность рельефа и новейших отложений, которая является главным (и стратиграфическим, и геоморфологическим) дешифрировочным признаком неотектонической структуры и ее развития.

Здесь особенно хорошо видны большие возможности среднемасштабных космических снимков (может быть, именно средне-, а не крупномасштабных) для выявления закономерностей геологического и геоморфологического строения таких закрытых равнинных районов, как Голодностепская равнина. Непосредственные полевые исследования, а также анализ крупномасштабных аэрофотоматериалов и топографических карт в силу больших размеров и слабой дифференцированности геологических тел не обнаруживают и не могут обнаружить того, что фиксируется на космическом снимке. Прежде всего — это границы разновозрастных генераций очень слабо обособленных на местности четвертичных образований. Космические изображения, кроме непосредственного выявления разновозрастных участков земной поверхности, представляют наиболее объективную генерализацию их контуров и взаимного расположения, анализ которых приводит к более правильным выводам и предположениям о тектонической структуре таких закрытых районов, а затем позволяет правильно и эффективно организовать геолого-поисковые, инженерные и гидромелиоративные работы.

Рассмотренная на примере Голодной степи и хр. Мальгузар зональность пространственного развития новейших отложений и разновозрастных элементов рельефа горного сооружения с теми или иными нюансами дешифрируется на космических снимках и других районов Тянь-Шаня. Южнее хр. Мальгузар, например, отчетливо дешифрируется мегантиклиналь Туркестанского хребта. Западнее нее и с некоторым смещением к северу виден овал мегантиклинали Гобдунтау, а южнее — окончание Зеравшанского поднятия, которое вместе с кулисно подставляющим его куполовидным поднятием Каратюбе в общем повторяет плановую структуру Туркестанской зоны поднятий. Ядра всех этих поднятий, сложенных палеозойскими породами, на снимках выделяются почти черным цветом, который достаточно резко отличается от таких же черных полей молодых четвертичных отложений более или менее отчетливо выраженным рисунком глубокого эрознонного расчленения.

Перечисленные антиклинальные поднятия и зоны поднятий разделены впадинами, к которым приурочены субширотные (продольные) долины наиболее крупных в этом районе рек: Санзар, Зеравшан, Кашкадарья. Анализ космического фотоизображения этих впадин довольно легко обнаруживает общую их структуру, особенности геолого-геоморфологического развития и различия между ними.

Синклинальная структура Зеравшанской и Кашкадарьинской впадин на космическом снимке проявлена неправильно-концентрическим рисунком, а именно изменением цвета от светло-серого по периферии впадин до пятнистого темно-серого и почти черного в центральных частях. Окраины впадин, которые в процессе развития складчатой деформации оказались приподнятыми, в той или иной мере расчленены и обычно малопригодны для земледелия (во всяком случае орошаемого). Они сложены неогеновыми, нижне- и среднечетвертичными отложениями с чахлым покровом травянистой растительности. Центральные участки впадин, наиболее опущенные в настоящее время и являющиеся остаточными седиментационными бассейнами, сложены верхнеплейстоцен-голоценовыми ( $Q_{3-4}$ ) аллювиально-пролювиальными отложениями. Они слабо расчленены, используются под орошаемое земледелие и поэтому покрыты густой зеленой растительностью, дающей на снимках почти черный фототон.

Благодаря указанным дешифрировочным признакам на среднемасштабном снимке достаточно хорошо видна Раватская перемычка, разделяющая Самаркандскую и Пенджикентскую частные впадины Зеравшанского прогиба. Она проявлена узким светло-серым мысом, который вдается с южной стороны прогиба в его внутреннюю (черную) зону и сочленяется с окончанием Туркестанского хребта такого же светло-серого тона. Перемычка сложена аллювиальными и пролювиально-делювиальными отложениями раннедюшамбинского подкомплекса  $(Q_3^{\,4})$ , образующими пологую антиклинальную складку. На северо-запад от псремычки, к горам Гобдунтау, среди покрова четвертичных отложений на космическом снимке прослеживается прямая линия, которая, возможно. является разрывом, не отмеченным на существующих геологических картах.

Различная и невыдержанная ширина разновозрастных зон впадин является косвенным свидетельством асимметричного развития мегасинклиналей: последовательного поперечного смещения оси прогиба с течением времени. Наиболее отчетливо такое явление выражено в Пенджикентской впадине. Ее ось в олигоцен-миоценовое время была расположена в южной части прогиба (вблизи Зеравшанского хребта), а к настоящему времени она сместилась к северной окраине и находится в непосредственной близости от палеозойского ядра Туркестанского поднятия. Это заметно уже на том небольшом участке Пенджикентской впадины, который виден на рассматриваемом снимке. Здесь же отчетливо видны редуцированность Пенджикентской впадины и ее отмирание как области аккумуляции по сравнению с расположенной западнее Самаркандской впадиной того же прогиба.

Санзарская внутригорная впадина-синклиналь, находящаяся в створе с Пенджикентской, отличается от последней полным отсутствием зоны позднеплейстоцен-голоценовой аккумуляции («черных» бесструктурных полей). Очевидно, что эта впадина, выполненная неогеновыми, нижне- и среднечетвертичными отложениями, как активный прогиб и седиментационный бассейн к позднему плейстоцену прекратила свое существование. В настоящее время она находится почти в осевой части обширного свода Туркестано-Алайского поднятия, для новейшей структуры которого характерна сильная редуцированность отрицательных форм (Соловьева, 1971а, б).

Отмеченные на основании анализа космических снимков различия в морфологии, структуре и развитии новейших тектонических впадин предопределены следующими основными причинами. Различия, установленные при переходе от одной впадины к другой, вкрест простирания горных сооружений, объясняются прежде всего их различным положением в структурах более крупного порядка. Неоднородности, наблюдаемые вдоль единых прогибов (например, Зеравшанского), отражают развитие тектонической дифференцированности горных сооружений по их простиранию. Это связано, в частности, с последовательным увеличением кривизны мегаскладок и, следовательно, с увеличением их амплитуды и уменьшением ширины, что проявляется более интенсивно в центральных, «узловых», частях горных систем, чем на их погружении (в данном случае в восточных районах Туркестано-Алайской системы поднятий по сравнению с ее западным окончанием). При этом градиент наблюдаемых изменений может быть различным и они происходят либо постепенно, либо резко вплоть до образования разрывов.

Заканчивая описание результатов структурного дешифрирования космических снимков юго-западных отрогов Тянь-Шаня, хотелось бы обратить внимание на обнаруженную на снимках с «Союза-9» прямолинейную зону, по-видимому, разрывно-флексурного типа (см. рис. 19, V, и 25). В поверхностной неотектонической структуре она проявлена следующими, выраженными на космических снимках элементами.

В пределах Голодностепской впадины эта зона является западным, довольно резким ограничением Санзарского (или Джизакского) «залива» позднеголодностепских отложений  $(Q_3^2)$ . Далее на юг к ней приурочена поперечная тектоническая седловина, по которой произошел спуск

Санзарской впадины на север, в значительно ниже расположенную Голодностепскую впадину. Мегантиклиналь Мальгузарского хребта в этой зоне отклоняется к северу. Нуратауское поднятие, являющееся западным структурным продолжением Мальгузара, также смещено относительно него на север. Еще южнее рассматриваемая зона резко ограничивает мегантиклиналь Туркестанского хребта и вызывает изгибание ее оси на юго-запад. К этой же зоне приурочена седловина, отделяющая Туркестанскую мегантиклиналь от Гобдунтауской, смещенной относительно нее также на север. В районе указанной седловины на снимке фиксируется система сравнительно коротких разрывов (?) северо-восточного простирания. Зеравшанский прогиб в пределах описываемой зоны резко расширяется.

На Зеравшанском хребте, который эта зона пересекает примерно вдоль линии Ургут—Мираки, она не проявлена отчетливо, но обнаруживается вновь южнее в виде серии частых параллельных линий разрывов или зон повышенной трещиноватости, ограничивая с востока мульду Кашкадарьинской впадины. Последняя восточнее продолжается высоко поднятыми, узкими редуцированными Магиан-Фарабской и Аксуйской внутригорными впадинами.

Можно достаточно уверенно предполагать, что рассматриваемая линеаментная зона, которую мы условно назвали Джизакской, далее на юг продолжается или по крайней мере генетически связана с отмеченными выше меридиональными структурными элементами (в частности, Ширабадским линеаментом), которые хорошо обнаруживаются на самых мелкомасштабных (из рассматриваемых нами) снимках в пределах Юго-Западного Гиссара (см. рис. 17—18). На крупномасштабных же снимках, сделанных с пилотируемого космического корабля «Союз-9», эти меридиональные элементы структуры не проявлены сколько-нибудь отчетливо, будучи затушеванными, вероятно, в сложном рисунке деталей приповерхностной структуры (Тихонов, 1974).

В северном направлении Джизакская зона, по-видимому, непосредственно продолжается Шардаринским линеаментом, который хорошо проявлен на телевизионных и сканерных снимках со спутников системы «Метеор». Главным, наиболее резко обозначенным звеном этого линеамента является 200-километровый субмеридиональный отрезок долины Сырдарьи (Шардаринская Степь). Последняя приурочена к синклинальному прогибу, который разделяет поднятия Приташкентских Чулей (на востоке) и Каратау (на западе).

Туранская плита на данном участке испытала в мезозое — кайнозое весьма значительное опускание. По данным Р. Г. Гарецкого и др. (1963) и И. С. Вольвовского и др. (1966), подошва палеогена здесь снижается до отметок от -800 до -1000 м, обнажаясь в смежных поднятиях на высотах 200—500 м. В южном направлении разность высот убывает до 500 м. Здесь расположено субмеридиональное поднятие Джамсугун, западному склону которого, вероятно, и соответствует рассматриваемый линеамент на данном его участке. Сходная картина рисуется в изменении мощности меловых отложений, которая в пределах прогиба увеличивается до 1600 м. Соответственно поверхность палеозойского фундамента погружается до 2 км ниже уровня моря и глубже. Сопоставление со структурной картой поверхности палеозойского фундамента Туранской плиты (Вольвовский и др., 1966, рис. 91) показывает, что Шардаринская зона является границей участков с различной структурой этой поверхности. Значительно более интенсивные и дробные деформации поверхности фундамента к востоку от Шардаринской зоны свидетельствуют о том, что восточный участок Турганской плиты, непосредственно примыкающий к Тянь-Шаню, подвергся существенной переработке в отличие от районов, расположенных западнее.

Кроме того, следует отметить, что Шардаринская зона проходит параллельно разлому, который намечен восточнее в погребенном фундаменте плиты и, как предполагается, разделяет каледонские и герцинские образования, продолжая развиваться и на платформенном этапе (Вольвовский и др., 1966, рис. 94). Возможно, что Шардаринская зона также соответствует линейным деформациям палеозойского основания, на которые следует обратить внимание при интерпретации геофизических данных.

В целом, рассмотренная выше цепь субмеридиональных линеаментов соответствует, по-видимому, Туркестан-Акчайскому 750-километровому субмеридиональному разлому, намеченному В. Д. Скарятиным (1973) также на основе изучения космических снимков.

Не всегда одинаково четкое проявление отдельных звеньев этой линеаментной зоны на снимках разных масштабов вместе с приведенными выше и рядом других геологических и геофизических материалов позволяет предполагать, что глубина заложения этой зоны и активность тектонических движений были и остаются непостоянными по простиранию этой зоны.

Взаимоотношения Западно-Тяньшаньского и Туркестан-Акчайского линеаментов, рассматриваемых в качестве разрывно-флексурных зон и пересекающихся в районе Джизакского оазиса, не совсем ясны. Неодинаковое их проявление на снимках со значительно отличными уровнями генерализации и целый ряд геолого-геофизических косвенных данных могут свидетельствовать о том, что эти разрывно-флексурные зоны являются образованиями разного масштаба и разной глубины заложения.

# Иссыккульский район

Среднемасштабный космический снимок, представленный на рис. 26, охватывает почти целиком одну из крупнейших межгорных впадин Тянь-Шаня и обрамляющие ее поднятия Кунгей-Алатау (на севере) и Терскей-Алатау (на юге), резко обозначенные белизной заснеженных водоразделов. Эти крупные неотектонические структурные элементы заложились и активно развиваются на месте Иссыккульского срединного массива каледонской складчатой области, а впадина Иссык-Куля, по крайней мере в своей восточной части, наследует герцинский наложенный прогиб, возобновлявший свое развитие и в раннеюрское время (Королев, 1961; Геология СССР, т. 25, 1972).

На рассматриваемом снимке со всей очевидностью проявляется кулисное строение поднятия Кунгей-Алатау. Из-за большой заснеженности здесь, однако, не очень ясна структура Чилико-Кеминского горного узла, в котором сочленяются Центрально- и Восточно-Кунгейское частные поднятия и Заилийский Алатау, принадлежащий уже к другой зоне поднятий. Значительно лучше структура этого узла дешифрируется на снимке, сделанном со станции «Салют» (рис. 27). На нем видно, что шовная внутригорная Чилико-Кеминская впадина здесь пережата диагональной перемычкой северо-западного простирания. Характер границ поднятия Кунгей-Алатау на среднемасштабном снимке не проявляется в достаточной степени отчетливо. Лишь в западной части хорошо виден прямолинейный шов Южно-Кунгейского разлома.

На более крупномасштабном снимке этого же района (рис. 28) Южно-Кунгейский разлом и даже некоторые детали его строения дешифрируются значительно лучше (Трифонов и др., 1973, рис. 13). Отчетливо видны даже такие сравнительно небольшие складки основания, как Торуайгырская синклиналь, сложенная эоцен-миоценовыми отложениями, и плавно сопряженная с нею на юге антиклиналь гряды Кызылкультор с палеозойским ядром. Плохо выраженное на местности и на имеющихся геологических картах западное продолжение этой антиклинали на космическом снимке обнаруживается достаточно отчетливо.



Рис. 26. Среднемасштабный фотоснимок района оз. Иссык-Куль. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов

Рис. 27. Перспективный фотоснимок восточной части Центрального и Северного Тянь-Шаня. Орбитальная станция «Салют», космонавты Г. Т. Добровольский, В. Н. Волков, В. И. Пацаев отклоняется на северо-восток и, образуя диагональную перемычку, сливается затем с предгорьями Ферганского хребта. Южнее Ферганской впадины, отделяясь от нее флексурно-разрывной зоной Южно-Ферганского глубинного разлома, расположена Туркестано-Алайская система поднятий, сложенных разнообразными палеозойскими образованиями. Она характеризуется преимущественно широтным направлением структур, которые восточнее г. Ош приобретают северо-восточное простирание.

С востока Ферганскую впадину ограничивает система поднятий одноименного хребта, протягивающаяся в общем в северо-западном направлении. Они сложены палеозойскими и мезозойскими породами. С северо-востока эта система срезана Таласо-Ферганским разрывом.

В пределах Ферганской межгорной впадины нами были начаты специальные методические исследования по изучению избирательной геологической информативности различных спектральных диапазонов аэрои космической съемки. Ниже приводятся некоторые результаты сравнительного анализа крупномасштабных многозональных сканерных снимков, выполненных 24 июня 1973 г. в четырех зонах электромагнитного излучения с американского спутника (ERTS-1), которые охватывают большую часть Ферганской межгорной впадины с ее горным обрамлением. Характер изображения геологической структуры в разных спектральных диапазонах существенно не изменяется, но фототоновые характеристики в каждом из каналов подчеркивают разные особенности литолого-стратиграфических комплексов, тектонической структуры и геоморфологии, позволяющие производить весьма детальное изучение геологической структуры района (рис. 29). Рассмотрим на конкретных примерах дешифрируемость на снимках разнообразных геологических объектов.

#### Дешифрирование литолого-стратиграфических комплексов

В пределах рассматриваемого участка Ферганского района, ограниченного рамками снимка, обнажаются различные по генезису, составу и возрасту отложения. Разнообразие геологической структуры изучаемого района, почвенно-растительный покров, цвет пород и климатическая обстановка в момент съемки определили в общем неровный, пятнистополосчатый рисунок Ферганской впадины на снимках. Расплывчатые пятна характеризуют район распространения преимущественно близких по литологическому составу нестойких к эрозии пород, а полосчатый рисунок типичен для районов с распространением переслаивающихся более и менее крепких пород. Для выделения литолого-стратиграфических комплексов на снимках разных каналов важными характеристиками, по-видимому, являются особенности почвенно-растительного покрова, цвет, обводненность и литология пород.

В горных сооружениях, обрамляющих Ферганскую впадину, на поверхности распространены метаморфические, магматические и осадочные образования преимущественно среднего и верхнего палеозоя. Выходы кембро-ордовикских терригенных отложений занимают ограниченную площадь; гораздо шире в районе представлены песчано-сланцевые толщи силура и карбонатные, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения девонского возраста. Менее широко распространены карбонатные и терригенные отложения карбона, нижней перми, которые выполняют позднепалеозойские прогибы. Цвет палеозойской толщи разреза изменяется от почти черного до темно-серого, что осложняет разделение на снимках пород различного возраста.

Мезозойско-кайнозойские отложения, выполняющие Ферганскую впадину, по цветовым характеристикам можно разделить на следующие комплексы. Триас-юрские отложения, имеющие здесь небольшое распространение, представлены терригенными породами зеленовато-серого



Рис. 29. Структурно-геологическая схема Ферганской депрессии, составленная по космическим изображениям ERTS-1 четырех каналов

Отложення:

- I голоценовые;
- 2 верхнечетвертичные;
- 3 среднечетвертичные;
- 4 нижнечетвертичные;
- 5 плиоценовые (плиоцен-нижнечетвертичные);
- 6 неогеновые;
- 7 палеоген-неогеновые;
- 8 мел-неогеновые;
- 9 -- юрско-меловые;
- 10 юрские;
- 11 мезозойско-кайнозойские;
- 12 пермские;
- 13 каменноугольные;
- 14 девонские;
- 15 среднепалеозойские;
- 16 палеозойские (нерасчлененные).

Линеаменты:

17 — выделенные на снимках и соответствующие разрывам, установленным геологическими методами (а), а также по геофнзическим и геоморфологическим данным (б);

18 - выделенные только на снимках.

- Прочие элементы:
- 19 контуры локальных структур;
- 20 пролювнальные конусы выноса;
- 21 геологические границы: предполагаемые (а), достоверные (б)



Рис. 29. Структурно-геологическая схема Ферганской депрессии, составленная по космическим изображениям ERTS-1 четырех каналов

- Отложения:
- 1 голоценовые;
- 2 верхнечетвертичные;
- 3 среднечетвертичные;
- 4 нижнечетвертичные;
- 5 плиоценовые (плиоцен-нижиечетвертичные);
- *б* неогеновые;
- 7 палеоген-неогеновые; 8 — мел-неогеновые;
- 9 юрско-меловые;
- 10 юрские;
- 11 мезозойско-кайнозойские;
- 12 пермские;
- 13 каменноугольные;
- 14 девонские;
- 15 среднепалеозойские;
  16 палеозойские (нерасчлененные).
- Линеаменты:
- 17 выделенные на снимках и соот
  - виделенные на силиках и собо ветствующие разрывам, установленным геологическими методами (*a*), а также по геофизическим и геоморфологическим данным (*б*);
- 18 выделенные только на снимках. Прочие элементы:
- 19 контуры локальных структур;
- 20 пролювиальные конусы выноса;
- 21 геологические границы: предполагаемые (а), достоверные (б)

цвета. Мел-палеогеновые толщи, широко распространенные по периферии впадины, включают в основном красноцветные континентальные грубообломочные и сероцветные морские и лагунно-морские отложения. Кайнозойские континентальные молассы характеризуются кирпичнокрасным цветом в нижней части разреза (массагетская серия), бурым и палевым цветом в средней (бактрийская серия) и светло-серым цветом в верхней части разреза (сохская свита и все современные отложения).

На снимках в 4- и 5-м каналах палеозойские отложения, имеющие фототон от светло-серого до темно-серого, хорошо отделяются от четвертичных, которые дешифрируются здесь наиболее отчетливо. Причем можно выделить четвертичные отложения даже небольшой мощности, но с достаточной площадью распространения. При этом не всегда удается разделить их по возрасту, хотя можно отделить неоген-нижнеплейстоценовые комплексы пород, обладающие светлым, почти белым фототоном, от более молодых верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, для которых характерен более темный фототон (рис. 30, a, b, 31, a, b). Это связано с различиями растительного покрова, развитого на всех этих отложениях, и с их влагонасыщенностью, так как на снимках этого же района, сделанных в сентябре, фототоновые характеристики четвертичных отложений изменяются на почти черные, а неоген-плейстоценовые сохраняют тот же фототон. На снимках в 5-м канале выделяются породы мезозойско-кайнозойского комплекса, которые обладают светло-серым фототоном. Так, например, в районе г. Сузак обнажаются верхнемеловые красноцветные песчаники, известняки, алевролиты, гипсы, глины и мергели и палеогеновые сероцветные песчаники, известняки и алевролиты. Они с угловым несогласием перекрываются толщей палевых песчаников и более темных конгломератов плиоценового возраста, а также темносерых конгломератов и песчаников нижнего плейстоцена, которые бронируют поверхность адыра. На снимке в 4-м канале можно выделить два комплекса пород: первый — более темного фототона — относится к нижнеплейстоценовым образованиям, а второй — светлого фототона — к неоген-верхнемеловым (см. рис. 30, a, 31, a). Снимок в 5-м канале позволяет более дробно расчленить эту толщу: темно-серый фототон характеризует нижнеплейстоценовые отложения, светло-серый — плиоценовые, а светлый, почти белый фототон — мел-олигоценовые породы (см. рис. 30, б. 31,б).

В 6-м канале в некоторых местах можно отделить комплексы среднеплейстоценовых отложений от верхнеплейстоценовых и нижне-плейстоценовых, мезозойско-кайнозойские породы — от четвертичных и палеозойских, что, вероятно, связано как с цветом обнажающихся толщ, так и с различным рельефом, развитым на них. Хорошая проработка деталей рельефа позволяет разделить палеозойские толщи и выделить на снимках отдельные комплексы отложений. Например, на междуречье рек Исфайрамсай и Шахимардан выделяются черным фототоном вулканогенные образования девона (см. рис. 30, в, 31, в). В районе городов Ош и Араван дешифрируются девон-силурийские карбонатные отложения, имеющие темно-серый фототон. Светло-серым фототоном выделяются терригенно-карбонатные отложения карбона. В районе г. Араван хорошо дешифрируется синклинальная складка, отпрепарированная в рельефе и сложенная нижнепермскими отложениями. Цвет дешифрируемых комплексов пород при этом играет немаловажную роль и помогает более точно их выделять.

В 7-м канале происходит более дробное расчленение выходящих на поверхность литолого-стратиграфических комплексов. Наиболее четко в этом канале видны рельеф, крупная и мелкая эрозионная сеть, которая подчеркивает литологические различия выделяемых комплексов пород. Отчетливо разделяются по этим признакам четвертичные отложения. Темно-серый фототон с хорошо развитой прямолинейной эрозионной



a - 0,5-0,6.



Рис. 30. Многозональные сканерные снимки Восточной Ферганы, полученные со спут-ника ERTS-1 24 июня 1973 г.

а — г — Спектральные диапазоны (в мкм):



e — 0,7—0,8,



Рис. 31. Схемы дешифрирования многозональных снимков Восточной Ферганы Условные обозначения см. рис. 29 (диагональная штриховка слева направо — мезозойские отложения)



сетью отражает неоген-нижнеплейстоценовые отложения; более светлый фототон с мягкими формами рельефа характерен для среднеплейстоценовых отложений, белесый фототон с небольшим развитием эрозионных форм рельефа характеризует верхнеплейстоценовые отложения, а светлосерый фототон — голоценовые. В районе г. Сузак также можно разделить мел-палеогеновые, плиоценовые, нижнеплейстоценовые и среднеплейстоценовые породы (см. рис. 30, г, 31, г). Но большая детальность изображения снижает возможности структурно-геологического дешифрирования, так как множество разнообразных элементов поверхностной структуры как бы гасят друг друга.

В общем, рассмотрев комплекс многозональных космических снимков, можно сделать следующие предварительные выводы. Информативность снимков относительно литолого-стратиграфических комплексов неодинакова в различных зонах спектра. Наиболее полную информацию дают снимки, полученные в ближней инфракрасной зоне спектра (6-й и 7-й каналы). Однако решение некоторых задач требует, очевидно, изучения всего комплекса снимков. 4-й и 5-й каналы съемки позволяют четко отделить палеозойские комплексы пород от неоген-четвертичных. Причиной такого разделения служит, по-видимому, степень увлажненности этих отложений.

Сравнение разносезонных космических снимков Ферганской впадины показало, что наиболее информативными (с рассматриваемой точки зрения) являются полученные в летне-осенний период. Это связано, вероятно, с благоприятным состоянием атмосферы, влажности пород и состоянием растительного покрова в этот период года.

#### Дешифрирование геоморфологических особенностей и четвертичных отложений

Район Ферганской впадины характеризуется широким развитием как эрозионных, так и аккумулятивных форм рельефа. На рассматриваемых космических снимках в 4-м и 5-м каналах рельеф виден слабо, по-видимому, из-за сильных помех атмосферной дымки. На этих снимках можно отличить лишь горный комплекс от предгорного и равнинного. Первому соответствует темный (до черного) фототон, второму — светло-серый (до белого) и третьему — серый фототон. Очертания адырных поднятий в этих каналах выявляются довольно хорошо. Кроме того, здесь же хорошо заметна сеть крупных долин рек Араван, Акбура и других, которые в пределах горных массивов выделяются белым фототоном.

В 5-м канале четко выделяются крупные пролювиальные конусы выноса, например Акбуринский, Майлисайский и другие (см. рис. 30, a, b, 31, a, b), но разделение их на разновозрастные генерации проводить довольно затруднительно.

В 6-м и 7-м каналах отрицательное влияние атмосферной дымки на изображение земной поверхности уменьшается. В этих каналах четко фиксируются все формы рельефа, не выходящие за разрешение снимка. По снимкам можно не только выделить горные, предгорные и равнинные комплексы рельефа, но и провести их более дробное расчленение. Здесь различаются рельеф типа бедленд (район г. Ош) и плоские вершины водоразделов, которые расположены на различных гипсометрических уровнях и соответствуют разновозрастным поверхностям выравнивания. Адыры, сложенные аллювиально-пролювиальными отложениями неогенсреднечетвертичного возраста, своим фототоном отличаются от днищ долин с чехлом более молодых аллювиально-пролювиальных образований, а впадины, выполненные преимущественно пролювиальными отложениями (Искинаукатская и Кокджарская),— от впадин с покровом преимущественно аллювиальных отложений (см. рис. 30, *θ*, *г*, 31, *θ*, *г*).

В долине р. Сырдарьи выделяются две высокие террасы с отложениями среднего плейстоцена, две средние террасы с отложениями позднеплейстоценового возраста, а также низкие террасы и поймы голоценового возраста. Весь террасовый комплекс на снимках в 6-м и 7-м каналах можно четко разделить по фототоновым характеристикам и по рисунку расчленения (см. рис. 29, 30, *в*, *г*, 31, *в*, *г*). Пойма и I терраса имеют черный фототон. Аллювий II террасы, также принадлежащий к сырдарьинскому комплексу, выделяется серым фототоном. III и IV террасы, несущие покров аллювиально-пролювиальных отложений голодностепского комплекса, выделяются темно-серым фототоном. Трудность разделения этих террас состоит в том, что на них расположены сельскохозяйственные угодья и жилые постройки, которые маскируют поверхность и склоны террас. Вдоль северного и южного бортов впадины видны среднеплейстоценовые V и VI террасы. Если поверхность террасы перекрыта чехлом делювиально-пролювиальных образований, то ее фототон на снимке светло-серый (с. Кочкората), а если такого покрова нет, то фототон серый (г. Советабад). Между собой эти террасы плохо разделимы. По темно-серому фототону и хорошо развитой эрозионной сети на поверхности выделяется нижнеплейстоценовая VII терраса.

Таким образом, на многозональных снимках дешифрируются разнообразные типы и формы рельефа и связанные с этими формами четвертичные отложения, среди которых можно распознавать аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и склоновые отложения. Последние хорошо дешифрируются в 4-м и 5-м каналах; все остальные генетические типы, а также формы рельефа отчетливее проявлены на снимках в 6-м и 7-м каналах. Следовательно, снимки ближнего инфракрасного спектрального диапазона обладают наибольшей геоморфологической информативностью.

### Дешифрирование тектонической структуры

В строении Ферганской межгорной впадины участвуют образования трех структурных ярусов, которые и обусловили все многообразие структурных форм, развитых в пределах рассматриваемого участка и отличающихся по степени выраженности в рельефе и дислоцированности. Литолого-стратиграфическое и геоморфологическое дешифрирование облегчает выявление тектонических структур различного порядка, в особенности новейшего структурного плана. Наиболее полную структурнотектоническую информацию содержат снимки, полученные в 6-м и 7-м каналах. Но большая детальность изображения в 7-м канале иногда мешает четкому выделению некоторых структурных элементов. В этом отношении более удобными для дешифрирования тектонической структуры района являются снимки в 6-м канале.

Складчатые структуры устанавливаются на основе пространственного соотношения разновозрастных комплексов отложений или непосредственно по залеганию пластов. Туркестано-Алайская система поднятий, которая состоит из ряда частных антиклинальных и синклинальных зон поднятий и зон впадин, на снимке подразделяется с трудом из-за однотонного фоторисунка слагающих ее палеозойских пород. Но все же в 7-м канале можно выделить некоторые складчатые зоны: Высоких предгорий, Кичик-Алайскую и Восточно-Алайскую. В предгорьях Алайского хребта хорошо заметна Ош-Араванская тектоническая зона (Геология СССР, 1972, т. 25). Лучше всего на космических снимках дешифрируются неотектонические аңтиклинальные и синклинальные зоны, которые подчеркиваются отложениями мезозойско-кайнозойского возраста. Это, например, Сюрень-Тюбинская и Катарская зоны поднятий, Искинаукатская и Кокджарская впадины. Адыры как наиболее молодые брахиантиклинальные поднятия выделяются своеобразием фототона и эро-
зионной сети, которые нередко подчеркивают и более мелкие, локальные деформации в общей структуре адыра (например, Андижанское антиклинальное поднятие).

Характерными элементами структуры земной поверхности, различаемыми на снимках, особенно в 6-м канале, являются линеаменты, характеризующиеся узким интервалом резкого изменения фототона. Во впадине, сложенной четвертичными отложениями, это либо темные, почти черные или, наоборот, светлые линии. В предгорной и горной частях впадины их направлениям подчинена эрозионная сеть.

Опознавая на крупномасштабных снимках линеаменты, которые были выделены ранее на мелкомасштабных снимках (см. выше), мы видим их в несколько ином проявлении. Так, Южно-Ферганская линеаментная зона, которая, вероятно, соответствует Южно-Ферганскому глубинному разлому, проявлена на снимке не единой линией, как это наблюдается на мелкомасштабных снимках, а представлена большим количеством прерывистых мелких линеаментов. Некоторые из них соответствуют разрывным нарушениям и отмечены на геологических картах.

Андижанская зона северо-восточного простирания проявляется цепочкой продольных мелких линеаментов, которые подчеркивают границы аллювиально-пролювиальной равнины с адырными поднятиями (см. рис. 30, в и 31, в).

Акбуринский линеамент в рамках снимка прослеживается от с. Папан на северо-запад к г. Майли-Сай. Он выражен прерывистой цепочкой линий. В районе р. Караункюр линеамент ограничивает четвертичный конус выноса этой реки. Ему же соответствуют прямолинейная долина р. Акбура в районе т. Ош и эрозионный врез, рассекающий Андижанское антиклинальное поднятие. В зоне линеамента, на правом склоне сухого сая Кочкор-Ата, имеет место разрыв, по характеру смещения денудационной поверхности представляющий сброс с амплитудой смещения северо-восточного крыла примерно на 6 м. В районе с. Акмечеть в Сузакском антиклинальном поднятии наблюдаются два сброса северо-западного простирания. Амплитуда западного из них, замеренная по границе между песчано-конгломератовыми отложениями плиоцена и нижнечетвертичными конгломератами, равна 6-7 м. Амплитуда восточного сброса составляет 7-8 м. Граница между конгломератовыми отложениями нижнего плейстоцена и перекрывающими их лёссами также смещена, но на меньшую величину — соответственно на 1-2 и 3-4 м, что свидетельствует о продолжении подвижек в позднечетвертичное время.

Долина северо-западного простирания, рассекающая Андижанский адыр, является продолжением рассматриваемого отрезка линеамента на юго-восток. Она развивается, по-видимому, в пределах грабена и имеет U-образное сечение. На снимке хорошо видны два параллельных линеамента, проходящих по бортам долины и представляющих, вероятно, линии разрывов. Долина р. Акбуры, прорезающая палеозойские породы, продолжает линеамент еще далее на юг.

Другим линеаментом, обследованным в этом районе, является линеамент, проходящий по направлению селений Мирдали — Балыкты. Он принадлежит Куршабской линеаментной зоне. На правом склоне р. Зергер в верхнемеловых и палеогеновых толщах прослеживается разрыв северо-западного простирания. Это взброс, юго-западное крыло которого взброшено примерно на 15 *м*. Амплитуда смещения замерена по кровле пласта известняков палеогенового возраста. При следовании на северо-запад вдоль линеамента наблюдается изменение его простирания от северо-западного до меридионального и обратно, при этом от него отходят в виде оперения короткие меридиональные линеаменты, заметные на крупномасштабном космическом снимке, которым соответствуют на местности прямолинейные отвершки овражной сети.



Рис. 32. Розы-диаграммы трещиноватости (а) и овражной сети (б)

Рассмотренные примеры показывают, что линеаменты, выделенные на космических снимках, соответствуют, по крайней мере частично, разрывным нарушениям.

Замеры трещиноватости, проведенные в зонах линеаментов, описанных выше, в толщах, различных по генезису и возрасту отложений, выявили три основных направления. Одно из них, субширотное, согласно с простиранием палеозойских структур и унаследованно развивалось в новейшее время, а два других — северо-восточное и северо-западное являются новообразованиями, вероятно, новейшего времени (рис. 32). Такие же простирания имеют выделяемые на снимках линеаментные зоны.

Для выяснения способов повышения тектонической информативности изображения, кроме оригинальных снимков, были проанализированы снимки, претерпевшие некоторые фотографические преобразования, т. е. обработанные методом повышения контрастности и методом получения эквиденсит (техническая сторона вопроса и соответствующие изображения рассматриваются в главе III). Повышение контрастности позволило установить более точно геологические границы литолого-стратиграфических комплексов на снимках в 4-м и 5-м каналах. В 6-м и 7-м каналах более четко определились перепады фотометрических плотностей, что позволило получить более полную информацию о тектоническом и структурно-геологическом строении Ферганской впадины.

Метод получения эквиденсит, в который входит сложение позитива и негатива одних и тех же или разных каналов, без сдвига их и со сдвигом, и эффект Сабатье (соляризация) помогают при дешифрировании тектонической структуры. Изучение отпечатков, полученных в результате разнообразных наложений, показало, что в каждом отдельном случае подчеркиваются различные направления линеаментов. Так, например, при наложении позитивного изображения в 4-м канале на негатив в 5-м канале (без сдвига) наиболее отчетливо проступили линеаменты северо-западного простирания, а наложение позитива в 5-м канале на негатив в 7-м канале (без сдвига) усилило северо-восточные и субширотные направления (рис. 33, a, b). При сдвиге негатива относительно позитива или наоборот также происходит усиление на фотоизображении линеаментных зон либо одного, либо другого направления. Эффект Сабатье, примененный к 7-му каналу, проявляет все многообразие линеаментов (см. рис. 33, e).

Таким образом, многозональные космические снимки крупного масштаба дают большую информацию о тектоническом строении территории, отражаемом прежде всего в поверхностном структурном плане новейшего этапа.

Наиболее полную информацию о соотношениях тех или иных структурных элементов, а также о линеаментах содержат снимки в ближней инфракрасной части спектра (6-й и 7-й каналы). Изображения, подвергнутые фотографической фильтрации, усиливают и облегчают восприятие отдельных структурных или тектонических зон или линеаментов различной направленности. Тем самым мы получаем возможность выделять и целенаправленно изучать линеаменты какого-то одного направления.

Для оценки геологической информативности многозональных аэрофотоснимков и сравнения их с космическими снимками в целях получения рекомендаций для более целесообразных съемок из космоса нами были проанализированы материалы экспериментальных аэрофотосъемок, произведенных ИКИ АН СССР на отдельных специально выбранных для этого участках. Одним из них является юго-восточный склон Сузакского антиклинального поднятия, где обнажается залегающая полого неогеновая моласса, перекрывающая с угловым несогласием более дислоцированные терригенные верхнемеловые и палеогеновые отложения и Рис. 33. Схемы линеаментов и геологических границ, отдешифрированных на изображениях, полученных путем сложения: позитива 4-го канала с негативом 5-го канала (а), позитива 5-го канала с негативом 7-го канала (б) и путем соляризации 7-го канала (в)





Рис. 34. Схемы дешифрирования многозональных аэрофотоснимков

 а — зоны 32;
 Отложения:
 4 — нижнечетвертичные и плио-7 — геологические границы;

 1 — голоценовые,
 ценовые,
 8 — разломы;

 2 — верхнечетвертичные,
 5 — палеогеновые,
 9 — структурные линии, дешиф 

 3 — среднечетвертичные,
 6 — верхнемеловые;
 рируемые на аэроснимках

вместе с ними погружающаяся под аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения долины р. Карадарья.

Аэрофотоснимки выполнены в нескольких спектральных диапазонах: в зоне 32 (0,50—0,56 *мкм*), в зоне 33 (0,52—0,59 *мкм*), в зоне 35 (0,59— 0,69 *мкм*), в зоне 38 (0,67—0,73 *мкм*).

Информативность и контрастность изображения закономерно повышаются при увеличении длины волны спектрального диапазона, т. е. в направлении к ближней инфракрасной зоне. Наилучшее изображение как литологии пород, так и геологической структуры получается в зонах



Рис. 34 (продолжение) 6 — зоны 33;

35 и 38. На аэрофотоснимках этих двух зон можно выделить и проследить не только комплексы пород, но и отдельные литологические разности. Кроме того, по снимкам можно провести определение элементов залегания и мощности пород, а также изучать отдельные формы рельера. Пользуясь дешифровочными признаками (Петрусевич, 1962), на снимках можно распознать известняки, мергели, гипсы и глины мелпалеогенового возраста. Чередование светлых, серых и темно-серых полос помогает в распознавании литологии пород: светлые полосы отвечают гипсам и мергелям, серые — песчаникам, темные — глинам и темно-серые — известнякам. Но высокая контрастность изображения в этих двух зонах не позволяет проводить такое расчленение по всему полю снимка. Для этого нужно привлекать снимки, выполненные в зонах спектра с меньшей длиной волны — 32 и 33. Конгломераты и песчаники плиоценового возраста неустойчивы к эрозии и образуют в рельефе крутые задернованные склоны, поросшие редким кустарником, благодаря



Рис. 34 (продолжение) в — зоны 35;

чему они хорошо опознаются на снимках. Четвертичные образования по ряду косвенных признаков достаточно четко подразделяются по генезису и возрасту. Отложения среднеплейстоценового возраста, площади развития которых малопригодны для земледелия, выделяются мягкими формами рельефа и отличаются по своим фотометрическим плотностям от возделываемых участков. Поверхность III надпойменной террасы, сложенной породами голодностепского комплекса, занята преимущественно богарными сельскохозяйственными угодьями. Темный фототон, присущий этой террасе на снимке, позволяет отделить ее от нижних террас и поймы. І и ІІ надпойменные террасы с широким развитием на них поливного земледелия отличаются почти черным фототоном, который отличает их от всех более древних террас, но не позволяет различать их между собой (рис. 34). Пойменные фации хорошо различаются на снимках светло-серым фототоном.

Трещиноватость, характерная для мел-палеогеновых пород, хорошо дешифрируется на снимках в зонах 35 и 38, что связано с контрастностью



Рис. 34 (окончание) *е* — зоны 38

изображения в этих зонах и резкими перепадами фотометрических плотностей, подчеркивающих сеть трещин, развитых в этих отложениях.

Таким образом, многозональные аэрофотоснимки обладают большой детальностью изображения геологической структуры, литологических разностей пород, их залегания и тектоники. В целом снимки каждого спектра не очень сильно отличаются друг от друга в передаче изображения, но повышение контрастности и связанной с этим информативувеличивается по мере увеличения длины волны ности снимка спектрального диапазона. Это позволяет проводить наиболее точное расчленение комплексов отложений, выделять различные литологические разности пород и прослеживать их на большие расстояния. На снимках, полученных в двух последних зонах, хорошо различаются четвертичные образования, в том числе аллювиальные, пролювиально-аллювиальные и делювиальные. Наиболее информативными для целей геологического дешифрирования являются аэрофотоснимки в зонах 35 и 38, т. е. в красной и инфракрасной частях спектра.

При сравнительном анализе изображений, дешифрируемых на аэрои космических снимках (см. рис. 29, 34), обнаруживается их резкое отличие в выражении геологических объектов. На космических снимках можно выделить лишь достаточно крупные литолого-стратиграфические комплексы, а на аэрофотоснимках выделяются даже весьма маломощные литологические разности пород; мелкие элементы поверхностной структуры, видимые на аэрофотоснимках, пропадают из-за меньшего разрешения на космических снимках, но в то же время на последних выявляется общий характер структуры района не только поверхностной, но и отчасти глубинной; сравнение геологических карт района со схемой дешифрирования космических снимков показывает, что космоснимки это быстрый и эффективный метод для предварительного изучения геологии раойна.

Результаты дешифрирования рассмотренных комплексов многозональных космо- и аэрофотоснимков Ферганского района позволяют сделать следующие предварительные выводы.

1. Космические снимки в 4-м и 5-м каналах несут информацию о разнообразных комплексах новейших и четвертичных отложений. Однако помехи, создаваемые атмосферной дымкой, не позволяют проводить четкого разделения комплексов отложений по их возрасту и генезису, а также выделять детали тектонической структуры региона.

2. Наиболее информативными для целей геологического картирования и тектонического районирования территорий являются снимки в 6-м и 7-м каналах. Здесь выделяются многие имеющиеся в районе литологостратиграфические комплексы пород (со сравнительно дробным их расчленением), а также детали тектонической структуры. Кроме того, дешифрирование геоморфологических особенностей и четвертичных отложений показывает целесообразность применения этих каналов при изучении геоморфологии района и четвертичных отложений.

3. Аэрофотоснимки, позволяющие детально изучать геологические объекты, не выявляют в такой мере, как космоснимки, общего стиля структуры изображаемой территории и особенностей взаиморасположения отдельных нарушений, форм и зон. Наиболее информативными являются аэрофотоснимки в красных и ближних инфракрасных частях спектра.

4. Применение методов фильтрации космических изображений Земли облегчает некоторые задачи визуального дешифрирования различных геолого-геоморфологических объектов и элементов тектонической структуры.

5. Оптимальным временем для проведения космической съемки изучаемого района является летне-осенний период.

# Таджикская депрессия и зона сочленения Памира и Тянь-Шаня

Таджикская депрессия — межгорная впадина, бывшая восточная окраина эпигерцинской Туранской плиты, охваченная новейшим орогенезом сопряженных с ней горных сооружений Тянь-Шаня (на севере) и Банди-Туркестана и Памира (на юге).

Тектоническое сближение Памира и Тянь-Шаня деформировало восточную часть Таджикской депрессии, расположенную восточнее 70° в. д., в шовную структуру, область высоких хребтов и глубоко врезанных долин, которую мы будем ниже именовать зоной сочленения Памира и Тянь-Шаня.

Таджикская депрессия отделяется от сопряженных с ней горных сооружений Тянь-Шаня, Банди-Туркестана и Памира тектоническими швами — краевыми или глубинными разломами. Такой же шов северо-

восточного направления отчленяет ее западный край— поднятие Юго-Западного Гиссара от Туранской плиты (Таль-Вирский, 1972).

Эпипалеозойское платформенное развитие Таджикской депрессии и территории ее горного обрамления было прервано в конце олигоцена новейшим орогенезом, в результате которого было преобразовано и сформировано ее горное обрамление, а в самой депрессии накопились мощные молассовые толщи.

Основные формы новейших складчатых деформаций Таджикской депрессии, Банди-Туркестана и Памира, так же как и Тянь-Шаня, складки основания, на которые в депрессии и ее восточном продолжении — зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня — наложены складки покрова.

В пределах Таджикской депрессии обособлены антиклинорные поднятия — Юго-Западного Гиссара, Прикафирниганское и Вахшское, и разделяющие их синклинорные впадины — Сурхандарьинская, Яван-Кургантюбинская и Яхсуйская (Губин, 1960). Эти структуры круто погружаются в центре депрессии и, возможно, появляются на поверхности уже в предгорьях Банди-Туркестана.

Для изучения новейшей структуры Таджикской депрессии и ее горного обрамления использовались космические изображения, аналогичные указанным в предыдущем разделе.

### Структурно-геологическое картирование Таджикской депрессии

Впервые структурно-геологическая схема дешифрирования была составлена Н. А. Яковлевым и М. М. Набоковым по среднемасштабному фотоснимку Таджикской депрессии, сделанному с борта космического корабля «Союз-9» (Береговой и др., 1972, рис. 4.11). На этой схеме в общих чертах отражены современная геологическая структура Юго-Западного Гиссара, южной части Сурхандарьинского синклинория; границы литологических комплексов до подотделов включительно, ряд фотомаркирующих горизонтов, основные тектонические нарушения и погребенные под четвертичными отложениями структуры. В итоге авторами схемы было высказано предположение о блоковом строении нижнего структурного этажа района.

Нами, кроме упомянутого выше снимка, были использованы и другие средне- и крупномасштабные фотоснимки Таджикской депрессии, сделанные А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым с борта «Союза-9», а также многозональные сканерные крупномасштабные изображения зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, переданные со спутника «Ландсэт-1».

При полевых исследованиях, проведенных для определения геологических объектов, дешифрируемых на космических изображениях, были выявлены некоторые закономерности в отображении на них литологостратиграфических комплексов и тектонической структуры. В результате были составлены структурно-геологические схемы дешифрирования.

В пределах Таджикской депрессии и ее горного обрамления на дневную поверхность выходят изверженные, метаморфические и осадочные породы большого стратиграфического диапазона (от докембрия до голоцена), различные по окраске, литологическим и механическим свойствам, химическому и гранулометрическому составу, степени цементации и метаморфизации, трещиноватости и т. д. Все это многообразие пород распределено в пространстве неравномерно, в различных соотношениях друг с другом (по мощностям, вертикальному и латеральному замещению) и по-разному дислоцировано.

Геологическая неоднородность региона определила ландшафтное разнообразие, которое выявляется на космических снимках и позволяет



Рис. 35. Среднемасштабный фотоснимок Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов, июнь 1970 г.

дешифрировать геологическое строение территории (рис. 35—39). Основными факторами образования форм рельефа, отраженного на среднеи крупномасштабных космических изображениях, следует считать структурно-литологический и климатический. Особенности рельефа, проявленные на изображении, определяют возможности распознавания литолого-стратиграфических комплексов на черно-белых фотоснимках, выполненных в видимом диапазоне электромагнитного излучения.

На среднемасштабных космических фотоснимках уверенно дешифрируются три комплекса, отвечающие трем структурным этажам: складчатое основание (PR—PZ), платформенный чехол (MZ—KZ<sub>1</sub>) и новейший орогенический комплекс (KZ<sub>2</sub> или P<sub>3</sub>—Q<sub>1</sub>).

Комплекс метаморфизованного складчатого основания на среднемасштабных космических фотоснимках изображается темным, почти черным тоном с резкими очертаниями и нормально-перистым рисунком внутри контура. Сложная внутренняя структура основания не нашла своего отражения на снимках, так же как и в новейших деформациях, при которых комплекс основания деформировался как единая монолитная толща.

Комплекс платформенного чехла с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывает породы фундамента. Наиболее уверенно он дешифрируется на склонах Таджикской депрессии и на крыльях складок основания. Комплекс состоит из переслаивающихся в общем пестроцветных песчаников, глин, известняков, гипсов, т. е. мягких и крепких пород, что обусловливает специфическое линейно-полосчатое изображение. Отложения смяты обычно в крупные простые складки, осложненные разрывами. Простота структуры местами делает возможным даже на среднемасштабных космических снимках различать более



Рис. 36. Крупномасштабные фотоснимки Центрального Таджикистана. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов, июнь 1970 г.



Отложения:

- 1 голоценовые и верхнеплей-стоценовые аллювиальнопролювнальные,
- 2 среднеплейстоценовые лёссовидные суглинки и лёссы,
- 3 нижнеплейстоценовые конгломераты и галечники помераты и галечники (пунктиром показаны гра**геомо**рфологических ницы уровней),
- 4 среднемиоцен-плиоценовые конгломераты и песчаники,
- 5 олигоцен нижнемиоцено-

- конгломераты,
- 6 эоцен-олигоценовые, преимущественно глинистые отложения,
- 7 кампан-бухарские глины, гипсы, известняки,
- 8 альб-сантонские глины с прослоями известняков, песчаников, гипсов,
- 9 мезозойские и кайнозойские отложения нерасчлененные, 10 - палеозойские отложения.
- Разрывные нарушения:
- 11 -- установленные по геологическим данным,

- вые песчаники, алевролиты, 12 установленные по геоморфологическим данным,
  - 13 скрытые под четвертичны-ми отложениями и предполагаемые.

Геологические границы:

- 14 прослеженные,
- 15 скрытые под четвертичными отложениями и границы внутри комплексов,
- 16 предполагаемые;
- 17 оси антиклиналећ;
- 18 оси синклиналей

дробные стратиграфические подразделения внутри выделенных комплексов (палеогеновые отложения, кампан-бухарские известняки, карбонатно-соленосные отложения верхней юры, терригенные породы лейасдоггера).

На крупномасштабных космических фотоснимках Таджикской депрессии опознается еще более дробное литолого-стратиграфическое деление.

1. Альб-сантонские отложения (K₁al—K₂st) представлены преимущественно глинистыми сланцами с прослоями известняков, мергелей, песчаников, гипсов. На снимках передаются светло-серым и серым тоном изображения с поперечно-полосчатой структурой рисунка внутри контура, что связано с дробным эрозионным расчленением склонов хребтов, сложенных этими породами.

2. Кампан-бухарские отложения (K<sub>2</sub>ср—P<sub>4</sub>bh) — плотные известняки с подчиненным количеством глин и гипсов. Как правило, они образуют нерасчлененные гривки, часто слагают гребни водоразделов. Дешифрируются по серому или темно-серому тону изображения, образующему протяженные полосы с нечеткими контурами. Некоторые различия в тоне изображения связаны с разной экспозицией склонов и наличием или отсутствием четвертичного покрова лёссовидных суглинков.

3. Верхнепалеоцен-нижнеолигоценовые отложения  $(p_1 - p_3^1) - сравни$  $нительно маломощные <math>(20-50 \ m)$  пласты известняков, песчаников, глинистых сланцев и гипсов, причем ни одна из литологических разностей не преобладает. Они дешифрируются по тем же признакам, что и альб-сантонские отложения, но отличаются от последних более светлым тоном изображения. На снимках опознаются по положению на крыльях складок, иногда по светлой полосе в средней части толщи, соответствующей прослоям гипсов и белых известковистых песчаников, и по контрасту с перекрывающими и подстилающими толщами.

Отложения новейшего орогенического комплекса особенно хорошо дешифрируются в сочетании с палеозойским основанием, залегая на нем с угловым и азимутальным несогласием и резко отличаясь тоном изображения. Для молассовых отложений характерны серый тон изображения различных оттенков (от черного до светло-серого) с различным рисунком (мозаичным, ячеистым, струйчатым) и часто расплывчатые большие контуры, что связано с различиями вещественного состава, экспозицией склонов и характером почвенно-растительного покрова.

Как на средне-, так и на крупномасштабных снимках иногда распознаются литологический состав, генетические типы и относительный возраст этих отложений, что связано, как правило, с их слабой дислоцированностью и ясной позицией в рельефе. На среднемасштабных космических фотоснимках распознаются четыре литолого-стратиграфических комплекса.

1. Молассовые отложения олигоцен-плиоценового и, возможно, раннечетвертичного возраста характеризуются серым тоном изображения со струйчатым или бесструктурным рисунком. Различия в изображении отражают степень дислоцированности этих отложений, бо́льшую на крыльях антиклинориев, чем на их сводах.

2. Покровные лёссы и лёссовидные суглинки среднего плейстоцена дешифрируются обширными бесструктурными светло-серыми пятнами, которые в отдельных случаях слагают низкие водоразделы.

3. Аллювиально-пролювиальные верхнеплейстоценовые отложения дешифрируются по веерному или мозаичному рисунку, светлому или темному тону изображения с четкими контурами. Темный тон изображения связан с использованием террасовых уровней, сложенных этими отложениями, под орошаемое земледелие (характерный признак для всей Средней Азии).



Рис. 38. Сканерное изображение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. Спутник «Ландсэт-1», 10 сентября 1972 г.

а — 4-й канал (0,5—С,6 мкм); б — 5-й канал (0,6—0,7 мкм);



Рис. 38 (продолжение) в — 6-й канал (0,7—0,8 мкм); г — 7-й канал (0,8—1,1 мкм)



Рис. 39. Схемы дешифрирования многозональных сканерных снимков «Ландсэт-1» зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня в спектральных диапазонах a — 0.5—0,6 мкм; б — 0,6—0,7 мкм; в — 0,7—0,8 мкм; г — 0,8—1,1 мкм; д — суммарно по днапазонам 6 н г

- Отложения:
- 4 нижнемеловые,
- 1 четвертичные, преимуще- 5 нижне- и среднеюрские, лювиальные, 2 — неогеновые,
- 3 верхнемеловые и палеогено- 8 линеаменты, соответствуювые,
- ские образования; 7 -- стратиграфические границы; 10 - сдвиг, установленный по
  - щне в большинстве своем

разрывам, установленным наземными исследованиями;

- ственно аллювиально-про- 6 допалеозойские и палеозой- 9 надвиги, проявленные на космических снимках;
  - космическим снимкам



4. Современные аллювиальные и пролювиальные отложения изображаются на снимках очень светлым, а иногда и темным тоном с веерным рисунком конусов выноса и ленточным рисунком речных долин.

На космических снимках крупного масштаба отложения орогенического комплекса расчленяются еще более дробно.

1. Олигоцен-нижнемиоценовые красноцветные отложения характеризуются линейно-струйчатым рисунком и преимущественно темно-серым тоном изображения.

2. Миоцен-плиоценовые отложения на снимках выделяются линейно-перистым, линейно-струйчатым и струйчатым рисунками на светлосером и сером фоне. Иногда проявлены и более дробные стратиграфические подразделения.

3. Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения характеризуются светло-серыми контурами с перистым внутренним рисунком, который отражает характер эрозионного расчленения. На севере Бабатагской антиклинали, на ее западном крыле, полого погружающемся под террасы р. Сурхандарьи, эти отложения как бы просвечивают из-под покрова лёссов и были впервые отмечены здесь на космических снимках.

4. Среднеплейстоценовые покровные лёссовидные суглинки, развитые на обширных площадях, характеризуются светлым (белесым) тоном и бесструктурным рисунком изображения с обычно расплывчатыми контурами. Иногда проявляющийся структурный рисунок в большинстве случаев обусловлен структурой подстилающих пород.

5. Верхнеплейстоценовые отложения, используемые под орошаемое земледелие террасы (обычно  $Q_3^2$ ), выделяются по темному, почти черному тону и мозаичной структуре изображения с четкими контурами. Более древняя генерация ( $Q_3^1$ ) отличается светло-серым тоном, хотя возможны некоторые аномалии, связанные чаще всего с земледелием.

6. Голоценовые пролювиально-аллювиальные отложения дешифрируются по светлому тону и характерному рисунку речных пойм, иногда с ячеистой структурой рисунка (ячеистая композиция).

Из приведенного выше описания можно сделать следующие выводы. По устойчивости к процессам выветривания горные породы подразделяются на крепкие, или скальные, и мягкие. К первым относятся изверженные, метаморфические и вулканогенные породы, конгломераты, песчаники, известняки. Как правило, они либо образуют бронирующие поверхности водоразделов или уступы (куэсты, гряды, гривки и т. д.) среди мягких пород, либо слагают отдельные массивные водоразделы с перистым рисунком мелкой гидросети, связанной с трещиноватостью. На космических фотоснимках их изображение отличается резкими контурами, тон изображения изменяется от темного, почти черного до светло-серого, что зависит от цвета и отражающей способности пород.

Ко вторым относятся глины и глинистые сланцы, глинистые известняки и мергели, слабо сцементированные песчаники и алевролиты, рыхлые конгломераты и валунники, пески, супеси, галечники. Они слагают обычно низкие сглаженные водоразделы, расчлененные широкими долинами крупной эрозионной сети или, наоборот, дробно расчлененные узкими и неглубокими долинами мелкой эрозионной сети. Выходы этих мягких пород определяют положение эрозионных борозд. Изображение их отличается нечеткими, расплывчатыми контурами и различным тоном (от светло-серого до темно-серого).

В зависимости от масштаба снимка и условий залегания стратиграфическая размерность дешифрируемых комплексов отложений существенно различается. При этом большую роль играют условия залегания горных пород. При пологом залегании литолого-стратиграфические комплексы дешифрируются более детально, в более мелких подразделениях, чем в условиях сложноскладчатых структур и крутого залегания, когда индивидуальные различия слоев и горизонтов в масштабе космического снимка теряются и создается некоторая интегральная характеристика изображения. Так, разнообразные домезозойские породы горного обрамления в общем дешифрируются как единый геологический объект в отличие от мезозойско-кайнозойских, особенно четвертичных, отложений, которые стратиграфически дешифрируются тем подробнее, чем они моложе и положе залегают. Такая особенность четвертичных отложений связана с последовательным улучшением сохранности первичных форм аккумуляции и возможностью прямого отождествления их с определенными генетическими типами отложений. Например, веерный рисунок пролювиальных конусов выноса, перекрывающий такой же рисунок, указывает на две разные генерации этих отложений. Если же один из этих рисунков будет перекрывать участки изображения с характерной для позднеплейстоценовых террас композицией изображения (мозаичный рисунок, темный тон), то таким образом определится и возраст этих пролювиальных отложений.

Немаловажен характер чередования пород в разрезе. Если толща состоит из равномерно чередующихся тонких прослоев мягких и крепких пород или первые имеют значительную мощность по сравнению со вторыми (при условии, что ширина выхода одного пласта крепких пород на снимке меньше его разрешения), то такая толща пород будет дешифрироваться как однородная толща мягких пород. Переслаивание тонких пластов мягких пород с мощными крепкими пластами на космическом снимке даст изображение монотонной толщи крепких пород. Чередование мягких и крепких пластов значительной мощности выразится полосчатым рисунком.

### Дешифрирование тектонической структуры Таджикской депрессии

Пестроцветные и литологически разнообразные толщи, обнажающиеся в Таджикской депрессии, благоприятствуют структурному дешифрированию космических снимков. Проявляясь на них в виде полос различного рисунка и тона (оттенка), такие толщи отчетливо диагностируют складчатые и разрывные деформации. Складки легче всего устанавливаются на их центри- и периклинальных окончаниях, где отмеченные полосы образуют кривые различного радиуса кривизны. Они хорошо видны, например, на лево- и правобережье Кафирнигана, севернее пос. Шаартауз, на южных окончаниях гряд Джетымтау, Сарсаряк.

Антиклинальная и синклинальная природа складок обычно устанавливается косвенно, на основе пространственного соотношения более молодых и более древних комплексов отложений. Но иногда, главным образом на крупномасштабных, редко среднемасштабных снимках, это может быть определено непосредственно по форме пластовых фигур (пластовых треугольников и трапеций). В центре Таджикской депрессии такие фигуры образованы кампан-бухарскими и олигоцен-миоценовыми отложениями, например, на восточном крыле и южной периклинали Сарсарякской антиклинали.

Лучше всего на снимках Таджикской депрессии дешифрируются те антиклинали, которые образуют возвышенности и в пределах которых обнажается пестрый комплекс мезозойско-кайнозойских отложений. Структура сопряженных с ними синклиналей в такой степени детальности не дешифрируется, поскольку эти отложения, как правило, погребены под мощными толщами четвертичных отложений. И лишь зональное, обычно неправильно-концентрическое расположение разновозрастных четвертичных отложений и отвечающих им форм аккумулятивного рельефа, хорошо выраженных на космических снимках, позволяет достаточно определенно установить общие контуры синклинорных прогибов (например, Яван-Кургантюбинская впадина). Более детально на космических снимках могут быть дешифрированы лишь те синклинали, которые в силу особенностей тектоники развивались в сфере действия эрозионно-денудационных процессов, т. е. в какое-то время были выведены выше уровня аккумуляции и отпрепарированы. Такие синклинали обычно являются частями сложных поднятий более крупного порядка и, отличаясь сравнительно небольшими размерами, обычно распознаются лишь на крупномасштабных фотоснимках. Например, они видны в Вахшской антиклинорной системе складок в районе г. Нурека.

Разрывные нарушения достаточно хорошо дешифрируются как на крупно-, так и на среднемасштабных снимках, если они под тем или иным углом срезают пластовые линии, приводят в контакт различные по рисунку толщи либо вызывают очевидное смещение геологических границ или форм рельефа. Значительно хуже дешифрируются согласные разрывы — взбросы и надвиги, ориентированные по простиранию складок. Именно такие разрывы наиболее характерны для структуры осадочного чехла Таджикской депрессии. Они расположены, как правило, в основании крутых склонов асимметричных антиклинальных поднятий, на границах с аккумулятивными четвертичными равнинами. Линии подобных предполагаемых разрывных нарушений обычно требуют стратиграфического контроля или подтверждения наземными геологическими работами.

На среднемасштабных снимках в южной части междуречья Кафирнигана и Вахша отмечается субширотное разрывное нарушение, которое восточнее г. Курган-Тюбе распадается на ряд эшелонированных разрывов небольшой протяженности, образующих зону северо-восточного простирания.

На крупномасштабных фотоснимках в этом же районе — там, где линеамент выражен одной линией, отмечается большое число параллельных друг другу разрывов, дробящих толщу известняков и гипсов верхнего мела и нижнего палеогена на узкие полосы, в результате чего эти отложения на снимке характеризуются несвойственным им линейно-грядовым рисунком, сменяющимся западнее темно-серой монотонной полосой нераздробленных нижнебухарских известняков (палеоцен). Аномалия рисунка литолого-стратиграфического подразделения выявляет, таким образом, наличие здесь широкой зоны дробления.

Зоны дробления, подобные Кургантюбинской, отмечаются и в других районах Таджикской депрессии, что особенно хорошо видно на среднемасштабных снимках. На них изображение складчатой субмеридиональной структуры осадочного чехла Таджикской депрессии нарушено системами линий северо-западного и северо-восточного простираний. В большинстве случаев они не выражены разрывами со значительным смещением в дислоцированных мел-олигоценовых толщах осадочного чехла. Как правило, подобные нарушения представляют собой зоны дробления горных пород, которые разрабатываются эрозией. В рельефе это либо тектонические уступы различной протяженности и высоты, либо долины гидросети. Как собственно разрывные нарушения со смещением, они проявляются в пределах поднятия Юго-Западного Гиссара в отложениях, подстилающих сложно дислоцированную мел-палеогеновую толщу осадочных пород, и отражают зоны нарушения складок основания.

Дешифрирование структуры Таджикской депрессии показывает, что разрешающая способность, т. е. минимальный размер распознаваемых на космических снимках структурных элементов, у стратиграфического метода значительно ниже, чем у геоморфологического. На среднемасштабных снимках структуры складок перестают различаться при величине последних менее 10 км (в плане). Они распознаются, например, у Туюнтауской и Аруктауской линейных антиклиналей, у соленого купола Ходжа-Мумын. Но более мелкие антиклинали на таком снимке дешифрируются как однотонные возвышенности, которые отличаются от возвышенностей нетектонического происхождения правильными очертаниями (обычно в форме более или менее вытянутого овала, изредка с очень слабо выраженными структурными линиями).

## Особенности структурно-геологического дешифрирования многозональных сканерных изображений зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня

При дешифрировании многозональных сканерных изображений зоны сочленения Памира и Тянь Шаня, переданных со спутника «Ландсэт-1» 10 сентября 1972 г., из всего многообразия пород, слагающих Южный Тянь-Шань, Северный Памир и зону их сочленения, удается выделить два основных литолого-стратиграфических комплекса.

1. Комплекс складчатого основания, представленный в различной степени метаморфизованными протерозойско-палеозойскими породами, слагающими Северный Памир и Южный Тянь-Шань. К этому комплексу относятся триасово-юрские вулканогенно-осадочные отложения сорбулакской и мынтекинской свит, выходящие в центральной части хребтов Петра Первого и Заалайского и, вероятно, являющиеся выходами фундамента южной части Таджикской депрессии.

2. Комплекс осадочного чехла Таджикской депрессии: а) массивнослоистые красноцветные нижнемеловые отложения мощностью около 1500 м; б) тонко- и грубослоистые глинистые сланцы, известняки, песчаники и гипсы альба-олигоцена, мощностью около 1000 м; в) массивнослоистые красноцветные олигоцен-плиоценовые отложения мощностью более 2000 м; г) верхнеплиоцен-четвертичные отложения, среди которых выделяются конгломераты каранакской и полизакской свит и разнообразные собственно четвертичные отложения, суммарной мощностью около 1000 м.

Такая литолого-стратиграфическая генерализация разреза сузила диапазон изучения и сопоставления геологических объектов, что позволило более целенаправленно провести дешифрирование складчатой структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. При этом некоторые более дробные стратиграфические единицы, например кампан-палеогеновая, в основном известняковая толща пород, которая хорошо выражена в рельефе, использовались только как маркирующие для определения стиля и рисунка складчатых деформаций, так как во многих случаях не было уверенности в правильности их стратиграфического отождествления. В целом для дешифрирования комплексов за основные признаки принимались характер и композиция изображения, т. е. сочетание фототонов, их контуров и рисунков. Выделенные различные по композиции участки сопоставлялись с геологической картой и данными наземных исследований.

Использовались черно-белые изображения в четырех спектральных диапазонах; 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм (см. рис. 38). Их информативность неодинакова при всем многообразии геологических объектов, дешифрируемых на каждом из них. В различных зонах спектра по-разному видны литолого-стратиграфические комплексы и нарушающие их линеаменты.

На изображениях, переданных в первом диапазоне спектра (0,5— 0,6 *мкм*), наиболее отчетливо выражены участки развития покрова четвертичных образований, не различающихся по генезису и возрасту. Они характеризуются разным тоном изображения — от белого, сравнимого с тоном облачного покрова, до темно-серого, сравнимого с тоном комплекса древнего обрамления. Низкая контрастность изображения не позволяет разделить на нем существенно различающиеся между собой морены и пролювиальные конусы выноса. Наибольшая яркость изображения соответствует плащеобразным покровам элювиально-делювиальных отложений, а также комплексам аллювиально-пролювиальных отложений позднеплейстоценовых террас рек Сурхоб, Кызылсу, Хингоу и Муксу. Последние наиболее ярко выражены в Лабиджарской и Ляхшской впадинах, у слияния рек Сурхоб и Обихингоу, Кызылсу и Муксу. Кажется вероятным, что наибольшая яркость изображения связана как со светлыми тонами самих четвертичных образований, так и с желто-зеленым цветом растительного покрова, развитого на них.

изображениях, переданных в спектральном диапазоне 0,5-Ha 0,7 мкм, наряду с четвертичными отложениями выделяются некоторые литологические и петрографические разности пород, преимущественно из комплекса осадочного мезозойско-кайнозойского чехла. Они, так же как и четвертичные образования, характеризуются светлым тоном. Рисунок изображения становится более четким, но, однако, еще недостаточным для дифференциации четвертичных образований по генезису и возрасту, а также для уверенного отнесения дешифрирующихся маркирующих горизонтов к тому или иному стратиграфическому комплексу. Такими маркирующими горизонтами являются, например, отдельные пачки красноцветных конгломератов, светло-серые разности кампан-маастрихтских известняков, осветленные белесые огипсованные пачки «меланжеподобных» пород и гилсов — «милонитов» в зоне Вахшского надвига и даже некоторые разновидности вулканогенных пород комплекса горного обрамления. Кроме того, светлыми, почти белыми пятнами выделяются наиболее выветрелые части гранитных массивов Гиссаро-Алая. Разрывные нарушения частью соответствуют тектоническим контактам покровов и надвиговых пластин. Однако нечеткость рисунка изображения затруднила точную их привязку к геологической структуре, из-за чего на суммарной схеме дешифрирования они большей частью не показаны. Вероятно, на изображениях в этом спектральном диапазоне, так же как и в предыдущем, геологическая структура передается в значительной мере структурой почвенно-растительного покрова, которая существенным образом определена геохимическими и гидрогеологическими особенностями весьма различных горных пород. Красноцветные кайнозойские молассы на изображениях сходны с четвертичными образованиями и значительно отличаются от нижнемеловых отложений, сходных по цвету и петрографическому составу, но несколько метаморфизованных. Последние же не отличаются по тону изображения от серых, карбонатноглинистых отложений верхнего мела и палеогена.

На изображениях, переданных в диапазоне 0,7—0,8 мкм, различные геологические объекты распознаются значительно лучше, резче становятся контуры четвертичных образований, отдельных маркирующих горизонтов. В отличие от предыдущих изображений цвет пород становится доминирующим признаком для их разделения. В этом спектральном диапазоне различаются те разности пород, которые хорошо выражены в рельефе и имеют резкие цветовые контрасты. Согласные разрывные нарушения распознаются плохо, не отличаясь от других геологических границ. Выделяется значительное число протяженных линеаментов, диа-гональных и поперечных к основному простиранию зоны сочленения и продолжающихся в структурах Памира и Южного Тянь-Шаня. Они отождествляются с уступами рельефа, прямолинейными отрезками речных долин и более мелкой гидросети. Большинство этих линеаментов не находит прямого выражения в разрывах поверхностей структуры мезозойско-кайнозойских отложений, но отождествляется с таковыми в протерозойско-палеозойских массивах горного обрамления. Линеаменты, на наш взгляд, представляют наиболее важную геологическую информацию, получаемую с изображений в этом спектральном диапазоне.

На изображениях, переданных в ближнем инфракрасном диапазоне (0,8—1,1 мкм), четкий рисунок становится одним из важных дешифро-

вочных признаков в отличие от изображений в других спектральных диапазонах. Четвертичные отложения в ближней инфракрасной части спектра разделяются не только по генезису, но и по возрастным генерациям. Так, различаются конечные морены разных стадий позднеплейстоценового оледенения в приводораздельных частях хребтов, ряд стадий конечных морен в Ляхшской впадине, несколько генераций пролювиальных конусов выноса в Лабиджарской впадине. Детальность изображения рассматриваемого типа в этом спектральном диапазоне приближается к детальности крупномасштабного космического фотоснимка или мелкомасштабного аэроснимка, но все же остается несколько хуже последних.

Высокая детальность изображения связана еще и с тем, что в инфракрасной части спектра почти полностью снимается влияние атмосферной дымки (Роджерс, Пикок, 1975; Малила, Налепка, 1975; Weltraumbilder..., 1969). Вместе с тем эта детальность снижает возможности дешифрирования крупных тектонических структур. В деталях поверхностной структуры теряются линеаменты, в том числе разрывы фундамента, дешифрируемые в других диапазонах.

Приведенный выше анализ многозональных изображений для дешифрирования приповерхностной структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня позволил выбрать изображения двух спектральных диапазонов — 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм. Первые служили для определения основных форм неотектонической структуры (складки основания и разломы), вторые — для дешифрирования достаточно мелких элементов современной геологической структуры мезозойско-кайнозойских отложений.

На структурно-геологической схеме дешифрирования выделены основные структурно-литологические комплексы пород, слагающие зону сочленения Памира и Тянь-Шаня и ее обрамление: протерозойско-юрский, нижнемеловой, верхнемеловой — палеогеновый и новейший (олигоцен-четвертичный).

Зоны наиболее интенсивных дислокаций, показанные на схеме, на изображениях выражены сгущениями линеаментов. Эти зоны отождествлены с разрывными нарушениями поверхностного структурного плана мезозойско-кайнозойских отложений.

Литолого-стратиграфические комплексы, их границы и разрывные нарушения поверхностной геологической структуры на сканерных изображениях с разрешением на местности около 100 *м* в инфракрасной части спектра дешифрируются в общем так же, как и на крупномасштабных фотоснимках Таджикской депрессии в видимой части спектра. Несколько меньшая детальность геологической структуры, отраженной на схеме дешифрирования, может быть связана, во-первых, с меньшим разрешением сканерного изображения (16 линий на 1 *мм*), чем стандартных фотоизображений (более 20 линий на 1 *мм*), во-вторых, — со сложностью поверхностной структуры.

Съемка в ближнем инфракрасном свете (0,8—1,1 *мкм*) повышает детальность передачи геологических объектов (Weltraumbilder..., 1969; Роджерс, Пикок, 1975; Малила, Налепка, 1975), тогда как рассмотренные выше изображения в видимой и самой ближней инфракрасной частях спектра (0,5—0,8 *мкм*) по степени отражения геологической структуры приближаются к среднемасштабным космическим фотоснимкам, передавая наиболее общие черты структуры — складки основания, формы новейших деформаций осадочного чехла. Так, на изображениях в зоне спектра 0,7—0,8 *мкм* отчетливо выражена тектоническая природа северной и южной границ зоны сочленения, которая, как устанавливается по изображению в инфракрасном диапазоне (0,8—1,1 *мкм*), проявлена последовательным тектоническим срезанием разновозрастных толщ — нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновой и неогеновой.

Общая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, выделяющаяся более светлым тоном изображения по сравнению с массивами Гис-



Рис. 40. Схема основных линеаментов зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня

саро-Алая и Северного Памира, включает две разобщенные перемычкой синклинальные структуры северного склона западной части Заалайского хребта и восточной части хр. Петра Первого, сложенные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. В западной части синклиналь хр. Петра Первого раздваивается в юго-западном направлении, причем верхнемеловые и палеогеновые отложения слагают крылья синклинали югозападной части хребта.

Дешифрирование фрагментов структурных рисунков складчатых деформаций указывает на перекрестность структурных планов в осадочном чехле (см., например, фрагменты структуры центральной части хр. Петра Первого на рис. 38, 39).

По результатам совместного дешифрирования изображений в двух диапазонах — 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм была составлена схема линеаментов (рис. 40). При ее составлении учитывались и линеаменты, отдешифрированные в двух других диапазонах. Линеаменты, которые проявлены на изображениях во всех диапазонах и совпали при совмещении схем их дешифрирования, показаны на сдвоенной схеме и отождествлены с геологической структурой.

Складчатая структура хребтов Петра Первого и Заалайского (рис. 41) рассечена линеаментами, которые иногда группируются в локальные зоны. Как правило, они выражены в рельефе тектоническими уступами амплитудой от десятков до сотен метров, а в структуре мел-палеогеновых отложений — широкими флексурно-разрывными зонами нечетких очертаний, к которым приурочены субмеридиональные изгибы надвигов, замыкания пластин покровов или отдельных складок (центральная часть хр. Петра Первого). Южная и северная границы зоны сочленения выражены сближающимися к востоку линеаментными зонами, которые на западе прерываются сгущением разноориентированных линеаментов в районе пос. Гарм. В геологической структуре этому сгущению отвечает широкая флексурная зона, по которой происходит резкое погружение зеркала приповерхностной складчатости к западу.

Южная, Северо-Памирская, зона (см. рис. 38, 39, 40) образована эшелонированно расположенными линеаментами. Всем линеаментам этой зоны отвечают или тектонические уступы рельефа разной высоты, или глубоко врезанные щелеобразные долины (например, ущелье р. Зидадары).

Как правило, в поверхностной структуре линеаментам Северо-Памирской зоны соответствуют разрывные нарушения со взбросовыми верхнеплейстоцен-голоценовыми подвижками. Таково субширотное ответвление от Северо-Памирской линеаментной зоны, пересекающее восточную часть хр. Петра Первого от верховьев р. Зидадары до устья р. Муксу, смещающее верхнеплейстоценовые морены восточнее урочища Тупчак и продол-





Рис. 41. Геологическая карта хр. Петра Первого, составленная по данным наземных исследований

- 1 палеозойские породы;
- 2 вулканогенные толщи сорбулакской свиты;
- 3 меловые и палеогеновые отложения «гиссарских» фаций;
- 4 нижнемеловые красноцвет-
- ные гравелиты, песчаники, алевролиты;
- 5 верхнемеловые, сероцветные глинисто-карбонатные отложения;
- 6 кампан-маастрихтские известняки:
- 7 палеогеновые пестроцветные песчано-глинисто-карбонатные отложения;
- 8 песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты больджуанской свиты;
- 9-то же, хингоуской свиты;

- 10 «гипсовый меланж»;
- 11 геологические границы:
- а достоверные,
- б предполагаемые;
- 12 разрывные нарушения:
- а достоверные,
- б предполагаемые

жающееся вертикальными тектоническими пластинками неогеновых конгломератов на западе Заалайского хребта.

Прямолинейность отдельных линеаментов и Северо-Памирской зоны в целом, ее структурный рисунок хорошо согласуются со структурными рисунками крутопадающих разрывных нарушений. Это позволило предположить, что Северо-Памирский разлом — взброс. Такая интерпретация подтверждается данными наших и других наземных наблюдений (Бархатов, 1963; Никонов, 1975). Пологие тектонические контакты в зоне Северо-Памирского разлома среди метаморфических пород восточной части хр. Петра Первого (горы Сельдытау) на сканерных изображениях не распознаются. Такие тектонические границы отдешифрированы лишь в западной части Заалайского хребта, в верховьях р. Алтын-Мазар (см. рис. 38—40).

Южно-Тяньшаньский и Вахшский разломы как региональные тектонические нарушения также должны были бы отразиться в современных дислокациях осадочного чехла, но на космических изображениях в диапазоне 0,8—1,1 *мкм* прослеживается лишь одна зона кулисно и эшелонированно расположенных линеаментов, приуроченная к северным склонам хребтов Петра Первого и Заалайского. Она соответствует в современной структуре зоне оползневых ступеней Вахшского надвига и пространственно приурочена ко всей нижней части северных склонов этих хребтов. Наиболее интенсивные надвиговые деформации в зоне Вахшского разлома, устанавливаемые полевыми исследованиями, на изображениях в этой зоне спектра выражаются поперечными к основному простиранию структуры дислокациями — сгущениями непротяженных параллельных линеаментов, образующих зону северо-восточного простирания.

На изображениях, переданных в части спектра 0,7—0,8 мкм, северная. граница зоны сочленения выражается одним зигзагообразным (в плане) линеаментом, смещенным к подножию северного склона хр. Петра Первого.

Результаты анализа сканерных изображений зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня в двух спектральных диапазонах удовлетворительно согласуются с данными о сейсмичности и распределении очагов землетрясений (Нерсесов и др., 1974). Максимальная плотность последних, вероятно, пространственно приурочена к выступу Южного Тянь-Шаня, погребенному под выжимаемыми и нагнетаемыми на него осадочными толщами зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.

Заканчивая рассмотрение поверхностной структуры Таджикской депрессии и зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, отметим, одну интересную деталь. На мелкомасштабных космических изображениях хорошо видно, что поднятие хр. Петра Первого является непосредственным: структурным продолжением Заалайского хребта. С севера поднятия ограничены Вахшским разломом, а с юга — достаточно хорошо дешифрируемым на них Северо-Памирским разломом. Западнее долины Обихингоу в общем однородная полоса хр. Петра Первого, плавно отклоняясь на юг, продолжается системой четырех узких параллельных друг другу хребтов, разделенных темными линиями долин. Структурное единствоэтих хребтов с поднятием хр. Петра Первого на рассматриваемом снимке (см. рис. 38) проявлено достаточно убедительно. Это подтверждает предположение о том, что в Таджикской депрессии по мере ослабления напряженности тектонических деформаций в западном направлении наиболее крупные покровно-складчатые единицы, образующие внутреннюю структуру хр. Петра Первого, пространственно и орографически разобщаются на самостоятельные антиклинальные поднятия типа Вахшскогохребта.

#### Проявление глубинной структуры на мелкомасштабных изображениях Таджикской депрессии и зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня

Всесторонний анализ космических изображений Таджикской депрессии и зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня показывает, что в этом регионе, так же как на Тянь-Шане и Кавказе, они несут информацию не только о поверхностной, но и о глубинной структуре земной коры. На мелкомасштабных телевизионных изображениях (см. рис. 17) различаются крупнейшие элементы новейшей структуры Таджикской депрессии и ее горного обрамления — Южного Тянь-Шаня, Памира и Банди-Туркестана. Около 70° в. д. горные цепи Памира и Южного Тянь-Шаня настолько сближены, что зажатая между ними часть Таджикской депрессии сужена до шовной зоны, совпадающей с долиной Сурхоб — Кызылсу. Западнее горные цепи Памира резко отгибаются к югу, депрессия расширяется. Дешифрируемые в ее пределах антиклинории и синклинории расходятся «конским хвостом» с северо-востока на юго-запад. Хр. Банди-Туркестан ограничивает эту систему с юго-запада и юга, а Байсунское и Кугитанское поднятия Юго-Западного Гиссара отделяют ее от Туранской плиты. Юго-западное и субмеридиональное простирания новейших антиклинориев и синклинориев Таджикской депрессии нарушаются поперечными и диагональными (субширотными, северо-восточными и северо-западными) линеаментами, важнейшие из которых образуют разрывную раму депрессии (рис. 42).

На среднемасштабных космических снимках более отчетливо проступает основное, субмеридиональное простирание поверхностной структуры. Антиклинории и синклинории распадаются на группы антиклинальных и синклинальных складок, сложенных различными литолого-стратиграфическими комплексами. Более четко, чем на телевизионных изображениях, прослеживаются границы впадин и поднятий. Линеаменты, отдешифрированные на этих изображениях, образуют линеаментные зоны, которые состоят из линий, ориентированных параллельно или косо по отношению к простиранию зон (см. рис. 42). Обычно линеаменты выражены ложбинами, пересекающими гребни хребтов — оси новейших антиклиналей, или уступами, ограничивающими впадины и локальные поднятия внутри них.

На крупномасштабных космических снимках дешифрируются в основном субмеридиональные складки осадочного чехла Таджикской депрессии и северо-восточные складки зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. Поперечные и диагональные к основному простиранию структурные элементы выражены слабо и представлены зонами мелких разрывов, прямолинейными границами выходов тех или иных отложений или ундуляцией ряда сопряженных складок вдоль одной линии. Характерны рассредоточенные зоны, которые состоят из эшелонированных мелких разрывов и трещин, образующих сгущения. Таковы зоны южнее г. Курган-Тюбе или в районе пос. Гарм.

Рассмотрим, как соотносятся с новейшей структурой осадочного чехла и строением фундамента линеаменты, отдешифрированные на мелкомасштабных изображениях (см. рис. 17, 42).

В широтном направлении, пересекая дугу Гиссарского хребта, от верховьев р. Кашкадарьи до долины р. Сорбо протягивается Шахрисябский линеамент (1), (см. рис. 42), отделяющий высокогорную часть Гиссара от его подножия. В долине р. Сорбо он торцово причленяется к северовосточным элементам Гузарского линеамента (2). Восточнее Шахрисябский линеамент прослеживается по субширотной долине р. Иляк и пересечению хребтов Вахшского и Дарвазского, по верховьям рек Кызылсу, Обимазар и Яхсу и далее теряется в структурах Памира.

Гузарский линеамент протягивается вдоль подножия Гиссарского хребта и отделяет его от Таджикской депрессии. На западе линеамент в



Рис. 42. Схема линеаментов, отдешифрированных на телевизионных изображениях с метеорологических спутников «ESSO» и «Метеор» и на среднемасштабных фотоснимках Таджикской депрессии

- 1 главнейшие линеаменты, отдешифрированные на телевизионных изображени- 7 - Тавильдаринский, ях:
- 1 Шахрисябский,
- 2 Гузарский,
- 3 Нурекский,
- 4 Курган-Тюбинский,
- 5 Термезский,

- 6 Мазари-Шариф-Файзабад
  - ский.
- 8 Каланхумбский:
- 2 прочие линеаменты, отде- I Предгиссарская, шифрированные на телеви- II - Вахш-Кафирниганская, зионных изображениях; ІІІ — Курган-Тюбинская,
- 3 линеаменты, выделенные IV Южно-Таджикская на среднемасштабных кос-
- мических фотоснимках. Зоны линеаментов, выделенные на среднемасштабных фотоснимках:

виде единой линии пересекает Байсунский антиклинорий, отграничивая его от Гиссара. Примерно на водоразделе хр. Сурхантау линеамент раздваивается. Его северная, Ромитская, ветвь протягивается на востоксеверо-восток и, сливаясь с широтными линеаментами Западного Гиссара, продолжается далее в восточном направлении. В районе пос. Комсомолабад эта ветвь вторично раздваивается, причем одна из линий следует вдоль долины Сурхоб — Кызылсу, а другая — вдоль р. Обихингоу к пос. Калан-Хумб. Южная, Нурекская (3), ветвь Гузарского линеамента проходит вдоль северных склонов хребтов Бабатаг и Актау, выходит на Нурекскую петлю р. Вахш, прослеживается далее к устью р. Обимазар и теряется в структурах Дарвазского хребта. В районе Нурекской петли от широтного линеамента, как бы ограничивая собственно Вахшский хребет с запада и востока, протягиваются два северо-восточных линеамента. В среднем течении р. Вахш, примерно на меридиане пос. Обигарм, они торцово причленяются к Ромитской ветви.

Таким образом, Гузарский линеамент представляет собой сложно построенную зону, четковидно расширяющуюся в районе Гиссарской долины. Восточное продолжение этой зоны приходится на Гиссаро-Алайский мегантиклинорий и сопровождается рядом оперяющих линеаментов, расположенных кулисно друг относительно друга и расчленяющих хребты Гиссарский и Петра Первого на блоки с северо-западными и субмеридиональными ограничениями.

Курган-Тюбинский линеамент (4) проходит в субширотном направлении несколько севернее излучины р. Вахш, у г. Курган-Тюбе, ограничивая Сурхандарьинскую и Яванскую впадины с юга, а Кулябскую депрессию — с севера. Еще южнее, пересекая хребты Туюнтау, вдоль широтных отрезков долины Амударьи, прослеживается Термезский линеамент (5). Наконец, на самом юге дешифрируется Мазари-Шариф-Файзабадская зона эшелонированных линеаментов (6), отделяющая депрессию от новейшего поднятия Банди-Туркестана. Обращают на себя внимание две особенности всех перечисленных субширотных линеаментов и линеаментных зон, отдешифрированных на телевизионных изображениях. Во-первых, к ним под острым углом причленяются линеаменты северо-восточного и северо-западного простираний, дешифрирующиеся на телевизионных снимках хуже, но ясно выраженные на среднемасштабных фотоснимках. В районе широтной излучины р. Вахш, у г. Курган-Тюбе, оперяющие линеаменты образуют как бы два треугольника, сходящиеся острыми углами (см. рис. 42). Во-вторых, все субширотные линеаменты, за исключением Гузарского, обрываются субмеридиональными Тавильдаринским (7) и Калаихумбским (8) линеаментами, объединяемыми в Дарваз-Бадахшанскую зону. Тавильдаринский линеамент проходит вдоль восточной границы депрессии, по западным склонам хребтов Хазретиши и Дарваз и в долине Обихингоу изгибается к северовостоку, пересекая в том же направлении хр. Петра Первого и выходя к устью р. Муксу. Здесь он кулисно подставляется линеаментом, следующим вдоль северного склона Заалайского хребта. Параллельно Тавильдаринскому линеаменту, примерно по меридиану г. Файзабад (Афганистан), прослеживается Калаихумбский линеамент. В районе пос. Калаи-Хумб он изменяет направление на северо-восточное, прослеживаясь поперек Дарвазского хребта к слиянию рек Обихингоу и Обимазар и далее на восток вдоль широтной долины р. Муксу.

Мелкомасштабные изображения, переданные с 18-го спутника серии «Метеор», контрастнее, чем рассмотренные выше изображения с более ранних модификаций спутников этой серии (см. рис. 18). На многозональных изображениях, переданных с 18-го спутника серии «Метеор» в диапазонах электромагнитного излучения 0,6—0,7 и 0,8—1,0 мкм, наблюдается значительно больше линеаментов, как правило, небольшой протяженности. Линеаменты образуют системы северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений и группируются в линеаментные зоны тех же простираний (рис. 43, 44).

На таких изображениях Памиро-Гиндукушская дуга пересекается с системами линеаментов Каракуль-Балхашской линеаментной зоны, под острым углом сходящихся к 73° в. д. (см. раздел «Тянь-Шань»). Это отражение на поверхности субмеридиональной глубинной глобальной тектонической зоны (Петрушевский, 1969; Макаров, Соловьева, 1976), которая пересекает значительную часть земного шара.

Параллельно указанной зоне, примерно на 69° в. д., прослеживается субмеридиональная система линеаментов меньшего значения. Вероятно, она отвечает флексурной ступени в фундаменте Таджикской депрессии, которая отделяет восточную, наиболее поднятую, ее часть от западной и продолжается соответствующей ступенью Тянь-Шаня.

Памирский узел с запада и востока ограничен системами линеаментов соответственно северо-северо-западного и северо-восточного направлений. Первая из них — близкая к меридиональной — Дарваз-Бадахшанская система пересекает также Тянь-Шань. Левосдвиговые зоны Дарвазского (Бадахшанского) разлома и Сулеймано-Киртарских дислокаций (Abdel-Gawad, 1971; Трифонов и др., 1973) могут рассматриваться как ее элементы. В этой связи субмеридиональное сгущение линеаментов на многозональных снимках с «Ландсэт-1» в районе поселков Гарм и Комсомолабад является более детальным выражением этой линеаментной зоны в осадочном чехле области сочленения Памира и Тянь-Шаня. Вторая система отождествляется с Памиро-Каракумской зоной право-



Рис. 43. Схема дешифрирования мелкомасштабного многозонального сканерного изображения Памиро-Тяньшаньского горного узла, полученного с 18-го спутника серии «Метеор»

1 — линеаменты; 2 — линейные зоны с нечетким изображением; 3 — голоцен-позднеплейстоценовые впадины

сдвиговых дислокаций (Пейве и др., 1964). Продолжения обеих систем сходятся на территории Северного Казахстана и оперяют субмеридиональную глобальную Каракуль-Балхашскую зону.

Значительная часть линеаментов, отдешифрированных на среднемасштабных фотоснимках, группируется в четыре субширотные зоны (I — IV), параллельные или совпадающие с теми, которые видны на телевизионных изображениях, при этом на снимках наиболее отчетливо выражена Куляб-Кургантюбинская зона. В ней наряду с северо-западными и северо-восточными линеаментами прослеживаются и субширотные, иногда совпадающие с линеаментами, которые отдешифрированы на телевизионных изображениях. Однако в отличие от последних субширотные линии на среднемасштабных снимках отнюдь не являются преобладающими.

Если линеаменты, дешифрируемые на крупномасштабных космоснимках обычно легко отождествляются с разрывными нарушениями и зонами трещиноватости, непосредственно наблюдаемыми в новейшей структуре, то с линеаментами, различаемыми на более мелкомасштабных снимках, дело обстоит сложнее. Значительная часть линеаментов, выделяемых на среднемасштабных космических фотоснимках и секущих складчатые структуры, отвечает новейшим флексурно-разрывным деформациям, подчиненным основным структурным формам, причем интенсивность их проявления на поверхности значительно слабее по сравнению с основными разрывами и складчатыми нарушениями (Белеловский, 1964; Белеловский и др., 1971) (рис. 45, 46). Курган-Тюбинская линеаментная зона, например, может быть сопоставлена с широтной зоной поперечных поднятий (Чедия, 1964; Атлас..., 1968), к которой приурочены соляные диапиры, субширотно расположенные уступы среднеплейстоценовых террас и ундуляции антиклинальных складок.

Наконец связь линеаментов, отдешифрированных на телевизионных изображениях, и геологической структуры — наиболее сложная. Часть линеаментов, очевидно, сопоставляется с зонами основных разрывных нарушений, образующих раму депрессии, и проявляется на поверхности

Рис. 44. Схема геологической интерпретации элементов структуры, выделенных на изображениях, полученных с 18-го спутника серин «Метеор»

- Л межрегиональные линеаментные зоны (К-Б — Каракуль-Балхашская,
- Д-К Дарваз-Киртарская); 2 — межгорные впадины:
- I Ферганская,
- II Таджинская,
- 111 Алайская;
- 3 Юго-Западный Памир: 4 — Центральный Памир;
- 5 зоны разломов:
- А Таласо-Ферганского,
- Б Зеравшанского,
- В Южно-Тяньшаньского,
- .Г -- Северо-Памирского
- Рис. 45. Схема рельефа поверхности Мохоровичича (по М. В. Кулагиной и др., 1974, упрощено)
- 1, 2 изогипсы поверхности М (в км):
  - *I* уверенные,
  - 2 неуверенные;
  - 3 основные глубинные зоны разрывов







в новейшей структуре региона как крупные разрывы сплошности пород. Но другие линеаменты не находят подобных аналогий в геологической структуре.

Линеаменты, дешифрируемые в пределах Западного и Центрального Тянь-Шаня, отвечают так называемым краевым разломам, ограничивающим поднятия мегантиклинорного и впадины мегасинклинорного типа (Костенко, 1970, 1972). В новейшее время они активно развиваются и, как правило, в рельефе выражены тектоническими уступами высотой не менее 2000 м (Атлас..., 1968). Эти линеаменты-разломы оказывали существенное влияние на геологическое развитие региона (Кухтиков, 1964, 1969). Многие исследователи (Гзовский, 1961; Гзовский, Крестников, 1960) отмечали геофизическую выраженность краевых разломов.

Шахрисябский линеамент почти на всем своем протяжении совпадает с Ходжи-Обигармским разломом. В приповерхностной геологической структуре он выражен субширотной цепью грабенов, выполненных преимущественно меловыми отложениями. Грабенообразные структуры расположены вдоль контакта протерозойских и верхнепалеозойских отложений. Ограничивая с юга Байсун-Кшутскую и Осматалинскую зоны (Кухтиков, 1964, 1969), в новейшее время Ходжи-Обигармский краевой разлом активно развивается. Его вертикальная амплитуда определяется по положению домезозойской поверхности выравнивания, бронированной мезозойскими отложениями и поднятой в южном крыле разлома на высоту 2700—3400 м (Чедия, 1971, 1973).

Гузарский линеамент в целом может быть отождествлен с Южно-Тяньшаньским разломом (Атлас..., 1968). Северная, Ромитская, ветвь линеамента в герцинской структуре отделяет Мечетлинскую зону Южного Тянь-Шаня от его передовой зоны. Северо-восточные линеаменты, оперяющие основную ветвь, сопоставляются с разрывами, которые разбивают Мечетлинскую зону на отдельные блоки, испытавшие в новейший этап дифференцированные тектонические подвижки. На западе, в междуречье Кафирнигана и Сурхандарьи, и на востоке, в междуречье Сорбо и Вахша, эти блоки сложены юрско-меловыми отложениями, бронирующими домезозойскую поверхность выравнивания. Вдоль Ромитского линеамента проходит граница Зеравшано-Гиссарской области новейших поднятий и Предгиссаро-Алайского прогиба — зоны неоген-четвертичной аккумуляции (Атлас..., 1968). Эта граница на всем своем протяжении выражена региональным тектоническим уступом и активно развивавшимся в новейший этап, смещающим отдельные ярусы рельефа.

Нурекская ветвь Гузарского линеамента ограничивает Гиссаро-Алайский прогиб (Гиссарскую и Илякскую долины) с юга. Она выражена в рельефе тектоническим уступом. В структуре осадочного чехла Таджикской депрессии Нурекский линеамент в своей западной части представлен флексурной зоной, вдоль которой в пределах Байсунского антиклинория резко погружаются к югу домезозойские отложения. На западе Гиссарской долины к этой же зоне приурочено флексурное погружение к северу мел-плиоценовых отложений под четвертичные. Восточнее, в группе Прикафирниганских складок, линеаменту соответствует эшелонированная зона приповерхностных надвигов, которая протягивается в Алайскую долину (Вахшская надвиговая зона).

К востоку от Каратегинского хребта Гузарский линеамент совпадает с резкой границей метаморфических домезозойских толщ Гиссара и осадочных пород мезозоя и кайнозоя зоны сочленения. Вдоль этой границы, вероятно, происходит резкое погружение палеозойского фундамента депрессии (Кулагина и др., 1974; Уломов, 1973).

В отличие от всех других широтных линеаментов Курган-Тюбинский линеамент на всем своем протяжении прослеживается лишь как флексурная зона, вдоль которой происходит резкое погружение к югу осей антиклинальных складок и затем столь же резкое их воздымание. Хорошо

видны уступы среднеплейстоценовых террас, имеющие высоту не более 200 м. Аналогично выражен и Термезский линеамент. Наконец самая южная — Мазари-Шариф-Файзабадская линеаментная зона сопоставляется с Альбураз-Мормульским разломом (Широксв, 1962), отчетливо проявляющимся в изменении мощностей мезозойских и кайнозойских отложений.

Тавильдаринский линеамент отождествляется с Бадахшинским сдвигом, переходящим в Северо-Памирский разлом (Захаров, 1962, 1967). Он прослеживается по тектоническому контакту кайнозойских отложений с нижнемезозойскими и палеозойскими образованиями, т. е. вдоль палеозойского обрамления депрессии. В новейшей структуре Северо-Памирский разлом — тектонический уступ, проходящий по краю поднятия Памира.

Большинство линеаментов северо-восточного и северо-западного простираний не находит отражения в поверхностной геологической структуре Таджикской депрессии. Вероятнее всего, их можно сопоставить с некими флексурными зонами, вдоль которых происходит ундуляция осей складок. Такова, например, зона в нижнем течении Обихингоу — Гармское сгущение линеаментов на крупномасштабных изображениях. Для некоторых широтных линеаментов отмечается правобоковое смещение пересекаемых долин водотоков. Такое смещение установлено, в частности, вдоль Южно-Тяньшаньского разлома (Захаров, 1948). Вдоль Северо-Памирского разлома отмечается левобоковое смещение (Захаров, 1967, 1969). Если принять во внимание такой характер разломов, образующих раму депрессии, то станет очевидным, что в центральной части депрессии в осадочном чехле не может не возникнуть зона сжатия северо-западного простирания. С образованием подобной зоны, по-видимому, связан рост солянокупольных структур. А последовательная передача напряжения вызовет образование тождественной пары сил в центральной части депрессии, что, возможно, также объясняет и развитие новейших складок депрессии от ее периферии к центру (Захаров, 1969).

Обратимся теперь к геофизической характеристике линеаментов. За последние 15 лет опубликовано большое количество работ о глубинном строении Таджикской депрессии (Борисов, Рыманов, 1960; Захаров, 1962, 1970; Белеловский, 1964, 1965; Вонгаз, Коган, 1964; Белеловский, Кулагин, 1967; Антонов и др., 1968; Кулагин, 1968; Булин, Проняева, 1971; Беккер и др., 1974а, б; Лукк, Винник, 1975). Неоднозначность геофизических материалов не позволяет в настоящее время полностью ответить на все вопросы о глубинном строении региона, однако некоторые закономерности представляются достаточно обоснованными. К ним относятся субширотные аномалии магнитного поля (Борисов, Рыманов, 1960) и гравитационные аномалии того же направления (см. рис. 46), отвечающие рельефу палеозойского фундамента (Вонгаз, Коган, 1964; Белеловский, 1965) и более глубоких горизонтов земной коры (Кулагина и др., 1974).

В настоящее время считается общепризнанным тот факт, что главные разломы, образующие разрывную раму депрессии, проявляются в виде зон геофизической неоднородности пород, круто (70—80°) уходящих в глубь земной коры вплоть до горизонтов верхней мантии (Захаров, 1969; Антонов и др., 1968; Кулагин, 1968; Кулагина и др., 1974). Таким образом, и линеаменты, отождествляемые с этими разломами (см. рис. 39), являются выражением глубинной структуры. Все же необходимо подчеркнуть некоторые особенности такой взаимосвязи. Во-первых, субширотные продолжения Ромитского и Нурекского линеаментов не находят отражения в приповерхностной структуре. Возможно, что в какой-то мере их можно связывать с продолжающей Илякский разлом на восток Вахшской структурной ступенью (Губин, 1960; Гзовский, 1961). Во-вторых, имеет место лишь принципиальное совпадение широт-



Рис. 47. Схема расположения осевых линий максимальной плотности эпицентров глубокого заложения (1—5) и основных тектонических нарушений Юго-Западного Таджикистана (6) (по Л. А. Когану и др., 1974). Глубины очагов (в  $\kappa m$ ):  $1 - >0; 2 - 11 \div 15; 3 - 0 \div 5; 4 - 6 \div 10; 5 - 5 \ge 16$ 

ных линеаментов с магнитными и гравитационными аномалиями, отражающими строение палеозойского фундамента депрессии (см. рис. 46). Лучшая сходимость обнаруживается при сопоставлении структуры фундамента с линеаментами северо-восточного и северо-западного простираний. Возможно, дешифрируемые на телевизионных изображениях широтные линеаменты отражают строение более глубоких горизонтов земной коры, а именно «гранитного» слоя, горизонта А внутри него (Булин, Проняева, 1971) и «базальтового» слоя (Кулагин, 1968). Опубликованные в последнее время (см. рис. 45) материалы подтверждают этот вывод (Кулагина и др., 1974). Большинство линеаментов и линеаментных зон удовлетворительно согласуется и с распределением очагов землетрясений в структуре земной коры (рис. 47). Так, примерно на 70° в. д. расположена зона повышенной плотности очагов землетрясений, с которой пространственно совпадают часть Дарваз-Бадахшанского разлома и система линеаментов, отделяющая зону сочленения Памира и Тянь-Шаня от Таджикской депрессии (Коган и др., 1974).

### Области новейшей вулканической активности

Области новейшей вулканической активности являются и областями весьма активного новейшего тектогенеза: в них особенно сильно проявляются вертикальные и горизонтальные перемещения блоков земной коры. Большинство структурных линий выражено на поверхности; при этом, зная глубину очагов вулканизма, можно довольно определенно говорить о глубине заложения ряда вулкано-тектонических структурных образований.

Однако есть черта, в принципе различающая проявления на поверхности тектоники вулканических и «обычных» областей. Обычно вертикальные движения земной коры сопровождаются изменениями рельефа с тем же знаком: поднятиям соответствуют горы, опусканиям — впадины. Активный вулканизм, как правило, происходит в зонах растяжения земной коры, где преобладают нисходящие движения. Более того, по мере
накопления извергаемого из недр материала происходит проседание, частично имеющее компенсационную, изостатическую природу. Таким образом, вулканизм приурочен к структурам погружения, которые в рельефе выражены горами. В этом — принципиальное отличие зон активного вулканизма, и его важно учитывать как вообще при структурных построениях в вулкано-тектонических зонах, так и, особенно, при выявлении глубинных структур того или иного плана по космическим снимкам. Так как зоны современного вулканизма являются специфическим объектом изучения на мелкомасштабных изображениях, было обращено специальное внимание на их дешифрирование на примерах Камчатки и Кавказа.

Анализ структуры Қамчатки по космическим изображениям проведен при совместных камеральных и полевых работах с сотрудником Института вулканологии ДВНЦ АН СССР И. В. Флоренским (И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1976).

Наблюдаемая сейчас геологическая структура Камчатки начала формироваться в неогене (Геология СССР, 1964), и район, по-видимому, не вступил в стадию позднего орогенеза. Пожалуй, наиболее общей и наиболее заметной особенностью структуры Камчатки, устанавливаемой на мелкомасштабных снимках, является ее зональное, «полосчатое» строение, обусловленное чередованием субмеридионально вытянутых древних и современных структурно-фациальных зон, разделенных крупными нарушениями. Структуры эти разновозрастные и обнаруживают черты, свойственные геосинклинальным зонам. На фоне такой общей закономерности можно наблюдать структурные детали региона, причем как характер информации, так и ее объем значительно изменяются по мере перехода от одного масштаба исследований и обобщений к другому. Каждый масштаб несет свою, специфическую, информацию, сходную, но и в чем-то отличную от информации, получаемой при исследованиях в других масштабах. В работе рассматриваются изображения Камчатки на космических снимках различных масштабов и схемы их дешифрирования: мелкомасштабное изображение (рис. 48), переданное с 18-го спутника серии «Метеор», телевизионные изображения всей Камчатки с 5-го спутника той же серии (Гусев, 1976) и ряд сканерных изображений, полученных с американского искусственного спутника «Ландсэт-1»: районы Ключевского Дола (2 ноября 1973 г.), Валагинского хребта (28 января 1973 г.), Срединного хребта (8 сентября 1972 г.) и Юго-Западной Камчатки (8 сентября 1972 г.).

В данной работе из этих снимков составлен фотомонтаж (рис. 49) и предложены новые схемы их дешифрирования (рис. 50, 51). Главное внимание обращено на соотношение структурных элементов и выделение разрывных нарушений.

На самом мелкомасштабном телевизионном изображении (см. рис. 48) видна темная фотоаномалия, соответствующая Центрально-Камчатской депрессии, окруженная более светлыми зонами: с востока хребты Восточной Камчатки, а с запада — Срединный хребет. Сопоставляя телевизионное изображение со схемами глубинного строения полуострова (Косминская и др., 1963; Марков и др., 1967; 1969; Утнасин и др., 1974), можно видеть, что наиболее темная Камчатская депрессия соответствует некоторому погружению фундамента.

Отдельные прямолинейные фотоаномалии и линии берегов свидетельствуют о существующих здесь линеаментах, часть которых отождествляется с разломами. Прежде всего они соответствуют нарушениям взбросам, проходящим вдоль восточного берега Камчатки. Другая система — это сбросы, оперяющие восточный борт Центрально-Камчатской депрессии. На западном борту депрессии такая система не наблюдается, за исключением верховьев рек Камчатки и Быстрой. Очевидно, здесь проходит мощная ослабленная зона, связанная с воздыманием СрединРис. 48. Телевизионное изображение Камчатки. 10-й спутник серии «Метеор», 9 января 1973 г.



Рис. 49. Фотомонтаж телевизионных изображений Камчатки, полученных со спутников «Метеор», «Ландсэт-1» и орбитальной станции «Салют-4»





Рис. 50. Схема современной структуры Камчатки, построенная на основе опубликованных материалов (Геология СССР, т. 31, 1964; Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1973; и др.), с учетом результатов дешифрирования мелкомасштабных космических снимков, сделанных с 5-го и 18-го спутников серии «Метеор» (по И. В. Флоренскому и П. В. Флоренскому, 1976)

Отложения:

- I домеловые,
- 2 меловые и палеогенсвые,
- 3 осадочные и
- 4 вулканогенно-осадочные неогеновые (?),
- 5 неоген-древнечетвертичные вулканогенные,
- 6 четвертичные вулканогенные;
- 7 районы, погребенные под рыхлыми молодыми отложениями;
- 8 интрузии ультраосновных пород;
- 9 вулканы;
- 10 разломы

ного хребта. Именно эти дизъюнктивные структуры соответствуют наиболее региональным и глубинным разломам, достигающим, по-видимому, поверхности Мохоровичича, определяя генеральный тектонический план (Утнасин и др., 1974).

Глубинные разломы или зоны глубинных разломов являются одним из важнейших структурных элементов, уверенно читаемых на космических изображениях и более крупных масштабов. Можно видеть три главнейшие линеаментные зоны, прослеживающиеся вдоль всего полуострова. На поверхности они выражены в разных местах по-разному — уступом рельефа, системой трещин, полосой интрузий: или цепочкой вулканов.

Западная линеаментная зона местами намечается по отдельным разобщенным линеаментам или проводится условно по цепочкам вулканов. В Срединном хребте она выражается относительно узкими грабенами с расположенными в них вулканами. В Южной Камчатке зона перекрыта толщей четвертичных эффузивов.

Другая протяженная линеаментная зона отделяет от Центрально-Камчатской депрессии хребты Восточной Камчатки. Длина ее превышает 1000 км, а выход на поверхность выражен как морфологическими, так и структурными соотношениями.

Западнее г. Петропавловска-Камчатского северо-восточное простирание зоны изменяется насеверо-западное И последняя перекрыта мощным чехлом древнечетвертичных вулканических образований. Здесь она, очевидно, является частью так называемой диагональной зоны структурного шва Западной Камчатки (Ротман, 1964). Примерно от пос. Ганалы к северо-востоку это резким нарушение выражено уступом, ограничивающим Центрально-Камчатскую депрессию с востока и представляющим собой систему северо-восточных.



Рис. 51. Схема геологического дешифрирования космических снимков, полученных со спутников «Ландсэт-1» и «Салют-4» (по И. В. Флоренскому и П. В. Флоренскому, 1976)

- Отложения:
- 1 четвертичные рыхлые, 2 — четвертичные вулканоген- 6 — вулканы; ные,
- 3 третичные вулканогенные,
- третичные,
- ные;
- 7 шлаковые конусы и одно- 11 дешифрируемые геологичеактные вулканы;
- 4 дислоцированные меловые и 8 разломы, хорошо выражечные в рельефе и геологической структуре;
- 5 домеловые дислоцирован- 9 плохо дешифрируемые разломы;
  - *10* сбросы;
  - ские и литолого-фациальные границы

кулисообразных взбросов с суммарной амплитудой более 700 м. На широте Кроноцкого полуострова система восточных хребтов несколько погружается, а на широте Ключевской группы вулканов она резко воздымается по этому нарушению (И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1972). Еще севернее, на широте Камчатского полуострова плоскость разлома выполаживается и в рельефе он проявляется хуже, зато его можно проследить по очень четким зонам дробления и линейновытянутым телам ультраосновных пород (И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1969). Еще севернее его выходы фиксируются на п-ове Озерном, о-ве Карагинском и п-ове Говена. Плохая выраженность разлома на телевизионном изображении объясняется отчасти тем, что в северных участках современные движения по нему проявлены очень слабо.

На востоке, в прибрежной части Камчатки, проходит система нарушений, отсекающая полуострова Камчатский, Кроноцкий и, по-видимому, Шипунский. Эти нарушения, выраженные на п-ове Камчатском рядом линейно-вытянутых ультраосновных интрузий (Марков и др., 1969), на полуострове Кроноцком — зоной чешуйчатых надвигов (Супруненко, Смирнов, 1969), п-ове Шипунском — перепадами рельефа, на телевизионном изображении представлены слабыми цветовыми контрастами. Судя по данным геофизики и батиметрическим исследованиям (Тихонов, Удинцев, 1960), система этих нарушений продолжается далее на югозапад, определяя прямолинейное строение берега полуострова.

Перечисленные системы нарушений делят полуостров на ряд линейно-вытянутых зон, которые на всем их протяжении характеризуются общностью геологического строения.

Срединный хребет и Центрально-Камчатская депрессия на востоке ограничены поднятиями Восточной Камчатки, а на западе погружаются под Охотское море. Центрально-Камчатская депрессия является структурой современного прогибания и заполнена аллювием и вулканогенными образованиями. Поднятие Срединного хребта слагают вулканогеннокремнистые, вулканогенные и терригенные породы мелового и третичного возраста. На широте пос. Малки обнажается блок метаморфических пород более древнего возраста, так называемый Малкинский свод. Он с севера отсечен от Срединного хребта «шовной зоной», которая на изображениях читается по отдельным фрагментарным линеаментам, очевидно, разломам. К центральной части хребта приурочена ослабленная зона, обусловленная растяжением воздымающейся сводовой части поднятия. Здесь образовался ряд грабенов, по бортам и в центральных частях которых возникли современные вулканические постройки. Эта линейно вытянутая цепочка вулканов выделяется как современный внутренний вулканический пояс, и благодаря им зону легко дешифрировать.

Зона хребтов Восточной Камчатки, состоящая из хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч, сложена геосинклинальными формациями в основном третичного возраста и отдельными выходами более древних пород (мел?). Западную часть зоны слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, характерные для вулканических поднятий, а восточную — терригенные флишевые образования, сформировавшиеся в прогибе. К краевой западной части зоны приурочены линзы останцов палеовулканов, хорошо заметные на телевизионном изображении, так как они интенсивно воздымаются, но медленнее поддаются эрозии, чем вмещающие их породы (И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1972). С востока к зоне примыкает внешний современный вулканический пояс, выделяющийся на изображении заснеженными вершинами вулканов.

Восточные полуострова сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мел-палеогенового возраста, смятыми в складки северо-восточного (п-ова Кроноцкий и Камчатский) и северо-западного (п-ов Шипунский) простирания (Марков и др., 1969: Супруненко, Смирнов, 1966). Северо-восточные структурные зоны, выделяемые в центральной и северной частях полуострова, сближаются и смыкаются на Южной Камчатке. Интенсивная современная вулканическая деятельность и высокая сейсмичность позволяют предположить, что важнейшие структуры этой области еще не закончили своего формирования. Нарушения контролируются здесь проявлениями вулканической деятельности и почти повсеместно перекрыты продуктами современных извержений.

Менее значительные северо-восточные разрывы дешифрируются труднее. Однако среди них выделяется серия нарушений в Срединном и Валагинском хребтах.

Нарушения северо-западного простирания на Камчатке выражены слабее, поэтому выделение их на мелкомасштабных телевизионных снимках затруднительно. Такие северо-западные линеаменты отдешифрированы в бассейне р. Авачи и на п-ове Шипунском. Система разрывов отдешифрирована на участках, где выделен диагональный структурный шов Западной Камчатки. Эта зона прослеживается к Авачинской бухте. Очевидно, шов является структурой достаточно глубинной и соизмерим с разломами северо-восточного простирания. На местности система северо-западных разрывных дислокаций выражается небольшими уступами в рельефе, зонами повышенной трещиноватости, линейно вытянутыми и узкими грабенами, по которым часто проходят долины современных рек в хребтах Восточной Камчатки.

Район, изображенный на снимках, переданных со спутника «Ландсэт-1», включает часть Срединного хребта (район пос. Эссо), северную часть Центрально-Камчатской депрессии (район поселков Ключи, Козыревск, Лазо), частично хребты Восточной Камчатки (хр. Тумрок, южная часть хр. Кумроч) и участок Камчатского залива.

На снимке Срединного хребта (район пос. Эссо) выделенные линеаменты представляют собой взбросы (сбросы), по которым образовались узкие линейно вытянутые депрессии, часто наследуемые долинами рек. Трещины, вдоль которых заложились отдельные одноактные вулканические центры, почти не читаются. Большинство разломов имеет северозападное простирание — почти вкрест простирания основных структур Срединного хребта.

В Центрально-Камчатской депрессии хорошо видны два крупных нарушения запад-северо-западного простирания, находящиеся к югу-востоку и северу от горы Николки, и, судя по тому, как вдоль них вытягиваются элементы современного рельефа, их можно отнести к правосторонним сдвигам. Эти разломы можно проследить по отдельным фрагментам на значительные расстояния как в Срединном хребте, так и в Восточной Камчатке.

С востока Центрально-Камчатская депрессия ограничена зоной взбросов, отсекающих горст-антиклинорий поднятий Восточной Камчатки. Видно, как по серии нарушений, пересекающих эту зону с востока на запад и срезающих ее, произошли правосторонние сдвиги, усложнившие передовой фас восточно-камчатских хребтов и придавшие ему в плане ступенеобразный вид. Непосредственно в самих хребтах по степени выраженности можно выделить; северо-западные взбросы, круто падающие преимущественно на запад, и более мелкие северо-восточные правосторонние сдвиги с вертикальными перемещениями.

В районах хр. Кумроч и Кроноцкого залива со многими разломами связаны вулкано-тектонические процессы и вулканы формируют основные структурные особенности района. Меньшая насыщенность отдешифрированными разломами восточного побережья Камчатки объясняется тем, что там происходит современное погружение, сопровождаемое интенсивным вулканизмом, продукты которого скрывают линеаменты. В этом случае о существовании глубинных разломов удается судить только по цепочкам вулканов. Высокая информативность различных изображений с советской орбитальной станции «Салют-4» и с американского спутника «Ландсэт-1» обусловлена низким углом освещения, благодаря чему дешифрируются мелкие детали главнейших вулканических аппаратов, мелкие центры вулканической деятельности, отдельные маары, шлаковые конусы и т. д. В общем плане на изображении района Камчатского залива четко выделяются три различные структурно-тектонические области: Восточный вулканический пояс, глыбово-горстовое поднятие Валагинского хребта и Центрально-Камчатская депрессия (Гусев, 1976). При дешифрировании этого участка более четко, чем на материалах аэрофотосъемки, проявились системы разрывных нарушений.

Выделено несколько систем разных простираний. Северо-восточное (30—45°), контролируемое осевыми частями наиболее значительных кольцевых вулкано-тектонических структур, подтверждается также цепочками отдельных вулканических аппаратов, большим количеством хорошо дешифрирующихся разломов. Система разломов восток-северовосточного простирания (65—75°) дешифрируется в районах всех крупных кольцевых вулкано-тектонических структур. Субширотная система представлена хорошо выраженными одиночными разломами или зонами, которые имеют относительно меньшую ширину. Ориентировка субширотных разломов колеблется в пределах 20-25° и на различных площадях региона проявляется по-разному. Важным направлением разломов является северо-западное (около 310°), которое наиболее отчетливо проявляется в районе вулканической структуры Крашенинникова, к северсзападу от нее и в районе Карымско-Семлячинской структуры. Менее четко выделяется меридиональная система, которая, по-видимому, является наиболее древней и имеет также региональный характер. Линеаменты меридиональной ориентировки хорошо выражены в Валагинском хребте.

В местах пересечения региональных систем нарушений расположены крупнейшие кольцевые вулкано-тектонические структуры. Определяющее значение для положения этих структур имеют места пересечений осевой части северо-восточной зоны с северо-западными и субширотными разломами. Наиболее активные центры вулканической деятельности приурочены к наиболее раздробленным участкам структур, в формировании которых принимают участие и другие системы разрывов. Кольцевые разломы связаны в основном с вулканическими аппаратами и крупными вулкано-тектоническими структурами. Наиболее значительными центрами вулканической деятельности, игравшими активную роль в формировании района дольше всего, являются вулканические узлы — Узон-Гейзерный и Малый Семлячек.

Таким образом, благодаря значительной активности современных геологических процессов, анализируя космические изображения Камчатки разных масштабов, удается получить определенный объем новых сведений, выделить генетически связанные структуры, определить их относительный возраст, их значимость для региона; четко дешифрировать сопряженные линейно-вытянутые зоны общекамчатского северо-восточного простирания, которые контролируются линеаментами, отождествляемыми с разломами; в отдельных участках дешифрировать и второстепенные разрывы северо-западного и субмеридионального простираний. Современные вулканы и состоящие из них вулканические пояса вытягиваются в линейно вытянутые северо-восточные зоны, несомненно, отображая активно живущие здесь глубинные разломы, выражающиеся в приповерхностных геологических зонах как «структуры растяжения», которые приводят к повышенной проницаемости, определенной системе малоамплитудных разрывных нарушений, блоковому строению зон и повышенной мелкофокусной сейсмичности.

Наиболее показательным районом для дешифрирования современных структур является область, находящаяся севернее г. Петропавловска-Камчатского и южнее п-ова Озерного. Севернее этой области современная тектоническая активность Камчатки ослабевает, а южнее находится только в стадии формирования основных структурных элементов.

Другой район активного новейшего вулканизма нашей страны — Кавказ — отражен не только в многочисленных телевизионных и сканерных изображениях, но и сфотографирован космонавтами: в середине января 1969 г.— с космического корабля «Союз-4» летчиком-космонавтом В. А. Шаталовым, в начале июля 1970 г.— с космического корабля «Союз-9» летчиками-космонавтами А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым, в начале сентября 1973 г.— с космического корабля «Союз-12» космонавтами В. Г. Лазаревым и О. Г. Макаровым. Эти материалы проанализированы с разных точек зрения. Ниже излагаются результаты их изучения применительно к исследованию активного вулканизма (Трифонов и др., 1973; Гусев, 1976).

Район оз. Севан привлек внимание возможностью отдешифрировать по космическому снимку строение поля молодых вулканитов и его соотношение с другими элементами новейшей структуры региона. Снимок охватывает территорию Гегамского и части Варденисского пологих сводообразных вулканических нагорий, сложно построенную Севанскую зону впадин и сопряженные с ней части Памбакского, Арегунийского, Шахдагского, Цахкуняцкого и Ахтинского новейших поднятий (Милановский, 1968). Указанные структурные формы выражены деформациями миоплиоценовых и позднеплиоценовых отложений и поверхностей выравнивания, от которых на Гегамском и Варденисском нагорьях сохранились лишь фрагменты, выступающие из-под покрова плейстоценовых и голоценовых базальтов и андезито-базальтов.

На космическом снимке, снятом с корабля «Союз-4» (Трифонов и др., 1973, рис. 19), Гегамское нагорье представляет собой меридионально вытянутый неправильный овал. Молодые вулканиты, слагающие его поверхность, слабо расчленены и характеризуются относительно темным фототоном. Вдоль поднятия различается линейная система шлаковых конусов, в центре которых обычно заметны кратеры. Конусы имеют радиально-лучевой рисунок и существенно светлее окружающих участков, так как они покрыты снегом. По-видимому, конусы расположены вдоль зоны нарушений, при этом анализ космического изображения позволяет высказать предположение об эшелонированном, правокулисном ее строении. Полевое картирование с применением среднемасштабных аэрофотоснимков подтверждает это предположение (Трифонов и др., 1973, рис. 20, Б).

На восточном склоне нагорья, свободном от облаков, по слабым различиям оттенков намечаются границы отдельных лавовых покровов и потоков, причем последние более характерны для поздних стадий извержений. Подобные тоновые различия улавливаются и на западном склоне нагорья, но обилие облаков мешает их картированию.

В Севанской зоне впадин хорошо видны частные впадины: Верхнеразданская, Малого и Большого Севана. Разрывы дешифрируются по северо-восточному борту Малосеванской впадины (Арегунийский разлом), вдоль северо-западного склона Надеждинской перемычки и восточнее Большого Севана, где они ограничивают сужающуюся к востоку наземную часть Большесеванской впадины. Отчетливо различаются разрывные ограничения Цовагюхской депрессии на северо-западном продолжении Малосеванской впадины и нарушение, ограничивающее с запада Верхнеразданскую впадину. Интересно, что на месте Арегунийского разлома дешифрируются не одно, а как минимум два нарушения, одно из которых кулисно подставляет другое. Между селами Тохауджа и Шоржа от этой системы на восток отходит несколько небольших субширотных линеаментов. Вместе с другими субширотными нарушениями они составляют характерный элемент новейшей структуры северо-восточного обрамления Севана.

Западнее Большесеванской впадины дешифрируется система субмеридиональных нарушений, образующих Башкендский горст, отделяющий впадину Большого Севана от узкого одностороннего Гаварагетского грабена. Системы разрывов западного и восточного бортов горста отождествляются с Кюзаджикской и Саыркаинской зонами сбросов (Милановский, 1968). Южное продолжение отмеченных систем служит границей Гегамского и Варденисского пологих поднятий.

Дешифрирование космических снимков района Севана, снятых с корабля «Союз-4», почти не выявило новых элементов новейшей структуры, но уточнило структурный рисунок разрывов и может служить дополнительным обоснованием выделения тех из них, которые лишь предполагались при более ранних исследованиях. Особенно интересны признаки эшелонированного (правая кулисность) расположения разрывов как северо-западного, так и меридионального простираний и большая роль субмеридиональных нарушений в формировании структуры Севанских впадин. На Гегамском нагорье с нарушениями подобного направления связаны вулканические цепи, восточнее они оказываются сбросами. Вероятно, эти нарушения развивались в условиях относительного поперечного растяжения. Аналогичные образования с субмеридиональными системами молодых вулканов известны на Ахалкалакском и Сюникском нагорьях Малого Кавказа. По-видимому, они являются достаточно характерным элементом новейшей структуры рассматриваемой части Альпийско-Центральноазиатского складчатого пояса.

Серия снимков, полученная с космического корабля «Союз-9», охватывает Сахендскую вулканическую область, относящуюся к внутреннеиранской вулканической субпровинции (Гусев, 1976, рис. 3). Кайнозойский вулканический пояс протягивается широкой полосой через Центральный Иран на юго-восток от оз. Резайе и массива Сахендо до пустыни Деште-Кевир. Кроме многочисленных проявлений плиоцен-четвертичного вулканизма в пределах массива Сахенд, в этом районе находится ряд одиночных центров, по-видимому, средне- или раннеплиоценового вулканизма. Особенно отчетливо дешифрируется огромный (около 50 км в поперечнике) вулканический массив Сахенд. Он окружен депрессией, заполненной светлыми рыхлыми современными осадками, а на его склонах видны отдельные четвертичные вулканические аппараты. Массив рассечен системами разломов; наиболее отчетливо выражены северо-восточная и северо-западная системы. Выделенные по данным дешифрирования основные системы разрывных нарушений различаются и на других, более мелкомасштабных телевизионных изображениях («Метеор». «NOAA»), в том числе за пределами вулкано-тектонической депрессии.

На фотоснимке, полученном с космического корабля «Союз-12», отчетливо читается множество деталей поверхности и структуры (Гусев, 1976). Массив Арагац образует куполообразное поднятие. Характер эрозионного расчленения позволяет наметить проходящие через него наиболее значительные разрывы. Поднятие окружено ровным плато, представляющим собой депрессию, заполненную вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями. Наиболее пониженные и ровные участки плато занимает культурный ландшафт, распознающийся по характерному пестро-лоскутному рисунку. Достаточно уверенно можно выделить поля позднеплиоценовых и четвертичных лав и игнимбритов, имеющих относительно ровную поверхность с одиночными небольшими вулканическими массивами или разрушенными аппаратами на Карском плато.

Отчетливо выделяется область современного вулканизма Гегамского нагорья. На снимке уверенно дешифрируются площадь распространения четвертичных вулканитов и многочисленные центры вулканической деятельности. Расположение мелких вулканических аппаратов показывает направление линейных зон разрывных нарушений в районе Гегамского нагорья, уже отмеченное при дешифрировании других космических снимков. Многие из наблюдаемых разломов прослеживаются далеко за пределы нагорья.

Детально дешифрируется несколько позднеплиоценовых вулканических сооружений вокруг оз. Чилдыр; на северо-западе эта группа граничит с миоплиоценовыми вулканитами Эрушетского нагорья, более расчлененный рельеф которого свойствен относительно древним литифицированным вулканитам. Поднятие всей кольцевой структуры осложнено локальными куполообразными возвышенностями, из которых отчетливо выделяются массив Кысырдаг и западная часть Чилдырского хребта. По-видимому, группа плиоценовых и четвертичных центров вулканизма в этом районе представляет собой единую крупную кольцевую вулканотектоническую структуру днаметром около 65—75 км, с вулкано-тектонической депрессией в центре (оз. Чилдыр). В северной части кольцевые контуры структуры дешифрируются по дугообразным разломам, выраженным в основном гидросетью. В южной части кольцевой характер подчеркивается контуром поднятия, а также на отдельных участках—дугообразными разломами.

Линейные региональные разломы дешифрируются на площади всего снимка. Наиболее отчетливо выражена широтная система, проходящая от оз. Севан через вулканические массивы Карского плато. Она отчетливо выражена в многочисленных линейных деталях, преимущественно в выходах древних складчатых комплексов и в интрузивных массивах. Хорошо дешифрируются также линейные элементы субмеридионального простирания. Эти детали структуры также лучше выражены на выходах более древних образований района.

Крупные региональные системы разрывных нарушений северо-западных простираний отмечаются по расположению центров вулканической деятельности, ориентировке некоторых морфологических деталей, впадин и др. На всем протяжении дешифрируется меридиональный разлом, проходящий через Абул-Самсарский вулканический массив на юг. На видимой площади вулканического массива линеамент меридионального направления подтверждается линейным расположением самого массива и вулканических возвышенностей. Южнее этот линеамент прослеживается через куполообразное поднятие западной части Чилдырского хребта, и восточнее оз. Чилдыр он продолжается на Карское плато, где отделяет поднятый западный блок от опущенного восточного, закрытого чехлом молодых вулканогенно-осадочных отложений.

### платформенные области

Значительную часть суши и шельфовых зон занимают разновозрастные платформенные территории. Главной границей, в которой отражаются основные особенности той или иной платформы, является поверхность кровли фундамента. Именно она наиболее выразительно отражает и определяет структуру платформенного чехла — его мощность и степень дислоцированности. В недрах платформенного чехла содержится много полезных ископаемых, но лишь нефть и газ добываются с глубин более 2—3 км, и естественно, что основная заслуга в деле изучения погребенного под осадочным чехлом фундамента платформ принадлежит геологам-нефтяникам. Проблема изучения глубинного строения платформ есть важнейшая проблема нефтяной геологии.

В основе геологического, в том числе структурно-геологического, дешифрирования мелкомасштабных снимков платформенных областей лежит принцип неразрывной взаимосвязи геологических тел и явлений по вертикали на всех уровнях. Поэтому особенности ландшафта и структуры поверхности Земли отражают в различной степени отдельные черты внутреннего, в том числе глубинного, строения. Эта связь проявляется в первую очередь благодаря тому, что новейшие и современные тектонические движения наследуют общий характер движений, происходивших в течение длительного этапа. Поэтому рельеф является важнейшим индикатором при дешифрировании платформенных областей (Мещеряков, 1965).

Поискам связи облика поверхности с глубинным строением посвящен ряд работ геологов-нефтяников, в частности по равнинным областям Туркмении — В. П. Мирошниченко и др., (1971), по Туранской плите — Л. П. Полкановой, В. П. Бухарцева (1973) по Волго-Уральской нефтегазоносной области.

Помимо рельефа, внутреннее строение района отражает и характер растительности, связанный с распределением грунтовых и поверхностных вод и с рядом других факторов.

Одной из самых неожиданных, но, несомненно, имеющих место особенностей является связь глубинной (а не только поверхностной) структуры участков Земли с облачным покровом. На анализируемых снимках, кроме чисто геологических образований (различных комплексов отложений, осложняющих их залегание складок, разломов и т. д.), по-разному читаемых на снимках разных масштабов, обращает на себя внимание то, что в разное время года на них сохраняется относительно постоянный рисунок распределения облаков, которые оконтуривают геологические структуры. Облака вытягиваются полосами разной ширины; вместе с тем они постоянно отсутствуют над определенными участками. Если в горах такое явление легко объясняется резкими перепадами температур и аномальными воздушными потоками, то едва ли так же легко объяснить закономерное и постоянное распределение облаков над равнинами: Устюртом, Южным Мангышлаком, Қаракумами или Қызылкумами. Создается впечатление, что закономерности распределения облаков отражают внутреннюю структуру района. Связь проявляется не только там, где эта структура выражена перепадами рельефа, но и над равнинами, а иногда распределение облаков более связано с геологической структурой участка, чем с рельефом. На связь зон формирования облаков с геологической структурой, прежде всего с разломами, указал в 1933 г. французский геолог Шлюмберже (Д. И. Мушкетов, И. В. Мушкетов, 1935). Он заметил, что иногда линии систематически возникающих облаков тянутся на десятки километров и пересекают даже геоморфологически разнородные структуры. Так, они пересекают Рейнский грабен, но совпадают с направлением больших разломов Вогез и Шварцвальда. Д. И. Боровиков и Б. Ш. Русинов (1973), развивая эти представления, установили, что и молнии чаще ударяют в области скопления руд и в зоны разломов. Подобная связь до сих пор не проверена экспериментально и не обоснована теоретически.

В зависимости от того, когда завершилось формирование фундамента, выделяют платформы разного возраста: древние докембрийские (более 500 млн. лет) и молодые эпипалеозойские (менее 250 млн. лет).

На важность исследования фундамента при поисках месторождений нефти указывал И. М. Губкин на примере изучения фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Позже было проанализировано поведение фундамента во времени (Бакиров, 1957), а также проведено его комплексное геолого-геофизическое изучение (Беляевский, 1974; Борисов, 1967). Именно на этой территории впервые поставлена и в принципе решена проблема петрографического изучения пород фундамента по керну глубоких скважин с привлечением геофизических материалов. Эта работа много лет ведется на кафедре петрографии МИНХиГП под руководством В. П. Флоренского (до 1956 г.) и Т. А. Лапинской. Теперь изучение фундамента — одна из важнейших частей комплексного исследования нефтегазоносных территорий (Флоренский и др., 1960).

Накоплен достаточный региональный геолого-геофизический и геологический материал для сопоставления с характером фотоизображения большинства нефтегазоносных областей, а для отдельных из них уже сделаны первые схемы дешифрирования космических снимков.

#### Молодая платформа

### Эпигерцинская Туранская плита

Туранская плита сейчас является объектом многочисленных и разнообразных исследований из космоса. Этому способствовало обилие космических изображений района, полученных в разных масштабах, спектральных диапазонах и в разное время года. Туранская плита — один из самых безоблачных районов страны, и, кроме того, над ней лежат пути пилотируемых и автоматических космических аппаратов. Сейчас этот район по праву стал полигоном для отработки методики геологических исследований космическими средствами. Именно для Туранской плиты впервые поставлена и в принципе решена проблема связи изображений платформенных территорий из космоса с их глубинным строением (Флоренский, 1973; Трифонов и др., 1973). Это тем более важно, что Туранская плита — одна из нефтегазоносных областей страны, на территории которой открыты два нефтегазоносных района — Бухарский и Южно-Мангышлакский. Еще в начале 30-х годов А. Д. Архангельский показал важность региональных геофизических исследований для изучения глубинной структуры Туранской плиты; геофизические работы, дополненные бурением глубоких скважин, не прекращаются и поныне. Методы геофизического изучения глубинного строения платформ отработаны Ю.А.Годиным именно на Туранской плите, которая сейчас считается тектонотипом молодых плит.

Изучение вещественного состава и внутренней структуры фундамента было начато и проводится в МИНХиГП под руководством А. А. Бакирова и В. С. Князева при участии автора. Основные результаты этих исследований, как и предпринятых позднее в других организациях (ВНИГНИ, ИГиРГИ и др.), и обзор обширной литературы по глубинной структуре Туранской плиты обобщены в ряде монографий (Борисов, 1967; Фундамент..., 1970). Геологическая интерпретация космических снимков Туранской плиты проведена в разных аспектах (Артамонов и др., 1971; Береговой и др., 1972; Богородский и др., 1973; Скарятин, 19706, 1973; Трифонов и др., 1973; Флоренский, 1973; Шульц, 1973; Абросимов и др., 1974; Макаров и др., 1974; и др.).

Особенностью Туранской плиты является присутствие между собственно фундаментом и платформенным чехлом мощной толщи пермских и триасовых пород, структурное положение которой трактуется по-разному: одни относят ее к фундаменту, другие — к платформенному чехлу, третьи выделяют в самостоятельный комплекс, давая ему разные названия (переходный, промежуточный, орогенный и т. д.). По характеру соотношения фундамента, чехла и пермо-триасового комплекса Туранская плита делится на четыре региона: Устюрт-Мангышлакский, Каракумский, Арало-Тяньшаньский, Южно-Туркменский (Закономерности..., 1963, 1970; Князев и др., 1972; Макаров и др., 1974, рис. 30).

Вся территория Туранской плиты многократно покрыта телевизионной метеорологической съемкой с советских и американских спутников. Значительная генерализация таких изображений позволяет видеть на них крупные структуры, которые отражают глубины вплоть до поверхности Мохоровичича (Вольвовский и др., 1966). Под равнинным Устюртом она залегает особенно спокойно на глубинах около 30 км. Южнее расположена Центрально-Мангышлакская система дислокаций, отчетливо дешифрируемая на телевизионных снимках. Она прослеживается вглубь до поверхности Мохоровичича, которая опускается здесь более чем до 40 км, образуя вытянутый желоб. Вероятно, он образовался в результате не только ускоренного прогибания и накопления верхнетриасовых осадков, но и сжатия, повторения доюрского разреза и увеличения его вертикальной мощности. Южнее поверхность Мохоровичича поднимается до 30 км под Карабогазским и Каракумским сводами и до 35 км — под Кумсебшенским поднятием, но опускается между ними на 3—5 км. Эти изменения отражает в более высоких горизонтах ряд северо-западных разломов, которые, достигая поверхности, выделяются на космических снимках. Таким образом, есть основания видеть в мелкомасштабных изображениях платформенных нарушений слабые отражения структуры глубинной поверхности Мохоровичича.

Помимо телевизионных снимков с низкой разрешающей способностью и высокой степенью генерализации, были проанализированы более крупномасштабные снимки отдельных участков Туранской плиты, сделанные с пилотируемых космических кораблей. При этом по мере перехода от мелкого масштаба к крупному постепенно исчезают черты структуры общерегиональной и, следовательно, глубинной и проступают частные, локальные. Крупномасштабные снимки позволяют решать иной круг геологических задач. Особенности геологической информативности снимков разных масштабов хорошо видны на примерах отдельных регионов.

Устюрт-Мангышлакский регион почти весь представляет однообразную каменистую пустыню. Особенность его глубинного строения практически повсеместное распространение под типично платформенным чехлом пологолежащих неметаморфизованных красноцветных пермских (?) и триасовых пород мощностью свыше 2 км. В разрезах вскрывающих их скважин можно выделить и проследить от Каспийского до Аральского моря отдельные горизонты (Князев, Флоренский, 1968). На Южном Мангышлаке их разрез «надстраивается» оленекскими среднетриасовыми отложениями мощностью 1-1,5 км, из которых получены притоки нефти и газоконденсата. На Центральном Мангышлаке пермо-триасовый комплекс, завершающийся трехкилометровой толщей верхнетриасовых осадков, сильно дислоцирован и уплотнен. По-видимому, как верхнетриасовое прогибание, так и последующее инверсионное воздымание, охватившее Центральный Мангышлак и далее Центральный Устюрт, связано с системой разломов, протягивающихся сюда от Донбасса и выделенных еще в 1883 г. А. П. Карпинским. Найденные на Южном Мангышлаке месторождения нефти и газа и перспективность всего Устюрта позволяют выбрать этот район в качестве полигона для отработки прямых поисков локальных поднятий на космических снимках платформенных областей.

Снимки Мангышлака и Устюрта сделали с космического корабля «Союз-8» в начале октября 1969 г. космонавты В. А. Шаталов и А. С. Елисеев (рис. 52), а 27—29 сентября 1973 г. — с корабля «Союз-12» — космонавты В. А. Лазарев и О. Г. Макаров. Впервые снимки с «Союза-8» обработали с геологических позиций В. Е. Гендлер, М. Т. Козицкая и Г. В. Махин (Цит. по: Береговой и др., 1972). М. А. Артамонов и Е. Н. Исаев (1971) сопоставили фотоизображение с результатами геофизических исследований территории и показали, что многие геофизические аномалии, отвечающие разломам и локальным поднятиям, отражаются фотоаномалиями на космических снимках. Вскоре были опубликованы схематические геологические карты всей заснятой площади (Гендлер и др., 1973; Трифонов и др., 1973; Флоренский, 1973), схема дешифрированных разломов (Богородский и др.,



Рис. 52. Крупномасштабный фотоснимок Южного Мангышлака. Космический корабль «Союз-8», космонавты В. А. Шаталов и А. С. Елисеев

1973), установлена связь фотоизображения с глубинной структурой (Флоренский, 1973; Трифонов и др., 1973). Много новых геологических деталей вскрыло дешифрирование многозональных снимков, сделанных с космического корабля «Союз-12».

На основе дешифрирования снимков с пилотируемых космических аппаратов составлена геологическая карта района (рис. 53). Ниже приводятся краткое описание и дешифровочные признаки геологических образований, показанных на этой карте.

Пермские и триасовые отложения (каратауский комплекс) образуют единый структурный этаж дислоцированных и уплотненных пород суммарной мощностью 8 км. Они обнажаются в ядре Каратауского антиклинория (в горах Каратаушик, Западный и Восточный Каратау), а также юго-восточнее, в отдельных мелких выходах Тумгачинской антиклинали. Каратауский комплекс Мангышлака выделяется на космических снимках интенсивным темным цветом, но внутренняя структура его различается слабо: проблематично наносятся разломы и осветленные участки древней коры выветривания.

Юрские отложения обнажаются в присводовой части Каратауского антиклинория на сводах Тумгачинской и Беке-Башкудукской антиклиналей. Нижняя и средняя юра, представленные терригенными осадками, на Южном Мангышлаке содержат важнейшие нефтеносные горизонты месторождений Узень, Жетыбай и др. Верхнеюрские отложения представлены глинисто-известковыми морскими осадками суммарной мощностью 400—1500 м. На космических снимках юрские отложения выделяются в общем темным цветом, но плохо расчленяются. Они несколько светлее пермо-триасовых пород.

Нижнемеловые отложения образуют крылья Каратауского антиклинория, Тумгачинской и Беке-Башкудукской антиклиналей, протягиваясь двумя сливающимися полосами через весь Мангышлак. Под покрываю-



Рис. 53. Схематическая геологическая карта Мангышлака и Западного Устюрта, построенная на основании дешифрирования снимков с космического корабля «Союз-8»

<li>/ — Қаспийское море;</li>	6 — меловые,		<i>10 —</i> уверенно	дешифрируемые
2 — соленые озера; отложения:	7 — юрские,		геологические границы;	
3 — четвертичные,	8 — пермо-триасовые	(каратау-	11 — дешифрир	уемые границы в
4 — неогеновые,	ский комплекс);		пределах	одного возрастно-
5 — палеогеновые,	9 — разломы;		го комплен	(ca

щими отложениями они развиты повсеместно. Отложения нижнего мела сложены в основном глинисто-алевритистыми и песчаными породами мощностью 500—1000 м. Их окраска темных и серых тонов, они трудно огличаются от юрских. Почти неотделимы на космических снимках от нижнемеловых и вышележащие глинистые и карбонатные светло-серые отложения сеноманского и сантонского ярусов мощностью 100—500 м.

Верхнемеловые отложения кампанского, маастрихтского и датского ярусов представлены снежно-белым мелом, мергелями и известняками. Суммарная мощность их невелика — около 100 *м* и лишь в наиболее погруженных, закрытых частях достигает 550 *м*. На космических снимках они хорошо видны в основании чинков Устюрта, в Северном и Южном Актау и на юго-востоке участка, где благодаря им выявляются детали структуры Тумгачинской антиклинали. Кроме того, на глинах низов верхнего мела образуются засолоненные озера — шоры и такыры, которые белесым цветом подчеркивают внутреннюю структуру района.

Палеогеновые отложения распространены всюду, за исключением сводов поднятий, где они размыты; они образуют обрывы Северного и

Южного Актау, а также нижние и средние части чинков Устюрта. Суммарная мощность их на Центральном Мангышлаке редко превышает 300 м, но в погруженных частях возрастает в 1,5—2 раза. Вместе с верхами верхнего мела они образуют единый комплекс светлых пород, хорошо выделяемых на космических снимках. Вышележащие олигоценовые отложения представлены серыми глинисто-известковистыми породами. В значительной степени они определяют монотонно-серый цвет плато Северного Актау и ряда мест, где завершают разрез палеогеновых пород.

Неогеновые верхнемиоценовые (сарматские) известняки мощностью до 100 *м* монолитной плитой бронируют весь Устюрт и значительную часть Южного Мангышлака. Они отсутствуют на п-ове Бузачи, на Центральном Мангышлаке, в бессточных впадинах Южного Мангышлака. Поверхность сарматского плато на космических снимках серая, но неоднородная: и на Устюрте, и на Южном Мангышлаке выделяются фотоаномалии, позволяющие уточнить внутреннюю структуру региона.

Четвертичные отложения распространены неравномерно. Морские образования покрывают п-ов Бузачи и прибрежные участки Мангышлака. Новокаспийские отложения прослеживаются в пересохших заливах Кайдак, Мертвый Култук и на Южном Мангышлаке во впадине Карагие. В центральных частях впадин обращают на себя внимание яркобелые шоры, окруженные темными глинами. Современные пляжевые пески прослеживаются вдоль берега моря, местами достигая ширины 1—2 км.

Континентальные четвертичные образования, помимо элювиальноделювиального маломощного покрова, представлены в основном эоловыми и озерными осадками, которые хорошо дешифрируются на снимках. В Каракумах, на Центральном Мангышлаке и Устюрте выделяются участки, покрытые подвижными и закрепленными песками.

Наиболее интересные результаты дало дешифрирование глубинного строения Мангышлака по космическим снимкам. Из сравнения снимков Мангышлака и Устюрта со схемой глубинного строения этой территории (рис. 54) видно, что с запад-северо-запада на восток-юго-восток протягивается Центрально-Мангышлакская система дислокаций, к которой приурочен Каратауский антиклинорий. В его своде обнажаются хорошо заметные темные пермо-триасовые отложения, которые дислоцированы и разбиты на блоки серией северо-западных разломов: некоторые из них впервые выделены и прослежены в пределах распространения мезозойско-кайнозойских отложений по космическим фотографиям (Береговой и др., 1972). С севера и особенно с юга пермо-триасовые породы ядра антиклинория резко ограничены мощными протяженными субширотными разломами. Сходные линеаменты, сопоставленные с разломами, видны и восточнее. Так, по космическим снимкам уточнено и прослежено положение Тумгачинского разлома. Ядро антиклинория обрамлено более светлыми выходами пород юры, нижнего мела и низов верхнего мела. Еще далее ядро складки оконтурено на снимках белоснежными верхнемеловыми и палеогеновыми породами, образующими склоны Южного и Северного Актау и чинки Устюрта.

На севере Мангышлак отделен от п-ова Бузачи Южно-Бузачинским прогибом, который погружается, по-видимому, и поныне и поэтому выделяется белесой зоной засолоненных озер. В центральной части п-ова Бузачи различаются отдельные соленые озера, которые фиксируют свод Кызанского поднятия; полоса озер вытянута на северо-восток и, вероятно, трассирует разлом. Сгущение сети оврагов, врезающихся в плато Устюрт и приуроченных к локальным поднятиям, позволяет выделить растущие структуры: первую — в устье зал. Мертвый Култук — и вторую — Монатинскую — в его южной части. Резкие прямолинейные обрывы западных чинков Устюрта и параллельный им прямолинейный



Рис. 54. Структурная карта Мангышлака и Устюрта и фотоаномалии, выявленные при дешифрировании космических снимков

- 1 стратоизогипсы (в км) по по-7 контуры отдешифрированных 12 Каратаучик, верхности пермо-триасовых отложений:
- 2 разломы, устанавливаемые 1 Мурынсор, по различным признакам; 2 - Каменное,
- 3 разломы, выделенные на кос- 3 Арстановское, мических снимках;
- 4 скважины, вскрывшие доюр- 5 Кошак, ские отложения
- 5 фотоаномални, выявленные 7 Моната, на космических снимках с 8-Токубай, номерами отвечающих им 9-Безымянное, локальных поднятий; 10 — Восточный Каратау, чинки Устюрта; 11 — Западный Каратау,
- 6 чинки Устюрта;

- космических снимков
- Локальные поднятия: 14 Дунга,

  - 4 Қызан,
  - 6 Кискудук,

- - 13 Жоласкан,

  - 15 Қараманата Западный
    - Жетыбай,
  - 16 Беке-Башкудукское,
  - 17 Жетыбай,
  - 18 Южный Жетыбай и Тасбулат.
  - 19 Узень,

  - 20 Теньге, 21 — Сенек,
  - 22 Карагие.
  - 23 Оймаша

западный берег заливов Кайдак и Мертвый Култук дают возможность предположить здесь субмеридиональные зоны трещиноватости, связанные с разломами, хотя картировочным бурением вертикального смещения пластов здесь не установлено. Не исключено, что аналогичная субширотная зона трещиноватости соответствует южному чинку Устюрта. Плато Устюрт очень однообразно, и выделить на нем какие-либо структурные элементы трудно. Поэтому тем более важно, что здесь на космических снимках отдешифрированы северо-западные структурные линии, связываемые с разломами, и овальные фотоаномалии, возможно,.

соответствующие локальным поднятиям (Артамонов, Исаев, 1971); в частности, фотоаномалиям соответствуют поднятия Каменное, Арстановское, Токубай.

Непосредственно с юга к Каратаускому антиклинорию примыкает Чакырганский прогиб, выполненный белыми палеогеновыми известняками Южного Актау. Еще южнее располагается Беке-Башкудукское поднятие. К югу от него находится Южно-Мангышлакский нефтеносный район, детально изученный геофизически и разбуренный сотнями скважин.

На одном из телевизионных снимков (Макаров и др., 1974) Южный Мангышлак покрыт облаками, которые расположены не случайно, а довольно точно оконтуривают осевую, наиболее прогнутую часть Южно-Мангышлакского прогиба; северная граница облаков примерно соответствует разломам Жетыбай-Узеньской ступени, а южная может быть сопоставлена со склонами Карабогазского свода. Кроме того, размещение облаков контролируется рядом линий северо-западного и северо-восточного направлений, которые соответствуют простираниям разломов в глубинной структуре района.

На снимках более крупного масштаба дешифрируются северо-западные и северо-восточные разломы, которые в значительной степени контролируют структуру и положение локальных нефтеносных поднятий. Большинство линеаментов, выделенных на космических снимках, соотустановленным геолого-геофизическим ветствует нарушениям, по данным. На снимках заметны фотоаномалии, часть которых отождествляется с локальными поднятиями. Чаще всего фотоаномалии заметны благодаря обращенному рельефу; в сводах поднятий частично или полностью размыты бронирующие сарматские известняки, обнажаются подстилающие глины и образуются понижения, заполненные высолами. Такие образования соответствуют например, Узеньской, Тенгинской, Карагиинской структурам. Однако среди сходных по облику фотоаномалий есть и неотождествленные с какими-либо геологическими образованиями; возможно, что они связаны с неустановленными до сих пор локальными поднятиями. Несомненно, проверка их с точки зрения соответствия локальным поднятиям, которые могут содержать месторождения нефти или газа, — одна из важных задач.

Уточнение сведений о глубинной доюрской структуре Южного Мантышлака имеет и еще один аспект: в залегающих на глубине оленекских отложениях были найдены скопления углеводородов, что подтвердило сделанное в 1963 г. предположение В. С. Князева и П. В. Флоренского. Но изучены доюрские отложения пока недостаточно, тем не менее все сведения об их структуре и рассекающих их разломах имеют непосредственное отношение к прямым поискам нефти и газа в этом районе.

Каракумский регион соответствует территории Каракумов от Каспийского моря до Амударьи. Это очень расчлененная и разнородная территория, на которой обнажены преимущественно мезозойско-кайнозойские отложения, считающиеся перспективными на нефть и газ. Пермо-триасовые отложения обнажаются на Туаркыре, где представлены молассами мощностью свыше 3 км. Кроме того, они выполняют отдельные разобщенные впадины (Амударьинскую, Верхнеузбойскую и другие, менее значительные), где, судя по керпу вскрывших их скважин (Князев и др., 1971), представлены вулканогенно-молассовыми отложениями. Их разделяют поднятия, сложенные дислоцированными палеозойскими породами, и Карабогазский и Каракумский своды, в составе которых присутствуют разновозрастные интрузивные и даже докембрийские метаморфические образования. Этот район рассечен значительными разломами, вертикальные перемещения по которым достигли нескольких километров. Основная задача дешифрирования космических снимков этого региона — уточнение положения разломов и крупных структурных элементов, а также поиски локальных поднятий. Изучено несколько космических снимков Каракумов (Макаров и др., 1974). Благодаря тому, что они сделаны в разное время года и разными аппаратами, они дают материал для сравнительного методического анализа. Помимо телевизионных мелкомасштабных изображений, проанализирована серия снимков, охватывающих территорию, протягивающуюся от Юго-Восточного Кавказа на север Аральского моря и далее в Тургайский прогиб. Эти снимки сделали с борта космического корабля «Союз-9» космонавты А. Г. Николаев и И. В. Севастьянов в июле 1970 г. Геологическую и структурную карты района зал. Кара-Богаз-Гол построили по этим материалам В. Е. Гендлер, М. Т. Козицкая, Г. В. Махин (Береговой и др., 1972; Гендлер и др., 1973; Богородский и др., 1973) и П. В. Флоренский (Макаров и др., 1974).

Геологическая разнородность района делает его особенно удобным для дешифрирования и выявления связи фотоизображения с глубинной структурой (рис. 55, 56). Зал. Кара-Богаз-Гол отвечает не прогибу, а, напротив, поднятию фундамента. Контуры залива являются эрозионными (Клейнер, 1969) и позволяют судить о форме поднятия, тогда как разломы, деформирующие поверхность фундамента, выражены прямолинейными участками берегов, уступами рельефа и контурами залива на разных этапах его усыхания. На ряде снимков разломы, обрамляющие свод с востока, видны благодаря трассированию их системами обрывов. Аномально темная зона соответствует ядру Туаркырского поднятия: здесь обнажен пермо-триасовый комплекс, а вокруг — обширное поле темных юрских угленосных пород, в которых распознаются отдельные мелкие разрывы и складки. Хорошо заметны зоны северо-восточных и субмеридиональных разломов, дешифрируемых в Западных Каракумах, в частности разломы, по которым Карашорское поднятие отделено от Верхнеузбойского прогиба.

Арало-Тяньшаньский регион охватывает междуречье Сырдарьи и Амударьи от Аральского моря до Тянь-Шаня, т. е. соответствует Кызылкумам. На юге, где на глубине 1—4 км присутствуют юрские отложения, расположена Бухарская нефтегазоносная область. В этом регионе пермо-триасовые отложения отлагались лишь в узких локальных впадинах, по-видимому, предгорного типа (в горах Нуратау, Букантау и др.), в целом же здесь — область значительного верхнепалеозойского размыва. Задача дешифрирования космических снимков Арало-Тяньшаньского региона — детализация существующих карт и схем, трассирование разломов, поиски локальных поднятий.

Значительную часть региона сфотографировали с космической орбитальной станции «Салют» космонавты В. Н. Волков, В. И. Пацаев и Г. Т. Добровольский. Схему геологического дешифрирования космических снимков построили М. Т. Козицкая и В. А. Козлов (Богородский и др., 1973; Гендлер и др., 1973); С. С. Шульц (1973) наметил ряд округлых сводовых поднятий. На снимках читаются выходящие из-под чехла мезозойско-кайнозойские и четвертичные породы, складчатые сооружения палеозоя (горы Букантау, Тамдытау, Каратау и отроги Улутау). Но наиболее четко, как и на других территориях, дешифрируются разрывные нарушения. Одни из них, меридиональные, простираются по восточному берегу Аральского моря параллельно Уралу. Другие, субширотные, совпадают с Сырдарьей. Несколько разрывов ограничивает с севера выходы палеозойских пород в Каракумах. Дешифрируются и менее значительные нарушения.

Общий структурный план находящегося в этом регионе Аральского моря и его окрестностей изучен по телевизионным мелкомасштабным изображениям. На одном из них тонкая меридиональная полоса обла-



Рис. 55. Среднемасштабный фотоснимок района залива Кара-Богаз-Гол. Космический корабль «Союз-9», космонавты А. Г. Николаев и В. И. Севастьянов, июнь 1970 г.

ков трассирует разлом, который прослежен по геофизическим данным от южного окончания Урала на юг к п-ову Куланды и далее на о-в Возрождения. На этих же снимках из-за темной окраски орошаемых земель в низовьях Амударьи видно, что Султауиздаг является продолжением зоны Карпинского, протягивающейся сюда через Центрально-Устюртское поднятие от Мангышлака. Этой же зоне отвечает и «пережим» берегов Амударьи: к югу от него находятся обширные площади орошаемых земель, а непосредственно перед ним отгибается к юго-западу древнее русло Амударьи — Узбой. По-видимому, поворот Амударьи в сторону Аральского моря или по Узбою в сторону Каспия контролиро-



Рис. 56. Структурная карта района залива Кара-Богаз-Гол и фотоаномалии, выявленные на космических фотоснимках

Условные обозначения см. на рис. 54

вался не столько обилием воды, сколько периодическими поднятиями и опусканиями, происходящими по этим разрывам. Судя по изображениям, разломы северо-восточного простирания пересекают Амударьинский разлом и движения по ним гораздо существеннее влияют на современную структуру района.

**Южно-Туркменский регион** заключает геологически разнородные структуры южнее Карабогазского и Каракумского сводов. О глубинной структуре этих территорий известно мало: лишь на юге, в районе Бадхыза и в Афганистане, вскрыты доюрские отложения, представленные уплотнениями, местами дислоцированными породами триаса. Поэтому задача дешифрирования космических снимков этой территории — региональные наблюдения.

Космические снимки применимы для описания подводной структуры Каспийского моря, примыкающего к Туранской плите. Например, на снимках, сделанных с космического корабля «Союз-12», выявляются под водой характер рассеяния мутьевых потоков и частично структура дна мелководной северо-восточной части Каспийского моря. А так как благодаря отсутствию эрозии эта структура является прямым отражением неотектонической, которая в свою очередь наследует здесь глубинное строение, то в таких случаях особенно удобно ставить по космическим снимкам прямые поиски локальных поднятий, перспективных для поисков нефти и газа.

## Древние платформы

В древних платформах по сравнению с молодыми время стабилизации в несколько раз отдаленнее, степень унаследованности значительно слабее и структура сильнее осложнена более поздними наложенными процессами. Кроме того, древние платформы — наиболее стабильные и однородные области, поэтому поиски изменений тех или иных свойств на них особенно сложны. Масштаб изучения древних платформ редко превосходит 1:500 000, а обычно — 1:1 000 000, что позволяет исследовать наиболее общие особенности территории. Поэтому средне- и мелкомасштабные космические снимки платформенных областей должны стать важнейшим источником информации о древних платформах.

## Русская платформа

Результаты анализа космических снимков — лишь часть комплексного изучения платформенных областей, неотделимая от прочей геологогеофизической информации. Для развития методики таких комплексных исследований была проведена формализованная обработка геологогеофизического материала и изображений из космоса для уточнения глубинной структуры Нижнего Поволжья. Цель работы — оценить информативность изображения из космоса участка Земли для изучения глубинной структуры платформы и выявить критерии, позволяющие сопоставлять космические изображения с геоморфологической, геологической и геофизической информацией.

В процессе исследования были использованы телевизионные и сканерные изображения района, многократно передававшиеся с 18-го спутника «Метеор» (разрешение около 1,5 км) и других объектов этой серии (разрешение 0,8—1,0 км), а также два сканерных изображения (рис. 57, *a*, *б*), переданных 10 июня и 16 июля 1973 г. с американского автоматического спутника «Ландсэт-1» (разрешение около 0,09 км). Изображение, полученное 16 июля 1973 г., было всесторонне обработано, и результаты выполненного дешифрирования сравнивались с различной геолого-геофизической информацией о районе. При окончательной геологической интерпретации учитывались и результаты дешифрирования других изображений района.

Фотометрические измерения выполнил Б. П. Шорин-Константинов, А. С. Петренко обработал геофизическую информацию, которая была проанализирована им вместе с П. В. Флоренским с геологических позиций.

На оригинальном изображении отчетливо наблюдаются различной тональности прямоугольники земельных угодий, а коренные породы не обнажаются в отличие от горных районов. Было необходимо выделить региональные геологические объекты, а для этого, в частности, подавить локальные яркостные различия, связанные, например, с прямоугольной сеткой сельскохозяйственных угодий. Для решения указанной задачи первичное изображение было генерализовано методами оптической фильтрации, фотометрирования по профилям (рис. 58) с построением фотометрической карты в условных изолиниях (рис. 59). Методика этой работы излагается в первом разделе главы III. Построенная фотометрическая карта последовательно сопоставлена с различными геоморфологическими, геологическими и геофизическими данными.

#### Геолого-геофизическая характеристика района

Анализируемый район образует немного вытянутый на северо-северо-восток квадрат со сторонами 180×190 км. Центральную его часть занимает Доно-Медведицкая гряда, смыкающаяся с Приволжской возвышенностью, абсолютная высота которой достигает 250—300 м. Эти возвышенности отделяют бассейны рек Медведицы и Иловли, текущих в Дон, от долины р. Волги, нижняя часть которой заполнена Волгоградским водохранилищем. Правый берег возвышается над Волгой на 100— 150 м, на левобережье находится равнина, лежащая на 50 м выше уровня моря, лишь немного превышая уровень воды в реке.

В геологическом отношении изучаемый район является пограничным между Воронежской антеклизой на западе и Прикаспийской впадиной на востоке (рис. 60, *a*). Коренные породы почти всюду покрыты почвой и сельскохозяйственными угодиями. Позднечетвертичные отложения подстилаются в своде Линевского поднятия каменноугольными породами, перекрытыми юрскими, меловыми, палеогеновыми, а на левобережье Волги — древнечетвертичными осадками. В разрезе платформенного



Рис. 57. Сканерные изображения Нижнего Поволжья, полученные с американского спутника «Ландсэт-1»

a — 10 июня 1973 г.;

чехла на разных стратиграфических уровнях выявлены сложные фациальные замещения, внутри- и межформационные размывы и перерывы (Буш и др., 1968).

Анализируя перепады высот, особенности русел и оврагов и другие морфологические характеристики рельефа, В. П. Бухарцев (1973) и А. В. Цыганков (1971) построили карты амплитуд неотектонических движений разной детальности. На представленной схеме А. В. Цыганкова (см. рис. 60, б) выделяется единая субмеридиональная полоса, соответствующая в тектоническом плане зонам Уметовского грабена и Камышинского выступа. Здесь за четвертичное время произошел максимальный размыв древних отложений, глубина которого достигает на севере, в районе Линевского поднятия, 1000 м. Напротив, левобережье Волги является зоной длительного прогибания и аккумуляции.

Характер аномалий силы тяжести в редукции Буге определяется главным образом внутренней структурой и вещественным составом фундамента, рельефом его поверхности, т. е. глубинными факторами, а также структурными и литологическими неоднородностями внутри осадочного чехла, которые создают дифференциацию пород по плотности. Изучаемая территория делится на северо-западную часть — с положительным слабо дифференцированным гравитационным полем — и юго-



Рис. 57 (окончание) б — 16 июля 1973 г.

восточную — область весьма низкого и сильно расчлененного гравитационного поля. Граница между ними резкая и проводится по гравитационной ступени, совпадающей примерно с правым берегом Волги, где в полосе шириной 10 км интенсивность поля уменьшается на юго-восток в 3—4 раза. Эта граница отвечает борту Прикаспийской впадины. По одним представлениям, она соответствует зоне крупного разлома и резкого погружения фундамента, а по другим — относительно плавному погружению фундамента и появлению в разрезе платформенного чехла неплотных мощных соленосных толщ, которые и определили гравитационную ступень.

В правобережье выделяются три участка. Северный, ограниченный по линии месторождений Меловатское — Иловленское и берегом Волги, характеризуется разноориентированными аномалиями с малыми амплитудами и наиболее мозаичной структурой.

Центральный участок, ограниченный линиями Меловатское — Иловленское, Северо-Дороженское — Южно-Уметовское и берегом Волги, характеризуется аномалиями повышенных значений преимущественно северо-западного простирания. Наиболее интенсивные изометрические аномалии отмечаются южнее Иловленского нефтегазового и юго-западнее Меловатского газового месторождений. Если на севере централь-



Рис. 58. Сводный профиль геолого-геофизической информации по одному из направлений фотометрирования



- 1 оптическая плотность изображения (D);
- 2- коэффициенты корреляции гравитационного поля с оптической плотностью изображения;
- 3 коэффициенты корреляции гравитационного и магнитного полей;
- 4 амплитуда неотектонических движений (*h*);
- 5 гравитационное поле ( $\Delta g$ );
- 6 магнитное поле ( $\Delta Ta$ );
- 7 --- осадочный чехол;
- 8 кристаллический фундамент

Рис. 59. Фотометрическая схема с исключенным влиянием облаков (изолинии даны в условных баллах, жирными линиями показаны разломы)

ного участка преобладают северо-западные аномалии, то на юге встречаются субмеридиональные. По пересчетам гравитационного поля в верхнее полупространство (Гилод и др., 1970) здесь, в зоне юго-восточного склона Воронежской антеклизы, выделяется единый массив повышенной плотности, так называемое Нижневолжское ядро.

На южном участке цепочкой вытянуты высокоамплитудные западсеверо-западные овальные аномалии. В пределах Прикаспийской впадины восточнее гравитационной ступени мелкие отрицательные высокоамплитудные аномалии вытянуты субпараллельно ее борту.

Характер магнитных аномалий  $\Delta T_a$  обусловлен в основном вещественным составом и структурными особенностями складчатого фундамента, а также характером его поверхности. Различия магнитных аномалий по форме и амплитуде в пределах соседних блоков могут быть обусловлены разными типами слагающих их пород и их различным метаморфизмом; последний может привести, например, ко вторичному обогащению пород фундамента магнитными минералами, что является одной из причин повышения значений магнитного поля.





а — геологическая схема.
Отложения:

1 - верхнечетвертичные, 2 — нижнечетвертичные, 3 - неогеновые, 4 - эоценовые, 5 — олигоценовые, 6 — верхнемеловые, 7 - нижнемеловые, 8 — верхнеюрские, 9 — среднеюрские, 10 - каменноугольные; 11 - пойма Волги. 6 - схема неотектоннческих движений в изобазах за четвертичное время (по А. В. Цыганкову, 1971). Области воздымания (в м): 1-1000-800; 2-800-600; 3 - 600-400; 4 - 400-200; 5-200-0. Области погружения (в ж): 6 --- 0-200; 7 - 200-400; 8-400-600; 9 - изолинии амплитуд неотектонических движений; 10 — флексуры; 11 - разломы; 12 - пойма Волги. в -- схема рельефа поверхб ности фундамента в 1000- 800 Ĩ4 36 изогипсах (в км) (по Н. В. Неволину, 1971); 12 жирные линии - раз-011111111 7 8 E 400 9 ] *10* \_\_\_\_\_11 ломы

Рис. 60. Геологическая информация о Нижнем Поволжье



Рис. 61. Схемы корреляции гравитационного и магнитного полей (а), гравитационного поля с оптической плотностью изображения (б) (в изолиниях коэффициентов корреляции)

Визуальное соотнесение гравиметрического и магнитного полей не позволяет установить характер взаимосвязи рассматриваемых параметров в каждом локальном участке. Ранее на компьютере по программе «Анкор» была рассчитана и построена схема (рис. 61, а) корреляции между гравитационными и магнитными полями по методике, предложенной М. С. Ждановым и В. И. Шрайбманом (1973) для Туранской плиты. Расчеты корреляционной оценки двух геофизических полей, отражающих интегральную характеристику плотностных и магнитных свойств верхней части земной коры, позволили выявить направление изменения этих полей в отдельных локальных участках. Положительные и отрицательные участки на схеме имеют в основном мозаичное расположение, но если участки положительной корреляции чаще всего изометричны, то отрицательной, — как правило, вытянуты. Так как и гравитационное, и магнитное поля в исследуемом районе обусловлены в основном составом и рельефом фундамента, то эти же факторы находят свое отражение и на представленной карте.

Сопоставление схемы корреляции со структурной картой по поверхности фундамента (см. рис. 60, в), показало, что и положительным, и отрицательным структурам фундамента соответствуют как области положительной, так и отрицательной корреляции. Отмечается лишь слабая идентичность в рисовке изолиний глубин и изолиний коэффициентов корреляции. Это свидетельствует о том, что построенная схема почти не отражает структуру поверхности фундамента. В то же время при совмещении схемы коэффициентов корреляций с петрографической схемой дорифейского фундамента (Богданова и др., 1971) отмечается совпадение местоположения как отдельных интрузивных тел, так и полей распространения определенных комплексов пород. В частности, над интрузиями габбро-норитов в северо-западной части рассматриваемого снимка наблюдается увеличение положительной корреляции до +0,79, что указывает на довольно тесную связь между гравитационными и магнитными аномалиями над габбро-норитами. Другая обширная область положительной корреляции в юго-западной части соответствует гранулитовому блоку фундамента, выделяемому по данным бурения (Богданова и др., 1973). В северо-восточной части снимка изолиниями положительной корреляции (+0,89; +0,97) оконтуривается тело гранитоидов в гранулитовой фации метаморфизма (плагиограниты с гранатом и кордиеритом). В центральной же части выделяется субмеридиональная зона отрицательной корреляции.

На территории изучаемого района расположены разнородные крупные элементы. На западе находится периклинальное окончание Воронежской антеклизы, где фундамент залегает на глубине 2,5 км, а на юго-востоке — склоны Прикаспийской впадины, куда фундамент погружается, по сейсмическим данным, на 10—11 км. В пограничной зоне этих структур выделяется по поверхности фундамента ряд выступов и прогибов, которые осложнены локальными структурами. В общем плане эти структуры входят в Саратовское ответвление Пачелмского авлакогена, которое протягивается, по Н. В. Неволину (1971), в сторону Волгограда. Другое его ответвление обрамляет с северо-запада Прикаспийскую впадину.

Фундамент вскрыт глубокими скважинами только в относительно приподнятой, западной, части территории. Большая часть керна детально изучена на кафедре петрографии МИНХиГП (Флоренский и др., 1960; Лапинская и др., 1973). На юго-западе вскрыты архейские высокоглиноземистые гнейсы гранулитовой фации, прорванные гранитоидами. На крайнем юго-западе они перекрыты протерозойскими филлитами, сланцами и метапесчаниками (Богданова и др., 1973). Севернее вскрыто поле пород амфиболитовой фации (биотит-амфиболовые гнейсы, микроклиновые граниты и др.) с реликтами пород гранулитовой фации, что свидетельствует о глубокой диафторической переработке части гранулитового блока в условиях амфиболитовой фации. Крупный массив гранитоидов архейского возраста вскрыт на севере района. В центральной и восточной частях района, где фундамент глубоко погружен и не разбурен, о его составе и структуре можно судить лишь по косвенным геофизическим материалам. Предполагается, что в центральной части залегают разуплотненные гнейсы, переработанные свекофено-карельской складчатостью (Гафаров, 1973; Неволин, 1971).

О структуре докембрийского фундамента на юго-востоке района, в Прикаспийской впадине, высказаны лишь общие предположения. В частности, восточнее зоны разуплотненных пород Р. А. Гафаров (1973) выделяет стабильный блок пород, не подвергшихся вторичной переработке. Спокойный рельеф изученного участка, будучи затушеванным контрастными пятнами растительности, очень слабо отражен в распределении оптической плотности.

Выходы осадочных пород на дневную поверхность, изображаемые на геологической карте, также слабо отразились в распределении оптической плотности; это связано, вероятно, с тем, что состав коренных пород однообразен и они покрыты почвенным слоем и распаханы.

Неотектонические движения, представленные в изолиниях эрозионного среза (см. рис. 60, б), пожалуй, наиболее заметно отразились в распределении оптической плотности (см. рис. 59). Намечается единая субмеридиональная зона, соответствующая полосе максимальных неотектонических поднятий и размыва. Области аккумуляции выявляются в Заволжье. Казалось бы, покрывающие осадки должны скрыть различия этих территорий, но фотометрически они дифференцированы, что позволяет их разделить.

Гравитационное поле по рисунку аномалий имеет в общем ряд черт, сходных с распределением оптической плотности. Однако эта связь на разных участках проявляется по-разному. Для более объективного сопоставления их построена по направлению фотометрических профилей схема двумерной корреляции гравитационного поля и оптической плотности (см. рис. 61, б). Значения гравитационного поля и оптических плотностей снимались по профилям со скользящего отрезка с шагом 30 км; длина скользящего отрезка составляла 45 км. Результаты вычислений по профилям были экстраполированы.

Корреляция гравитационного поля с оптической плотностью невысокая, но неоднородная и обычно колеблется в пределах  $\pm 0.04 - \pm 0.7$  и лишь в отдельных участках возрастает до  $\pm 0.9$ . Однако в основном по ее знаку удается выделить отдельные зоны. По центру снимка, с севера на юг, протягивается широкая субмеридиональная полоса положительной корреляции шириной 60-70 км, на юге снимка раздваивающаяся на субширотную и субмеридиональную ветви. В отдельных участках этой полосы, в районе Камышинского выступа и к северо-востоку от Кудиновского поднятия, корреляция возрастает до +0,98. Второй участок положительной корреляции находится на северо-западе и примерно соответствует восточному склону Воронежской антеклизы. Зоны отрицательной корреляции на востоке характерны для левобережья, где в отдельных участках коэффициент корреляции достигает -0,95. Сказанное позволяет четко разделить район по характеру связи гравитационного поля с оптической плотностью на три субмеридиональные зоны и ряд подзон (табл. 6).

При сопоставлении карты магнитного поля и фотоаномалий видна их значительная связь. При этом, как и при сопоставлении схемы оптической плотности с гравитационной картой, можно выделить различные зоны. Центральную часть снимка занимает субмеридиональная полоса отрицательной корреляции, совпадающая с зоной положительной корреляции оптической плотности и гравитационного поля. Однако другие участки имеют более сложную и дифференцированную рисовку, в частности область положительной корреляции совпадает со склонами Воронежской антеклизы, левобережье Волги также характеризуется положительной корреляцией оптической плотности с магнитным полем.

Схема корреляции магнитного поля с гравитационным (см. рис. 61, *a*), как и схема оптических плотностей (см. рис. 58), позволяет выделить субмеридиональную полосу, ограничивающую самый темный участок. Основные направления простирания корреляционных аномалий совпадают с направлением аномалий оптической плотности. Область положительной корреляции геофизических полей на западе относительно

Геолого-геофизическая и фотометрическая характеристик выделенных блоков Нижнего Поволжья

Зона				неотектонические движения (по А. В. Цыган- кову (см. рис. 60, 6)	Геофизическая характеристика			Корреляция оптической плотности			
	Блок	Возрас обнажаюш пород (см. рис. б	Возраст обнажающихся пород (см. рис. 60, а)		гравитационное поле	магнитное поле	корреляция между гравита- ционным и магнитным полями (см. рис. 61, а)	с рельефом и неотектони- ческими движениями	с гравитацион- ным полем (см. рис. 61, б)	С магнитным полем	с коэффициен- том корреля- ции магнитного и гравитацион- ного полей
Западная	I (северный)	Средний; темные северо-восточные аномалин	Каменноуголь- ные, юрские и меловые, пере- крытые неоге- новыми и чет- вертичными	Воздымание, осо- бенно интенсивное в центральной части	Положительные изометричные ано- малии с высокным градиентами	Положительные почти изометрич- ные аномалии, суб- широтные на севе- ро-западе и субме- ридиопальные на востоке, с резкими градиентами	Положятель- ная	Знакоперемен- ная	Положитель- ная	Положитель- ная	Знакоперемен- ная, в основ- ном отрица- тельная
	II (южный)	Средний; темпые субширотные ано- мални на западе н светлые юго-вос- точные—субмери- диональные на востоке	Верхнемеловые	Слабое воздыма- ние, усиливающе- еся к востоку и к югу	Положительные аномалин, вытяну- тые субмеридио- нально	Высокие положи- тельные аномалии, вытянутые субме- ридионально	Положитель- ная высокая на севере и отри- цательная на юге	Положитель- ная, высокая	Положитель- ная слабая в центре, отри- цательная на периферии	Отрицатель- ная и слабо- положительная на западе	Положитель- ная высокая
Центральная	111	Светлый на севере, темный на юге: аномалин субмери- диональные и суб- параллельные гра- ницам	Юрские на севере и мело- вые на юге	Полоса интенсив- ного воздымания, субмеридиональ- ная	Положительные аномалин средней интенсивности, вы- тянутые субмери- дионально, почти параллельно про- стиранию	Слабые отрица- тельные аномалии на севере и слабые положительные на юге	Отрицательная	Положитель- ная, на северо- западе высокая	Положитель- ная средняя, отрицательная слабая к югу	Положитель- ная слабая	Отрицатель- ная, на северо- западе высокая
Восточная	VI (северо- восточный)	Наиболее светлый	Меловые, па- леогеновые	Слабые воздыма- ния в правобе- режье и слабые погружения в ле- вобережье	Слабые положи- тельные мозаичные аномалии	Слабые отрица- тельные аномалин на севере и слабые положительные — на юге	Положитель- ная высокая	Отрицательная	Отрицательная слабая	Отрицательная	Отрицательная
	V (восточ- ный)	Светлый	Верхнечетвер- тичные	Пониженная рав- нина, интенсивное погружение	Весьма интенсив- ные северо-восточ- ные аномалии	Слабые отрица- тельные аномални на севере, слабые положительные на юге	Отрицателькая высокая	Отрицательная высокая	Отрицательная	Отрицательная на севере и положительная на юге	Отрицательная высокая
	VI (юго- восточный)	Весьма темный .	*	Пониженная рав- нина, весьма ин- тенсивное погру- жение	То же	Положительные спокойные анома- лин	Положитель- ная,	Отрицательная	Отрицательная	Положитель- ная	Положитель- ная

# Габлица б

темная (D=0,8-1,0), а на востоке участки отрицательной корреляции геофизических полей светлые (D=0,4). Области различной корреляции геофизических полей (см. рис. 61, *a*), а также геофизических полей с оптической плотностью (рис. 61, *б*) дают дополнительную геологическую информацию, которую можно использовать при районировании территории.

Итак, сравнение схемы фотоаномалий с комплексом первичных геолого-геофизических материалов позволяет разделить территорию по характеру намеченных связей. Построенные вторичные схемы корреляций значительно отличаются от исходных. О реальности выделенных полей говорит сходимость их рисовки на разных, мало зависящих друг от друга схемах. Анализируя полученные результаты, отметим, что на платформенной территории в фотометрической характеристике космических изображений находят свое отражение не столько поверхностные геологические объекты, сколько региональные тектонические элементы строения как всей осадочной толщи, так и фундамента.

#### Выделение линеаментов

При рассмотрении различных полей мы не обсуждали характер их границ. Однако именно границы, соответствующие областям контрастных перепадов тех или иных свойств, наиболее уверенно дешифрируются на космических снимках. В платформенных областях методы выделения линеаментов иные, чем в горно-складчатых, как, впрочем, и сами эти структуры различны. Линеаменты на платформах выражаются слабыми (в несколько метров) перепадами рельефа, искривлениями речной и овражной сети или лишь незначительными изменениями состава обнажающихся пород. Такие геологические границы, даже будучи приуроченными к разломам, имеют очень часто не тектонический, а стратиграфический характер. Таким образом, поиски геологических и геоморфологических критериев для отождествления линеаментов в платформенных областях — задача противоречивая. В масштабе непосредственных полевых геологических наблюдений большинство линеаментов не читается вообще, поэтому неизвестных ранее линеаментов найдено на космических снимках платформенных областей очень много. По-видимому, среди них значительная часть не сопровождается сколько-нибудь существенными однонаправленными перемещениями блоков, которые сразу отразились бы на структурных картах, построенных по данным бурения. Создается впечатление, что к таким линеаментам приурочены зоны крайне незначительных по амплитуде, но, вероятно, систематических разнонаправленных смещений, проявления которых. сводятся лишь к вытянутой полосе повышенной трещиноватости.

На сканерных мелкомасштабных изображениях с 18-го спутника «Метеор» выделяется субмеридиональный линеамент, отвечающий общему направлению русла Волги, а в геологическом плане — северо-западному борту Прикаспийской впадины. Намечается также второстепенное по отношению к меридиональному северо-восточное направление линеаментов.

На сканерных изображениях со спутника «Ландсэт-1» (см. рис. 57, *a*, *б*) линеаменты читаются совершенно по-иному. Меридиональный линеамент почти не просматривается, от него сохранились лишь прямолинейные участки правого берега Волги. Однако удается выделить ряд других, менее значительных систем линеаментов (рис. 62). Наиболее заметен северо-восточный линеамент, пересекающий снимок. В западной и центральной частях снимка к нему приурочена гряда облаков. Этой же границе соответствует известная в районе граница перепада погоды, совпадающая с северо-восточными структурами. Остальные линеаменты выражаются на космическом снимке в виде очень тонких линий изменения фототона; лишь часть их удается отождествить с прямолинейными долинами рек и ручьев. Такие линеаменты, как правило, не совпадают с геологическими границами на местности. После выделения линеаментов отдельно на обоих снимках, а потом геологами независимо разными (В. П. Бухарцев, А. С. Петренко, П. В. Флоренский и др.) была сделана попытка соотнести их положение с градиентами геофизических полей, структурой поверхности и составом фундамента.

Намечается уверенная связь северо-западных линеаментов с градиентами гравитационных и магнитных полей. Два линеамента, совпадающие с разломами, образуют югозападный борт Саратовской ветви Пачелмского прогиба. Другие, параллельные им, вероятно, разделяют выделенные выше блоки фундамента, сложенные породами разного состава. Северо-западные линеаменты характерны в основном для





- Линеаменты:
- 1 слабо выраженные,
- 2 хорошо выраженные,
- 3 совпадающие с флексурами (по А. В. Цыганкову, 1971);
- 4 пойма Волги

правобережья Волги, в левобережной части особенно заметны северовосточные линеаменты, лишь один из которых прослеживается из правобережья. Зона, разделяющая участки проявления преобладающих северо-западных или северо-восточных линеаментов, в географическом плане соответствует долине р. Волги: разломы образуют как бы ветви елки, стволом которой является долина Волги, а острый угол их пересечения направлен на юг.

Таким образом, на изучаемой территории выделенные линеаменты очень слабо контролируют геоморфологическую структуру района. Не все из них сказываются и в структуре осадочного чехла. Однако почти все наиболее заметные линеаменты, по-видимому, связаны со степенью метаморфической переработки фундамента, структурой его поверхности, а местами — с границами разновозрастной дорифейской складчатости. Создается впечатление, что неоднородности внутреннего состава фундамента оказываются теми слабыми местами, которые впоследствии наследуются зонами слабых перемещений в течение всего платформенного этапа вплоть до новейшего времени. Только тогда, когда перемещения по разрывам унаследованы, однонаправленны и значительны, к соответствующим им линеаментам оказываются приурочены локальные структуры. Там же, где перемещения по разлому разнонаправленны, образуется зона повышенной трещиноватости, которая контролирует коллекторские свойства; и с этой точки зрения выделение подобных «разломов без перемещений» позволило уточнить положение трещиноватых зон с улучшенными коллекторскими свойствами: скважины, пробуренные в этих зонах, отличаются более высокими дебитами.

В результате комплексного сопоставления имеющегося геолого-геофизического материала с данными визуального дешифрирования и формализованной обработки изображений района из космоса удалось установить, что корреляционный анализ позволяет наиболее полно использовать имеющуюся в настоящее время информацию для исследования глубинного строения участков древней платформы.



Рис. 63. Схема районирования, кристаллического фундамента Нижнего Поволжья по комплексу геолого-геофизических, данных с учетом дешифрирования и фотометрирования космических изображений

- 1 зона свекофено-карельской переработки фундамента;
- 2 области амфиболитовой фации метаморфизма;
- 3 области гранулитовой фации метаморфизма;
- 4 гранитоиды;
- 5 основные породы;
- 6 скважины, вскрывшие фундамент;
- 7 изогипсы (в м) поверхности фундамента (по Н. В. Неволину,. 1971);
- 8 разломы

Выделенные структурные элементы отличаются амплитудами неотектонических движений, различным характером гравитационного и магнитного полей и изменениями оптической плотности изображения. Но особенно четко выделить их позволяет парная корреляция указанных параметров. Использованный метод локальной корреляции геолого-геофизических и фотометрических параметров оказался наиболее эффективным для районирования территории. В общем плане весь участок разделен на три субмеридиональные полосы: западную, соответствующую периклинальному замыканию Воронежской антеклизы, центральную и росточную, отвечающую западному борту Прикаспийской синеклизы. Эти зоны в свою очередь делятся по внутренней структуре фундамента на блоки, в ряде мест ограниченные разломами (рис. 63). Комплексная геолого-геофизическая и фотометрическая характеристики этих блоков сведены в табл. 6 и поэтому в тексте не рассматриваются.

Кроме того, известные способы обработки и обобщения геолого-геофизической информации позволили, используя результаты непосредственного изучения керна фундамента, наметить черты тектоническогостроения фундамента Нижнего Поволжья, дополнить существующие схемы. Намечена одна из сторон связи характера фотоизображения и особенности внутреннего строения района, осуществляемого через неотектонические движения, вызванные, очевидно, компенсационным воздыманием разуплотненных зон фундамента.

## Восточно-Сибирская платформа

Анализ телеизображений с высокой степенью генерализации, переданных с метеорологического спутника «Метеор», был положен в основу ряда работ по уточнению структуры платформенных областей. Эти исследования, начатые И. И. Башиловой и Г. В. Махиным (Башилова и др., 1972, 1973, *a*, *б*), охватывают почти все платформенные территории Советского Союза и базируются на обработке сотен телеизображе-



Рис. 64. Сканерное мелкомасштабное изображение Иркутского амфитеатра в инфракрасном диапазоне. 18-й спутник серии «Метеор», 30 октября 1974 г.

ний. С их помощью можно выделять и классифицировать разломы, уточнять региональные структурно-тектонические карты. Сейчас эти снимки используются для построения карты разломов СССР. Следует отметить, что в указанных работах авторы не задавались целью отождествлять те или иные отдешифрированные структуры с формами рельефа: они картировали лишь характер фотоаномалий. Такой формализованный подход представляется допустимым, поскольку при анализе космических снимков, особенно мелкомасштабных, устанавливается, что для их дешифрирования далеко не всегда пригодны существующие классификации форм рельефа: одни из них не видны, а другие, особенно на однородных территориях пустынь или в тайге, распадаются на несколько подтипов, слабо различимых при наземных исследованиях, но существенно отличающихся по фототону.

Однако такое фотометрическое визуальное районирование должно быть соотнесено с имеющейся геолого-геофизической информацией достаточно унифицированными и формализованными методами для их воспроизведения в других районах.

Сравнение мелкомасштабных телевизионных и сканерных изображений (рис. 64) с геолого-геофизическими картами разных уровней генерализации для южной части Восточно-Сибирской платформы провела Т. В. Флоренская (1976). Здесь на глубине 1,5—5 км залегают глубоко метаморфизованные дислоцированные архейские породы, перекрытые чехлом пологолежащих, в основном рифейских, кембрийских, ордовикских, силурийских и юрских, осадочных пород. Юг Сибирской платформы окаймлен горными складчатыми сооружениями, где обнажаются разнообразные породы от архейских до юрских: Енисейским кряжем —





Рис. 65. Схемы гравитационного поля Иркутского амфитеатра с радиусами осреднения 15 (а), 30 (б) и 60 км (в), в изолиниях осредненных значений гравитационной функции (в усл. ед.) (по Т. В. Флоренской, 1976)

на северо-западе, Восточным Саяном — на юго-западе и Байкальским нагорьем — на востоке и юго-востоке.

Для формализованной ступенчатой генерализации геолого-геофизической информации принято последовательное осреднение с постепенно возрастающим раднусом (площадью). Результирующая составляющая поля для конкретного интервала (площади) осреднения равна среднеарифметическому значению поля во всех точках интервала. По этому принципу составлена серия карт с радиусами осреднения 15, 30 и 60 км (рис. 65, а, б, в). Эти карты избраны потому, что каждая из них несет специфическую информацию, отличную от отраженной на других картах: при увеличении интервала между радиусами осреднения теряется много информации, а при уменьшении — карты повторяют одна другую. При возрастании радиуса поэтапно снижается роль локальных колебаний геофизических полей, в то время как региональная их составляющая остается неизменной. Но локальные колебания в значительной степени предопределены неоднородностями геофизических свойств приповерхностных пород. Поэтому чем больше радиус осреднения, тем слабее влияние приповерхностной структуры и тем заметнее выступает воздействие неоднородностей глубинной структуры и состава. Отмечено, что на преобразованных таким образом картах гравитационного поля при осреднениях с радиусом 15 и 30 км наиболее четко отражаются плотностные однородности внутри осадочного чехла и верхнего горизонта фундамента, а при осреднении с радиусом 60 км — неоднородности глубинных горизонтов коры вплоть до поверхности Мохоровичича (см. рис. 65, в). Указанные карты сравнены с картой поверхности фундамента (рис. 66), построенной по материалам сейсмических исследо-


Рис. 66. Карта глубины залегания фундамента Иркутского амфитеатра (по Т. В. Флоренской, 1976)

 2 — изогипсы поверхности фундамента;
3 — разломы доплатформенного периода развития;

4 — краевые зоны разломов;
5 — межблоковые разломы;
6 — разломы мелкого заложения;

7 — скважины, вскрывшие фундамент

ваний, глубокого бурения и уточненной по данным гравиметрии. Изображения с 1-го и 18-го спутников серии «Метеор», различающиеся по степени генерализации, соотнесены с картами разного радиуса осред-

нения (Флоренская, 1976). Наблюдается определенная сходимость рисовки осредненных геофизических полей с дифференциацией космических снимков по характеру распределения яркостей. При этом рисунок карты с радиусом осреднения 30 км, наиболее хорошо отражающий поверхность фундамента, близок к космическому изображению в масштабе 1:5000000 (см. рис. 64). Схематическая карта с раднусом осреднения 60 км (см. рис. 65, в), где рисовка изолиний приблизительно соответствует карте, построенной по поверхности Мохоровичича, близка по степени генерализации и по характеру изображения к космическому снимку масштаба 1:10000000. Исходя из отмеченной закономерности, была уточнена карта рельефа фундамента территории.

В пределах Иркутского амфитеатра выделяются Приленский, Прибайкальский, Приангарский и Тасеевский блоки, различающиеся по составу фундамента, строению и составу осадочного чехла, характеру геофизических полей и по геологической истории (Флоренская, 1974).

Фундамент погружен на различную глубину: на территории Приленского и Прибайкальского блоков — на 1,2—2,5 км, Приангарского блока — от 1,0 до 2,5 км и Тасеевского, наиболее погруженного, блока до 5—7 км (см. рис. 66). Структура осадочного чехла зависит от истории развития и глубины залегания фундамента блоков, выделившихся в начальные этапы стабилизации жесткой плиты не позднее раннепротерозойского времени. Различной историей развития блоков определяется и различие их современного выражения в структуре: если Тасеевский блок с рифейского и вплоть до мелового времени испытывал погружение, то Приленский блок начал интенсивно погружаться позже в кембрийское и весьма незначительно в юрское время.

Эти элементы глубинного строения нашли отражение и на мелкомасштабных космических снимках. Естественно, что их связь отразилась в первую очередь через рельеф поверхности. Во внутренней части Иркутского амфитеатра, в Приленском блоке, отметки современного рельефа не превышают 500—700 м, в Прибайкальском и Приангарском блоках — 800—1000 м, а на северо-западе, в Тасеевском блоке, уровень понижается до 200-300 м. Блоки разделены и разбиты разломами, которые выражены на космических снимках линеаментами. Многим из них соответствуют большие градиенты в геофизических полях. Это позволило выделить с учетом космических снимков значительное количество нарушений, разделив их по характеру проявлений в геологической структуре и степени выраженности в различных геолого-геофизических материалах. Большая часть линеаментов, выделенных на космических снимках, отождествлена с разломами, установленными по геолого-геофизическим данным: Ангаро-Вилюйская зона разломов, разделяющая Приленский и Тасеевские блоки; Мигаловский разлом, разделяющий Приленский и Прибайкальский блоки. Четко дешифрируются и краевые Прибайкальская и Саянская зоны разломов, отграничивающие восточную и западную части платформы от окружающих складчатых областей.

Итак, на космических снимках платформенных областей сквозь мощный чехол пологолежащих пород заметно «просвечивает» их глубинная структура, связь которой с фотоизображениями оказывается весьма значительной. По-видимому, глубинная структура запечатлевается в ландшафте и через него на космических снимках, потому что проявляется в тех или иных образованиях новейшего этапа развития плиты, прежде всего в новейшей тектонике. Именно благодаря новейшим тектоническим движениям на снимках отражается большинство крупных пликативных структур. Некоторые из проявлений связи изображения с глубинной структурой пока малопонятны, другие — например закономерное распределение облачного покрова, не имеют даже достаточно обоснованного объяснения. Наиболее уверенно трассируются на снимках разломы разных простираний, амплитуды и возраста. На относительно крупномасштабных фотоснимках отдельные фотоаномалии отожествляются с локальными поднятиями, часть которых нефтегазоносна. Таким образом, использование космических снимков для изучения глубинной структуры платформенных областей представляется весьма перспективным при поисках месторождений нефти и газа.

Приведенный комплекс материалов о глубинном строении древних платформ позволяет сопоставить информативность космического изображения с другими путями познания глубинной структуры района.

Во-первых, космические снимки не имеют себе равных источников информации при выделении и уточнении линеаментов, разломов и разрывных нарушений. Вероятно, введение их в практику научных исследований знаменует принципиально новый этап изучения разрывов, особенно в равнинных платформенных областях, где перемещения по разломам слабы, а следы их скрыты чехлом осадков.

Во-вторых, анализ колебаний оптической плотности, взятой изолированно, дал мало для районирования изученной территории, однако в комплексе с геофизическими материалами информативность распределения фотоаномалий резко возросла. Вероятно, по крайней мере в равнинных областях, информативность космических снимков для познания глубинной структуры территории и ее районирования отвечает информативности геофизических съемок. Поэтому комплексная интерпретация всей информации может давать значительные результаты.

# ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

## ФОТОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ Космических изображений

Непрерывный поток информации, получаемой при помощи дистанционных средств, обусловливает необходимость более или менее унифицированной обработки информации.

Проблема наиболее полного извлечения информации из негативного фотографического изображения в процессе воспроизведения определяется свойствами фотослоя, характеристической кривой, а также параметрами и характеристиками изображения, получаемого при помощи сканирующих или телевизионных систем. Для накопления максимально возможного количества информации в большом интервале яркостей необходим фотослой с малым контрастом и большой фотографической широтой, так как при высоком коэффициенте контрастности фотослоя теряется информация в больших плотностях, в области передержек (Круг. Вайде, 1975). Очевидно, данное положение не всегда является оптимальным, так как в различных областях фотография преследует различные цели. Повышенная степень контрастности изображения для предварительного дешифрирования не может отрицательно повлиять на получаемые результаты, если при экспонировании не было допущено ошибок. Наоборот, повышенная в результате последующей обработки контрастность изображения облегчает процесс определения (как визуального, так и автоматизированного) различных геологических границ, например линеаментов, обладающих большим перепадом яркостных характеристик.

Воспроизведение изображения, предназначенного для визуального дешифрирования в большом интервале яркостей, безусловно, обеспечивает наиболее полную картину снятой земной поверхности (в полутонах). Однако сам метод визуального дешифрирования космических снимков является субъективным и носит описательный характер, т. е. не опирается на количественные данные измерений, на основе которых можно составить более объективную картину распределения характеристик изображения местности. Кроме того, визуальный метод дешифрирования очень длителен и не дает возможности обрабатывать всю поступающую информацию.

Для более быстрого и эффективного визуально-инструментального геологического дешифрирования космических изображений важное значение имеет скорость приема, обработки и передачи информации. Благодаря развитию методов двумерного преобразования фотографического изображения появилась возможность сокращения объема извлекаемой информации своего рода отбора по степени важности и полезности ее. Значение этих методов для будущего нельзя переоценить, так как с их помощью может быть осуществлено и автоматическое двумерное дешифрирование изображений. С помощью указанных преобразовании удастся выявить и подчеркнуть основные признаки, оконтурить основные геолого-геофизические границы по различным степеням градаций оптических плотностей изображения, которые соответствуют перепадам яркостных характеристик снимаемой местности.

Подобного рода «сжатия данных» можно достичь как путем компьютерных преобразований считываемых элементов фотонзображения (или электромагнитных сигналов телевизионных и сканирующих систем), так и путем фотографических и оптических преобразований. Применение специальной техники позволяет считывать изображение и «расслоить» его по значениям оптической плотности с заданными градациями. Дальнейшие компьютерные преобразования дают возможность усилить или ослабить те или иные элементы изображения и даже полностью отделить их от всего остального. Такой способ фильтрации изображений широко применяется американскими специалистами при геологическом использовании космической информации (Картер, Итон, 1975; Росс, 1975; Александер и др., 1975; Мак-Ки и др., 1975).

Близкого эффекта можно достичь, применяя фотографические методы обработки изображения, корректируя и фильтруя его с помощью оптических и фотографических преобразований. При этом используются довольно простая аппаратура и отдельные физико-химические свойства, которыми обладают фотоматериалы. Методы оптико-фотографических преобразований изображения представляются пока более дешевыми и доступными массовому потребителю.

Работы по методике, аппаратуре и использованию фотографической и оптической фильтрации для исследования природных ресурсов широко проводятся в Советском Союзе в Лаборатории аэрометодов Министерства геологии СССР (Комаров и др., 1974, 1976; Ефимова и др., 1975) и также в ряде других стран применительно к геологическим задачам и к интересам других отраслей науки и техники (Круг, Вайде, 1975).

Исследования, проводимые по фотографической фильтрации в Геологическом институте АН СССР, опирались на указанные разработки. Эти исследования выполнялись для решения конкретных задач геологического использования космической информации. В проведении эксперимента использовались только космические снимки и применялись методы как контактной, так и проекционной печати с максимальным использованием фотохимических особенностей тех материалов, которыми может располагать любая лаборатория, занимающаяся сходной тематикой.

Применение машин, позволяющих по оптическим плотностям «расслоить» изображение на составляющие его элементы, безусловно, более эффективно и более объективно, нежели визуальное дешифрирование, однако этот метод в настоящее время малоприменим вследствие небольшого количества существующих машин и устройств, их высокой стоимости и нехватки высококвалифицированных специалистов-операторов. Кроме того, машинная обработка получаемых изображений обладает некоторой спецификой, в частности несколько отличными от метода физико-химической обработки результатами, так как при считывании изображения машина берет каждую отдельно взятую точку, обладающую некоторым значением оптической плотности. Общая характеристика изображения может быть получена при суммировании этих значений, так как точка, взятая отдельно, обладает одномерностью.

Таким образом, существует известная вариантность в вопросе рассмотрения изображения. Полутоновое изображение можно представить как трехмерное, так как оптическая плотность фотоизображения задается двумерными координатами P(x, y); следовательно, само значение оптической плотности является функцией координат D = f(x, y) и для полного изображения хода характеристической кривой необходима трехмерная модель (рис. 67). Трансформированное изображение можно представить как двумерное при условии, если все точки D = const соединены между собой, т. е. проекция точек даст специфическое изображение в двумерной системе координат (кривые D = const называются эквиденситами). Взятую отдельно точку изображения, обладающую определенным значением оптической плотности (D), можно представить как одномерную модель, ибо координаты P(x, y) практически можно приравнять к нулю. Ниже каждое из указанных отличий будет рассмотрено отдельно.



Рис. 67. Схематическое представление информационной емкости фотографических слоев (Круг, Вайде, 1975) Объяснение в тексте

Для обработки изображений применяются два основных вида машин или устройств: 1) использующие изображение, зарегистрированное на фотослое; 2) использующие изображение, не зарегистрированное на каком-либо носителе (видекон и т. п.).

К первому виду устройств относятся электромеханические системы обработки изображения, в частности сканирующие денситометры, которые способны обеспечить коррекцию амплитудной характеристики пленки. Исходное изображение квантуется на определенное количество уровней (до нескольких сотен), затем сканируется; после машинной обработки данных получается новое изображение, уже с определенными амплитудными характеристиками. Квантование можно проводить на множество уровней, кратных любому числу, на множество групп уровней (квантование на два уровня соответствует графическому изображению: черное — белое и т. п.), что позволяет реализовать очень большое число амплитудных характеристик.

Однако новое, трансформированное изображение можно получить только при помощи машинной обработки, в результате которой может быть проведено как бы объединение отдельных точек изображения, обладающих строго заданными характеристиками, значениями оптической плотности. Иными словами, используя набор отдельных точек (обладающих некой одномерностью), машина способна представить наблюдателю заданную двумерную модель данного исходного изображения.

Если прибор (устройство) охватывает диапазон оптических плотностей от 0 до 3,0 ед. оптической плотности и квантование проводится на 250 уровней, то каждая ступень квантования будет приблизительно равна 0,015 ед. оптической плотности. Тренированный человеческий глаз может различать до 32 уровней, т. е. определять перепады по оптической плотности до 0,1 ед. Подобного рода система способна выделять очень дробные границы разной плотности изображения, однако для предварительной обработки информации, поступающей с космического аппарата, в целях «сжатия данных» стремиться к такой дробности нецелесообразно, ибо она приведет к обилию других данных, которые также потребуют обработки.

Из всего этого следует, что применение излишней дробности квантования для быстрой обработки поступающей информации не представляется на данном этапе целесообразным, хотя применение подобного рода машин безусловно упрощает обработку информации. Описанный выше метод, очевидно, нашел свою идею в использовании эффекта Сабатье. Каждый уровень квантования или перепада оптических плотностей изображения есть не что иное, как геометрическое место точек одинаковой плотности, т. е. некая эквиденсита, обладающая строго заданными параметрами или амплитудной характеристикой. На основе этого можно создать целое семейство эквиденсит, которые будут соответствовать нескольким определенным уровням при квантовании на приборе.



На практике оказывается, что конечное число кривых (D = const) достаточно полно описывает ход характеристической кривой. Таким путем достигается необходимое для практики рациональное уменьшение числа значений, описывающих объект.

Электронное измерение оптических плотностей в принципе можно осуществить только одномерно, в основу этих установок положена построчная развертка фотограммы. Выбор точек с одинаковой заданной оптической плотностью производится электронными переключающими элементами, эквиденсита либо экспонируется на фотослой, либо делается видимой на экране, либо вычерчивается. Подобная установка, дающая двумерное трансформированное изображение, не нашла широкого применения. Значительно шире применяется метод, при котором для изготовления эквиденсит используется простой фотографический принцип — эффект Сабатье.

Реальная фотографическая эквиденсита — это не строго геометрическое место всех точек одинаковой оптической плотности, а место всех точек одинаковой широты оптической плотности — интервала яркости.

На практике характеристическую кривую (I) комбинируют с ее копией (II). При определенных условиях рассмотрение такой комбинации на просвет дает эквиденситу (III) (рис. 68). Для осуществления этой комбинации фотопутем пригодно как простое наложение позитива на негатив, так и получение негатива и позитива на одном слое с помощью эффекта Сабатье (рис. 69—71).

Выше уже отмечалось, что человеческий глаз обладает свойством отличать перепады оптических плотностей изображения, если они не менее 0,1 ед. оптической плотности. Следовательно, в целях облегчения процесса визуального дешифрирования или обеспечения возможности проведения дальнейших коррекций изображения (применяя метод наложения или эффект Сабатье для получения эквиденсит) следует избегать получения чересчур малых по перепадам оптической плотности отдельных элементов изображения. В некоторых источниках отмечается, что глаз различает равностоящие уровни квантования в диапазоне плотностей от 0,5 до 1,5 ед. намного лучше, чем в диапазонах от 0 до 0,5 и от 1,5 до 3,0 ед. Однако из этого не следует, что было бы лучше совершенно отказаться от использования этих двух последних участков при дешифрировании и использовать лишь отрезок прямолинейного участка характеристической кривой со значением оптической плотности от 0,5 до 1,5 ед. Специфика космической фотографии оправдывает высокий коэффициент контрастности негативного изображения земного ландшафта, так как перепады яркостных характеристик сравнительно невелики, ибо они гасятся дымкой, столбом атмосферы и т. п. (см. главу I), и сами размеры отдельных элементов снимаемого участка земной поверхности весьма малы. Для дешифрирования космических снимков должны быть получены резкие контуры и хорошая детальная проработка объекта, в то время как низкие пространственные частоты, например тени облаков, не представляют интереса или даже могут служить помехой. В связи с этим регулирование величины контраста следует вести таким образом, чтобы прежде всего добиваться подъема высоких и ослабления низких пространственных частот. Цель полного извлечения информации заключается в равном ее извлечении из начального участка и области передержек характеристической кривой, что обеспечивает наиболее скорое и качественное визуальное дешифрирование и успешное проведение коррекций, осуществляемых при дальнейшей обработке.

В основу проводимого в Геологическом институте АН СССР эксперимента был положен метод многокаскадного увеличения интервала оптических плотностей объекта при полном сохранении заложенной в исходном материале информации. Исходное изображение представляло собой изображение участка земной поверхности (район Ферганы), полученное с американского спутника ERTS-1 (рис. 72).

На представленных рисунках (рис. 73, a - e), где  $a, b, \partial$  характеризуют 4-й канал, а б, е, е — 5-й канал сканирования, изображены кривые, снятые по одному профилю фотометрирования. В процессе обработки искусственно был увеличен перепад по значениям оптических плотностей, т. е. увеличена контрастность изображения. Кривые а и б получены при фотометрировании оригинального позитивного изображения, выполненного на плоской фотопленке. Оригинальное позитивное изображение (рис. 72, а, б) отличается довольно малым перепадом оптических плотностей (от 0,31 до 1,45 ед.), поэтому процесс визуального дешифрирования представляется довольно затруднительным. Приращение по значениям оптической плотности составляет всего 1,14 ед., так что тренированный человеческий глаз может разделить это изображение по тональности максимально на одиннадцать уровней. Очевидно, что этого недостаточно для геологического дешифрирования, так как природные объекты имеют более дробную характеристику по перепадам интервалов яркости, и чем большее количество уровней мы в состоянии определить зрительно, тем картина будет более информативной.

Негатив, изготовленный с указанного позитива на плоской контрастной фотопленке ФТ-41, обладает уже другими характеристиками: границы оптической плотности расширились от 0,15 до 1,90 ед., изображение стало более контрастным и соответственно более легко читаемым (см. рис. 72,  $\theta$ ,  $\epsilon$ ). С этого негатива на такой же пленке было получено новое позитивное изображение. Границы значений оптической плотности еще более расширились (от 0,15 до 2,15 ед.), а картина стала более доходчивой с точки зрения зрительного восприятия (см. рис. 72,  $\theta$ , e и 73,  $\theta$ , e). Реальное приращение плотности составило почти 2,0 ед., т. е. наблюдатель может различить до 20 условных уровней по значениям плотности, что почти в 2 раза превышает степень различия по плотностям в первом случае. Иными словами, «читаемость» (восприятие) изображения увеличивается в два раза, улучшается отчетливость геолого-геоморфологических границ, увеличивается интервал воспроизведенных интервалов яркости объекта. Такая многокаскадная система преобразования фотографического изображения позволила вплотную подойти к вопросу обработки методики фотографической фильтрации.

Фотографическая фильтрация, так же как и использование эффекта Сабатье, позволила получить негативнопозитивное изображение, которое в свою очередь обеспечило более достоверное определение геолого-геоморфологических границ, выраженных как геометрические места одинаковых интервалов яркости снимаемой земной поверхности — эквиденситы.

Трансформация эквиденсит как вид двумерной фотографии позволяет сократить число значений, описывающих объект, и в этом смысле полезна для решения многих практических задач. Нами различные методы фотографической фильтрации были использованы при геологическом дешифрировании космических изображений Ферганской впадины. Геологические результаты этой работы описаны в главе II. Здесь остановимся на выполненных фотографических преобразованиях.

Фотография (см. рис. 69, *a*) показывает линеаменты и некоторые другие геологические границы настолько отчетливо, что по существу приближается

Рис. 69. Изображение, полученное при наложении (со сдвигом) позитива и негатива одного и того же спектрального диапазона (a); график фотометрирования этого изображения (б)



0,15

Imax

от 1,5 до 3,0 ед. Однако из этого не следует, что было бы лучше совершенно отказаться от использования этих двух последних участков при дешифрировании и использовать лишь отрезок прямолинейного участка характеристической кривой со значением оптической плотности от 0,5 до 1,5 ед. Специфика космической фотографии оправдывает высокий коэффициент контрастности негативного изображения земного ландшафта, так как перепады яркостных характеристик сравнительно невелики, ибо они гасятся дымкой, столбом атмосферы и т. п. (см. главу I), и сами размеры отдельных элементов снимаемого участка земной поверхности весьма малы. Для дешифрирования космических снимков должны быть получены резкие контуры и хорошая детальная проработка объекта, в то время как низкие пространственные частоты, например тени облаков, не представляют интереса или даже могут служить помехой. В связи с этим регулирование величины контраста следует вести таким образом, чтобы прежде всего добиваться подъема высоких и ослабления низких пространственных частот. Цель полного извлечения информации заключается в равном ее извлечении из начального участка и области передержек характеристической кривой, что обеспечивает наиболее скорое и качественное визуальное дешифрирование и успешное проведение коррекций, осуществляемых при дальнейшей обработке.

В основу проводимого в Геологическом институте АН СССР эксперимента был положен метод многокаскадного увеличения интервала оптических плотностей объекта при полном сохранении заложенной в исходном материале информации. Исходное изображение представляло собой изображение участка земной поверхности (район Ферганы), полученное с американского спутника ERTS-1 (рис. 72).

На представленных рисунках (рис. 73, a - e), где  $a, b, \partial$  характеризуют 4-й канал, а б, г, е — 5-й канал сканирования, изображены кривые, снятые по одному профилю фотометрирования. В процессе обработки искусственно был увеличен перепад по значениям оптических плотностей, т. е. увеличена контрастность изображения. Кривые а и б получены при фотометрировании оригинального позитивного изображения, выполненного на плоской фотопленке. Оригинальное позитивное изображение (рис. 72, а, б) отличается довольно малым перепадом оптических плотностей (от 0,31 до 1,45 ед.), поэтому процесс визуального дешифрирования представляется довольно затруднительным. Приращение по значениям оптической плотности составляет всего 1,14 ед., так что тренированный человеческий глаз может разделить это изображение по тональности максимально на одиннадцать уровней. Очевидно, что этого недостаточно для геологического дешифрирования, так как природные объекты имеют более дробную характеристику по перепадам интервалов яркости, и чем большее количество уровней мы в состоянии определить зрительно, тем картина будет более информативной.

Негатив, изготовленный с указанного позитива на плоской контрастной фотопленке  $\Phi$ T-41, обладает уже другими характеристиками: границы оптической плотности расширились от 0,15 до 1,90 ед., изображение стало более контрастным и соответственно более легко читаемым (см. рис. 72, *в*, *г*). С этого негатива на такой же пленке было получено новое позитивное изображение. Границы значений оптической плотности еще более расширились (от 0,15 до 2,15 ед.), а картина стала более доходчивой с точки зрения зрительного восприятия (см. рис. 72, *д*, *е* и 73, *д*, *е*). Реальное приращение плотности составило почти 2,0 ед., т. е. наблюдатель может различить до 20 условных уровней по значениям плотности, что почти в 2 раза превышает степень различия по плотностям в первом случае. Иными словами, «читаемость» (восприятие) изображения увеличивается в два раза, улучшается отчетливость геолого-геоморфологических границ, увеличивается интервал воспроизведенных интервалов яркости объекта. Такая многокаскадная система преобразования фотографического изображения позволила вплотную подойти к вопросу обработки методики фотографической фильтрации.

Фотографическая фильтрация, так же как и использование эффекта Сабатье, позволила получить негативнопозитивное изображение, которое в свою очередь обеспечило более достоверное определение геолого-геоморфологических границ, выраженных как геометрические места одинаковых интервалов яркости снимаемой земной поверхности — эквиденситы.

Трансформация эквиденсит как вид двумерной фотографии позволяет сократить число значений, описывающих объект, и в этом смысле полезна для решения многих практических задач. Нами различные методы фотографической фильтрации были использованы при геологическом дешифрировании космических изображений Ферганской впадины. Геологические результаты этой работы описаны в главе II. Здесь остановимся на выполненных фотографических преобразованиях.

Фотография (см. рис. 69, *a*) показывает линеаменты и некоторые другие геологические границы настолько отчетливо, что по существу приближается

Рис. 69. Изображение, полученное при наложении (со сдвигом) позитива и негатива одного и того же спектрального диапазона (a); график фотометрирования этого изображения (б)







этих образований. карте Она представляет собой не что иное, как изображение эквиденсит, полученных при наложении позитива на негатив. При этом использовалась некоторая вариантность: накладывались позитив и негатив одного канала без смещения (5-й канал негатива и 5-й канал позитива) и с небольшим сдвигом, что обеспечило создание эффекта объемности (см. рис. 69). Накладывались также позитив и негатив разных каналов (5-й канал негатива и 4-й канал позитива; см. рис. 70). Полученные эквиденситы изображены на рис. 69-71. По данным В. М. Панина, каждое из полученных изображений отличается своей информативностью (см. гл. II). При повторном дублировании на контрастном фотоматериале можно сузить ширину эквиденситы и тем самым достичь более четкого оконтуривания геологических элементов, так как оригинальная эквиденсита трудно дешифрируется из-за ее некоторой размытости и «завуалированности», поскольку она располагается на участке больших плотностей. Ширина эквиденситы связана с величиной экспозиции на копии.





Кроме метода наложения, для получения эквиденсит был использован и эффект Сабатье, заключающийся в специфической последовательности обработки изображения. Экспонированный фотоматериал после первого проявления был повторно экспонирован рассеянным светом и вторично проявлен, в результате чего были получены эквиденситы.

При использовании эффекта Сабатье (см. рис. 71) можно управлять процессом получения эквиденсит и соответственно изменять разграниченность по тональности изображения, изменяя время первой и второй экспозиций и время первого и второго проявлений. При комплексном проведении работ можно построить семейство эквиденсит (каркас) с заданным интервалом оптической плотности. Таким образом, используя сравнительно сопоставительный метод фотографических преобразований, можно существенно облегчить процесс геологического дешифрирования космических изображений и повысить его эффективность.

Рис. 71. Изображение, полученное при помощи эффекта Сабатье (а); график фотометрирования этого изображения (б)







Рис. 72. Фотоснимки, демонстрирующие увеличение контрастности фотографического изображения района Ферганы в различных спектральных диапазонах (*a*, *б*, *в*, *е*, *д*, *e*) •Объяснение в тексте



Рис. 72. (продолжение)



Рис. 72. (окончание)

В целях выработки методики геологического дешифрирования космических изображений, кроме работ по фотографической фильтрации и коррекции изображения, проводились работы по фотометрическому картированию, данные которого в дальнейшем сопоставлялись с геолого-геофизическими материалами. Результаты такого сопоставления, выполненного П. В. Флоренским и А. С. Петренко, изложены в главе II.

Для исследования был выбран район Саратовско-Волгоградского Поволжья, в центре которого находится г. Камышин. Фотометрическое картирование проводилось на основе космического изображения, переданного 16 июля 1973 г. со спутника «Ландсэт-1» (см. рис. 57, б). Первичное фотографическое изображение района было воспроизведено на плоской фотопленке ФТ-41, что позволило увеличить его контрастность. Измерение оптической плотности воспроизведенного изображения осуществлялось по частой сетке профилей на регистрирующем денситометре — микрофотометре ИФО-451.

Анализируемый снимок представляет собой сложную систему различных сельскохозяйственных угодий, мелкие контуры которых затрудняют выявление более крупных, но менее контрастных яркостных различий. Последние необходимо было выделить, поскольку именно они, как представлялось, были связаны с геологической неоднородностью района. Определенные трудности для геологической интерпретации создавали также мелкие облачные образования. Указанные особенности обусловили технику фотометрирования и обработку полученных данных.

Система профилей подбиралась соответственно изменениям оптической плотности изображения по всей площади фотоотпечатка, примерно через 20—25 км, что обеспечило достаточную детальность и позволило составить карту оптических плотностей данной территории (см. рис. 59). С фотометрических кривых по профилям снимались значения относительных максимумов по плотности  $(D_{max})$ , по которым и была построена карта фотоаномалий. Щель-диафрагма прибора была максимально открыта, что обеспечило усреднение получаемых данных. Повышение контрастности изображения, употребление значений максимальной оптической плотности изображения по графикам профилей, усреднение значений оправданы с точки зрения особенностей космического снимка и задач его геологического дешифрирования, обеспечивая генерализацию изображения.

Искусственное изменение значений оптической плотности деталей изображения, которым соответствуют яркостные характеристики снимаемой территории, не изменили их качественно, но изменили количественно, что благоприятно отразилось на проведении эксперимента в целом. Полученный дубль-позитив на плоской пленке имел только пять полей клина в отличие от оригинального изображения, выполненного также на плоской фотопленке, которое имело 15 полей клина. Искусственное повышение контрастности привело к своего рода фильтрации исходного изображения. С этой же целью были взяты и относительные максимумы оптических плотностей ( $D_{max}$ ) изображения по профилю, что кроме того, позволило исключить влияние облачности ( $D_{ofa}=D_0=0,14$ ).

Схема строилась по усредненным значениям относительных максимумов оптической плотности. Применение усредненных значений ослабило влияние очень дробных и мелких по площади, порой случайных элементов измеряемого позитива, что привело к дополнительной генерализации изображения и позволило избавиться от влияния указанных элементов (за исключением Волги, которая была искусственно исключена уже в процессе построения самой схемы оптических плотностей).

Шаг интерполяции составил 0,2 ед. оптической плотности ( $\Delta D = 0,2$ ), что превышает градиенты мелких колебаний. Схема фотоаномалий построена с учетом всех упомянутых искусственных изменений и дополне-



Рис. 73. Графики фотометрирования изображений 4-го и 5-го каналов, полученные в процессе многокаскадного увеличения контрастности (*a*, *b*, *b*, *c*, *d*, *e*) Объяснение в тексте



Рис. 73. (окончание)

ний, внесенных в процессе исследований по профилям: интерполяция постоянно контролировалась непосредственно по снимку.

На схеме фотоаномалий (см. рис. 59) видно, что северная половина светлее южной, при этом градиенты колебаний оптической плотности почти повсюду невелики и пятнами очерчивают различные участки, образуя расчлененную «условную» поверхность. Ориентировка простираний фотоаномалий изменяется с северо-западной на северо-западе участка и меридиональной на востоке до субширотной на юге.

Составление подобного рода схем фотоаномалий является частью методики комплексной фотографической и фотометрической обработки космических снимков для получения новой геологической информации. Эта методика может легко осуществляться с помощью компьютерной техники.

## КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ Космических изображений разных масштабов

Космические снимки различного охвата территории, масштаба и разрешения на местности дают возможность исследовать и коррелировать структурные формы и нарушения разных размеров и делать это с разной детальностью. Тот ряд последовательных изображений местности, который запечатлен на космических снимках с разной разрешающей способностью, может быть продолжен с помощью аэрофотосъемок. Изменение высоты самолета или вертолета и применение объективов с различными фокусными расстояниями определяют разные маштабы получаемых изображений. Последующая детализация информации обеспечивается наземными наблюдениями и лабораторными исследованиями. Избираемый масштаб диктуется поставленными задачами (Трифонов, Флоренский, 1967).

В рамках настоящей работы важно сравнить геологическую информативность «верхней» части указанного ряда: от наиболее мелкомасштабных космических изображений до материалов наземного наблюдения геологических объектов. Рассмотрим этот вопрос на примере молодых тектонических нарушений зоны сочленения новейшего горного сооружения Копетдага и примыкающей к нему подгорной равнины — поверхности Предкопетдагского передового прогиба.

На мелкомасштабном сканерном изображении с 18-го спутника серии «Метеор» (разрешение на местности 1—1,5 км) отчетливо виден Копетдагский новейший мегантиклинорий, резко ограниченный с северо-востока линеаментом, который отвечает зоне Главного Копетдагского разлома (рис. 74). Вдоль нее по структурно-геологическим данным установлен суммарный правый взбросо-сдвиг, развивавшийся в течение новейшего этапа развития разлома (Крымус, 1966; Расцветаев, 1966, 1972; Амурский и др., 1974). Эта зона в северо-западной части дешифрируется в виде четкой прямой линии фотометрического контраста между горно-складчатым сооружением и подгорной равниной. Отчетливо видны сопряженные с Главным Копетдагским разломом нарушения, отходящие от него на юго-запад. В Центральном и Восточном Копетдаге зона имеет более сложный рисунок. В целом она продолжается на юго-восток, но испытывает ряд ступенчатых перегибов, которые были известны и ранее по данным наземных исследований (Расцветаев, 1966; Амурский и др., 1974). Видны примыкающие к разлому с востока субширотные складчатые цепи и оперяющие его с юга прямолинейные разрывы северо-северо-западного простирания. Наконец на крайнем юго-востоке серия прямолинейных линеаментов северо-западного простирания ограничивает все горно-складчатое сооружение Копетдага и зона Главного Копетдагского разлома возле них затухает.

Контрастность выражения зоны упомянутого разлома на мелкомасштабном космическом снимке, т. е. в современном дандшафте. дает основание предполагать, что вдоль этой зоны имели место молодые (позднечетвертичные) тектонические подвижки. Для обнаружения их следов необходимы изображения с более высокой разрешающей способностью. На сканерном изображении Центрального и Гяурского Копетдага со спутника «Ландсэт-1» (рис. 75) видны ломаная линия Главного Копетдагского разлома и оперяющие его с юга слабо изогнутые северо-западные разрывы. Зона более мелких линейных нарушений дешифрируется вдоль северного крыла Гяурской антиклинали, примыкающей к разлому с востока. Отдельные отрезки изогнутого Главного разлома, часть линейных деформаций северного крыла Гяурской антиклинали и некоторые участки оперяющих северо-западных разрывов нарушают не только слои мезозойских и третичных пород, но местами и позднечетвертичные формы рельефа. Очевидно, в таких случаях можно говорить о позднечетвертичных движениях по разрывам, но для определения характера этих движений требуются более детальные наблюдения.

Некоторые предположения о направлении перемещений можно сделать уже из анализа указанного космического снимка. Так, оперяющие Главный Копетдагский разлом северо-западные разрывы почти не изогнуты, что обычно характерно для сдвигов, тогда как нарушения северного крыла Гяурской антиклинали многократно изогнуты в плане и в целом зона их распространения образует плавную выпуклую к северу дугу. Такая форма выходов более характерна для надвигов. Отдельные участки разлома выглядят по-разному. К югу и юго-востоку от г. Ашхабада (западная часть снимка) дешифрируются примыкающие один к другому широтные и северо-западные отрезки разлома, чаще всего прямолинейные, но местами испытывающие небольшие искривления. Обращает на себя внимание состоящая из отдельных отрезков линия востоксеверо-восточного, почти широтного простирания к югу и юго-западу от Гяурской антиклинали. Отрезки этой линии заключены между северо-западными разрывами зоны Главного Копетдагского разлома и его южного оперения. Восточнее зона разлома ориентирована на юго-запад, причем составляющие ее разрывы простираются вдоль зоны и местами испытывают слабые изгибы, что, вероятно, указывает на наклон смесителя и наличие взбросовой или надвиговой составляющей перемещений.

Если на крупномасштабных космических снимках обычно видны лишь зоны разрывов с вероятными позднечетвертичными перемещениями и лишь изредка сами эти нарушения, то на аэрофотоснимках с разрешением на местности в метры и десятки метров большая часть таких нарушений дешифрируется достаточно хорошо. По соотношениям линий разрывов с позднечетвертичными формами рельефа различаются пологие и крутые нарушения (рис. 76, 77). Иногда по систематическому одностороннему искривлению пересекаемых разрывом долин и их водоразделов можно предполагать сдвиговые перемещения (см. рис. 77, а). Выявляются соотношения и общий рисунок молодых разрывов того или иного участка зоны разлома (см. рис. 77, б). Во всех случаях результаты дешифрирования необходимо дополнять наземными наблюдениями, причем для проверки и определения характера и возраста перемещений по дешифрируемым молодым разрывам такие наблюдения обязательны. Аэрофотоснимки позволяют не только предварительно закартировать эти разрывы, но и наметить участки, где можно наиболее реально выяснить направление движений.

Наземные способы изучения позднечетвертичных разрывов описаны в литературе. Показана возможность измерения вертикальных подвижек как складчатого, так и разрывного типа (Мещеряков, 1965; Костенко, 1972; и др.), определение горизонтальной составляющей переме-



PEc. 74.

щения по разлому (Трифонов, 1973, 1974, 1976; Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифонов, 1965; Wellman, 1966; и др.). Во всех случаях определение направления и величины перемещений основано на анализе новообразованных элементов рельефа и позднечетвертичных отложений, выявлении их деформаций и реконструкции обстановки, предшествовавшей деформациям и смещениям.

Иногда молодые подвижки выделяются по смещениям древних построек и ирригационных систем. И в таких случаях аэрофотоснимки могут оказаться полезными, указывая места пересечений разрывами археологических объектов. Так, в левой части рис. 77, б видно несколько систем мелких точек, пересекаемых Главным Копетдагским разломом. Это линии кяризов — древних колодцев над галереями, соединяющими подземные источники воды с орошаемыми площадями. Детальное наземное картирование этих линий показало, что они испытали правосдвиговое перемещение по разлому, причем системы кяризов, которые по археологическим данным представляются более древними, оказались сдвинутыми на большую величину (Трифонов, 1976, рис. 8).

В рассмотренных примерах изображения относительно мелкого масштаба помогают наметить участки для исследований в более крупном масштабе и тем самым упрощают и ускоряют решение задачи. Вместе с тем они дают возможность экстраполировать наблюдения или результаты детального дешифрирования на большие площади, нередко позволяют уточнить форму и протяженность того или иного нарушения благодаря большему охвату территории на мелкомасштабном изображении. Из приведенных примеров следует также, что изображения одного масштаба наиболее приемлемы для решения лишь определенного круга задач, тогда как другие задачи лучше и проще решаются с помощью изображений иного масштаба.

По сути дела к таким же выводам мы пришли, оценивая в Западном Копетдаге возможности изучения с помощью дистанционных средств позднечетвертичных складчатых деформаций (Иванова, Трифонов, 1976). На крупномасштабном космическом изображении со спутника «Ландсэт-1» (рис. 78) хорошо читаются новейшие складки и некоторые разрывы, границы возвышенностей и подгорной равнины, сложенной позднечетвертичными отложениями, различаются фации последних. По некоторым изменениям фототона намечаются зоны возможных позднечетвертичных локальных поднятий подгорной равнины.

Отдельные позднечетвертичные складки, их контуры, простирания и детали строения видны лишь на более крупномасштабных изображениях — радиолокационных и фотографических аэрофотоснимках. Складки очерчиваются по расположению сети мелких временных водотоков, огибающих растущие поднятия (рис. 79, a, b) или расходящихся от свода (рис. 79, b). Местами относительно молодые водотоки расположены дальше от свода, чем более древние, очевидно, «откатываясь» от него по мере роста поднятия. Наконец, в редких случаях рост складок фиксируется изменением глубины вреза водотока, достаточно интенсивным для того, чтобы отразиться на аэрофотоснимках.

Результаты дешифрирования молодых складчатых форм должны проверяться наземными наблюдениями. На рассматриваемой территории изучался фациальный состав позднечетвертичных отложений и измеря-

Рис. 74. Сканерное изображение Копетдага и сопредельных территорий в спектральном диапазоне 0,6—0,7 *мкм*. 18-й спутник серии «Метеор», 1974 г.

Рис. 75. Сканерное изображение Центрального и Гяурского Копетдага в спектральном диапазоне 0,8—1,1 *мкм*. Спутник «Ландсэт-1», 28 мая 1973 г.



Рис. 76. Аэрофотоснимок позднечетвертичного надвига в Центральном Копетдаге на левобережье р. Шерлок между хребтами Гяурсдаг и Халац



 а — западнее сел. Беурме (северо-западнее персвала Емугдолен);

6 — юго-восточнее сел. Пароу (видны молодой разрыв вдоль Главного Копегдагского разлома и северо-восточнее — серия параллельных ему более мелких молодых нарушений; различаются линии кяризов, деформированные современными перемещениями вдоль разлома)

Рис. 77. Аэрофотоснимки позднечетвертичных сдвигов вдоль южной ветви Главного Копетдагского разлома

лись глубины современных врезов в более древнюю, в данном случае позднеплейстоценовую, террасу (Иванова, Трифонов, 1976). Комплексное использование снимков, полученных с помощью дистанционных средств, и наземные исследования позволили закартировать все разнообразие разрывных и складчатых позднечетвертичных деформаций региона (рис. 80).

Более крупные и пологие позднечетвертичные складчатые формы в Западном Копетдаге фиксируются изменениями высотных отметок



Рис. 78. Сканерное изображение Западного Копетдага в спектральном диапазоне 0,8— 1,1 мкм. Спутник «Ландсэт-1», 3 сентября 1972 г.

уровня максимальной позднеплейстоценовой (хвалынской) трансгрессии. Она маркируется реликтами береговых валов и абразионных уступов, местами сильно измененных или уничтоженных последующими эрозионно-аккумулятивными процессами (Иванова, Трифонов, 1976). Аэрофотоснимки и отчасти крупномасштабные космические изображения помогают обнаружить такие реликты, существенно облегчая решение задачи.

Приведенные примеры совместного использования разномасштабных аэро-космических изображений имеют общую особенность: в описанных случаях переход от мелкого масштаба к более крупному не изменяет принципиально дешифрируемую картину, а лишь уточняет и детализирует ее. Поэтому и переход от крупного масштаба к более мелкому позволяет экстраполировать результаты детальных исследований на большие территории. Однако не всегда использование разномасштабных снимков приводит к таким результатам.

Описанные в предыдущей главе материалы геологического дешифрирования и интерпретации космических изображений Восточного Кавказа показали, что на космических изображениях разного масштаба видны некоторые общие элементы. Так, отдельные комплексы пород и складчатые формы, детали строения которых местами весьма отчетливо чи-





а — радиолокационный аэроснимок;

- б аэрофотоснимок;
- в отдешифрированные на аэрофотоснимке русла мелких овражков

Рис. 79. Отражение в рисунках овражной сети позднечетвертичных антиклинальных поднятий Западного Копетдага

таются на аэрофотоснимках, видны в обобщенном виде на крупномасштабных космических изображениях (Скарятин, 1976). Наиболее крупные складчатые формы и структурные зоны различаются и на фотоснимках с «Союза-9», обладающих более низкой разрешающей способностью. Наконец, на мелкомасштабных изображениях со спутников серим



- 1 область распространения верхнеплейстоценовых (хвалынских) и голоценовых отложений;
- 2--5 позднечетвертичные разрывы:
  - 2 сдвиги
  - (а достоверные,
  - *б* предполагаемые),
  - 3 надвиги и взбросы
  - (а достоверные,
  - **б** предполагаемые),

- 4 сбросы,
- 5 разрывы и трещины с невыясненными направлениями перемещений;
- 6 молодые разрывы, предполагаемые по косвенным признакам;
- 7 позднечетвертичные антиклинальные поднятия;
- 8 контуры позднечетвертич-
- ных синклиналей;
- 9-береговые валы макси-

мальной хвалынской трансгрессии;

- 10 абразнонные уступы максимальной хвалынской трансгрессии. Абсолютная высота (в м) оснований береговых валов максимальной хвалынской трансгрессии:
- 1 45-50,
- 2 около 80;
- 3 35—40,
- 4 25---30

«Метеор» видны самые крупные элементы структуры и тектонические зоны.

Повторяется та же закономерность, которую мы обнаружили при рассмотрении разномасштабных изображений Копетдага. Вместе с тем на снимках с «Союза-9» дешифрируется система линеаментов, которая слабо и неполностью отражена в геологии поверхностных слоев, но совпадает с системой латеральных разделов и неоднородностей земной коры Восточного Кавказа на глубинах 10—25 км. На снимках с аппаратов серии «Метеор» лучше всего проявлены те элементы ландшафта, которые отражают строение нижних горизонтов коры и верхней мантии (20—60 км). Принципиально сходная картина описана для Западного Тянь-Шаня. Здесь на космических снимках со спутников «Метеор» хорошо виден линеамент, отвечающий Западно-Тяньшаньскому глубинному разлому, который является важным латеральным разделом на уровне подошвы земной коры. На снимках с «Союза-9», обладающих более высоким разрешением, этот линеамент не виден, но читается другой, более меридиональный линеамент, представляющий собой крупное нарушение поверхности складчатого фундамента. Подобные несоответствия структурных элементов, дешифрируемых на космических снимках разного масштаба, обнаружены и в Таджикской депрессии. Наконец, в платформенных областях космические снимки с высокой и средней разрешающей способностью дают возможность выявить скрытые структуры чехла и поверхности фундамента, тогда как при большей генерализации изображения удается распознать элементы внутренней структуры фундамента вплоть до поверхности Мохоровичича.

Это открывает возможность использования космических изображений для изучения глубинного строения литосферы: прогнозирования скрытых глубинных разломов и крупных латеральных неоднородностей литосферы, выделения областей с разными мощностями и физическими свойствами земной коры или ее отдельных горизонтов. С уменьшением разрешающей способности, т. е. с генерализацией космических изображений, на них, как правило, читается структура более глубоких горизонтов. По существу дешифрирование разномасштабных космических снимков дает тот же эффект, который широко используется геофизиками для выделения в наблюдаемых геофизических полях региональных, локальных и других частных аномалий, а именно пересчет исходных кривых в верхнее полупространство.

Разумеется, использование разномасштабных космических снимков не может заменить геофизических исследований. Но предварительное дешифрирование и интерпретация таких изображений позволяют более рационально планировать дорогостоящие геофизические работы (например, выбирать оптимально информативные для изучения структуры земной коры трассы глубинного сейсмического зондирования или участки детальных геофизических работ, наиболее перспективные для поисков полезных ископаемых и решения важных геологических проблем), а также существенно улучшить и упростить интерпретацию геофизических данных.

Итак, совместное использование изображений разного масштаба и различной разрешающей способности необходимо как для пространственного сопоставления структурных форм и зон нарушений, их изучения и картирования, так и для исследования и сопоставления элементов структуры разных горизонтов литосферы. Опыт проведенных работ подтверждает предположение В. Д. Скарятина (1976) о том, что существенно отличную геологическую информацию содержат аэрокосмические изображения, масштабы которых различаются примерно на порядок. Местами, однако, принципиально новые элементы обнаруживаются и при меньших различиях в масштабе и разрешающей способности (см. результаты дешифрирования и интерпретации космических снимков Восточного Кавказа, Таджикской депрессии и южной части Восточно-Сибирской платформы). Это позволяет рекомендовать для геологических работ совместное использование аэрокосмических изображений, масштабы и разрешение на местности которых различаются примерно в 5 раз.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЗЕМЛИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОЯВЛЕНИЯ НА НИХ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Снимки Земли, получаемые из космоса, как и аэрофотоснимки, независимо от их масштаба и типа представляют собой изображения земной поверхности, формируемые отраженным электромагнитным излучением в том или ином его диапазоне.

Картина земной поверхности, все ее ландшафтные особенности представляют собой результат взаимодействия множества экзо- и эндогенных факторов и элементов. Геологическое дешифрирование предусматривает выделение из этого множества тех, которые так или иначе предопределены геологическими причинами. Таковыми являются прежде всего литолого-геохимический состав и условия залегания горных пород. Прямо или косвенно они в весьма значительной степени влияют на распределение яркостей на фотографических и других изображениях, что позволяет решать и обратную задачу — проводить их геологическую интерпретацию. В соответствии с этим избираются методы обработки и анализа космических изображений Земли. Они определяются в первую очередь содержанием геологической задачи и характером изображения, имеющегося в распоряжении исследователя.

Для составления локальных и региональных геологических карт или для проверки карт, составленных ранее традиционными методами геологической съемки, наиболее удовлетворительными являются крупномасштабные космические снимки типа тех, что получены с аппаратов «Союз-22» или «Ландсэт». При этом лучше всего использовать цветные изображения, выполненные в одном или нескольких спектральных диапазонах. Выбор диапазонов, а также их возможных трансформаций и взаимных сложений является важной опытно-методической задачей.

В открытых, достаточно обнаженных районах горно-складчатых областей (подобных Тянь-Шаню) или щитов (Центральный Казахстан) на таких снимках возможны прямое распознавание, прослеживание и картирование тех или иных литолого-стратиграфических комплексов. В условиях закрытых территорий, где геологический поиск осуществляется по ряду косвенных указаний (рельеф, почвы, растительность), методы многоспектральной съемки и преобразования изображений приобретают очень большое значение. Для более успешного извлечения геологической информации можно прибегнуть также к методам фильтрации и фотометрирования изображений. Опыт использования этих методов для изучения структуры занятых сельскохозяйственными угодьями равнин Нижнего Поволжья был описан выше. Вторичное изображение, которое было получено путем фотометрирования по профилям, позволило снять мозаику сельскохозяйственных угодий и проявить такие элементы поверхности, которые отражают геологическое строение территории, по-видимому, в том числе и строение ее кристаллического основания.

В упомянутом примере для геологического дешифрирования был применен метод искусственной генерализации изображения. Этот пример, как и ряд других, показал возможность получения с помощью космических снимков некоторых новых данных и представлений о структуре глубинных горизонтов земной коры. Для выявления элементов глубинной структуры применяется метод сравнительного анализа изображений разного масштаба или с разным разрешением.

Поскольку можно получать изображения с разной разрешающей способностью, используя ручные и машинные методы искусственной генерализации первоначально достаточно крупномасштабных косских снимков, встает вопрос о целесообразности разномасштабных космических съемок. Имеющийся опыт показывает, что искусственно генерализованные изображения не заменяют материалы первично разномасштабных съемок, они им не равноценны. Прежде всего искусственно уменьшенные или другим способом генерализованные отдельные изображения с космических аппаратов «Ландсэт» или «Союз» охватывают относительно небольшие территории. Они достаточны для решения геологических задач локального или узко регионального значения, но менее эффективны для решения структурных и других задач, выходящих за пределы региональных, ибо для этого приходится прибегать к составлению мозаики снимков, которые, очевидно, уступают цельным изображениям тех же территорий. Иначе говоря, искусственно генерализованные крупномасштабные снимки недостаточно эффективны в решении задач, требующих обзорности и высокой степени генерализации.

Таким образом, для решения ряда геологических задач, в частности для изучения глубинных структур земной коры, необходимы разномасштабные съемки и применение метода сравнительного анализа разномасштабных изображений.

К кругу указанных задач тесно примыкают некоторые геофизические аспекты. Космические снимки, как теперь это достаточно очевидно, представляют дополнительную информацию о структуре земной коры, которую невозможно получить непосредственно при наземных исследованиях или аэрометодами.

Обнаружение с помощью космических снимков структурных элементов, которые связаны с деформациями глубоких горизонтов земной коры, сужает и делает более определенным решение ряда геофизических задач, прежде всего интерпретацию наблюденных и трансформированных геофизических полей. Это следует из целого ряда фактов соответствия линеаментов, обнаруженных на снимках, зонам региональных флексурно-разрывных нарушений, в том числе глубинного типа, которые не выражены сколько-нибудь отчетливо в приповерхностной структуре, но обнаруживались ранее в тех или иных геофизических полях, в распределении и особенностях сейсмической активности, а также предполагались по косвенным данным структурно-геоморфологического анализа.

Кроме того, подтвержденное при анализе космических снимков хорошее соответствие геоморфологических и геофизических данных о строении земных недр позволяет обратить внимание геологов и геофизиков на важное значение и большие возможности геоморфологического анализа для выявления крупных, в том числе глубинных, структурных элементов земной коры и для интерпретации региональных геофизических материалов.

В связи с проявлением на земной поверхности элементов структуры более или менее глубоко погребенных слоев земной коры встает вопрос о возможном механизме и формах передачи информации с глубин на поверхность. Такая информация содержится в некоторых особенностях земной поверхности, которая и видна главным образом на всех космических снимках, независимо от их масштаба и степени генерализации. Поэтому для решения поставленного выше вопроса необходимо конкретно знать, что заключает в себе и как сформирован облик земной поверхности. Очевидно, что она представляет собой результат истории геологического развития континентов, итоговую геологическую структуру, преобразованную всем комплексом экзогенных процессов.

В геологической структуре поверхности необходимо отчетливо различать древние и неотектонические ее элементы. Последние, в той или иной мере использовав и преобразовав древние структуры, приобрели тем самым специфику своей морфологии (Макаров, Соловьева, 1975, 1976). Ими созданы основные черты рельефа земной поверхности, которые являются главными элементами ландшафтов, и запечатлены на космических снимках. Будучи результатом главным образом неотектонических деформаций оболочек Земли, рельеф несет наибольшую информацию прежде всего о новейшей структуре, в том числе глубинной <sup>4</sup>. В структуре и рельефе наиболее резко выражены изгибы большого радиуса кривизны, осложненные разрывами разных порядков. В настоящее время разнообразными методическими приемами, в том числе геоморфологическими, выявлено и доказано повсеместное проявление неотектонических, в том числе современных, деформаций земной коры и ее поверхности не только в горных, но и в равнинных, платформенных областях.

Другим важным, но не столь заметным эндогенным фактором, формирующим ландшафты, является геохимия поверхности, которая в решающей степени предопределена вещественным составом субстрата, а также флюидами, восходящими к поверхности Земли с разных ее глубин и несущими, очевидно, некоторую информацию как о своих источниках, так и о тех слоях, сквозь которые они прошли. Еще слабо исследована роль гравитационного, магнитного и теплового поля Земли в формировании структуры земной поверхности, ее ландшафтов. Будучи связанными с глубинными процессами и неоднородностями земной коры они, вероятно, также способствуют проявлению последних на космических снимках. С указанных позиций изучение глубинных структур земной коры путем анализа изображений ее поверхности представляется вполне реальным и перспективным.

Следовательно, передача информации о структуре глубинных слоев литосферы на земную поверхность может осуществляться путем как механических деформаций земной поверхности, так и связанных с ними геохимических ее преобразований, уходящих своими корнями на различные глубины Земли.

Рассмотрим особенности проявления механического способа передачи глубинных деформаций на поверхность Земли. Его определяющим фактором является непрерывность тектонических движений на всех уровнях земной коры и верхней мантии. Реактивация поддерживает в «живом» состоянии все или по крайней мере бо́льшую часть структурных швов самых разных порядков и разного возраста, обеспечивая проницаемость и пластичность земной коры.

Движения, происходящие в глубинных горизонтах земной коры, приводят к деформациям всех вышележащих горизонтов, включая дневную поверхность. Наиболее интенсивное преобразование земной коры и соответственно поверхности имеет место в областях новейшего горообразования, а также молодых платформ. В пределах орогенов суммарный размах новейших вертикальных движений достигает 10—15 км, на молодых платформах — 1—2 км. Развитие новейших складок большого радиуса кривизны и разрывов видоизменяет древнюю струкуру. Однако в процессе своего формирования новейшие / нарушения в той или иной мере используют отдельные элементы древних структур. Тем самым возобновляются, хотя и в новой композиции, некоторые черты древних структурных планов. Достаточно определенно это проявлено в Тянь-Шане и на Туранской плите (Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977).

Анализ новейшей структуры эпиплатформенного горного сооружения Тянь-Шаня показывает, что реакция различных слоев земной коры на субмеридиональное сжатие, характерное для новейшего орогенеза всей этой области, различна. Глубинные слои, например кристаллическое докембрийское основание и более глубокие горизонты, являясь, по-видимому, более гомогенными, на сжатие реагируют образованием достаточно простых, вытянутых в общем случае поперек к этому сжатию линейных складок основания (в понимании Э. Аргана) — систем поднятий и прогибов, которые являются непосредственным отражением глубин-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Мы считаем необходимым подчеркнуть, что современная глубинная структура платформ и горно-складчатых областей создана главным образом новейшими деформациями глубинных слоев земной коры, которые воспроизводят лишь отдельные черты более древних структур.

ных деформаций поверхностей Мохоровичича и Конрада. Основные глубинные разломы, ограничивающие складки основания или сопряженные с ними, являются также элементами глубинной структуры. Среди них различаются нарушения скола и растяжения. Сколы представлены надвигами и взбросами, согласными с простиранием складок основания, а также диагональными по отношению к ним сдвигами. Разломы растяжения на поверхности выражены системами сбросов, флексур, грабенов, зон повышенной трещиноватости и проницаемости, вытянутыми по направлению сжатия. Динамическая характеристика разломов подтверждается сейсмологическими данными о напряжениях и деформациях в очагах землетрясений (Широкова, 1962, 1963; Панасенко, Мешкова, 1964).

Многократно преломленные деталями приповерхностной структуры, глубинные разломы при рассмотрении крупным планом (на аэрофотоснимках и тем более при наземном обследовании местности) нередко теряются. Поэтому на снимках крупного масштаба рассматриваемые деформации — мегаскладки и региональные зоны глубинных разломов могут оставаться незамеченными. Более того, непосредственные проявления этих деформаций вполне могут быть отнесены к структурам иного генезиса и порядка и, таким образом, также окажутся потерянными Сказанное выше особенно важно при диагностике скрытых глубинных разломов, которые не выходят (в виде таковых) на дневную поверхность, как, например, Таласо-Ферганский или Сан-Андреасский разломы, а затухают как разрывы сплошности на той или иной глубине в коре. В вышележащих горизонтах они рассеиваются в виде разнообразных производных деформаций и других особенностей геологического строения, образуя более или менее широкие (до нескольких десятков километров) зоны нарушений с расплывчатыми границами. Такие зоны ранее выделялись по ряду косвенных признаков в палеозойских структурах Казахстана и Средней Азии под названием глубинных подвижных зон (Щерба, 1955; Помазков, 1962). В неотектонической структуре Тянь-Шаня к этой категории относятся зоны секущих региональных нарушений, намеченные также по косвенным данным сопряженного геолого-геофизического и структурно-геоморфологического анализа (Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьева, 1975; Макаров, 1977). Аналогичные скрытые системы нарушений, системы «сквозных» глубинных разломов особого типа были обнаружены в структурах Дальнего Востока и Забайкалья (Томсон, 1962; Томсон, Фаворская, 1968; Фаворская и др., 1969, 1974).

В общем, можно сделать вывод, что молодые деформации глубоких слоев земной коры, передаваясь вверх, преобразуются массой деталей древних структур и рельефа приповерхностных ее частей и становятся в той или иной мере замаскированными, скрытыми от наземного наблюдателя. И лишь та генерализация рисунка земной поверхности, которую обеспечивает съемка ее из космоса, делает эти деформации видимыми. Оживляя отдельные элементы древних структур, в том числе погребенных, молодые тектонические движения проявляют эти элементы на земной поверхности и тем самым обеспечивают их изображение на космических снимках.

На обширных территориях платформенных областей, где складчатое основание перекрыто чехлом отложений, глубинные структуры земной коры, подобно открытым структурам орогенов, проявляются также в обобщенных очертаниях макроформ рельефа. При этом погребенные структуры складчатого основания нередко обозначены более отчетливо, ибо слабые деформации осадочного покрова практически прямо отражают новейшие деформации погребенного складчатого фундамента и более глубоких слоев земной коры. Иначе говоря, маскирующий эффект деформаций покрова здесь минимален по сравнению со складчатыми комплексами горно-складчатых областей.

Необходимо добавить, что отчетливость проявления таких скрытых деформаций в платформенных областях тем слабее, чем они дальше от активных тектонических областей. Это достаточно хорошо обнаруживается на примере Туранской плиты и связано, очевидно, с соответствующим падением интенсивности возбуждения тектонически «вялых» областей их более активными «соседями». Такие закономерности связаны с тем, что активные области и платформы не разделяются неким резким экраном. Например, граница Туранской эпигерцинской платформы и Тяньшаньского орогена — областей с единой донеогеновой историей, но разной активностью проявления новейших процессов горообразования — представляется как обширная зона достаточно постепенного перехода, с постепенным наращиванием интенсивности деформаций в сторону орогена. Между этими областями существуют тесные структурные связи, осуществляемые с различной активностью на разных структурных уровнях и по разным направлениям. Таким образом, при всех имеющихся различиях между геоструктурными областями можно говорить о своеобразном взаимном их «прорастании».

Обратимся теперь к геохимической форме передачи информации с глубин земной коры на ее поверхность. Возможность такой передачи определяется следующими основными условиями: 1) постоянством глубинных геологических процессов, процессов преобразования веществ и связанных с ними восходящих потоков продуктов глубинной дегазации и тепла; 2) вещественными различиями разных горизонтов и участков земной коры; 3) неравномерной проницаемостью земной коры.

Из геологических процессов, происходящих во всей толще земной коры и в верхней мантии, для рассматриваемой проблемы самыми важными являются непрерывное и многократное возбуждение (реактивация) механических подвижек, охватывающих все горизонты земной коры, а также физико-химические преобразования вещества, которые сопровождаются выделением, преобразованием и вертикальной миграцией разнообразных газово-жидких компонентов и теплового потока.

Вещественные различия разных горизонтов земной коры можно рассматривать в двух аспектах. Прежде всего — это исторически сложившиеся неоднородности, отражающие отдельные этапы становления и длительные преобразования земной коры. К ним относятся, например, известные структурно-формационные и геохимические отличия разновозрастных структурных этажей, а также отдельных блоков или зон в них. В связи с этим уместно упомянуть об известной специфике в минерализации и химизме вод разных структурно-стратиграфических и гидрогеологических комплексов. Такого рода геохимические различия условно можно отнести к факторам статическим.

Кроме того, определенными особенностями характеризуются физикохимические процессы, происходящие на разных структурных уровнях в различных термодинамических условиях и в разных вещественных средах. Процессы преобразования веществ литосферы, в том числе земной поверхности, под влиянием восходящих глубинных растворов и газов могут быть отнесены к факторам динамическим<sup>4</sup>. Проницаемость земной коры обеспечивается сетью взаимно пересекающихся (как в плане, так и в разрезе) трещин и разрывов различного генезиса, разных порядков и глубин заложения, которые являются одним из главных элементов, каркасом перекрестного структурного плана (Макаров, Соловьева, 1976). Непрерывное возобновление тектонических движений поддерживает «живость» этих разрывов и тем самым открытость земных недр.

Представления о большой роли восходящих потоков тепла и продуктов глубинной дегазации издавна развиваются в рамках различных тек-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Вещественно-геохимические различия того и другого рода могут носить качественный и (или) количественный характер.

тоно-магматических гипотез и исходят из положения, что история земной коры теснейшим образом связана с магматической дифференциацией вещества литосферы. Вопросам вертикальной миграции флюидов в земной коре, «газового ее дыхания», по выражению В. И. Вернадского, посвящены работы многих исследователей, в том числе металлогенистов и особенно геологов-нефтяников. Но если последние наряду с объяснением направлений движения и мест перетока флюидов весьма интересуются участками «закрытых» недр, то для рассматриваемой проблемы очень важно изучение выхода и особенностей распределения глубинных флюидов на поверхности, а также их состава, который бы позволил связать те или иные компоненты этого восходящего потока с генерирующими их глубинными структурами.

Богатый материал, накопленный в гидрогеологии, нефтяной геологии и вулканологии о закономерностях изменений химического состава флюидов (вод, нефтей, газов, особенно гелия, аргона, водорода, азота и др.) по разрезу и площади, убедительно свидетельствует об их интенсивной вертикальной миграции, происходящей прежде всего в зонах «живых» разрывов и формирующей геохимические и геотермические аномалии на земной поверхности. При этом мы имеем в виду, что вертикальная миграция осуществляется не только по сквозным прямолинейным каналам, которыми могут быть какие-то определенные разломы. Многочисленные факты свидетельствуют, что разломы, разрывы и трещины по простиранию и на глубину изменяют активность своего проявления, амплитуду и форму движения по ним, из открытых становятся закрытыми и т. д. Угасая в одном направлении, они активизируются в другом. Фодмирующийся таким образом сложный, многократно преломляющийся и практически неограниченный путь и обеспечивает вертикальную миграцию флюидов, с теми или иными потерями достигающих земной поверхности. Последнее подтверждается, например, эманациями редких газов, имеющих заведомо глубинное происхождение (Якуцени, 1968; Никонов, 1972; Войтов, 1975; Коробейник, Яницкий, 1975). Путь флюидов с глубин земных недр к дневной поверхности сравним с руслом водного потока, который, стекая по трещиноватому, структурно и литологически неоднородному субстрату, многократно преломляется в соответствии с этими неоднородностями, чтобы выбрать энергетически наиболее целесообразный путь.

Можно предполагать, что поток флюидов, восходящих из недр Земли к поверхности, имеет региональный диффузионный характер, т. е. является практически сплошным, но его плотность и состав неодинаковы по площади. Эта неравномерность имеет как первичные (генетические), так и вторичные (наложенные) причины. Известно, например, что плотность регионального потока гелия, который из редких газов глубинного происхождения наиболее изучен в этом отношении, изменяется в зависимости от первичной концентрации радиоактивных элементов в материнском субстрате, прежде всего в «гранитном» слое. Вторичная неравномерность определяется особенностями геологической структуры и связана с тем, что поток флюидов на своем пути проходит через многочисленные «фильтры». Если даже допустить, что поток изначально характеризовался равномерностью и химической однородностью, то его конечная неоднородность на уровне земной поверхности должна так или иначе отразить пространственное расположение этих «фильтров», которое определяется геологическим строением недр.

В свою очередь геохимические неоднородности определяют некоторые особенности ландшафтов, прежде всего почвенно-растительного покрова. Последние, таким образом, можно рассматривать как своеобразную запись, которая запечатлевается на высотных снимках земной поверхности и представляется геологу для расшифровки. Опыты, имеющиеся в этом отношении, позволяют оптимистично оценивать реальность, возможность и необходимость такого аспекта изучения структуры земной коры. Это вполне подтверждается, например, выводами уже осуществленных в разных регионах исследований состава и особенностей распределения газов по площади и в разрезе. Так, изучение гелиеносности Туранской плиты (Фундамент.., 1970) позволило утверждать возможность правильной и однозначной геологической интерпретации аномальных значений гелия.

Таким образом, газово-жидкие флюиды, которые восходят с различных глубин земной коры к ее поверхности, взаимодействуя со сложившейся в предшествующие геологические эпохи геохимической структурой поверхности, формируют современную геохимию ее ландшафтоз. Следовательно, в сложном геохимическом спектре того или иного участка земной поверхности и соответственно в каких-то особенностях ее ландшафтов заключена весьма разнородная информация, в том числе та, которую глубинные флюиды несут как о материнских средах, так и о слоях коры, сквозь которые они прошли на пути к поверхности. Со временем будет возможно выделять в наблюдаемом геохимическом поле земной поверхности его составляющие, связанные с различными по глубине заложения источниками. Сейчас же для нас важно было рассмотреть принципиальную возможность такого механизма формирования структуры земной поверхности, чтобы расширить аспекты геологической интерпретации космических снимков, а также поставить на повестку дня геотектонические аспекты геохимии ландшафтов и обратить внимание на важность изучения геохимического фактора при структурногоморфологических исследованиях.

Представляется, что возможность выделения в геохимическом спектре земной поверхности генетически различных его составляющих может иметь далеко идущие практические выводы при поисках полезных ископаемых. Такое разделение, может, вероятно, осуществляться с помощью многоспектральной съемки, в том числе из космоса, ибо поисковые возможности различных диапазонов спектра электромагнитного излучения, сложения, вычитания и других с ними манипуляций в настоящее время мало изучены и, конечно же, далеко не исчерпаны. Иначе говоря, можно ставить вопрос о применении космической съемки для прямого и целенаправленного поиска зон разной глубины заложения и различного металлогенического значения.

Наряду со значением и принципиальными возможностями применения космических снимков для исследования глубинного строения земной коры мы обращаем внимание и на самостоятельное, далеко еще не до конца познанное значение и возможности геоморфологических и геохимических исследований поверхности Земли для изучения ее недр.

Рассмотренные принципиальные возможности проявления некоторых черт структуры глубинных слоев земной коры в лике земной поверхности реализуются по-разному в зависимости от геотектонических и климатических условий, что должно определять и соответствующую специфику методов исследования.

Механические деформации земной поверхности в большинстве случаев отражены в особенностях рельефа. В условиях достаточно активных новейших, в том числе современных движений, мы можем ожидать прямого проявления глубинных деформаций в деформациях поверхности. Последние в зависимости от их интенсивности могут развиваться как формы конэрозионные, конденудационные и, наконец, конседиментационные.

Для выявления и исследования структур первой группы может быть применен весь арсенал приемов структурно-геоморфологического анализа, позволяющих выявить и с достаточной долей уверенности закартировать развивающиеся структуры, исследовать их расположение, особенности сопряжения, характер развития и т. д. Несколько бо́льшие трудности представляет выявление конденудационных и конседиментационных структур, особенно последних, в областях активного осадконакопления. В этих случаях деформация поверхности ничтожно мала. Но те литолого-фациальные различия, которые определяются развивающейся структурной формой и ее характеризуют, фиксируются в более или менее ярких особенностях гидрогеологического и литолого-геохимического характера, а через них — и почвенно-растительного покрова. Тем самым они также определяют некоторую специфику ландшафта и могут проявиться на высотных снимках в том или ином спектральном диапазоне.

Принципиально сходную причину проявления на снимках имеют конденудационные структуры, рисунок которых усложняется, при достаточном разрешении снимков, древними деформациями складчатого основания, если последнее выходит в ядрах таких поднятий.

Таким образом, в случаях конседиментационного и конденудационного развития механических деформаций они опосредствованно, через вещественный состав отложений, слагающих поверхность, получают более или менее яркое проявление в рисунке земной поверхности. Вытекающие отсюда возможности распознавания на космических снимках крупных структур конседиментационного типа, в том числе поднятий, весьма перспективных с точки зрения их нефтегазоносности, требуют особого внимания к разработке методики исследований таких структур с помощью средств дистанционного зондирования.

Геохимические связи земной поверхности с недрами проявляются в тонких и далеко не всегда заметных особенностях ландшафтов, прежде всего почвенно-растительного покрова, в неразрывном единстве с механическим фактором. При этом в областях горообразования последний резко преобладает. На платформах же, особенно в пределах плит, наоборот, большее значение приобретают геохимические факторы формирования лика земной поверхности.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ СЪЕМОК

Одним из важных методов дистанционного изучения природных ресурсов Земли является применение многозональных съемок. В настоящее время многие зарубежные геологи широко применяют в своих исследованиях многозональные сканерные изображения Земли, получаемые со спутников «Ландсэт». Такие изображения используются геологами США, Канады и других стран при различного рода структурно-геологических и геохимических исследованиях, при поисках месторождений полезных ископаемых и т. д. В частности, геохимические поиски основываются на том, что на цветных изображениях оттенками красного цвета выделяются участки, почвенно-растительный покров которых различается содержанием микроэлементов или различной увлажненностью (Геологические исследования..., 1975).

На примере восточных частей Ферганской и Таджикской депрессий нами были рассмотрены возможности дешифрирования геологической структуры на черно-белых многозональных сканерных изображениях этих регионов, полученных с американского спутника «Ландсэт-1» (см. главу II). Геологическая информативность многозональных изображений изучалась и на материалах крупномасштабных аэросъемок Ферганы. Предварительное опробование методики производилось также в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня. В каждом из этих регионов на изображениях, полученных в различных спектральных диапазонах, были выделены геологические объекты, которые затем соотносились с данными наземных исследований. Принципиальное сходство литолого-стратиграфических комплексов, слагающих оба региона, позволило сопоставить полученные результаты и выявить общие закономерности в отражении геологических объектов на многозональных изображениях.

Цветовое соотношение пород в литолого-стратиграфических комплексах обоих районов в общем одинаково. Протерозойско-палеозойские отложения — преимущественно сероцветные, а мезозойско-кайнозойские пестроцветные, причем нижнемеловые и олигоцен-миоценовые породы красноцветные, а пестроокрашенные верхнемеловые, палеогеновые и четвертичные отложения в целом образуют сероцветные комплексы различных оттенков. При сравнительном анализе полученных результатов выяснилось, что информативность изображений в разных спектральных диапазонах неодинакова по отношению ко всему многообразию геологических объектов. В каждом из спектральных диапазонов по-разному проявлены как литолого-стратиграфические комплексы, так и линеаменты, отвечающие главным образом флексурно-разрывным нарушениям.

В желтом спектральном диапазоне (4-й канал — 0,5—0,6 мкм) наиболее отчетливо вырисовываются участки распространения различных комплексов четвертичных отложений. Фототон таких участков изменяется в широком диапазоне — от темно-серого до белого, но все же остается более светлым, чем на участках распространения коренных отложений. Наибольшая яркость изображения отвечает покровам лёссовидных суглинков или коллювиально-делювиальных шлейфов. Комплексы аллювиально-пролювиальных отложений, разных как по мощности, так и по цвету, на изображениях представлены широким спектром тонов от светлых до темных, почти черных. Темный тон изображения связан с орошением позднеплейстоценовых террасовых ловерхностей. Светлый тон всех остальных комплексов четвертичных отложений, вероятно, вызван как светлой окраской самих четвертичных образований, так и желто-зеленым цветом растительного покрова, развитого на них. Но низкая контрастность изображения в этой части спектра не позволяет расчленить комплексы новейших отложений по возрасту и генезису, так как практически не виден рисунок изображения — один из основных признаков для их разделения.

В оранжевом спектральном диапазоне (5-й канал — 0,6—0,7 мкм) также хорошо дешифрируются четвертичные образования, среди которых можно выделить как по их фототону, так иногда и по рисунку голоценовые, поздне- и среднеплейстоценовые генерации. Удается распознать отдельные генетические типы отложений, а именно склоновые, аллювиальные и пролювиальные. Становится возможным также выделить некоторые маркирующие горизонты более древних пород. Хорошо фиксируются отдельные характерные формы рельефа, например адырные поднятия, крупные пролювиальные конусы. Выделяются отдельные линеаменты, секущие все перечисленные элементы геолого-геоморфологической структуры.

Таким образом, в 4-м и 5-м каналах наиболее полно передаются различные признаки четвертичных отложений. Кроме того, распознаются более древние породы, покрытые почвенно-растительным покровом, особенности которого зависят от обводненности этих отложений. Последнее обстоятельство делает возможным использование этих диапазонов съемки при гидрогеологических исследованиях.

В красной и ближней инфракрасной частях спектра (6-й и 7-й каналы — 0,7—1,1 мкм) характер изображения поверхности существенно изменяется. Становятся отчетливее контуры и тени объектов, резче вырисовываются формы рельефа, которые распознаются по их морфологическим особенностям (по рисунку изображения). По рельефу, характерному для определенных генетических типов, можно различать четвертичные образования, площадь распространения которых находится почти на
пределе разрешения снимка, например пролювиальные конусы в долине р. Сурхоб и по окраине Фертанской впадины. Хорошо прослеживаются отдельные маркирующие горизонты, например девонские толщи Ферганы и неогеновые конгломераты в обоих регионах. Но наиболее существенная, на наш взгляд, информация, получаемая в этих спектральных диапазонах, — это линеаменты. Им, как правило, отвечают тектонические ступени рельефа, отдельные цепочки поднятий или прямолинейные отрезки эрозионной сети. Выше, в региональных описаниях, было показано, что снимки в диапазоне 0,7—0,8 мкм дают определенную информацию о глубинном строении территорий, отраженном в поверхностном структурном плане новейшего этапа. Усиление инфракрасной части спектра (диапазон 0,8—1,1 мкм) приводит к тому, что на изображении становится видно еще больше элементов геологической структуры и рельефа. В этом диапазоне заметно уменьшается влияние атмосферной дымки, и поэтому особенно хорошо видны элементы приповерхностной структуры. Однако очень большая детальность изображения в определенном смысле снижает возможности структурно-геологического дешифрирования, так как разнообразные элементы поверхностной структуры, главным образом детали рельефа, маскируют менее выраженные на поверхности элементы глубинного строения.

Таким образом, снимки в ближнем инфракрасном спектральном диапазоне несут значительный объем информации как о поверхностной, так отчасти и о глубинной структуре регионов.

Для выяснения информативности многозональных сканерных снимков материалы были подвергнуты дополнительной фотографической обработке (техническая сторона описана в начале главы). В результате изучения полученных изображений выяснилось, что повышение контрастности снимков существенно упорядочивает объем получаемой информации, суживая интервал оптических плотностей и тем самым подчеркивая контуры геологических объектов, что облегчает визуальное дешифрирование. Применение фотографической фильтрации (наложение негатива на позитив и эффект Сабатье) позволяет выделять на полученных изображениях те или иные геологические объекты (литологостратиграфические комплексы, линеаменты), что существенно облегчает их определение на снимках и изучение.

Сопоставление снимков Восточной Ферганы и зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня показало следующее. В спектральном диапазоне 0,5—0,7 мкм значительный объем информации относится к почвеннорастительному покрову, тесно связанному с комплексами новейших и особенно четвертичных отложений. Однако помехи, создаваемые толщей атмосферы, не позволяют выявить рисунок форм рельефа, которым характеризуются и различаются те или иные разновозрастные генетические типы четвертичных отложений, поверхности выравнивания, литолого-стратиграфические комплексы, т. е. геологические объекты, для которых формы рельефа служат основными дешифровочными признаками.

Снимки в ближних инфракрасных диапазонах позволяют распознавать на изображениях как литолого-стратиграфические комплексы, так и их дислокации, но основное их преимущество — в том, что они передают значительный объем информации как о поверхностной структуре регионов, так и об их глубинном строении. Тем самым их целесообразно применять для целей геологического картирования, тектонического и сейсмотектонического изучения регионов. Правильно подобранные методы фотографической фильтрации первоначальных материалов многозональных съемок значительно облегчают процесс дешифрирования, усиливая изображение структурных элементов.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ И МЕТОДЫ АВТОМАТИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Космические снимки, по которым проведена фотометрическая коррекция плотности, компенсированы ошибки, связанные с положением космического корабля в пространстве и кривизной земной поверхности, и кроме того — привязанные к общепринятым геодезическим координатам, являются исходным материалом для решения целого ряда геологических задач. Большой поток космической информации и необходимость оперативного дешифрирования заставляют вплотную подойти к разработке методов автоматизации обработки космических снимков. Успех применения машинных методов обработки во многом зависит от того, как будет автоматизирована связь с ЭВМ специальных периферических устройств. Рассмотрим подробнее методические основы цифровой обработки космических снимков, а также алгоритм задачи поиска линеаментов, который может быть успешно реализован на базе предлагаемой методики.

В связи со спецификой работы компьютера требуют решения следующие задачи: 1) ввод фотоизображения, дополнительного геологического, геофизического и другого вспомогательного материала; 2) создание системы программ на базе уже имеющегося фонда алгоритмов и программ для обработки космической информации в геологических целях; 3) вывод информации в графической или цифровой форме, сопоставление и сравнение полученных результатов с достаточной для использованных масштабов точностью; 4) сбор и хранение как исходных данных, так и результатов обработки.

Прежде чем рассматривать каждый этап автоматизированной обработки космической информации, опишем область изображения и ее свойство.

На космических снимках изображение представляет собой ограниченную выпуклую односвязанную область (D) на плоскости. Таким образом, если на плоскости задана какая-либо система координат (скажем, Декартова) для описания точек рассматриваемой области, то согласно сказанному для любой точки (x, y)  $\in D$  справедливо

$$|x|+|y| \leqslant M,\tag{1}$$

где M — некоторое ограничивающее положительное значение. Для любой пары точек  $(x_1, y_1)$  и  $(x_2, y_2) \in D$  отрезок прямой по определению выпуклости области будет равен

$$\{x = (1 - a) x_1 + a x_2; y = (1 - a) y_1 + a y_1 + a y_2; 0 \le a \le 1\} \subseteq D$$
(2)

Кроме того, область является измеримым в смысле Жордана множеством.

Предположим, что область является замкнутой, т. е. содержащей свое замыкание. Практически она представляет собой, как правило, некоторый прямоугольник

$$X_1 \leqslant x \leqslant X_2;$$
  
$$Y_1 \leqslant y \leqslant Y_2.$$

В этой области любое черно-белое изображение можно представить как действительную функцию F(x, y) оптической плотности (яркости) в точке  $(x, y) \in D$ , удовлетворяющую следующим условиям: а) неотрицательности и ограниченности —  $0 \leq F(x, y) \leq K > 0$  для любой точки  $(x, y) \in D$ ; б)  $F(x, y) \in C^{-1}$ —классу кусочно-непрерывных функций в области D. При этом точки разрыва функции F(x, y) образуют многосвязное подмножество для D, измеримое, по Жордану, с общей плоской мерой нуль. Указанные требования, налагаемые на область D и на функцию-изображение F(x, y), обусловлены как физико-химическими процессами, на основе которых получают фотоизображения, так и желанием иметь в качестве моделей изображения функции, удовлетворяющие как можно более сильным условиям. Это позволяет широко использовать имеющийся аппарат теории функций действительных переменных.

Ввод космического изображения в компьютер может быть осуществлен через периферическое устройство вычислительной машины. В последнее время в нашей стране и за рубежом создан ряд таких устройств для автоматического ввода фотоизображений. Считывание информации в них состоит из процессов сканирования и измерения коэффициента пропускания или оптической плотности изображения (Гришин и др., 1976). Управление устройством ввода в зависимости от модели осуществляется или от блока управления или непосредственно с ЭВМ. Если используемое устройство не сочленяется с вычислительной машиной, то ввод исходных данных можно провести через промежуточный носитель (магнитную ленту или диск).

Помимо космического снимка, в компьютер можно ввести геологическую, геофизическую или иную дополнительную информацию, необходимую для решения конкретных задач. Геологическая информация представлена в основном в виде карт, графиков, профилей, что вызывает дополнительные трудности при ее вводе. Решить этот вопрос можно путем снятия геологических или геофизических параметров с карт в узлах регулярной сетки, т. е. любой снимаемый параметр представляется в виде функции от переменных координат. Этот метод называется планшетносеточным. Он позволяет представить графическую информацию в очень компактном и удобном для обработки виде. Кроме того, графическую информацию можно снимать по принципу телевизионного сканирования. Наиболее быстрый способ — снятие координат характерных точек параметров с последующей интерполяцией по равномерной сетке (Гауссметод). Помимо графической формы, геологическая информация может быть представлена в виде точек опробования и т. п. Эти материалы могут вводиться в цифровой форме без предварительной обработки. Подготовленный для счета материал вводится в компьютер с перфокарт или магнитной ленты.

С помощью системы программ можно проводить различную математическую обработку и сопоставление космической и геолого-геофизической информации. При этом можно использовать богатый опыт, накопленный в последние годы в геологии. Решение одной из таких задач рассматривается в главе II. Не описывая подробно все имеющиеся классы программ и алгоритмов, отметим, что наиболее интересными являются методы разделения всевозможных случайных полей на региональные и локальные; фильтрация признаков или полей с различными частотными окнами; статистическая обработка эмпирических данных; классификация и построение иерархических рядов; распознавание образов и др.

Система программ состоит из модулей (отдельных самостоятельных программ) и компилятора, который по заданию управляющей программы или оператора может из сегментов готовых программ составить новую, необходимую для решения поставленной задачи. Управляющая программа по необходимости может затребовать дополнительные данные для решения задачи. Если ЭВМ связана непосредственно со всеми периферическими устройствами, то это осуществляется автоматически с блока ввода космического изображения или ввода геологической информации. Использование системы программ позволяет полностью использовать машинное время и до минимума сократить подготовительные операции. Кроме того, использование системы модулей позволяет по желанию оператора прервать процесс обработки на желаемом этапе и выдать предварительный результат на телеэкран (дисплей), печатающее (АЦПУ) или чертящее (графопостроитель) устройство. Это имеет смысл делать, например, после фильтрации с разными частотными окнами, после расчета коэффициентов корреляции для визуального сопоставления материалов, анализа и выработки путей дальнейшей автоматической или ручной обработки. Для компактного и длительного хранения результаты можно записать на магнитную ленту. Это выгодно в том случае, если эти данные будут вновь вводиться в компьютер. Выводя результаты обработки на периферические устройства, вычерчивающие карты, графики и схемы, целесообразно для сопоставления совмещать на планшете несколько полученных результатов для дальнейшего визуального дешифрирования или контроля за обработкой.

Рассматривая вопросы ввода, обработки и выдачи, следует отметить, что наибольшее время при автоматической обработке любой информации затрачивается при ее подготовке, до ввода в компьютер. Поэтому, используя автоматическую обработку, целесообразно, вероятно, использовать и автоматическое хранение информации. При этом ее можно, предварительно один раз подготовив, многократно использовать при счете.

В общем случае информационная поисковая система (ИПС) осуществляет запись, хранение, обработку, поиск и выдачу информации. Однако при создании информационных поисковых систем для обслуживания конкретного комплекса задач значение каждой из перечисленных функций может быть различным. В зависимости от вида информации, хранящейся в системе, с которой она оперирует, ИПСы можно разделить на документографические и фактографические. В нашем случае наиболее интересны фактографические информационные системы, которые хранят и выдают записи фактов, представленные в виде числовой и словесной форм. Из особенностей фактографических информационнопоисковых систем следует отметить возможность подразделения материала на элементарные факты, а также доступность его для проведения различных сопоставлений, анализа и преобразований.

Фактографическая ИПС, наиболее подходящая для задач автоматизированной обработки космической информации, должна состоять из следующих элементов: 1) записи информации, контроля, пополнения, замены и исправления, дублирования данных (для контроля хранения), кодирования и декодирования материала; 2) поиска, сортировки и статистической обработки информации; 3) выдачи обработанной информации в удобном для пользователя виде и запись ее в памяти машины для дальнейшего счета на ЭВМ.

В состав ИПС входит генеральный каталог идентификаторов объектов, макет-таблица для расшифровки выдачи, вспомогательные таблицы для расшифровки запросов и настройки системы обработки.

Таблицы массивов, которыми представлены объекты, делятся на поясняющие и характеризующие (фактические). Поясняющие таблицы — это сжатый комментарий о наличии той или иной информации об объекте. Характеризующие таблицы содержат фактический материал.

Качественная информация ранжируется, и при этом необходимо соблюдение четких геологических представлений, по которым информация упорядочивается. Закладываемые в систему классификации должны быть гибкими и полно отражать физический смысл явления.

Количественная информация записывается с той точностью, с которой она определялась. Таким образом, при построчной записи таблица всех объектов состоит из макета-шапки, в которой указаны номера свойств и их последовательность, построчной записи этих свойств и комментария к строкам. Вся информация об отдельных свойствах в данной таблице состоит из макетов-таблиц с указанием свойств и числа определений по каждому свойству и записью значений свойств. Длина записей и их количество диктуются числом определений. Таким образом, собранная информация записывается на магнитную яенту или диск в виде числовых последовательностей различной длины. Так как информация предназначена для длительного хранения, она специальной программой дублируется и периодически проверяется с помощью тестов. Наиболее простым способом хранения является прямая форма записи, когда каждый отдельный список хранится в одной или нескольких зонах, причем сохраняется первоначальная последовательность расположения параметров.

Рассмотренные вопросы, которые возникают при автоматической обработке информации (в частности, космической), с разной степенью детальности уже решены и опробованы в геофизике, геологии, экономике и в других областях науки. Можно указать на системы, действующие в Ленинграде (ВСЕГЕИ), Москве (ВНИГРИ, ИГиРГИ). Тюмени, Уфе, Новосибирске.

На основе предлагаемой системы автоматизированной обработки космических изображений можно решать целый ряд геологических задач, целью которых является, как правило, распознавание и выделение некоторых составляющих элементов или свойств изображений. В этих задачах условно можно выделить два основных существенных этапа. Первый этап — нахождение такого преобразования исходного изображения в некоторое новое изображение (копию), при котором потеря исходной информации будет наименьшей. Второй этап — собственно выявление образа. Разработка первого этапа полностью определяется характером последнего, а также планируемой методикой его выделения. Задача поиска удобного и исчерпывающего описания образа, «зашифрованного» в изображении, делающего доступным или эффективным его выделение имеющимися средствами, является центральной в проблеме распознавания образов, определяющей в конечном итоге и первый, и второй этапы.

Рассмотрим выделение на космических снимках только определенных фрагментов изображения — линеаментов. Традиционным способом их выделения является визуальное дешифрирование, но в последнее время появились разработки по выявлению линеаментов методами оптической обработки в когерентном свете (Ефимова и др., 1976) и с помощью ЭВМ (Ширяев, 1975). В работе Е. Е. Ширяева прослеживание элементов тектоники и речных русел проводится по оптической плотности или цветовым признакам с помощью поиска средней линии.

Следует отметить, что в практике конкретной математической обработки изображений мы никогда не имеем точного аналитического представления изучаемого изображения. Имеется только возможность измерить оптическую плотность в некоторых точках области, занятой изображением. Точность ее измерения ограничена разрешающей способностью измерительного прибора и характеризуется некоторым числом е₀— пределом квантования. Кроме того, координаты точки, в которой измеряется яркость, определяются тоже приближенно, с некоторой степенью разрешения h<sub>0</sub>, что вносит и топологическое искажение. Это выливается в некоторую неопределенность для значений оптической плотности на участках изображения общей площадью  $s < \delta_0$ . Поэтому всегда приходится иметь дело с квантованным изображением, а значит — со ступенчатой функцией є —б,, неотличимой от заданного реального изображения. Функцию є—б, неотличимую от реального изображения  $F(x, y) \in C^{-1}(D)$ , будем называть  $\varepsilon - \delta$ -копией F(x, y).

Следуя А. Розенфельду (Rozenfeld, 1969), можно говорить, что функции F(x, y) и G(x, y)  $\varepsilon = \delta$  неотличимы в области D, если для  $\varepsilon > 0$ ,  $\delta > 0$ выполнено условие

 $|F(x, y) - G(x, y)| < \varepsilon$ 

(3)

для всех  $(x, y) \in D$ , за исключением, может быть, подмножества меры, меньшей  $\delta$ . В смысле  $\varepsilon - \delta$ -неотличимости подкласс  $H^{-1}(D)$  ступенчатых

функций всюду плотен в классе  $C^{-1}(D)$ . Это значит, что для любой функции  $F(x, y) \in C^{-1}(D)$  и любых  $\varepsilon > 0$ ,  $\delta > 0$  можно подобрать  $\varepsilon - \delta$ неотличимую от F(x, y) функцию  $H(x, y) \in H^{-1}(D)$ , и тогда новая функция для любых  $(x, y) \in D$ , за исключением некоторого подмножества точек меры, меньшей  $\delta$ , будет удовлетворять условию

 $|F(x, y) - H(x, y)| < \varepsilon.$ 

(4)

При этом для любого k=0, 1, ..., n подкласс  $C^*(D) \subseteq C^{-1}(D)$  всюду плотен в смысле  $\varepsilon$ — $\delta$ -неотличимости в классе  $C^{-1}(D)$ . Выражения (3) и (4) можно рассматривать как следствия утверждения существования интеграла Римана для функций из  $C^{-1}(D)$ . Потеря информации при переходе от F(x, y) к его  $\varepsilon$ — $\delta$ -копии зависит прежде всего от тех вопросов, которые поставлены перед обработкой изображения. Эти вопросы и определяют те границы для  $\varepsilon$  и  $\delta$ , в пределах которых  $\varepsilon$ — $\delta$ -копия является информативной в свете решаемой задачи. Метод решения задачи тоже может повлиять на выбор  $\varepsilon$ — $\delta$ -копий изображения. В дальнейшем о  $\varepsilon$ — $\delta$ -копиях будет говориться не в смысле пределов физических возможностей измерительных приборов (они могут быть избыточно высоки), а в смысле информационной достаточности для решаемой задачи.

Для конкретного изображения  $F(x, y) \in C^{-1}(D)$  представляют интерес  $\varepsilon$ — $\delta$ -копия  $F(x, y) \in C^{k}(D) \subseteq C^{-1}(D)$  и  $\varepsilon$ — $\delta$ -копия  $H(x, y) \in C^{H-1}(D) \subseteq C^{-1}(D)$ . При этом F(x, y) может быть, например, интерполяционным многочленом, а H(x, y) представлять собой таблицу трех измерений:

 $(ih_0, jh_0, k\epsilon_0)$ 

где *i*, *j*, *k* принимают целые значения из определенных интервалов значений:

*i*∈[*I*₁*I*₂];

 $j \in [J_1J_2];$ 

 $k \in [K_1 K_2].$ 

(6)

(5)

Введем формальное определение линеамента, необходимое для дальнейшего изложения. Будем говорить, что изображение F(x, y) в области D содержит линеамент L со свойствами P или линеамент  $L \rightarrow P$ , если в области D содержится L-отрезок прямой (линейной меры >0), такой, что оптическая плотность F(x, y) на множестве точек этого отрезка обладает свойством P.

Под свойством P подразумевается совокупность условий, которым должна удовлетворять оптическая плотность на отрезке L. Эти условия должны быть представлены конечным числом математических отношений. Поэтому отрезок L, на котором свойство P все еще сохраняется, можно принять за максимальную длину линеамента  $L \rightarrow P$ .

При переходе от F(x, y) к его квантованной  $\varepsilon$ — $\delta$ -копин H(x, y), выражаемой таблицей (5), формализованные условия свойства P в определении линеамента естественным образом могут быть трансформированы (проквантованы) в условиях соответствующего содержания. При этом условия на H(x, y) должны выполняться на множестве узлов. расстояния от которых до отрезка, определяющего линеамент, не превышает половины шага координатного квантования. В области D может существовать целое семейство линеаментов  $L \rightarrow P$ , у которых множественная сумма их определяющих отрезков образует подобласть  $D' \subseteq D$ с ненулевой плоской мерой. В этой подобласти D' могут существовать линеаменты более простого свойства Р. В общем случае следует разлинеаменты и линеаменты личать изолированные накопления. Условимся, что семейство линеаментов  $\{L \rightarrow P\}$  состоит из изолированных линеаментов, если их множественная сумма имеет нулевую плоскую меру Жордана. В противном случае семейство {*L*→*P*} имеет линеаменты накопления.

Трудность описанного выше подхода к формализации понятия линеамента для целей последующего их поиска состоит в том, что, за редким исключением, заранее неизвестны свойства P оптической плотности линеаментов. Поэтому необходимо изучить поведение F(x, y) на всевозможных отрезках, содержащихся в области D, сравнивая между собой.

Рассмотрим отрезок L прямой, соединяющей какие-либо две точки:  $r_1 = (x_1, y_1)$  и  $r_2 = (x_2, y_2) \in D$ . При этом

$$L(r_1r_2) = \{x = (1-\alpha)x_1 + \alpha x_2; y = (1-\alpha)y_1 + \alpha y_2; 0 \le \alpha \le 1\} \subseteq D.$$
(7)

В выражении (7) точки отрезка определены через параметр  $\alpha$ , тогда яркость F(x, y) на этом отрезке можно рассматривать как функцию одной переменной  $\alpha$ :

$$F_L(\alpha) = F((1-\alpha)x_1 + \alpha x_2; (1-\alpha)y_1 + \alpha y_2)); \ \alpha \in [0, 1].$$
(8)

Эту функцию назовем линейной выборкой яркости (по отрезку L). Согласно введенному определению линеамента свойство P можно в силу предположения о формализуемости интерпретировать как характеристические условия для индикации множества точек некоторого отрезка в области D. Отсюда вытекает возможность построения некоторого функционала

$$\Phi = \Phi \left( F_L \left( a \right), \ P \right), \tag{9}$$

выраженного через совокупность формализуемых условий на оптическую плотность F(x, y), составляющих свойство P линеамента и принимающих экстремальные значения на линейных выборках, соответствующих линеаменту  $L \rightarrow P$ . Это общий, классический, подход, когда исследователя интересуют только линеаменты известного свойства P.

Однако, опираясь на предложенное определение линеамента, можно строить поисковые функционалы, не отправляясь от конкретных, детерминировано заданных свойств P линеамента. В этом случае свойства  $P_L$  выделяемых линеаментов тоже могут быть отнесены к неизвестным обстоятельствам, подлежащим выяснению. Таким образом, можно перейти к функционалу

$$\Phi = \Phi \left( F_L \left( a \right), \ P_L \right). \tag{10}$$

Разберем поиск линеаментов заранее неизвестных свойств P, используя такие характеристики изображения, которые могут быть отнесены к разряду статистических, если интерпретировать оптическую плотность F(x, y) как случайную величину. С этой точки зрения будем рассматривать среднеинтегральные яркости в подобласти  $D' \subseteq D$ :

$$\xi_{D'} = \frac{1}{\mu(D')} \iint_{D'} F d\mu(D'), \tag{11}$$

где  $\mu(D')$  — мера Жордана для D' и среднеквадратическое отклонение от среднеинтегрального  $\xi_{D'}$ :

$$\sigma_{D'}^2 = \frac{1}{\mu(D')} \iint_{D^1} (\xi_{D'} - F)^2 \, d\mu(D'). \tag{12}$$

Линеаменты, выделенные с помощью подобных характеристик, назовем статистически обусловленными.

Для простоты изложения примем, что область *D* является прямоугольником:

$$D = \{(x_1 y) : 0 \leqslant x \leqslant A; \ 0 \leqslant y \leqslant B\}.$$
(13)

Выделим в D двумя секущими параллельными прямыми  $L_1 = \{(x,y), y = ax + b_1\}$  и  $L_2 = \{(x,y), y = ax + b_2\}$  некоторую полосу П и рассмотрим в ней семейство параллельных отрезков  $\{L_c\}$ , ортогональных к  $L_1$  и  $L_2$ .

$$\{L_c\} = \left\{ (x_1 y); \ y = \frac{x}{a} + c; \ x \in [X_1 X_2] \right\} \subset [C_1 C_2].$$
(14)

Случай a=0 в силу его простоты рассматривать не будем. Величины  $x_1, x_2, C_1, C_2$  определяются через значения  $a, b_1, b_2, A, B$  и являются, таким образом, функциями параметров полосы. Каждому отрезку  $L_c$  семейства соответствует определенная линейная выборка яркости  $F_{Le}(\alpha), 0 \leq \alpha \leq 1$  в соответствии с формулой (8). Для среднеинтегральной выборки имеем

$$\xi(c) = \int_{0}^{1} F((1-\alpha) x_{1,c} + \alpha x_{2,c}, (1-\alpha) y_{1,c} - \alpha y_{2,c}) d\alpha; \ c \in [C_{1}, C_{2}].$$
(15)

откуда характеристика  $\xi(c)$  определяется как некоторая функция параметра  $c \in [C_1 C_2]$ , задающего положение отрезка  $L_c$  в полосе П. Аналогично для среднеквадратического отклонения линейной выборки получим

$$\sigma^{2}(c) = \int_{0}^{1} (\xi(c) - F(c_{1} - \alpha) x_{1,c} + \alpha x_{2,c}, (1 - \alpha) y_{1,c} - \alpha y_{2,c}) d\alpha; \ c \in [C_{1}C_{2}]$$
(16)

Заметим, что функции  $\xi(c)$  и  $\sigma^2(c)$  в конечном счете полностью определены в каждой своей точке ориентацией и положением соответствующего отрезка  $L_c$ .

Пусть мы имеем четко выраженный линеамент в виде узкой темной или светлой полосы на статистически однородном поле изображения. В этом случае в полосе П по ориентации, ширине, близкой к ориентации (по ортогональному направлению), и длине линеамента будем иметь среднеинтегральную характеристику  $\xi(c)$ , где точка экстремума (l)отражает положение линеамента в полосе П. Дисперсионная характеристика в этом случае неясна, хотя можно ожидать, что в окрестности точки l произойдет некоторая флуктуация ее значений, так как в полосе линеамента происходит изменение статистических свойств яркости.

Постараемся обобщить этот результат на случай произвольного изображения. Предварительно введем несколько понятий. Зададимся каким-либо  $\lambda > 0$  и скажем, что для некоторой функции f(s),  $s \in [S_1S_2]$  имеет место  $\rho - \lambda$ -осциллирование в точке  $s_0$ , если в  $\rho$ -окрестности  $v = (s_0 - \rho; s_0 + \rho)$  этой точки выполняется неравенство

$$\sup_{s_1s_2\subset v} |f(s_1) - f(s_2)| \ge \lambda.$$
(17)

В качестве  $\rho$  берется минимально возможное значение, для которого все еще выполняется неравенство (17). Соотношение (17), выражающее  $\rho$ — $\lambda$ -осциллирование в точке  $\rho_0$ , будем кратко записывать как  $\rho$ — $\lambda$ —osc f( $s_0$ ). Примем, по определению, что  $\rho_1$ — $\lambda_1$ —osc f( $s_1$ ) не меньше, чем  $\rho_2$ — $\lambda_2$ -осциллирование этой функции в точке  $s_2$ , если  $\rho_1 \leqslant \rho_2$  и  $\lambda_1 > \lambda_2$ . Таким образом имеем

$$\rho_1 - \lambda_1 - \operatorname{osc} f(s_1) \geqslant \rho_2 - \lambda_2 - \operatorname{osc} f(s_2) \Leftrightarrow \rho_1 \leqslant \rho_2; \quad \lambda_1 \geqslant \lambda_2$$
(18)

Если выполняется хотя бы одно строгое неравенство  $\rho_1 < \rho_2$  или  $\lambda_1 > \lambda_2$ ,

то мы говорим, что

$$\rho_1 - \lambda_1 - \operatorname{osc} f(\mathbf{s}_1) > \rho_2 - \lambda_2 - \operatorname{osc} f(\mathbf{s}_2).$$
<sup>(19)</sup>

Геометрически ясно, что чем быстрее и чем с большим размахом изменяется значение функции в окрестности некоторой точки, тем больше  $\rho$ — $\lambda$ -осциллирование функции в этой точке. Понятно, что если в некоторой точке  $l \in [C_1C_2]$  характеристика (15) или (16) имеет значительное  $\rho$ — $\lambda$ -осциллирование, то это значит, что вблизи некоторого отрезка  $L_l$  происходит резкое изменение статистических параметров яркости. Поэтому на этом отрезке статистические свойства яркости существенно отличимы от окружающего фона, т. е. имеется статистически определенный линеамент  $L_l \rightarrow \xi(c)$ , либо линеамент  $L_l \rightarrow \sigma^2(c)$ .

Будем говорить, что линеамент  $L_{l} \rightarrow \xi(c)$  или  $L_{r} \rightarrow \sigma^{2}(c)$  порождает статистические осциллирования  $\rho_{1} - \lambda_{1} - \operatorname{osc} \xi(l)$  или  $\rho_{2} - \lambda_{2} - \operatorname{osc} \sigma^{2}(l)$ . Конечно, ориентация, положение и размеры полосы П могут не вполне соответствовать ориентации, положению и размерам линеамента, порождающего осциллирования характеристик. Линеамент  $L_{r} \rightarrow \xi(c)$  или  $L_{r} \rightarrow \sigma^{2}(c)$  назовем  $\rho - \lambda$ -неустойчивым, если для всех полос П из окрестности полосы П с параметрами  $a^{1}, b_{1}^{1}, b_{2}^{1}$  такими, что

$$a' \in [a - \Delta a, \ a + \Delta a], \ b_1' \in [b_1 - \Delta b_1; \ b_1 + \Delta b_1], \ b_2' \in [b_2 - \Delta b_2, \ b_2 + \Delta b_2]$$

при соответствующих осциллированиях имеют место неравенства

$$\rho_1 - \lambda_1 - \operatorname{osc} \xi(l) \geqslant \rho_1' - \lambda_1' - \operatorname{osc} \xi(l');$$
(20)

$$\rho_{2} - \lambda_{2} - \operatorname{osc} \sigma^{2}(l) \geqslant \rho_{2}' - \lambda_{2}' - \operatorname{osc} \sigma^{2}(l').$$

Для неуточняемых линеаментов порожденные осциллирования достигают максимума в окрестности оптимальной полосы П.

Фигура кривой внутри ρ-окрестности для ρ-λ-осциллирования изучаемой характеристики может быть такой, что центр р-окрестности может не соответствовать действительному положению линеамента, особенно при относительно больших значениях р. Ввиду исключительного разнообразия возможностей поведения характеристик внутри о-окрестности осциллирования давать какие-либо рекомендации по выбору положения линеамента затруднительно. Возможно, при больших значениях о практических результатов можно добиться дроблением окрестности  $v = (l - \rho; l + \rho)$  на более мелкие, быть может, имеющие общие точки. При этом из них можно выделить такую, в которой (17) выполняется при наибольшем значении λ. Однако в силу сглаживающих свойств операции интегрирования при получении статистической характеристики можно ограничиваться просто выбором В окрестности часто  $v = (l - \rho; l + \rho)$  точки экстремума характеристики, а именно максимума, если пик вверху, и минимума, если пик внизу.

Выделение статистически обусловленных линеаментов сведено в итоге к изучению поведения параметров  $\xi(c)$  и  $\sigma^2(c)$  линейных выборок изображения. Для заданного  $\lambda$  в полосе П может не обнаружиться порожденных линеаментами  $\rho$ — $\lambda$ -осциллирований характеристик. Это означает, что либо ориентация полосы не соответствует никакому линеаменту на изображении, либо параметр  $\lambda$  выбран так, что ни при каких  $\rho$  не может быть выполнено неравенство (17) для  $\xi(c)$  или  $\sigma^2(c)$ в данной полосе. Вообще говоря, это может входить в планы исследователя, желающего выделять только наиболее характерные линеаменты. Но и в этом случае остается неопределенность в выборе  $\lambda$ . Рассмотрим функционал

$$\xi_{\rho}(\xi) = \frac{\sum_{a}^{osc} \xi(c)}{2\rho} = \xi(c); \quad c \in [C_1, C_2],$$
(21)

где  $\underset{v}{\operatorname{osc}} \xi(c) = \sup_{t_1, t_2 \in v} |\xi(t_1) - \xi(t_2)|; \quad v = (c - \rho, c + \rho),$ 

И аналогично — фунционал

$$S_{\rho}(\sigma^{2}) = \frac{\sum_{\nu=0}^{\infty} \sigma^{2}(c)}{2\rho} = S_{\rho}(c); \quad c \in [C_{1}, C_{2}], \quad (22)$$

где  $\operatorname{osc}_{v} \sigma^{2}(c) = \sup_{t_{1}t_{2} \in v} |\sigma^{2}(t_{1}) - \sigma^{2}(t_{2})|, \quad v = (c - \rho, c + \rho).$ 

Возможно, что функции  $\xi(c)$  и S(c) не существуют при  $\rho \rightarrow 0$ , так как характеристики  $\xi(c)$  и  $\sigma^2(c)$  могут терпеть разрыв при  $F(x, y) \in C^{-1}(D)$ . Но если зафиксировать некоторое минимально допустимое значение для  $\rho$ , то эти функции могут послужить более чувствительными индикаторами для флуктуаций статистических характеристик, так как дают их разделенное (дифференцированное) значение по сравнению с просто  $\rho - \lambda$ -осциллированием. Кроме того, благодаря своей резко выраженной экстремальности они дают более определенный ответ о положении линеамента в полосе. Отметим еще, что не обязательно линеамент  $L_t \rightarrow P$  порождает осциллирование обеих характеристик  $\xi(c)$  и  $\sigma^2(c)$ . Совместное рассмотрение этих характеристик может лишь увеличить достоверность выделяемого линеамента.

Приводимое рабочее определение линеамента, обладающего свойстгом Р, служит для построения поисковых функционалов. В то же время, основываясь на этом определении нахождения линеамента, можно исследовать яркостные свойства линеамента и их статистики, проводить всевозможные классификации, различать линеаменты, обусловленные различными процессами.

Построение соответствующих функционалов (например, 21 и 22) и изучение их поведения на фрагментах изображения позволяют не только выделять линеаменты, но и идентифицировать их по свойствам *P* с линейными формами изображения, несущими специальную признаковую информацию (лесополоса, русло реки, разлом, магистраль сообщения и т. д.).

# КОСМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ — НОВЫЙ ИСТОЧНИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

## КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ РАЗЛИЧНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ

В предыдущих главах было показано, что на космических снимках земной поверхности дешифрируются черты глубинного строения территорий. В платформенных областях выявляются разрывные нарушения и локальные складчатые формы нижних горизонтов осадочного чехла и поверхности фундамента, а местами также структурно-геологические зоны и нарушения самого фундамента вплоть до основания земной коры. В складчатых орогенических областях видны новейшие поднятия и прогибы, их зоны и системы, отвечающие деформациям глубинных горизонтов земной коры.

Но наиболее интересны разнообразные тектонические линеаменты. представляющие собой зоны глубинных деформаций и границы латеральных неоднородностей литосферы, иначе говоря, – глубинные разломы в понимании А. В. Пейве (1956, а, б, 1961). Местами они являются важными элементами приповерхностной геологической структуры, но нередко не находят в ней достаточно четкого выражения и проявлены такими косвенными признаками, как изменение общего стиля приповерхностных деформаций, усиление складчатости или трещиноватости вдоль линеамента, изменение фаций и мощностей отложений, интрузивные и вулканические образования. Если линеаменты складчатых областей обычно представляют собой разломы, по которым можно доказать или предполагать существенные подвижки, то в платформенных областях заметные смещения регистрируются нередко лишь в фундаменте и его поверхности, тогда как в осадочном чехле линеаменты выражены расколами и зонами трещиноватости без значительного смещения блоков.

Своеобразным типом глубинных образований являются крупные кольцевые структуры. До появления мелкомасштабных снимков их было известно сравнительно немного. Применение космических снимков позволяет говорить об их широком распространении как в складчатых, так и в платформенных областях. Многие из сравнительно небольших кольцевых образований, выделенных на космических снимках, представляют собой вулкано-тектонические структуры, что особенно хорошо выражено в областях новейшего вулканизма (Гусев, 1976; И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1976; Rowan a. o., 1974). Вместе с тем обнаруживаются более крупные (до сотен километров в поперечнике) кольцевые образования, происхождение которых не до конца ясно. В ряде случаев в центральных частях таких структур вскрываются более древние комплексы пород, чем на периферии (Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976). А. В. Доливо-Добровольский, описавший эти структуры в Центральном Казахстане, предположил, что они отвечают древнейшим, позднее переработанным ядрам консолидации земной коры, а С. С. Шульц (мл.) (1973) рассматривал подобные образования на Туранской плите как следствие изостатического выравнивания участков с аномальной плотностью нижних горизонтов земной коры или верхней мантии.

Чем мельче масштаб и разрешающая способность космического изображения, т. е. чем выше степень его генерализации, тем более глубинные элементы структуры на нем различаются. Это дает возможность сопоставлять с помощью космических снимков структуры различных горизонтов литосферы. По сути дела такая задача является частью более общей проблемы — структурного соотношения различных оболочек Земли, в том числе и атмосферы.

Сравнение результатов дешифрирования и интерпретации разномасштабных снимков в ряде случаев позволяет говорить о сходстве приповерхностных и глубинных элементов структуры. Оно имеет место в зонах крупных глубинных разломов, выраженных на поверхности,— Таласо-Ферганского, Главного Копетдагского и др. В ряде случаев, например в зонах Дарвазского разлома и Главной системы линеаментов Восточного Кавказа, обнаруживается лишь частичное совпадение направлений нарушений разных глубин. Наконец, в ряде районов структурные планы различных горизонтов литосферы оказываются построенными по-разному.

Так, в структуре осадочного чехла и отчасти поверхности кристаллического основания Восточного Кавказа преобладают нарушения «общекавказского» простирания. Глубже, примерно на уровне условной поверхности Конрада, это структурное направление в значительной мере затушевано, но отчетливо проступают нарушения, ориентированные косо, реже перпендикулярно к нему. Еще глубже, на уровне основания земной коры, вновь отмечается преобладание «общекавказского» направления с подчиненными зонами нарушений «антикавказского» простирания.

В Таджикской депрессии обнаруживается несоответствие приповерхностной структуры строению нижних горизонтов осадочного чехла и кристаллического основания. В зоне Западно-Тяньшаньского разлома выявлена разная ориентировка крупных разломов на уровне поверхности кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича. Перекрестное расположение крупнейших зон неотектонических деформаций Средней Азии и Казахстана, установленное по данным структурно-геоморфологического анализа, является, возможно, поверхностным выражением разнонаправленности нарушений в разных горизонтах земной коры (Макаров, Соловьева, 1975, 1976).

Отмеченные несоответствия структурных планов позволяют говорить о дисгармонии между различными горизонтами литосферы. Вместе с тем выявленные признаки перемещений в зонах линеаментов, их пространственные соотношения дают основание полагать, что на различных глубинах указанных орогенических областей исходные тектонические напряжения совпадали по направлению, но из-за разного состояния деформирующихся сред привели к возникновению нарушений, различных по морфологии, преобладающей ориентировке и характеру перемещений.

Примечательно, что элементы глубинного строения обычно достаточно отчетливо проявлены в новейших, а местами лишь в позднечетвертичных деформациях и слабо выражены в более древних элементах приповерхностной структуры. Именно неотектоническое проявление глубинных деформаций определяет их отражение на космических снимках. Это отчасти объясняется тем, что глубинная структура литосферы сама по себе является в значительной мере продуктом геологических процессов новейшего этапа развития Земли. Кроме того, имеют значение рассеивание и иные преобразования зон глубинных деформаций по мере их приближения к поверхности Земли, в результате чего на последней лучше всего видны хотя и слабые, но достаточно хорошо сохранившиеся проявления самых молодых тектонических процессов. Наконец, в ряде случаев могут играть роль и дисгармоничные горизонтальные перемещения различных слоев земной коры, в результате которых выходы глубинных нарушений проектируются в каждую следующую эпоху на новые участки приповерхностной структуры, не успевая получить в ней достаточно четкого проявления. Поэтому древние глубинные деформации рассеиваются в массе собственно поверхностных нарушений и регистрируются лишь следы самых молодых глубинных подвижек.

Выявляемая на среднемасштабных космических снимках структура глубинных горизонтов литосферы орогенических областей характеризуется развитием не только деформаций сжатия, но и деформаций отрыва. В этом отношении структура глубинных горизонтов обнаруживает сходство с тектоникой дна океанов. Сложная покровно-складчатая структура наиболее высоких горизонтов коры складчатых областей оказывается своеобразным «исключением» — серией отдельных линз, специфика строения которых обусловлена наличием пластичных слоистых пород, содержащих в большом количестве газово-жидкую фазу. Без них картина тектонических нарушений напоминает сочетание разрывов, которое дешифрируется на изображениях лунной поверхности, полученных с помощью дистанционных средств (Трифонов, 1973а), и, как выясняется в последнее время, разрывную тектонику Марса (Кропоткин, 1973).

Во всех перечисленных случаях объект исследований, будь то поверхность континентов и океанов Земли или поверхность других планет, изучался «сверху», с помощью дистанционных средств. При наблюдении «сбоку», т. е. при составлении геологических профилей, сейчас возможном лишь для Земли, отмеченное сходство, возможно, нарушится. Но даже с такой оговоркой оно представляет определенный интерес, указывая на сходные черты тектоники планет земной группы.

#### ПРОСТРАНСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРЫ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

Одна из важнейших особенностей съемок Земли из космоса — одновременный охват и целостное изображение обширных территорий, включающих, как правило, достаточно разнородные и качественно различные геологические образования. Эта особенность позволяет использовать материалы космических съемох для решения вопросов пространственной корреляции структуры разных регионов, которые составляют одну из наиболее старых и важнейших проблем геологии. Задача состоит в том, чтобы установить место того или иного геологического объекта в системе всей структуры земной коры или отдельных ее крупных регионов. С этой задачей теснейшим образом связана другая путем аналогий с известными объектами и исходя из закономерностей структурных связей их между собой определять неизвестные объекты. Последняя задача очень важна для освоения районов труднодоступных или в силу каких-то обстоятельств изученных плохо.

В существующей практике геологических исследований, в основе которых находятся данные наземных измерений, отдельные объекты или элементы структуры объединяются в те или иные системы путем в известной мере умозрительных заключений. По существу любые геологические, тектонические и другие карты представляют примеры таких систем или их частей, в которых задачи пространственной корреляции решены в значительной мере индуктивным путем. Любое изображение земной поверхности, полученное из космоса, представляет карту иногорода. На ней контуры геологических объектов, их размеры, позиция в

структуре и отношение к другим объектам, весь результат их взаимодействия и развития как некоторой системы зафиксированы в виде некоторой объективной картины, которая не зависит от искусства и представлений исследователя. Последний, таким образом, выделяет тот или иной объект сразу как часть этой системы и изучает его, используя неизбежно и дедуктивные методы, что делает исследование более полным и более качественным.

Пространственная корреляция с помощью космических снимков осуществляется в три этапа, которые фактически неразрывно связаны между собой. Это разделение целого на отдельные элементы (выделение объектов), затем их распознавание как определенных геологических образований и, наконец, установление пространственно-генетических связей между отдельными объектами в пределах системы, так же как и между различными системами (например, между геоструктурными областями). Первые два этапа являются собственно дешифрированием космического изображения, на последнем этапе осуществляется синтез, т. е. геологическая, тектоническая или иная его интерпретация. Иначе говоря, задача пространственной корреляции на космических материалах решается по схеме: от общего к частному и затем снова к общему.

Решению задач пространственной корреляции благоприятствует однородность информации, получаемой с космических снимков. Собственно говоря, составление геологической карты или схемы путем дешифрирования космического снимка само по себе является решением этой задачи, поскольку обособленные по особенностям цвета, тона или рисунка те или иные геологические образования (комплексы горных пород, поверхности террас, разрывы и т. д.) непосредственно прослеживаются по простиранию и в совокупности с другими образованиями, с которыми они так или иначе взаимосвязаны, проявляют тектоническую структуру. Это прямая корреляция. Она легче всего осуществляется на крупно- и среднемасштабных изображениях. Возможности такой корреляции достаточно широки для образований молодой, неоген-четвертичной тектоники, поскольку они развиты практически непрерывно по всей площади материков, отличаясь лишь формой, размерами и интенсивностью развития.

Структурные элементы, которые являются результатом тектонических движений новейшего этапа, находят непосредственное отражение в рельефе земной поверхности, создавая его основные формы. При этом в подавляющем большинстве случаев имеет место прямое соотношение между тектоническими и крупными орографическими формами. Положительным структурным формам (антиклиналям и мегантиклиналям, в той или иной мере осложненным разрывными нарушениями) соответположительные формы рельефа (возвышенности ствуют разных порядков). Синклиналям и мегасинклиналям отвечают отрицательные формы рельефа (впадины разных порядков, долины и долинообразные понижения). Поэтому рельеф земной поверхности, который прежде всего виден на снимках разных масштабов, рассматривается как непосредственный и важный индикатор молодой тектонической структуры.

Антиклинали, будучи наиболее поднятыми и соответственно наиболее расчлененными (эродированными) участками земной поверхности, на космических снимках выделяются сложным рисунком эрозионного расчленения. Эти рисунки различны в зависимости от литологии и условий залегания пород, слагающих тот или иной участок земной поверхности, от экспозиции склонов, от длительности и интенсивности развития поднятий как форм рельефа, но они всегда резко отличаются от рисунков днищ впадин, крупных долин и долинообразных понижений. Последние, являясь развивающимися тектоническими прогибами, были и на отдельных участках остаются зонами аккумуляции обломочного материала. Они характеризуются соответствующими формами рельефа. Это террасированные аллювиальные или слабоволнистые пролювиальные пологонаклоненные равнины, которые отличаются слабой эродированностью, во всяком случае меньшей по сравнению с поднятиями.

В общем случае дробность и глубина расчленения аккумулятивных равнин тем меньше, чем моложе равнина. Применительно к тектоническим поднятиям можно сказать, что дробность и глубина эрозионного расчленения тем больше, чем дольше поднятие развивается как форма рельефа. Однако при этом необходимо учитывать еще и скорость развития деформаций, с увеличением которой их выраженность в рельефе улучшается, т. е. быстрее поднимающиеся участки расчленяются более интенсивно. Поэтому глубина и дробность расчленения той или иной поверхности не являются прямым показателем ее возраста. С помощью этого критерия уверенно может определяться относительная возрастная последовательность лишь сопряженных поверхностей. Корреляция друга поверхностей должна контролироваться удаленных друг от последовательным прослеживанием либо самих этих поверхностей, либо других маркирующих объектов, с которыми рассматриваемая поверхность определенно связана.

Все сказанное выше позволяет достаточно уверенно выделять на космических снимках, особенно на крупномасштабных, участки или, вернее, зоны разновозрастных аккумулятивных равнин, которые характеризуют синклинальную структуру крупных долин и делают возможным по снимкам наметить общие пространственно-временные закономерности развития деформаций. Изменения рельефа, фиксируемые соответствующими изменениями фоторисунка, позволяют уверенно выделять в пределах крупных синклинальных структур локальные структурные элементы, в том числе выраженные деформацией какой-нибудь одной поверхности. Такие деформации лучше всего фиксируются на аккумулятивных поверхностях.

Различная высота поднятий-антиклиналей и различная глубина и дробность их эрозионного расчленения, относительная величина которых определяется на снимках достаточно хорошо, являются в общем случае показателями длительности и активности понятий того или иного участка земной поверхности. Достаточно сравнить глубоко расчлененные поднятия Туркестанского, Зеравшанского, Киргизского и других хребтов Тянь-Шаня, которые обособились в рельефе уже в начальную стадию новейшего этапа, с Бабатагской, Джетымтауской, Каратауской и им подобными антиклиналями Таджикской депрессии, которые обособились в рельефе в основном в раннем и среднем плейстоцене, и, наконец, с позднеплейстоцен-голоценовой антиклиналью, расположенной южнее г. Курган-Тюбе.

Таким образом, рельеф земной поверхности, хорошо проявленный на изображениях из космоса, является главнейшим и вполне определенным индикатором новейшей тектонической структуры и ее развития.

Для всех более древних образований, развитых в пространстве прерывисто, прямая корреляции, как правило, ограничивается областью выхода на поверхность этих образований. Межрегиональная корреляция осуществляется в этом случае уже опосредствованно, основываясь на серии косвенных признаков, а именно на сходстве цвета, тона и рисунка изображения. Но одинаковые рисунок, цвет и тон изображения не свидетельствуют однозначно о тождественности характеризуемых ими образований. Причина заключается в том, что все древние образования оказываются по-разному переработанными более поздними тектоническими движениями, в том числе (и это особенно важно для рассматриваемой проблемы) новейшими. Последние завершили композиционные преобразования древних структурных элементов и определили их различное гипсометрическое положение, которое отвечает положению древних комплексов в новейшей структуре. Вместе с климатическими эти различия обусловили формирование на одном и том же субстрате достаточно различных типов рельефа и почвенно-растительного покрова, которые в значительной мере определяют образ геологических объектов на снимке. В результате этого одинаковые геологические образования могут выглядеть на космических снимках по-разному, и наоборот, существенно различные образования могут проявиться достаточно сходно.

Следовательно, корреляция древних разобшенных образований даже в пределах одного региона требует дополнительных сведений, чтобы быть однозначной. В противном случае многие важные для теории и практики выводы, которые делаются на основе анализа космических снимков, могут оказаться по меньшей мере сомнительными. Корректная же постановка и решение вопроса пространственной корреляции геологических структур по космическим снимкам помогают вскрыть важные связи как между различными структурными элементами внутри крупных регионов, так и между самими регионами.

Таким образом, космические снимки, представляя собой целостные картины структур крупных областей и даже целых континентов, дают важную информацию о том, существует или нет планетарная упорядоченность в расположении структурных элементов земной коры и если существует, то какого ранга и генезиса структуры подчиняются эгим планетарным закономерностям. Знание последних необычайно важно для решения проблемы об источниках и механизме структурообразования и связанных с ней задач структурного прогноза местонахождения полезных ископаемых и других практических задач.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЯ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Некоторые проблемы и аспекты пространственной корреляции структурных элементов рассмотрим на примере голоцен-позднеплейстоценовых тектонических нарушений Западной и Центральной Азии. Как было показано в предыдущей, методической, части работы, оптимальным для изучения позднечетвертичных нарушений представляется сочетание космических, аэро- и наземных методов исследования. С помощью космических снимков определяются зоны возможного распространения позднечетвертичных деформаций. Их изучение на аэрофотоснимках позволяет выделять конкретные нарушения и участки, где они лучше всего могут быть исследованы наземными средствами. Иногда на аэрофотоснимках удается измерить наклон позднечетвертичного разрыва и предположительно оценить направление и величину перемещений. Во всех случаях для определения морфологии голоцен-позднеплейстоценового нарушения, направления, величины и возраста подвижек необходима наземная проверка.

В разные годы Э. Арган, Н. Павони, А. В. Пейве и его сотрудники, А. Гансер, Ли Сы-гуан, Г. В. Велманн, А. И. Суворов, Л. М. Расцветаев, П. Молнер, П. Тапонье и другие исследователи предлагали модели позднеальпийских горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры азиатской части Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса. Будучи согласованной в общем виде, каждая из этих моделей оставляла много неопределенностей в соотношении отдельных блоков из-за трудностей точного определения возраста горизонтальных перемещений по крупным разломам, а именно такие определения позволяют выделять основные блоки земной коры в те или иные моменты ее эволюции и реконструировать целостную динамическую картину данного момента. Наиболее надежные результаты дает установление времени

1/4 13 Труды ГИН, вып. 317

формирования сопутствующих разломам складок, грабенов и других подобных нарушений по возрасту выполняющих их отложений (Лукьянов, 1963, 1965). Однако с помощью таких определений можно устанавливать лишь направления горизонтальных перемещений в данную эпоху, но не их амплитуды и скорости.

Трудности выделения геологически одновременных горизонтальных движений крупных блоков земной коры в значительной мере преодолеваются, если ограничить возрастной интервал изучаемых перемещений поздним плейстоценом и голоценом. Деформируемые в процессе таких перемещений отложения и формы рельефа различаются и картируются достаточно надежно. Более того, стратифицировать позднечетвертичные образования удается с дробностью, практически недоступной при изучении более древних геологических объектов, ибо для такой стратификации, помимо обычных геолого-геоморфологических методов, можно использовать данные о современном положении древних береговых линий, климатических изменениях, стадиях отступания позднечетвертичных ледников, скоростях эрозии и аккумуляции осадков, археологии, определения рэлиологического возраста по С<sup>14</sup>. Большие возможности детального количественного изучения тектонических подвижек позднеи послеледниковой эпох и методические особенности их выявления позволили Ю. А. Мещерякову (1961) отделить их от новейших (неогенчетвертичных) и современных (последние сотни лет) тектонических перемещений в особый объект исследований — молодые движения земной коры.

Для целей нашего исследования существенно, что следы молодых горизонтальных смещений форм рельефа, в отличие от более древних, чаще всего не успевают быть полностью разрушенными эрозией и обнаруживаются во многих областях новейшей тектонической активности. Определяя амплитуды перемещений за разные отрезки голоцена и позднсго плейстоцена, получаем средние скорости молодых движений, которые при некоторых сведениях о направлениях более древних перемещений можно с большей или меньшей уверенностью экстраполировать в геологическое прошлое.

Один из крупнейших молодых разрывов Юго-Восточного Кавказа (см. рис. 14) — правый взбросо-сдвиг, простирающийся на северо-запад вдоль юго-восточного отрезка Аджичайского разлома (рис. 81, 1). Разрыв наклонен на юго-запад под углом около 65°. Терраса начала позднего плейстоцена сдвинута на 8—10 м при поднятии южного крыла на 0,7-0,8 м. Сдвиг террасы конца позднего плейстоцена - 3 м, голоценового русла — до 2 м. При отклонении разрыва и оперяющих нарушений до меридионального направления появляется, а местами преобладает сбросовая составляющая, при отклонении до широтного направления развиваются взбросы и надвиги. Севернее, в пределах Кобыстана и района г. Шемахи, простирания разрывов разнообразнее, амплитуды перемещений не превышают первых метров. Выделяются системы молодых нарушений, которые представлены надвигами и взбросами, ориентированными под углами около 45° к ним правыми и левыми сдвигами. реже поперечными сбросами и трещинами растяжения. Анализ расположения таких систем (см. рис. 15) показал, что во многих из них надвиги и взбросы направлены вдоль новейших складок, оси которых изменяют простирания от широтных до северо-западных. Очевидно, развитие таких систем связано с продолжающимися складчатыми деформациями. Наряду с ними выделяется система относительно крупных молодых разрывов, выдержанных по направлению на всей территории: надвиги и взбросы этой системы простираются по азимутам 270-285°, правые сдвиги —315—330°. левые сдвиги —45—60°, сбросы и раздвиги —



Рис. 81. Крупные разломы Западной и Центральной Азии, активные в позднем плейстоцене и голоцене

- 1 сдвиги;
- 2 надвиги и взбросы;
- 3 сбросы;
- 4 разрывы с невыясненным направлением перемещения;
- 5 --- вулканические цепи (на врезке -- кулисно расположенные антиклинали в долине р. Сурхоб);
  - p. Cypx00
- 6 разломы:
- а установленные,
- б предполагаемые (номера разломов и их описание даны в тексте). На врезке разломы Афгано-Таджикской депрессии, возникшииили омоложенные в позднем плейстоцене и голоцене (по долинам рек Амударья и Пяндж использованы данные А. А. Никонова)

0—20°. Это относится и к разнонаправленным отрезкам изогнутых нарушений. Правые и левые сдвиги тех же простираний описаны севернее, в пределах Известнякового Дагестана (Скарятин, 1963, 1976). Некоторые из них продолжали развиваться в позднем плейстоцене и голоцене. Сдвиги и сбросо-раздвиги рассматриваемой системы совпадают по направлению с линеаментами, отдешифрированными на космических снимках и отвечающими глубинным разломам. По-видимому, эта система молодых нарушений отражает на поверхности ориентировку активных глубинных разделов земной коры, тогда как соскладчатые разрывы и трещины имеют более поверхностное заложение и, так же как и складки, не распространяются глубже осадочного чехла.

Молодые нарушения (рис. 82) прослеживаются более чем на 500 км вдоль зоны Главного Копетдагского разлома (2)<sup>1</sup> на северо-восточном склоне Копетдага. Большая их часть — правые сдвиги и взбросо-сдвиги, ориентированные вдоль или под небольшими углами к простиранию зоны. Обнаружены правый сдвиг дворцовых построек античного г. Ниса — на 0,3 м, правый сдвиг вала средневековой крепости Чугундор — на 2—2,5 м, правые смещения ирригационных систем — линий кяризов. Первые такие системы появились не позже V в. до н. э. Они строились и возобновлялись в античные и средние века. Древнейшие линии кяризов сдвинуты на отдельных отрезках Главного Копетдагского разлома до 6-9 м (Трифонов, 1976). В среднем правый сдвиг вдоль разлома за голоцен достигает 8-10 м. Отношение взбросовой и сдвиговой составляющих у взбросо-сдвигов от 1:3 до 1:7. Западнее пос. Беурме по южной ветви разлома удалось измерить величины сдвиговых смещений за голоцен и за голоцен — поздний плейстоцен. Первое достигает 8±2 м, второе —55—60 м (Трифонов, 1974).

На отдельных участках зона Главного Копетдагского разлома образует ступенчатые в плане изгибы, приобретая широтное или востоксеверо-восточное направление. В таких участках представлены молодые надвиги и взбросы амплитудой до первых метров, наклоненные под углами 25-50°, редко до 20 и 60°. Кроме северо-западных правых сдвигов и взбросо-сдвигов и субширотных надвигов и взбросов, в зоне Главного Копетдагского разлома развиты молодые левые сдвиги северовосточного простирания. Указанные простирания надвигов, взбросов, правых и левых сдвигов выдерживаются на разнонаправленных отрезках изогнутых нарушений и при сложных сочетаниях разрывов разной ориентировки (Копп и др., 1964, рис. 1). Локальные складки, возникшие или продолжающие развиваться в позднем плейстоцене и голоцене, особенно многочисленны на западном погружении Копетдага (см. рис. 80). Амплитуды локальных складчатых изгибов достигают здесь 7-8 м. а региональных изгибов позднеплейстоценовой поверхности — 50 м. Простирания молодых разрывов разнообразнее, чем в Центральном Копетдаге, поскольку здесь, как и на отдельных участках Восточного Копетдага, наряду с молодыми подвижками вдоль крупных разломов развивались соскладчатые разрывы и трещины (Иванова, Трифонов, 1976, рис. 5), подобные описанным выше в пределах Юго-Восточного Кавказа. Преобладают правые сдвиги северо-западного и северо-северозападного простираний и левые сдвиги, ориентированные широтно или на северо-восток. На Большом Балхане встречены молодые правые взбросо-сдвиги северо-западного простирания.

Признаки позднечетвертичной активизации обнаружены почти непрерывно на 250-километровом отрезке Таласо-Ферганского разлома (3) Тянь-Шаня. По данным В. С. Буртмана, А. В. Пейве, С. В. Руженцева (1963), здесь имеет место правый сдвиг мелких голоценовых водотоков и водораздельных гряд на 30—35, редко 50 *м*, а в бассейне р. Кылдау

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и ниже в этом разделе номера разломов см. на рис. 81.



Рис. 82. Голоцен-позднеплейстоценовые разрывы зоны Главного Копетдагского разлома

- 1 надвиги и взбросы;
- 2 сдвиги;
- 3 сбросы;
- 4 разрывы и трещины с невыясненным направлением перемещения:
- а достоверные,
- б предполагаемые;
- 5 подгорная равнина, сложейная преимущественно осадками позднего плейстоцена и голоцена. Рис. а, б, в непосредственно продолжают друг друга

возможен правый сдвиг водораздельного гребня на 100 м. Е. Я. Ранцман и Г. Н. Пшенин (1967) приводят данные о более ранних правосдвиговых подвижках. Смещение III надпойменной террасы в юго-западной части Тогуз-Тороуской депрессии определено в 200—250 м (за голоцен и, может быть, самый конец плейстоцена), а среднечетвертичной морены в верховьях р. Карасу (вост.) в 750 м (с конца среднего плейстоцена). Суммарный правый сдвиг со среднего плейстоцена поныне — не менее 1200 м (Герасимов, Ранцман, 1964).

В разных районах Тянь-Шаня отмечались молодые надвиги и взбросы широтного и восток-северо-восточного простираний. Надвиг древних пород на образования среднего и верхнего плейстоцена и голоцена — на южном борту Кочкорской впадины, северных бортах Атбашинской, Нарынской и Верхненарынской впадин (Макаров, 1977). По данным Б. В. Сенина, позднечетвертичные перемещения, по-видимому, имели место по Зааминскому взбросу. Б. Е. Акинин описал голоценовые взбросы в верховьях р. Зеравшан. Молодые надвиги и взбросы развиты в южных предгорьях Гиссара западнее г. Душанбе. Наконец, взбросонадвиговые перемещения произошли в эпицентральной зоне Кебинского землетрясения 4 января 1911 г. (Богданович и др. 1914; Кучай, 1969).

Молодые правосдвиговые смещения описаны на 100-километровом отрезке Джунгарского разлома (4) в районе Джунгарских ворот. В. С. Войтович (1968) определил суммарный сдвиг по этому разлому за поздний плейстоцен и голоцен в 500 м, выделив две стадии подвижек: на 300 м, затем еще на 200 м. Смещения мелких русел на поверхности позднеплейстоценового предгорного шлейфа достигают, по данным К. В. Курдюкова и В. С. Войтовича, 30—35 м в районе р. Ргайты. А. В. Долицкий и автор определили здесь две величины правосдвиговых смещений водотоков: на 40—50 м, вероятно,— с конца позднего плейстоцена и на 20—25 м, местами лишь 10 м — в голоцене. Молодой разрыз очень круто наклонен на юго-запад. Взбросовая составляющая перемещений достигает 5—7 м. Северо-западнее разрыв разделяется на несколько ветвей, кулисно подставляющих одна другую. Голоценовые сдвиговые подвижки по каждой ветви не превышают 10—12 м и далее к северо-западу затухают.

Юго-западнее Джунгарского разлома К. В. Курдюков (1956) описал субширотный позднечетвертичный Лепсинский взброс. А. В. Долицкий и В. Г. Трифонов выявили несколько молодых взбросов и правых взбросо-сдвигов широтного и запад-северо-западного простираний в пределах Джунгарского Алатау. На юго-восточном склоне хр. Алтын-Эмель обнаружен левый взбросо-сдвиг (5), круто наклоненный под хребет. Левосдвиговое перемещение достигает здесь 2,5—3 м за конец голоцена, 5—7 м — за голоцен, 15—20 м — за голоцен и конец позднего плейстоцена, 30 м — за голоцен и поздний плейстоцен. Среднеплейстоценовые формы сдвинуты на 50 м; неясно, относится ли это движение лишь к позднечетвертичному времени или захватывало и конец среднего плейстоцена. Взбросовая составляющая уступает сдвиговой в 6—8 раз.

Все рассмотренные молодые нарушения северного фланга Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса характеризуются выдержанной ориентировкой: правые сдвиги простираются на северо-запад, левые сдвиги — на северо-восток, надвиги и взбросы — субширотно. Разрывы со смешанным перемещением имеют промежуточные простирания. Сложнее обстоит дело в более южных районах. Здесь на южном фланге пояса выделяются два блока древней коры: Аравийский и Индостано-Памирский, глубоко вдающиеся в глубь пояса и во фронтальной части существенно переработанные новейшими движениями. Особенно интенсивные новейшие деформации наблюдаются в Индостано-Памирском блоке. Оба блока ограничены зонами молодых нарушений.

Вдоль восточного берега Средиземного моря от залива Акаба на юге

до гор Тавра на севере протягивается субмеридиональная система рифтов Мертвого моря. Различаются несколько главных разломов, кулисно подставляющих друг друга, и более мелкие разрывы. Наряду с вертикальными смещениями вдоль рифтовой системы установлен левый сдвиг амплитудой около 100 км (Quennell, 1959; Freund, 1965). Грабен Мертвого моря приурочен к зоне растяжения на участке кулисного подставления двух главных ветвей рифта. На отрезке северо-северо-восточного простирания рифтовой системы появляется сжимающая составляющая движений, с которой связаны складки Ливана и Хермона — Антиливана.

Квеннел (Quennell, 1959) считает последнюю фазу сдвиговых перемещений четвертичной. О ее молодости свидетельствует тот факт, что возникшая в связи со сдвиганием впадина северной части Мертвого моря до сих пор не заполнена осадками, а устья впадающих в нее сбоку постоянных и временных водотоков лишены конусов и дельт. На позднечетвертичных поверхностях разломы рифтовой системы нередко выражены уступами. На юге, в вади Араба, зарегистрировано голоценовое левое смещение примерно на 10 *м* (Quennell, 1959). Следы совсем молодых вертикальных подвижек, по-видимому, связанных с землетрясением 31 г. до н. э., обнаружены в развалинах монастыря эссеев в Хирбет-Кумране (Цейнер, 1957).

Ареной интенсивных молодых движений являются северо-восточный берег Персидского залива (Wellman, 1966) и территория Месопотамии. Д. М. Лис привел убедительные доказательства локальных и региональных складчатых деформаций исторического времени. Новейшая антиклиналь Шаур, протягивающаяся в северо-западном направлении между Шушем и Ахвазом, испытала в осевой части поднятие до 18 *м* за последние 1,5 тыс. лет ( $>1 \ cm/2od$ ). Г. Веллман (Wellman, 1966) обнаружил признаки позднечетвертичной активности на значительной части Загросского разлома и выделил участки, где пересекаемые разломом водотоки, вероятно, испытали правосдвиговое смещение до 100 *м*. Северовосточнее закартированы Кухбананский (8) и Найбандский (9) молодые разрывы с правосдвиговыми изгибами пересекаемых водотоков; разрывы простираются на северо-запад, отгибаясь в северных частях к северу.

Индостано-Памирский блок ограничен с северо-запада зоной Дарвазского разлома. Система интенсивных молодых деформаций протягивается в субширотном направлении вдоль южного борта Алайской долины; западнее, между сел. Ляхш и верховьями р. Обиминьоу, она простирается на юго-запад, а южнее приобретает субмеридиональное простирание и, пересекая р. Пяндж, смыкается с молодыми нарушениями западного ограничения Индостана, которые расположены вдоль выделенной М. Абдель-Гавадом (Abdel-Gawad, 1971) на основе дешифрирования космических снимков Сулеймано-Киртарской зоны позднеальпийских левых сдвигов. Это левый кулисный ряд сближенных прямолинейных нарушений, крупнейший из которых описан как Чаманский разлом, активный в позднечетвертичное время (Wellman, 1966). На юге рассматриваемая зона переходит в субмеридиональные разрывы дна Аравийского моря.

На субширотном северном отрезке этой грандиозной системы молодых нарушений, в Алайской долине и западнее, между селениями Карамык и Ляхш, наблюдаются позднечетвертичные взбросы и надвиги. На отрезке юго-западного простирания Дарвазского разлома, между сел. Сагирдашт и перевалом Возгина, описаны позднечетвертичные левосдвиговые смещения (Захаров, 1969; Никонов, 1975). В. К. Кучай и В. Г. Трифонов (1977), обследовавшие указанный участок в 1974 г., определили величины молодых левосдвиговых смещений за разные отрезки времени. Зарегистрированные на отдельных отрезках амплитуды сдвига в 5 и 20 м, как показали смещения кладки согдийской и более поздней эпох, относятся к последним 1500 лет. Суммарные смещения за поздний голоцен достигают 60—95 м, за весь голоцен — 150—160 м, за конец позднего плейстоцена и голоцен — 300—350 м (до 500 м?) и за поздний плейстоцен и голоцен в целом — около 800 м. Единичное измерение смещения с конца среднего плейстоцена до настоящего времени дало 1200 м. Разлом круто наклонен на юго-восток. Взбросовая составляющая переменна, но повсюду многократно уступает сдвиговой.

Южнее, на субмеридиональном отрезке разлома, по-прежнему преобладают левосдвиговые подвижки, но отдельные молодые нарушения рассредоточены в полосе шириной до нескольких десятков километров. Наиболее крупные молодые разрывы формируют вдоль р. Пяндж и в долине возле сел. Иол и Порвор позднечетвертичный грабен. Местами они расположены эшелонированно один относительно другого и образуют левые кулисные ряды. Между селениями Хирманджо и Иол вдоль западного ограничения грабена позднеголоценовые русла испытали левый сдвит на 20 м, раннеголоценовые террасы и конусы выноса — на 120 м, редко до 140—150 м (при поднятии западного крыла на 3—4 м), а склоны долин начала позднего плейстоцена — около 300 м (Кучай, Трифонов, 1977).

Вдоль Чаманского разлома также отмечаются левосдвиговые смещения и изгибы водотоков (Wellman, 1966). Севернее г. Чамана в двух местах можно предполагать их левый сдвиг на 850 и 1100 м. Южнее г. Чамана зарегистрированы две величины левосдвигового смещения, характерные для разных систем водотоков: на 20 и 120 м. Непосредственно возле Чамана описан левый сдвиг железнодорожной линии на 1 м при землетрясении 1892 г. (Griesbach, 1893). В северной части разлома отмечается небольшое позднечетвертичное поднятие западного крыла, южнее вертикальная составляющая движений менее выдержана. Западнее северной части Чаманского разлома, примерно параллельно ему, проходит небольшой Дарафшанский разлом (12), по которому левослвиговое смещение водотоков составляет около 150 м (Wellman, 1966).

Значительные молодые перемещения, вероятно, происходили вдоль северо-восточного ограничения Индостано-Памирского блока, по Памиро-Каракорумскому разлому, который описан (Буртман и др., 1963) как альпийский правый сдвиг амплитудой до 270 км. Судя по выражению на космических снимках, этот разлом на отдельных участках рассекает позднечетвертичные образования. Признаки молодой активности зафиксированы и по некоторым нарушениям Оксу-Мургабской зоны правых сдвигов (Руженцев, 1963), ответвляющейся от рассматриваемого разлома.

По обеим сторонам от Аравийского и Индостано-Памирского блоков во внутренних частях Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса широко распространены молодые нарушения субширотного и близких к нему простираний. П. Павони (Pavoni, 1962) описал правосдвиговое перемещение на 3—4 *м* вдоль субширотного Северо-Анатолийского разлома (14). Эти подвижки фиксируются почти на всем 1300-километровом протяжении разлома и связаны с серией эемлетрясений 1939— 1953 гг. За то же время южное крыло разлома было поднято до 1 *м*.

К северо-востоку от Загросского разлома известно несколько молодых нарушений. На субширотном участке дугообразно изогнутого Дорунехского разлома (15) зарегистрированы молодые левосдвитовые смещения на 75 и 200 м (Wellman, 1966). Субширотная зона нарушений (16) возникла во время землетрясения Даште-Байас 31 августа 1968 г. (Gansser, 1969; Tchalenko, Ambraseys, 1970). Она имеет протяженность 80 км и ширину до 3 км. Вдоль зоны измерен левый сдвит до 4,5 м; вертикальная составляющая переменна и местами достигает 1,6 м. По Шахрудскому разлому (17) восток-северо-восточного простирания отмечены левосдвиговые смещения пересекаемых водотоков на 35 и 100 м (Wellman, 1966). Западнее, по Северо-Тегеранскому разлому (18) (азимут простирания 70°) описаны молодые взбросовые подвижки, но эшелонированное расположение отрезков разлома указывает на подчиненную лесосдвиговую составляющую перемещений (Tchalenko a. o., 1974). Южнее, на территории г. Тегерана, зарегистрировано несколько мелких молодых надвигов северо-западного и широтного простираний (Tchalenko a. o., 1974). В 150 км к западу от Тегерана произошел субширотный левый взбросо-сдвиг (19) в связи с землетрясением Буйин-Зара 1 сентября 1962 г.; сдвиговая составляющая достигает 0,1 м, поднято южное крыло (Ambraseys, 1963).

Для территории Грузии Л. В. Когошвили (1970) приводит примеры продолжающегося в позднечетвертичное время роста складок и молодых вертикальных перемещений по разломам. В. С. Хромовских описал сейсмогенные сбросы и сбросо-сдвиги на южном склоне Центрального и Северо-Западного Кавказа. С. С. Шульц (мл.) зарегистрировал молодой субширотный левый сдвиг в районе г. Гори. Субмеридиональные позднечетвертичные вулканические цепи, вероятно, отвечающие зонам растяжения этого времени, известны на Абульском, Гегамском и Синюкском вулканических нагорьях Малого Кавказа.

Сложная система молодых нарушений выявлена к западу от Киртаро-Сулеймано-Дарвазской зоны. На северном краю Афгано-Таджикской депрессии С. А. Захаров (1964) выделил Сурхобскую зону сейсмоактивных новейших правых сдвигов, продолжающуюся на запад Ханакинской, Южно-Гиссарской (Илякской) и Кокшальской ветвями Южно-Тяньшаньского разлома. Наиболее сейсмоактивна Илякская ветвь. По Сурхобскому разлому описаны вертикальные (Певнев и др., 1968) и надвиговые (Скобелев, Флоренский, 1974) позднечетвертичные перемещения. По данным Т. П. Ивановой и В. Г. Трифонова, на северном склоне хр. Петра Первого и в долине р. Сурхоб (см. врезку на рис. 81) преобладают молодые надвиги и взбросы восток-северо-восточного простирания, с которыми местами сочетаются субмеридиональные левые сдвиги и правые сдвиги запад-северо-западного простирания. На отдельных участках большую роль играют простирающиеся на северосеверо-запад сбросы и трещины растяжения. Все это указывает на формирование молодых нарушений в условиях горизонтального сжатия с элементами правого сдвига вдоль Сурхобской зоны. Последнее подтверждается эшелонированным расположением погружающихся на северо-восток поздне-плейстоценовых складок на левом берегу р. Сурхоб, в районе пос. Таджика бада. Вдоль Илякской зоны простираются молодые разрывы, для которых выявлены лишь небольшие взбросовые перемещения, но по крупному молодому разрыву, простирающемуся в северо-восточном направлении северо-западнее г. Явана, правосдвиговая составляющая многократно преобладает над взбросовой. Голоценовый сдвиг достигает здесь 13—15 м, а сдвиг с середины позднего плейстоцена — 80—90 м.

К югу от Илякской зоны новейшие складки Афгано-Таджикской депрессии простираются в юго-юго-западном, а затем и в меридиональном направлении. Вдоль крыльев антиклиналей-хребтов нередко видны взбросы. А. А. Никонов (1970) показал, что рост складок и вертикальные перемещения по разломам продолжались до голоцена включительно. По наблюдениям автора, некоторые из этих голоценовых разрывов (на западном борту долины р. Сурхандарьи, в долине р. Кафирнигана, см. врезку на рис. 81) являются левыми взбросо-сдвигами с преобладанием сдвиговой составляющей.

К югу от Афгано-Таджикской депрессии выделены (Wellman, 1966) Талемазарский (20) и более крупный Гератский (21) субширотные разломы. Вдоль Талемазарского разлома обнаружены правосдвиговые смещения водотоков (вероятно, голоценовых) на 25 м. Вдоль Гератского разлома также можно предполагать правосдвиговые изгибы водотоков. Более надежны признаки такого смещения на северо-восточном продолжении Гератского разлома, восточнее его пересечения с Чаманским сдвигом. Водотоки, видимо, тоже голоценовые, сдвинуты здесь на 60—100 м. Вертикальные смещения заметно уступают горизонтальным.

К востоку от Индостано-Памирского блока П. Молнер и П. Тапонье (Molnar, Tapponnier, 1975) выделили новейший разлом восток-северовосточного простирания вдоль хр. Алтынтаг и предположили на основании сходства с хорошо изученными сдвигами его левосдвиговую природу. Это подтверждается кулисным расположением новейших горст-антиклиналей к югу от Алтынтага. На космических снимках видно, что линия разлома пересекает позднечетвертичные отложения и формы рельефа.

Левый сдвиг до 6—8 *м* произошел во время землетрясения 4 декабря 1957 г. (Лукьянов, 1965) на 270-километровом отрезке субширотного Долиноозерского разлома (23) в Монголии. Вертикальная составляющая перемещения переменна, обычно она не превышает первых метров, но местами возрастает из-за вторичных деформаций. Левый сдвиг до 6,5 *м* имел место во время Таннуольских землетрясений 9 и 23 июля 1905 г. (Вознесенский, 1962) на более чем 320-километровом отрезке Хангайского разлома (24).

Большинство исследователей (Обручев, 1922; Ламакин, 1955; Флоренсов, 1968) трактуют Байкальскую и более мелкие соседние впадины как грабены, возникшие в условиях поперечного растяжения. Многие продольные нарушения этой системы продолжали функционировать как сбросы до голоцена включительно (Карта сейсмотектоники..., 1968). Вдоль них обнаружены сейсмодислокации с признаками сбросовых подвижек. Иначе обстоит дело на северо-восточном и юго-западном окончаниях Байкальской рифтовой системы. Северо-восточнее Байкала, на южном борту Муйской впадины, во время землетрясения 27 июня 1957 г. возникли субширотные взбросо- и сбросо-сдвиги (25) (Солоненко, 1965; Живая тектоника..., 1966). К западу от южной оконечности Байкала протягивается изогнутый, но в целом субширотный Тункинский разлом (26), сбросовая составляющая которого по геоморфологическим и иным признакам достигает 300—400 м и сопровождается левым сдвигом на 300—1200 м; перемещения происходили в плиоцен-четвертичное время (Шерман и др., 1973). С. В. Обручев (1950) оценил амплитуду молодого сброса по Тункинскому разлому в 30-40 м. В зоне разлома выявлены молодые сейсмодислокации с признаками левых сбросо-сдвигсвых подвижек (Хромовских и др., 1975).

Изложенные данные о молодых перемещениях по крупным разломам Западной и Центральной Азии различны по достоверности и полноте. Одни из них получены в результате детальных исследований, другие например данные Г. Веллмана, основаны лишь на дешифрировании аэрофотоснимков. Для одних разломов определены амплитуды перемещений за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена, для других — лишь единичные подвижки во время землетрясений последних 100 лет. Не всегда удается точно определить возраст выявленных деформаций рельефа. Наконец, для некоторых территорий вообще нет сведений о молодых перемещениях. Тем не менее мы считаем, что полученные данные могут служить основой для качественной, а отчасти и количественной оценки основных тенденций распределения молодых движений земной коры в рассматриваемом секторе Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса.

Наибольшие амплитуды молодых перемещений установлены в зоне Дарвазского разлома, где средняя скорость левого сдвига достигает 1,2—1,4 см/год. По-видимому, она сохраняется и на более южных отрезках Киртаро-Сулеймано-Дарвазской системы разломов. Вместе с Памиро-Каракорумским разломом эта система ограничивает Индостано-Памирский блок литосферы, испытывающий интенсивное относительное движение в северном направлении. С этим движением, встречающим упор со стороны Тянь-Шаня — краевой части Евразийской плиты, вероятно, связано аномально быстрое позднечетвертичное воздымание Памира, Каракорума и Гималаев (Гансер, 1967; Лоскутов, 1969; Белоусов, 1976) и надвигание по Главному пограничному разлому Гималаев (27), которое как считает А. Гансер, возможно, происходило после ранне-среднеплейстоценового смятия отложений сивалика. Сходным по форме и направлению позднечетвертичного движения, хотя, вероятно, и более медленного, является Аравийский блок, ограниченный сдвиговыми зонами Мертвого моря и Загроса. Молодые сдвитовые подвижки не ограничиваются краями обоих блоков, но иногда захватывают разрывы, отстоящие на десятки, реже сотни километров от основных швов.

Сближение Индостано-Памирского и Аравийского блоков с Евразийской плитой вызывало ее субмеридиональное горизонтальное сжатие. Оно проявилось в воздымании и короблении краевой части плиты, наиболее значительных на Тянь-Шане, и молодых перемещениях по новейшим разломам, причем направления подвижек выдерживаются на обширных территориях, отражая постоянство направления сжимающих усилий. Скорости движения, как правило, меньше, чем на южных флангах пояса, причем на участке к северу от Индостано-Памирского блока они выше, чем на участке к северу от Аравийского блока, который двигается медленнее. Так, средняя скорость правосдвигового перемещения вдоль Главного Копетдагского разлома, по-видимому, не превышает 1,5—2 мм/год, а по Таласо-Ферганскому разлому она, вероятно, лишь немногим уступает скорости движений по Дарвазскому сдвигу.

Более сложные молодые движения имеют место между Индостано-Памирским и Аравийским блоками и Евразийской плитой. Они хорошо выражены в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня, где происходит отжимание горных масс из области максимального сближения плит, из-за чего в Сурхоб-Илякской зоне имеют место правые взбросо-сдвиговые перемещения, а вдоль хр. Петра Первого возникает растяжение и формируются поперечные сбросо-раздвиги. Субширотные правые сдвиги есть и южнее (Талемазарский и Гератский разломы). Вероятно, они связаны с неравномерным оттоком горных масс от движущегося Индостано-Памирского блока в условиях существования упора с севера.

Зеркально симметричными оказываются молодые перемещения по субширотным разломам восточнее области наибольшего сближения Индостано-Памирского блока и Евразийской плиты. Здесь происходят левые сдвиговые, взбросо-сдвиговые и сбросо-сдвиговые подвижки по Алтынтагскому, Долиноозерскому, Хангайскому, Тункинскому и Муйскому разломам. Впервые такую осевую симметрию отметили и объяснили С. А. Захаров (1958), а также П. Молнер и П. Тапонье (Molnar, Тарроппіег, 1975), связавшие с движениями по субширотным левым сдвигам образование Байкальской и других зон растяжения северо-восточного и субмеридионального простираний.

Осесимметричны и направления молодых перемещений по обе стороны Аравийского блока. К западу от него находится субширотный Северо-Анатолийский правый сдвиг, а к востоку — Даште-Байасский, Дорунехский, Шахрудский, Северо-Тегеранский и другие левые сдвиги и взбросо-сдвиги.

Субширотные и близкие к ним по направлению сдвиги представляются важнейшими элементами позднечетвертичной тектоники внутренней части Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса (Трифонов, 1976б). Они образованы неравномерным горизонтальным движением южного фланга пояса, где Аравийский и Индостано-Памирский блоки значительно опережают соседние области по темпам сближения с Евразийской плитой.

В связи с движениями по крупным разломам формируются более мелкие разрывы, созданные перекосом отдельных блоков, как это имеет место в Афгано-Таджикской депрессии; развиваются складчатые формы и системы разрывов и трещин, возникающие в процессе их роста. При значительных превышениях рельефа образуются обвалы, оползни и другие формы, связанные с нарушениями гравитационного равновесия. В итоге относительно простая картина перемещений по основным разломам местами существенно осложняется.

Обратимся теперь к соотношениям молодых и новейших тектонических движений. По многим крупным разломам, характеризующимся молодыми подвижками, выявлены и более древние движения, совпадающие по направлению с позднечетвертичными. Многокилометровые позднеальпийские сдвиговые перемещения установлены или предполагаются вдоль Дарвазского разлома (Захаров, 1958, 1969), Сулеймано-Киртарской зоны (Abdel-Gawad, 1971), рифтовой системы Мертвого моря (Quennell, 1959; Freund, 1965), Памиро-Каракорумского разлома (Буртман и др., 1963). Многочисленные примеры новейших надвигов и взбросов субширотного и восток-северо-восточного простираний известны на Тянь-Шане. Описано длительное неоген-четвертичное развитие Байкальской рифтовой системы (Флоренсов, 1968; Шерман и др., 1973). IIo структурным признакам установлен новейший правый взбросо-сдвиг вдоль Главного Копетдагского разлома (Крымус, 1966; Расцветаев, 1966, 1972); высказывались соображения о новейших сдвиговых перемещениях по Долиноозерскому (Лукьянов, 1965) и Загросскому разломам. Продолжительность левосдвиговых перемещений по Алтынтагскому сдвигу можно предполагать исходя из длительного (неоген-четвертичного) развития кулисного ряда горст-антиклинальных хребтов к югу от Алтынтага. Опубликованы данные о более древних правосдвиговых перемещениях по Таласо-Ферганскому (Буртман и др., 1963) и Джунгарскому (Войтович, 1968) разломам. Таким образом, можно с достаточной уверенностью распространять тенденции, выявленные для позднечетвертичных движений Западной и Центральной Азии, на более древний неоген-четвертичный отрезок ее геологической истории.

Существует несколько способов приближенной оценки горизонтальных перемещений по разломам за новейший этап, исходя из данных о молодых движениях. Во-первых, определение подвижек по разлому за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена дают среднюю скорость движений, и ее можно экстраполировать, считая в первом приближении постоянной, на всю эпоху возможного существования разлома. Во-вторых, можно экстраполировать в прошлое позднечетвертичное соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения. Определяя скорости вертикальных движений в разные эпохи по мощностям отложений и изменениям высот ярусов рельефа, рассчитываем амплитуды горизонтальных движений. Если точное соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих неизвестно, можно использовать для подобной оценки ориентировку борозд на поверхности новейшего разрыва. Все приведенные способы неточны, ибо в процессе развития разлома могут изменяться как скорость движений, так и соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих. Тем не менее если результаты подсчетов, выполненных разными способами, совпадают, их достоверность существенно возрастает. Такие гипотетические оценки дали суммарную величину новейшего правого сдвига по Главному Копетдагскому разлому 10-20 км, по Джунгарскому - до 15 км и левого сдвига по Дарвазскому разлому — более 100 км. Последняя цифра соизмерима с данными С. А. Захарова (1969) о 200-километровом позднеальпийском сдвиге по этому разлому.

Результаты исследований молодых тектонических движений Западной и Центральной Азии позволяют предложить для целей тектонической корреляции в качестве структурных подразделений каждой эпохи развития земной коры подвижные и стабильные области. Первые характеризуются высококонтрастными тектоническими движениями, а вторые — слабо дифференцированными, хотя в целом могут испытывать значительные перемещения относительно соседних областей. Альпийско-Центральноазиатский подвижной пояс занимает пространство между крупными стабильными плитами: Евразийской, Индостано-Памирской, Аравийской, захватывая и их края. В пределах пояса различается несколько подвижных зон, выраженных крупными разломами и связанными с ними нарушениями. Эти зоны разделяют стабильные блоки: Лутский, Таримский и т. п. Можно наметить относительно подвижные и стабильные зоны разных порядков внутри и подвижных поясов, и стабильных плит. Следуя идеям А. В. Пейве, можно определить некоторые субгоризонтальные разделы литосферы как подвижные зоны. С ними, вероятно, связаны описанные выше несоответствия структурных планов различных горизонтов литосферы, которые можно объяснить не только различиями тектонических напряжений или разной реакцией горных масс на одинаковые напряжения, но и проскальзыванием горизонтов один относительно другого. Подвижные зоны различаются глубиной заложения, характером эволюции, направлением и амплитудой перемещений. Это находит отражение в морфологии, магматизме, метаморфических изменениях, рельефе и осадконакоплении как самих подвижных зон, так и соседних стабильных блоков и в значительной мере определяет строение и эволюцию земной коры.

#### ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ Использования космической информации в геологии

Обеспечение минеральным и энергетическим сырьем стремительно растущего промышленного производства представляет все более и более сложную задачу. Поиск запасов минерального сырья с течением времени усложняется, поскольку вероятность обнаружения месторождений полезных ископаемых традиционными наземными методами убывает. Внимание геологов все чаще обращается к наименее изученным и, как правило, наиболее труднодоступным и сложным для освоения областям. Для примера укажем на обширнейшие таежно-болотные пространства Западной Сибири и пустыни Средней Азии и Казахстана, известные теперь как нефтегазоносные провинции.

Эти районы относятся к категории «закрытых», где горные породы, содержащие полезные ископаемые, находятся на более или менее значительной глубине и недоступны непосредственному изучению. Да и в известных горно-рудных провинциях поисковые работы все чаще направляются на обнаружение месторождений скрытого типа, на все большие глубины.

Новые условия привели к созданию принципиально новых методических приемов, в частности к развитию методов глубинной геологической съемки, целью которой является составление прогнозных геологоструктурных карт глубоко погребенных этажей земной коры. Такие работы требуют значительного увеличения объемов дорогостоящего бурения и геофизических исследований. В связи с этим все большее значение приобретают методы косвенного обнаружения скрытых нефтегазоносных или рудоконтролирующих структур. Резко возросло значение научных исследований в этом направлении, ибо недостаток конкретной информации о структуре глубоких горизонтов земной коры может быть компенсирован лишь точными представлениями об общих и частных закономерностях ее развития и строения.

Но научный прогноз является тем более действенным, чем шире круг явлений, на которых он основан. В этой связи трудно переоценить значение съемок Земли из космоса для исследования ее природных ресурсов. Научные и практические результаты исследований, проведенных в течение первого, по существу разведывательного этапа использования космических средств в метеорологии, гидрогеологии, сельском и лесном хозяйстве, в геологии, гляциологии и других областях, уже доказали перспективность и эффективность их применения. Вместе с тем этот срок (немногим более 5 лет) был достаточным, чтобы от восторженных оценок перейти к более критическому анализу возможностей космических съемок. На повестку дня встали вопросы организации и проведения прежде всего методических работ и широкого внедрения их результатов в науку и практику.

В области геологических исследований, носивших преимущественно методический характер, космические средслва дали целый ряд новых сведений о структуре разных областей суши. Новизна этих сведений состоит не только в выявлении ранее неизвестных структурных образований в земной коре, с которыми могут быть связаны определенные полезные ископаемые или такие явления, как, например, землетрясения (само по себе это представляет безусловный интерес). Особая ценность заключается и в том, что появилась возможность произвести достаточно объективную привязку структурных черт того или иного района к крупным (региональным и, может быть, даже глобальным) геологическим образованиям. Это новая информация о сущности и закономерностях пространственного расположения, размерах, соподчиненности и взаимосвязи тех или иных структурных элементов. Ценность такой информации велика и очевидна, ибо познание этих закономерностей, причинно-следственных связей структур и явлений — главная цель теоретической и практической геологии, определяющая правильность прогноза и эффективность поиска.

Использование материалов съемок Земли из космоса при составлении или для уточнения существующих геологических и тектонических карт является одной из основных практических задач космической геологии.

Те или иные геологические контуры, поднятия и впадины, зоны разломов и флексур и другие геологические линии, которые проявляются на космических изображениях, не всегда могут быть отождествлены с данными наземных съемок. Нередко они не соответствуют структурным линиям, которые изображены на ранее составленных геологических картах, и как бы отрицают их или по крайней мере ставят под сомнение. Изложенный выше материал, особенно сравнение разномасштабных изображений и их сопоставление с имеющимися данными наземных наблюдений и измерений, показывает, что при корректировке имеющихся карт данными со спутников надо исходить из того, что последние не исключают, не противопоставляются наземным наблюдениям, а дополняют их. В космических изображениях известные нам структурные элементы могут предстать в новых композициях, которые, однако, не отрицают этих элементов. Также и вновь обнаруженные образования далеко не всегда опровергают полученные ранее данные и представления. Задача состоит прежде всего в том, чтобы вскрыть пространственновременные и причинно-следственные соотношения между известными и вновь открываемыми образованиями и явлениями.

Кроме таких общегеологических аспектов применения материалов космических съемок, как геокартирование, определились некоторые более узкие области их применения.

Сейсмотектоника. Здесь очень важное значение имеют крупные линейные деформации земной коры, которые могут быть отнесены к категории скрытых трансзональных или трансорогенных глубинных флексурноразрывных зон, особенно узлы их пересечения с аналогичными образованиями продольного типа. Обнаружение таких зон успешно осуществляется с помощью космических снимков и делает последние весьма важными документами при региональном сейсмотектоническом районировании. Космические снимки можно использовать для уточнения карт сейсмического районирования и определения сейсмической опасности территории.

Металлогения. В этой области геологии поиск зон скрытых глубинных флексурно-разрывных нарушений, которые более или менее хорошо проявлены на космических снимках в виде крупных линеаментов, представляется также весьма актуальной проблемой, так как подобные зоны во многих горно-складчатых районах оказываются рудоконтролирующими.

Наряду с этим зоны региональных скрытых разломов помогают существенным образом уточнить ранее составленные металлогенические карты и схемы. Речь идет, в частности, о металлогенической специализации зон различных направлений, которая предопределена, очевидно, различной глубиной заложения и возрастом. различной активностью и различной природой этих зон или их отдельных участков.

Рассмотренные выше геохимические аспекты дешифрирования космических снимков и особенности формирования геохимии земной поверхности позволяют предполагать, что развитие техники специальных многозональных съемок и преобразования изображений позволит не только обнаруживать на них зоны скрытых флексурно-разрывных глубинных нарушений, но и производить их геохимическую дифференциацию. Тем самым ставится вопрос о возможности прямого поиска с помощью космических снимков рудоносных зон определенного типа минерализации.

Поиски нефтегазоносных структур. В решении этой практической задачи космические снимки используются для выявления и прогнозирования местонахождения структур, которые могут содержать нефть и газ, но в силу тех или иных причин, в том числе рассмотренных выше, остаются скрытыми или очень слабо проявленными в приповерхностной геологической структуре.

Гидрогеология. Применение космических снимков в гидрогеологических исследованиях нами специально не рассматривалось. На основании попутных наблюдений, выполненных при дешифрировании тектонических структур и литолого-стратиграфических комплексов, а также по данным других исследователей, можно сделать вывод, что распознаваемые на космических снимках различные гидрогеологические комплексы, блоки с едиными направлениями уклонов и стока подземных, грунтовых и поверхностных вод, зоны выхода на поверхность или в близповерхностные горизонты аномальных подземных вод и другие особенности делают эти снимки весьма полезными при различных гидрогеологических исследованиях и изысканиях.

Указанные выше области применения космических снимков в геологической практике не являются, очевидно, исчерпывающими. Частные же задачи, решению которых космические снимки способствуют, еще более многообразны. Некоторые из них уже достаточно четко определились. Для решения же других задач применение космических снимков, их возможности и методы являются делом будущих исследований.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс геологической обработки космических изображений можно условно разбить на три стадии. Задача подготовительной стадии представить материалы космических съемок в виде, наиболее информативном и удобном для дешифрирования. Большую роль играют фотографическая фильтрация и иные виды преобразования изображений, например увеличение их контрастности, сложение и вычитание изображений в разных спектральных диапазонах и т. п. Своеобразным видом фильтрации и объективной генерализации снимка является его фотометрирование в разных масштабах. Некоторые из перечисленных операций уже сейчас можно выполнять путем электронных преобразований на компьютерах.

На стадии дешифрирования (на основе яркостных и геометрических признаков геологических объектов) существенное значение имеет сравнение изображений одного и того же района, полученных в разных спектральных диапазонах и при разных их комбинациях, с разной степенью генерализации и, наконец, в разное время суток и года. Так, наличие снежного покрова на снимках, сделанных в зимнее время, скрадывая многие геологические детали, вместе с тем подчеркивает некоторые крупные линейные элементы структуры.

На стадии интерпретации производится сравнение результатов дешифрирования с имеющимися геологическими, геоморфологическими и геофизическими данными о районе исследований. Интерпретация основана на знании индикационных признаков геологических объектов в данном районе и районах, находящихся в сходных геологических и ландшафтных условиях. Для выявления индикационных признаков объектов целесообразно их изучение с разной степенью генерализации: непосредственно на местности, с вертолетов и самолетов на разных высотах и на аэро-космических снимках с разным разрешением. Желательна, а порою необходима проверка результатов интерпретации наземными маршрутными наблюдениями. Многие операции двух последних стадий в настоящее время могут производиться с помощью компьютеров, однако целостная автоматическая линия для решения основных задач геологической обработки космической информации еще далека от завершения.

Геологическое дешифрирование и интерпретация космических изображений находят применение при разработке важнейших теоретических проблем современной геологии и особенно тектоники. С их помощью можно обнаруживать, уточнять и коррелировать крупные тектонические формы, зоны нарушений и их сочетания. Особенно эффективно применение космических снимков для исследования геоморфологии, неогенчетвертичных отложений, новейшей структуры земной поверхности. Та. в известном смысле однородная и независящая от доступности регионов, информация, которую солержат космические изображения, дает возможность выявлять и сопоставлять крупнейшие неотектонические формы и зоны и в конечном счете воссоздать целостный рисунок новейшей структуры континентов и отчасти шельфа. Это позволит ответить на один из важных вопросов геотектоники: существует ли планетарная упорядоченность в расположении элементов новейшей структуры и, если она существует, каковы источники и механизм структурообразующих процессов?

Хорошая сохранность новейших структурных форм, отложений и форм рельефа, минимум наложенных явлений и практически повсеместная распространенность делают их наиболее приемлемым объектом и для решения задач детальной планетарной корреляции тектонических событий. Если определенная их часть окажется синхронной или иначе связанной во времени, это будет важнейшим аргументом в пользу обшепланетарного единства тектонических процессов. Роль космической информации при решении указанной группы задач представляется менее значительной, однако и здесь использование космических снимков полезно.

Во-первых, картирование отдельных структурных форм и зон разрывов, регистрация возраста деформируемых новейших отложений сами по себе являются элементами тектонической корреляции.

Во-вторых, как показали исследования в Средней Азии, формы рельефа и комплексы отложений разного возраста обладают характерными особенностями и дешифровочными признаками, позволяющими прослеживать их с помощью космических снимков на большие расстояния, что дает возможность коррелировать новейшие структурные образования удаленных регионов.

Новые возможности геологического использования космических снимков, принципиально отличающие их от аэрофотоснимков, связаны с особенностями генерализации изображений при уменьшении масштаба съемки. Оказалось, что на космических снимках видны элементы глубинного строения территорий, причем чем выше степень генерализации космического изображения, тем более глубинные образования находят на нем свое отражение. Это дает возможность использовать космические снимки для изучения и сопоставления тектонических нарушений различных горизонтов литосферы. Космические снимки не могут служить единственным источником информации о глубинном строении земной коры, но результаты дешифрирования таких снимков содержат информацию, которая позволяет более объективно интерпретировать геофизические данные. Разумеется, на коомических изображениях в видимой и ближней инфракрасной частях спектра можно наблюдать лишь различные элементы ландшафта, но на снимках разной степени генерализации оказываются «в фокусе» разные его элементы, отражающие структуру тех или иных глубинных горизонтов.

Как было отмечено выше, все более разнообразными становятся практические аспекты применения космических снимков.

Настоящая работа представляет собой лишь первую стадию исследований в области геологического использования космической информации. Дальнейшие методические разработки должны пойти по пути выбора оптимальных спектральных диапазонов для решения различных геологических задач, совершенствования фотографических, оптических и электронных преобразований космических изображений, перехода на количественные и автоматические методы дешифрирования и интерпретации снимков.

Среди теоретических проблем перспективными представляются изучение планетарных закономерностей тектонических процессов и сопоставление деформаций различных горизонтов литосферы причем наиболее эффективным кажется использование космических снимков для выяснения пространственных закономерностей и корреляции элементов новейшей структуры континентов. В практическом отношении требует пристального внимания разработка проблем использования космических снимков при металлогенических исследованиях и количественной оценке экономической эффективности геологического применения космической информации. Перечисленные проблемы должны стать предметом дальнейших исследований. Их успех в значительной мере зависит от совершенствования средств получения космических изображений и аппаратуры для их обработки.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдель-Гавад М., Сильверстейн Дж. 1975. Применение снимков ЕРТС при изучении землетрясений и разведке полезных ископаемых в Калифорнии.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Абросимов И. К., Богородский С. М., Востокова Е. А. 1974. Ландшафтные взаимосвязи и их использование при дешифрировании материалов аэро- и космических съемок для изучения глубинного строения западной части Туранской плиты.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 2. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Аванесов Г. А., Баринов И. В., Гладков В. Д. 1974. Многоспектральная сканирующая система в самолетном эксперименте по исследованию земных ресурсов.— Метеорология и гидрология, № 4.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. 1958. Основные задачи в области исследований неотектонических процессов на территории Азербайджана.— Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., наук, № 4.
- АзССР. Сер. геол. геогр., наук, № 4. Агамирзоев Р. А. 1971. Геологические условия и механизм сильных землетрясений Шемахинской зоны. — В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М., ВНИИГеофизика.
- Агамирзоев Р. А., Гюль Э. К. 1971. О глубинном строении Азербайджана по макросейсмическим данным. В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М., ВНИИГеофизика.
- Ажгирей Г. Д. 1964. Тектоника и магматизм Большого Кавказа (некоторые сравнения с тектоникой и магматизмом Гималаев).— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., «Недра».
- Ажгирей Г. Д. 1968. Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий. Труды Ун-та Дружбы Народов, 10, вып. 3. М.
- Аксененко В. В. 1974. О горизонтальной зональности эндогенного оруденения в Южной Фергане.— Труды Упр. геол. КиргССР, вып. 3.
- Александер С., Дейн Дж., Голд Д. 1975.

Использование данных мультиспектрального сканатора (МСС) спутника ЕРТС-1 для картирования открытых разработок и дренажа кислых вод в Пенсильвании — В кн.. Геологические исследования из космоса. Пер с англ М., «Мир».

- Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Ахмедов А. М. и др. 1968. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, № 5.
- Али-заде А. А., Цимельзон И. О. 1966 Глубинное строение Азербайджана.— Геотектоника, № 3.
- Геотектоника, № 3. Алферов Б. А. 1954. Грозненский нефте носный район. Геологическое строе ние и перспективы нефтеноспости.— Труды ВНИГРИ. Спец. сер., вып. 12
- Альтер С. М., Кунин Н. Я., Лысяков Л. М. и др. 1973. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты.— В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., «Наука»
- кора сейсмоопасных зон. М., «Наука» Амурский Г. И., Лыков В. И., Шелегова Й.Ф. 1974. Глубинная структура Ашхабадского сейсмоопасного района.— В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий (Верхняя мантия, № 13). М., «Советское радио».
- Ананьин И. В. 1964. О сейсмическом эффекте близких землетрясений на Восточном Кавказе.— Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 33.
- Ананьин И. В. 1968. Северный Кавказ.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука».
- Ананьин И. В., Бунэ В. И., Введенская Н. А. и др. 1969. Методика составления карты сейсмического районирования на примере Кавказа. М., ВИНИТИ.
- Ананьии И. В., Трифонов В. Г. 1976. Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология, М., ВИНИТИ.
- Андерсон Т. 1963. Введение в многомерный статистический анализ. М., «Наука».

- Антонов Ю. В., Кошлаков Г. В., Сафьян Л. М., Мирошниченко В. М. 1968. Структурная схема консолидированного складчатого основания центральной части Таджикской депрессии.— В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, «Дониш». \_
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М.— Л., ОНТИ.
- Артамонов М. А., Исаев Е. Н. 1971. Геофизическая информативность космических снимков полуострова Мангышлак.— ДАН СССР, 199, № 1.
- Артамонов М. А., Исаев Е. Н., Яковлев Н. А. 1971. Геолого-геофизическое использование фотоаномалий разновысотных аэро- и космоснимков.— Сов. геол., № 9.
- Артемьев М. Е. 1971. О связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью. В кн.: Экспериментальная сейсмология М., «Наука».
- Астахов В. И., Ероменко В. Я. 1974. Геологическая информативность телевииюнных космических снимков закрытых ратонов (на примере Приенисейской Сибири) — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т 2. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Астахов В. И., Ероменко В. Я. 1976. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Ахмедбейли Ф. С. 1966. Неотектоника восточной части Большого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку, Издво АН АзССР.
- Аэрометоды геологических исследований. 1971. Л., «Недра».
- Аэрофотографическое эталонирование и экстраполяция. 1967. Д., «Наука».
- Бабаев А. Г., Лебезин Е. В., Симоненко А. Н., Кушниров И. В. 1963. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент, Изд-во АН УзбССР.
- Ташкент, Изд-во АН УзбССР. Бакиров А. А. 1957. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы.— Труды Акад. нефт. промсти, вып. 1.
- Бакиров А. А., Бакиров Д. А., Ермолкин В. И. и др. 1975. Закономерности размещения зон нефтегазоносности в пределах молодых платформ СССР.— В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука».
- Балавадзе Б. К., Твалквадзе Г. К., Шенселая Г. Ш. и др. 1966. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа.— Геотектоника, № 3.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. 1961. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным.— Докл. АН СССР, 136, № 6.

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. 1972. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука».
- Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ.
- Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. 1972. Некоторые результаты применения телевизионных изображений Земли, сделанных из ближнего космоса, для изучения региональных геологических структур.— Сов. геол., № 1. Башилова И. И., Махин Г. В., Еремин
- Башилова И. И., Махин Г. В., Еремин В. К. 1973а. Исследования космических телевизионных снимков — средство тектонического районирования.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. 19736. Космические телевизионные снимки как средство тектонического районирования крупных территорий и прогнозирования полезных ископаемых (на примере Западно-Сибирской плиты и прилегающих районов).— В кп.: Исследование природной среды космическими средствами. т. I Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Беккер Я. А., Кошлаков Г. В., Кузнецов Е. С. 1974. Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геологогеофизическим данным.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука».
- Беккер Я. А., Кошлаков Г. В., Кузнецов Е. С. и др. 1974. К тектонике района г. Душанбе (Гиссарской долины) по результатам геолого-геофизических исследований.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука».
- Белеловский М. Л. 1964. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука».
- Белеловский М. Л. 1965. Тектоническое районирование подсолевого структурного этажа Афгано-Таджикской впадины (по геофизическим данным).— В кн.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 1. Душанбе, «Ифрон».
- Белеловский М. Л., Кулагин В. К. 1967. О современной структуре поверхности домезозойского фундамента Афгано-Таджикской впадины по материалам гравиразведки и сейсмологии. Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., геол. и хим. наук, вып. 3 (25).
- Белеловский М. Л., Седлецкий В. Н., Коробка В. С. 1971. О соляной тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины.— Геотектоника, № 2.
- Белоусов Т. П. 1976. К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене.— Геотектоника, № 1.

- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. 1967. Глубинное строение территории СССР.— Сов. геол., № 11.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукин Ю. К. 1970. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— Геотектоника, № 2.
- Беляевский Н. А. 1974. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра».
- Береговой Г. Т., Бузников А. А., Васильев О. Б. и др. 1972. Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л., Гидрометеоиздат. Бехтольд И., Лиджет М., Чайдас Дж.
- Бехтольд И., Лиджет М., Чайдас Дж. 1975. Региональный тектонический контроль третичной минерализации и современных разломов в южной части Провинции бассейнов и хребтов по данным спутника ЕРТС-1.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Богданов А. А. 1965. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 40, вып. 5, 6.
- Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Леманов Е. В. 1976. Роль космических снимков при изучении движений блоков земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 5, Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ. Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба И. В. 1071.
- Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В. 1971. Петрографическая характеристика фундамента.— В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра».
- зическими методами. М., «Недра». Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. 1973. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12.
- Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. 1914. Землетрясение в северных частях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). Труды Геол. ком. Новая сер., вып. 89.
- Богородский С. М., Гаврилов В. П., Кирюхин Л. Г. и др. 1973. Строение Туранской плиты по данным комплексной интерпретации геолого-географических и космогеологических исследований (в связи с перспективами нефтегазоносности).— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 7.
- и разведка, № 7. Богородский С. М., Соловьева Л. И. 1976. Анализ изучения структуры Мангышлак-Устюртского региона по материалам разномасштабных аэро- и космических снимков.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Бодехтель И., Ламмерер Б. 1975. Новые данные по тектонике Альп и Апеннин, полученные с помощью спутника ЕРТС-1.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».

- Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра». Борисов А. А., Рыманов В. М. 1960.
- Борисов А. А., Рыманов В. М. 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 133, № 6.
- Борисов О. М. 1962. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.—Узб. геол. журн., № 2.
- Боровиков Д. И., Русинов Б. Ш. 1973. Грозы и тектоника.— Природа, № 1.
- Бреккенридж Р. 1975. Оледенение северо-западной части территории штата Вайоминг по данным спутника ЕРТС-1.-В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир». Брод И. О. 1938. Тектоника и нефтенос-
- Брод И. О. 1938. Тектоника и нефтеносность Восточного Предкавказья.— Сов. геол., № 7.
- Брюханов В. Н., Еремин В. К., Макаров В. И. и др. 1975. Применение материалов космических съемок для решения теоретических и практических задач геологии.— В кн.: Исследование земных ресурсов космическими средствами, ч. 2. М., ВИНИТИ.
- Буланже Ю. Д. 1975. Отчет о деятельности Комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геофизики за период 1967— 1971 гг.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус».
- Булин Н. К. 1970. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре.— Геотектоника, № 4.
- Булин Н. К. 1972. Строение земной коры по профилю Каспийское море — Гиндукуш. — Сов. геол., № 1.
- Булин Н. К., Проняева Е. А. 1970. Глубинное строение Таджикской депрессии по сейсмологическим данным.— Сов. геол., № 12.
- Булина Л. В., Спижарский Т. П. 1955. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 12.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. 1963. Главнейшие сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Бухарцев В. П. 1973. Геологические предпосылки вероятностного прогноза нефтегазоносных зон по локальной расчлененности поверхностного рельефа платформенных территорий.— В кн.: Математика, ЭВМ и АСУ в геологии нефти и газа. М., Изд. ИГиРГИ.
- Буш Э. А., Кузнецов В. Г., Рябченко Ф. М. и др. 1968. Геологическое строение и объекты разведки на газ бортовой зоны Прикаспийской впадины в Южном Поволжье.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Бызова С. Л., Копп М. Л., Курдин Н. Н. и др. 1973. Дешифрирование тектонических линеаментов на космических снимках Кавказа.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 6.

Бюс Е. И. 1952. Сейсмические условия За-
кавказья, ч. 2. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР.

- Варданянц Л. А. 1954. Тектоническая карта Кавказа. Объяснительная записка.-
- Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 10. Васильковский Н. П. 1935а. К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы. - В КН.: Материалы по геологии Средней Азии, вып. 2. Ташкент.
- Васильковский Н. П. 1935б. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы.— В кн.: Материалы по геологии
- Средней Азии, вып. 2. Ташкент. Вегманн Е. 1957. Общий обзор. В кн.: Живая тектоника. Пер. с англ., нем. и франц. М., ИЛ.
- Вейдман Р., Олт Д., Флуд (мл.) Р и др. 1975. Изучение снимков ЕРТС-1 ДЛЯ выявления линеаментов и для фотогеологического картирования в штате (предварительное сообще-Монтана ние).- В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Веллман Г. В. 1957. Четвертичная тектоника Новой Зеландии.— В кн.: Живая тектоника. Пер. с англ., нем. и франц. М., ИЛ.
- Вильжоан М., Вильжоан Р. 1975. Использование снимков ЕРТС-1 в качестве вспомогательного средства для геотектонического районирования Южно-Африканского кристаллического щита.-В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Винник Л. П., Лукк А. А. 1974. Латеральные неоднородности верхней ман-Памиро-Гиндукушем. — Изв. тии под АН СССР. Физика Земли, №1.
- Виноградов Б. В. 1970. Глобальное фотографирование Земли (из космоса).-Земля и Вселенная, № 1.
- Виноградов Б. В., Григорьев Ал. А. 1970. Возможности геологического дешифкосмических фотографий рирования Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., **№** 1.
- Виноградов Б. В., Григорьев Ал. А. 1971. Геоморфологическая интерпретация космических изображений Земли. -- Геоморфология, № 1.
- Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я. 1971. Космические методы землеведения. Л., Гидрометеоиздат.
- Винсент Р. 1975. Изучение месторождений железных руд района Атлантик-Сити (штат Вайоминг) с помощью карт соотношений отражения света в разных диапазонах спектра.- В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Вознесенский А. В. 1962. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Материалы Отд. физ. геогр. Геогр. об-ва СССР, вып. 1. Войтов Г. И. 1975. Газовое дыхание Зем-
- ли.— Природа, № 3.
- Войтович В. С. 1968. Природа Джунгарского глубинного разлома.— Труды ГИН АН СССР, вып. 183.

- Волобуев В. Р. 1959. Геоморфология Куро-Араксинской низменности. В кн.: Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во АН АзССР.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шле-зингер А. Е., Шрайбман В. И. 1966. Тектоника Туранской плиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. 165.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. 1964. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Тектоника Памира и
- Тянь-Шаня. М., «Наука». Гаврилов В. П. 1970. Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в приразломных зонах молодых платформ. М., ВНИИОЭНГ.
- Гаджиев Р. М. 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Аз. гос. изд-во.
- Гамкрелидзе И. П. 1969. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.— Геотектоника, № 4. Гамкрелидзе И. П. 1972.
- Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления - Геотектоника, № 6.
- Гансер А. 1967. Геология Гималаев. Пер.
- с англ. М., «Мир». Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шле-зингер А. Е., Яншин А. Л. 1963. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. **92**.
- Гафаров Р. А. 1973. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной текдревних платформ.— В тоники KH.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука».
- Гедни Л., Ван-Уормер Дж. 1975. О некоторых аспектах тектонической активности Аляски по данным изучения снимков ЕРТС-1.-- В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. С англ. М., «Мир».
- Гендлер В. Е., Канфель О. М., Козицкая М. Т. и др. 1973. Некоторые результаты работ по геологическому дешифрированию фотоснимков, сделанных с пилотируемых космических кораблей.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Геологические исследования из космоса. 1975. Пер. с англ. М., «Мир».
- Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1. Средняя Азия. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа. 1960.— Тру-ды КЮГЭ АН СССР, вып. 2. Геология СССР. 1964. Т. 31. Камчатка,
- Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недpa».
- Геология СССР. 1968. Т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра».

- Геология СССР. 1972. Т. 21. Западный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра».
- Геология СССР. 1972. Т. 25. Киргизская ССР, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2. М., «Недра».
- Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. 1963. Под ред. А. А. Али-заде. Баку, «Азернешт».
- Герасимов И. П., Раниман Е. Я. 1964. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука».
- Гёц А., Биллингели Ф., Элстон Д. и др. 1975. Предварительные геологические исследования в районе плато Колорадо с использованием улучшенных снимков ЕРТС.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Гзовский М. В. 1961. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН ЛатвССР.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н. 1960. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 8.
- Гилод Д. А., Востоков Е. Н., Дабижа А. И. 1970. О некоторых особенностях строения фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы (по геофизическим данным).— Вестн. МГУ. Сер. геол., № 5.
- Голд Д., Паризек Р., Александер С. 1975. Анализ и применение данных ЕРТС-1 для регионального геологического картирования.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Гонин Г. Б., Зейлик Б. С., Хаджетлаше Ф. М., Яковлев Н. А. 1969. Аэрофотосъемка с больших высот и фотографирование из космоса для решения геологических задач.— В кн.: Прикладная фотограмметрия. Л., «Наука». Горбатов В. А., Тамицкий Э. Д. 1972.
- Горбатов В. А., Тамицкий Э. Д. 1972. Цветная фотография. М., «Легкая индустрия».
- Горбунова И. В., Вырупаева Г. П., Дегтярева Л. А., Мыкова Н. А. 1975. О сейсмическом режиме Северного Тянь-Шаня перед Пржевальским землетрясением 5 июня 1970 г.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 1.
- Гордин В. М. 1973. Способ построения асимптотических оптимальных операторов тренд-анализа типа весового скользящего среднего и его реализация на ЭВМ. Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. матем. методы исслед. в геол., № 7-8.
- Горин В. А. 1951. Каспийская тектоническая впадина и грязевой вулканизм.— Докл. АН АзССР, 7, № 9. Горячев А. В. 1959. Мезозойско-кайнозой-
- Горячев А. В. 1959. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичности района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР.

- Грдзелов Л. И., Иванов С. Д., Малиновский Ю. М. и др. 1969. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Северного Афганистана.— Сов. геол., № 6.
- Грегори А. 1975. Предварительная оценка применения снимков ЕРТС-1 для изучения геологии отдельных районов Канадской Арктики.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Григорьев Ал. А. 1970а. Опыт геоморфологического и геологического дешифрирования космических фотографий Земли (на примере бассейна Тулароса, США).— Изв. Всес. геогр. об-ва, 102, № 5.
- Григорьев Ал. А. 19706. Опыт геоморфологической интерпретации космических изображений Земли.— В кн.: Материалы V съезда Географического общества Союза ССР. Доп. вып. Л.
- Григорьев Ал. А. 1971. Интерпретация космической фотографии Калифорнии, полученной с «Джеминай-V».— Вестн. ЛГУ, № 18. Серия геол. и геогр., вып. 3.
- Григорьянц Б. В. 1970. Соотношения поверхностной (кайнозойской) и глубинной (мезозойской) структур в пределах Азербайджанской части Большого Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку.
- Гришин М. П., Курбанов Ш. М., Маркелов В. П. 1976. Автоматический ввод и обработка фотографических изображений на ЭВМ. М., «Энергия».
- Губин И. Е. 1960. Сейсмичность и тектоника Таджикистана. М., Изд-во АН СССР.
- Гудилин И. С. 1971. Дешифрирование рельефа как индикатора элементов геологического строения.— В кн.: Индикационные географические исследования. М., «Наука».
- Гумилев Л. Н. 1964. Хазария и Каспий. (Ландшафт и этнос). І.— Вестн. ЛГУ, № 6. Сер. геол. и геогр., вып. 1.
- Гумилев Л. Н. 1966. Гетерохронность увлажнения Евразии в средние века. (Ландшафт и этнос). V.— Вестн. ЛГУ, № 18. Сер. геол. и геогр., вып. 3. Гусев Н. А. 1976. Изучение районов со-
- Гусев Н. А. 1976. Изучение районов современного вулканизма и его связи с глубинной геологией по снимкам из космоса.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Гусев Н. А., Кариженский Е. Я., Шилин Б. В. 1972. Инфракрасная аэросъемка при изучении районов активной гидротермальной деятельности.— Сов. геол., № 1.
- Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. Н. 1976. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Долицкий А. В. 1964. Механизм геосинклинальной складчатости на примере

западной части Юго-Восточного Кавказа. Автореф. канд. дис. М. Думитрашко Н. В. 1966. Геоморфологиче-

- Думитрашко Н. В. 1966. Геоморфологическое районирование Кавказа. В кн.: Кавказ. М., «Наука».
- Ефимова З. Г., Комаров В. Б., Можаев Б. Н., Янути Д. А. 1976. Выделение и анализ линеаментов на аэро- и космических фотоснимках методами оптической обработки в когерентном свете... В кн.: Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Жданов М. С., Шрайбман В. И. 1973. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М., «Недра».
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. 1966. М., «Наука».
- Захаров С. А. 1948. О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта. — Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 4.
- Захаров С. А. 1955. Условия формирования структур Таджикской депрессии. Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, вып. 9.
- Захаров С. А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 95.
- Захаров С. А. 1962. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 5.
- Захаров С. А. 1964. Тектонические критерии сейсмического районирования долины р. Вахш, восточной части Гиссарской долины и примыкающих районов.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука».
- ния и сейсмичность. М., «Наука». Захаров С. А. 1967. О природе Дарвазского разлома.— Докл. АН СССР, 175, № 4.
- Захаров С. А. 1969. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии.— В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш».
- Захаров С. А. 1970. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш».
- Захарова А. И., Матасова Л. М. 1969. Механизм очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим.— В кн.: Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968 г.), ч. 1. Новосибирск, «Наука».
- Зиман Я. Л., Сашко М. Ю., Цитович В. С. 1975. Самолетные лаборатории и опыт их использования при отработке методов и средств дистанционных исследований земных ресурсов. В кн.: Исследования земных ресурсов космическими средствами, ч. 1. М., ВИНИТИ.
- Зуннунов Ф. Х., Зильберштейн М. Б., Перельман И. И. и др. 1972. Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент, «Фан».
- Иванова Т. П., Трифонов В. Г. 1976. Сочетание дистанционных и наземных ме-

тодов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.

- Исаксен Ю., Факундини Р., Форстер С. 1975. Оценка применимости снимков ЕРТС-1 для исследования разнообразных геологических комплексов штата Нью-Йорк.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Иенсен М. 1975. Геологическое строение штатов Юта и Невада по снимкам ЕРТС-1.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Кавелье К., Сканвик Ж.-И., Викстин Г., Цизерман А. 1975. Возможность использования снимков ЕРТС-1 при изучении геологических и структурных особенностей осадочного бассейна (Парижский бассейн, Франция).— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Карпинский А. П. 1883. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.— Горн. журн., № 3.
- Карта сейсмотектоники Байкальской рифтовой зоны. 1968.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука».
- Картер В., Итон Г. 1975. Использование снимков ЕРТС-1 для изучения воздействий землетрясений на геологические структуры (на примере землетрясений 1972 г. в Манагуа).— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Кац Я. Г., Онуфренок Т. П. 1974. Об использовании космических снимков с целью уточнения геологической структуры Загроса и совершенствования мелкомасштабных геологических карт этого региона.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 12.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. 1967. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М., «Недра».
- Кендалл М., Моран П. 1972. Геометрические вероятности. М., «Наука».
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А. и др. 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР.
- Кирюхин Л. Г., Кулаков В. А., Сапожников Р. Б., Шебуева И. Н. 1973. О взаимосвязи между разломами фундамента и платформенными локальными поднятиями Устюрта.— Изв. высш. учеб. завед. геол. и разведка, № 1.
- Клейнер Ю. М. 1969. О происхождении впадины Кара-Богаз-Гол. Бюл. МОИП. Отд. геол., 44, вып. 3.
- Кнацф В. И. 1962. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня.— Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2

- Кнауф В. И. 1965. Тектоническое районирование Северной Киргизии. Геотек-
- тоника, № 5. Кнауф В. И., Королев В. Г., Трофимов А. К. и др. 1971. Предварительные данные о Сарыкамышском землетрясенин 5 июня 1970 г.— Изв. АН КиргССР, № 1.
- Кнауф В. И., Лобанченко А. Н., Маринченко Г. Г. 1970. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня. В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».
- Князев В. С., Мавыев Н. И., Флоренский П. В. 1971. О пермской вулканогенноформации Туркмении.--молассовой Докл. АН СССР, 156, № 1.
- Князев В. С., Флоренский П. В. 1968. О цикличном развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и трнасовое время. -- Бюл. МОИП. Отд. геол., 43, вып. 3.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. и др. 1972. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты. В кн.: Строение молодых платформ. М., «Наука».
- Коган Л. А., Нечаев В. А., Романов О. А. 1974. Сейсмическое микрорайонирование в Таджикистане. Душанбе, «Дониш».
- Когошвили Л. В. 1970. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси, «Мецниереба».
- Козлов В. В., Кац Я. Г., Сулиди-Кондратьев Е. Д. 1974. Использование космических снимков для решения ряда проблем тектоники Северной Африки и Аравии. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 2.
- Комаров В. Б., Номоконова В. Ф., Углев Ю. В. 1974. Методы фильтрации фотоизображения и возможности их применения в геологии. В кн.: Исследования природной среды космическими средствами, т. 2. Геология и геоморфология, М., ВИНИТИ.
- Комаров В. Б., Номоконова В. Ф., Углев Ю. В. 1976. Дальнейшее развитие вопросов фотографической фильтрации изображений в целях геологического дешифрирования. — В кн.: Исследования природной среды космическими сред-ствами, т. 5. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Комплексная географическая интерпретация космических снимков в целях тематического картографирования. 1975.- В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 4. География. Методы космической фотосъемки. М., винити.
- Кондратьев К. Я. 1971. Спутники и проблема природных ресурсов Земли. М., «Знание»
- Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Васильев О. Б. и др. 1972. Некоторые результаты стереофотометрирования природных образований с пилотируемого космического корабля «Союз-9».-- Космич. исслед., 10, вып. 2. Копп М. Л. 1974. Тектоника Восточного

Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных).-- Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка, **№** 12.

- Копп М. Л., Расцветаев М. М., Трифонов В. Г. 1964. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий. Изв. АН СССР. Серия геол., № 7.
- Коробейник В. М., Яницкий И. Н. 1975. О транскоровом газовом потоке.-- Докл.
- АН СССР, 221, № 2. Королев В. Г. 1961. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, вып. З.
- Корнев О. С. 1970. Отражение разрывных Тянь-Шаня аномальным нарушений магнитным полем. В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. и др. 1963. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1.
- Космическая фотосъемка и геологические исследования. 1975. Л., «Недра».
- Костенко Н. П. 1958. К вопросу о методике изучения и построения местных стратиграфических схем неоген-антропогеновых моласс горных стран.— Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, **№** 1.
- Костенко Н. П. 1961, Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии.--- В кн.: Сборник трудов геологического факультета Московского университета. (К XXI сессии Междунар. геол. конгресса). Изд-во МГУ.
- Костенко Н. П. 1964а. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов.- В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука». Костенко Н. П. 19646. К неотектонике
- Ферганской впадины и ее горного обрамления (опыт геоморфологического анализа процесса становления структурных форм в рельефе).- В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. Изд-во МГУ
- Костенко Н. П. 1970. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., «Мысль». Костенко Н. П. 1972. Развитие складча-
- тых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра»
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Мальцев Б. Д., Соловьева Л. И. 1969. Особенности неотектонических деформаций эпиплатформенных горных стран (на при-мере Тянь-Шаня). В кн.: IV научная отчетная конференция геологического факультета Московского университета. Изд-во МГУ.

- Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. 1972. Новейшая тектоника.-В кн.: Геология СССР, т. 25. Киргиз-ская СССР, ч. 1, Геологическое описа-ние, кн. 2. М., «Недра».
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Макарова Н. В., Соловьева Л. И. 1973. Общие черты геоморфологического строения Киргизского Тянь-Шаня (выражение структурных форм в рельефе). В кн.: Структурная геоморфология горных
- стран. Фрунзе, «Илим». Костенко Н. П., Макарова Н. В., Макаров В. И. и др. 1975. Легенда к геоморфологическим картам горных стран.-В кн.: Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах. Издво МГУ.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. 1962. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геол., № 1.
- . Кринов Е. Л. 1947. Спектральная отража: тельная способность природных образо-
- ваний. М.— Л., Изд-во АН СССР. Кропачев А. Н., Спижарский Т. Н., Флоренская Т. В. 1973. О перспективах нефтегазоносности Ангаро-Ленской антеклизы.— Сов. геол., № 6.
- Кропоткин П. Н. 1973. Глыбовые тектонические структуры на Марсе.- Геотектоника, № 3.
- Круг В., Вайде Г. Г. 1975. Применение
- научной фотографии. М., «Мир». (рымус В. Н. 1966. Разрывная тектоника Копетдага.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука».
- Кулагин В. К. 1968. О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Ду-
- шанбе, «Дониш». Кулагин В. К., Белеловский М. Л. 1974. Распределение очагов землетрясений в Гиссарской долине и региональные разломы. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука».
- Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. 1974. Блоковое строение земной коры Таджикистана. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогно-
- стических полигонах. М., «Наука». Курдюков К. В. 1956. Ленинский взброс современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Кухтиков М. М. 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцичской структуре. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука».
- Кухтиков М. М. 1969. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая. — Геотектоника, № 1.
- Кучай В. К. 1969. Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения.— Геол. и геофиз., № 8.
- Кучай В. К., Трифонов В. Г. 1977. Моло-

дой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома.— Геотектоника, № 3.

- Кучко А. С. 1974. Аэрофотография. М., «Недра»
- Ламакин В. В. 1955. Обручевский сброс в Байкальской впадине.-- В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН CCCP.
- Латрам Э., Таюр И., Паттон У. (мл.), Фишер У. 1975. Предварительные резуль-таты применения снимков ЕРТС-1 для изучения геологии Аляски — В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Лебедев Л., Лукьянов Б., Романов А. 1973. Сыны голубой планеты. Изд. 2-е. М., Политиздат.
- Лоскутов В. В. 1962. Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе.
- Лоскутов Д. В. 1969. О скорости новейшего поднятия Памира — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш».
- Лукашев Г. Н. 1974. Дешифрирование кольцевых структур на космических фотоснимках юга Алтае- Саянской складчатой области. — В сб.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2. М., ВИНИТИ.
- Лукк А. А., Винник Л. П. 1975. Тектоническая интерпретация глубинной структу-
- ры Памира.— Геотектоника, № 5. Лукьянов А. В. 1963. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Лукьянов А. В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Мак-Ки Э., Брид К., Гаррис Л. 1975. Изучение морфологии, происхождения и движения песчаных морей в пустынях Африки, Азии и Австралии. — В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Макаров В. И. 1968. О новейшей структуре Молдотау-Терскейской системы поднятий (Тянь-Шань) .- Вестн. МГУ. Сер. геол., № 3.
- Макаров В. И. 1973. Дешифрируемость тектонических структур областей молодого эпиплатформенного горообразования на космических снимках Земли.-Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Макаров В. И. 1977. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня.--Труды ГИН АН СССР, вып. 307.
- Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Г. и др. 1974. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2. М., ВИНИТИ.
- Макаров В. И., Соловьева Л. И. 1975. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космиче-

ских снимках.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 2.

- Макаров В. И., Соловьева Л. И. 1976. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин
- Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К. 1974. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, № 3. Макаров О. Г., Щербаков А. Г. 1974.
- Макаров О. Г., Щербаков А. Г. 1974. Космический патруль.— Советский Союз, № 4.
- Малила У., Налепка Р. Атмосферные влияния на данные ЕРТС-1 и современные методы извлечения информации.—В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Марков М. С., Аверьянова В. П., Карташов И. П. и др. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение коры Охотского региона. М., «Наука».
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов В. Х. 1969. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги.— Геотектоника, № 5.
- Международная тектоническая карта Европы. 1964. Масштаб 1:2 500 000. М., ГУГК.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н. и др. 1974. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Наука».
- Мелхорн У., Синнок С. Распознавание литологических комплексов и выявление форм рельефа на юго-западе штата Колорадо с помощью методики ADP.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Мелькановицкий И. М. 1962. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 2.
- ческих исследований.— Сов. геол., № 2. Мелькановицкий И. М. 1965. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. Междунар. геол. конгресс. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., Недра».
- Мещеряков Ю. А. 1961. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР.
- Мещеряков Ю. А. 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука».
- Милановский Е. Е. 1962. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— Сов. геол., № 6.
- Милановский Е. Е. 1968. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра».

- Милановский Е. Е. 1972. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов.— Вестн. МГУ. Сер. геол., № 4. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Гео-
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа.— В кн.: Очерки региональной геологии СССР, вып. 8. Изд-во МГУ.
- Миллер В., Миллер К. 1964. Аэрофотогеология. М., «Мир».
- Мирошниченко В. П., Березкина Л. И., Леонтьева Е. В., Толчельников Ю. С. 1971. Ландшафтный метод дешифрирования проявления новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазоносных структур. Л., «Наука».
- тегазоносных структур. Л., «Наука». Михайлов В. Я. 1972. Фотография и аэрофотография. М., Геодезиздат.
- Мишина Л. С. 1970. Искусственные спутники Земли на службе метеорологии. М., «Знание».
- Моррисон Р., Халбере Дж. 1975. Картирование четвертичных отложений и форм рельефа на территории Среднего Запада и Великих равнин с помощью мультиспектральных снимков, сделанных со спутника ЕРТС-1. — В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Мушкетов Д. И., Мушкетов И. В. 1935. Фнзическая геология, т. 1. Изд. 4-е. М.— Л., ОНТИ.
- Неволин Н. В. 1971. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра».
- Нерсесов И, Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. 1974. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука»,
- Несмеянов С. А. 1971. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., «Недра».
- Никонов А. А. 1970. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время. Бюл. МОИП. Отд. геол., 50, вып. 2.
- Никонов В. Ф. 1972. Формирование гелиеносных газов и направление их поисков. — Сов. геол., № 7.
- Обручев В. А. 1922. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, № 8—9.
- Обручев С. В. 1950. Молодые движения в излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья.— Землеведение. Новая сер., 3 (43).
- Павлов Р. И. 1972. О системе и геологических признаках региональных поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня.— Сов. геол., № 10. Павлов Р. И. 1975. Новые данные о по-
- Павлов Р. И. 1975. Новые данные о поперечных структурах запада Южного Тянь-Шаня.— Сов., геол., № 10.
- Панасенко Г. Д., Мешкова З. С. 1964. О направлении действия тангенциальных

напряжений в зоне очагов Гиндукушских землетрясений. — Докл. АН СССР, **155**, № 1.

- М., Скобелев С. Ф. 1976. Панин В. Применение комплекта многозональных сканерных космических изображений Земли для изучения геологической структуры (на примере восточных районов Ферганы и Таджикской депрессии).- В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геоло-
- гия и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ. Паффенгольц К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван, АрмССР. Изд-во AH
- Певнев Л. К., Финько Е. А., Шатский В. Н., Энман В. Б. 1968. Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., «Наука».
- Пейве А. В. 1947. Асимметрия глубинных структур Урало-Тяньтектонических Шаньского орогена и происхождение его виргации. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 22, вып. 5.
- Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1. Пейве А. В. 19566. Связь осадконакопле-
- ния, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., **№** 3.
- Пейве А. В. 1961. Тектоника и магма-
- тизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. Междунар. геол. конгресс. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., «Недра».
- Петрусевич М. Н. 1962. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат.
- Петрушевский Б. А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР
- Петрушевский Б. А. 1969. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение.— Геотектоника, № 2.
- Пиз Р., Джонсон К. 1975. Новый линеамент — разлом в Южной Калифорнии.--В кн.: Геологические исследования изкосмоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Помазков К. Д. 1962. Глубиные подвиж-ные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтро-лирующее значение.— Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2. Пономарев В. С. 1947. Упругая энергия
- горных пород и сейсмичность.--- В кн.: Экспериментальная сейсмология. M., «Наука».
- Попов В. В., Резанов И. А. 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. В кн.: Вопросы геологии
- Азин, т. 2. М., Изд-во АН СССР. Ранцман Е. Я., Пшенин Г. Н. 1967. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического ана-

лиза.- В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра».

- Расиветаев Л. М. 1966. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой.-Геотектоника, № 3.
- Расцветаев Л. М. 1971. О роли взбросовосдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системе. В кн.: Ломоносовские чтения и шестая научная отчетная конференция геологического факультета Московского государственного университета. Изд-во МГУ
- Расцветаев Л. М. 1972. Основные черты новейшей тектоники Копетдага.-- В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. З. Изд-во МГУ.
- Расцветаев Л. М. 1973. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 5. Издво МГУ.
- Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. 1965. О сейсмотектонических разрывах Центрального Копетдага. В кн.: Современные движения земной коры. вып. 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР.
- Резвой Д. П. 1957. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира.-Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 5—6.
- Резвой Д. П. 1962. О Западно-Тяньшаньском поперечном глубинном шве.- Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол., № 1.
- Резвой Д. П. 1965. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 9.
- Ривош Л. А. 1963. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— Геол. и геофиз., № 6. Ризниченко Ю. В., Раджабов М. М., Ку-
- ликов В. И., Бабазаде О. Б. 1974. Состояние и первоочередные задачи изучения глубинного строения сейсмоопасных зон Азербайджана геофизическими методами.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука».
- Рифман С. 1975. Улучшение качества мультиспектральных снимков с помощью ЭЦВМ. В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Роджерс Р., Пикок К. 1975. Методика корреляции погрешностей, обусловленных солнечным и атмосферным влия-нием на снимках ЕРТС. — В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Росс Д. 1975. Экспериментальное маскирование изображений для уменьшения стационарных остаточных погрешностей в радиометрической коррекции.-- В КН.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир». ·
- Ротман В. К. 1964. Диагональный структурный шов Западной Камчатки.— Докл. AH CCCP, 159, № 4.
- Роуэн Л., Уэтлауфер П. 1975. Структурно-

геологический анализ территории Невады с помощью снимков EPTC-1 (предварительное сообщение).— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».

- с англ. М., «Мир». Руженцев С. В. 1963. Сдвиги Юго-Восточного Памира.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Сахатов В. З. 1973. Результаты геологического дешифрирования космических снимков юго-восточной части Кавказа.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 1. М., ВИНИТИ.
- Сборник программ по статистической обработке опытных данных, вып. 1. 1969, М., Гидропроект.
- Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. 1969. М., «Мир».
- Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. 1974. Новосибирск, «Наука».
- Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. 1975. Новосибирск, «Наука».
- Новосибирск, «Наука». Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ.
- Скарятин В. Д. 1963. Изучение трещиноватости нижнебарремских карбонатных отложений Горного Дагестана в связи с проблемой нефтегазоносности трещинных коллекторов. — Сб.: Геология и нефтегазоносность юга СССР, вып. 9, Кавказ. М., Гостоптехиздат.
- Скарятин В. Д. 1970а. Геологическая информация с орбит.— Авиация и космонавтика, № 11.
- Скарятин В. Д. 19706. Космоснимки на службе геологии.— Природа, № 3.
- Скарятин В. Д. 1973. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Скарятин В. Д. 1976. Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба (на примере Северного Кавказа).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геолотия и геоморфология. т. 5. М., ВИНИТИ.
- Скворцов Ю. А. 1939. Четвертичные отложения.— В кн.: Геология Узбекской ССР, т. З. М.— Л., ОНТИ.
- Скобелев С. Ф., Флоренский П. В. 1974. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне.— Геотектоника, № 5.
- Соловьева Л. И. 1971а. Новейшие поперечные структуры Туркестано-Алая и история их развития. В кн.: Ломоносовские чтения и шестая научная отчетная конференция геологического факультета (Московского государственного университета). Изд.во МГУ.
- Соловьева Л. И. 19716. Об унаследованноналоженном развитии новейшей эпиплатформенной орогенной структуры Туркестано-Алая.— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 7.

- Соловьева Л. И., Богородский С. М., Бурлакова Г. С. и др. 1976. Метод индикационного дешифрирования разномасштабных аэрокосмических снимков и топографических карт как основа структурно-геоморфологического анализа закрытых районов (на примере Устюрта).— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ.
- гия и геоморфология. т. 5. М., ВИНИТИ. Солоненко В. П. 1965. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения.— Изв. АН СССР. Сер., геол., № 4.
- Сондерс Д., Томас Г. 1975. Оценка рентабельности использования снимков ЕРТС-А при поисках нефти и других полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Сорский А. А. 1955. О сейсмичности района Шемахи в Закавказье.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5.
- СССР. Сер. геофиз., № 5. Стеффенсен Р. 1975. Структурные линеаменты полуострова Госне по данным снимков ЕРТС-1.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. 1964. М., «Наука».
- Суворов А. И. 1955. Некоторые признаки подземных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Супруненко О. И., Смирнов Л. М. 1966. Новые данные по геологии Кроноцкого нефтеперспективного района (Восточная Камчатка).— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан.
- Таль-Вирский Б. Б. 1964. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука».
- Таль-Вирский Б. Б. 1972. Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. Автореф. докт. дис. М.
- Таль-Вирский Б. Б., Захарова А. И., Яковлева И. Б. 1971. О связн сейсмической активности территории Узбекистана с некоторыми элементами геологического строения и геофизических полей.— Узб. геол. журн., № 2.
- Тамразян Г. П. 1958. К вопросу о некоторых особенностях расположения грязевых вулканов Восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, 118, № 4.
- Тамразян Г. П. 1960. О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8.
- Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. 1968. Баку, Изд-во АН АзССР.
- Терешко Д. Л., Наструев Н. Р. 1964. Построение схемы рельефа поверхности базальтового слоя в Азербайджане по данным гравиметрии.— Труды АзНИИ по добыче нефти, вып. 2.

- Тихонов А. Н. 1974. Некоторые вопросы геологического дешифрирования космического снимка Юго-Западного Гиссара.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 12.
- Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. 1960. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов.— Докл. АН СССР, 130, № 3.
- Томсон И. Н. 1962. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 84.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. 1968. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геол., № 10.
- Трифонов В. Г. 1971. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ).— Геотектоника, № 4.
- Трифонов В. Г. 1972. Соотношение разрывных и складчатых элементов в новейшей структуре юга СССР.— В кн.: Внутренняя геодинамика (краткие тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по внутренней геодинамике 27—30 ноября 1972 г.), вып. 2. Вопросы динамики эндогенных процессов. Л.. ВСЕГЕИ.
- Трифонов В. Г. 1973а. Геология лунных морских впадин.— В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. М., «Наука».
- Трифонов В. Г. 19736. Голоценовые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа, их соотношения с сейсмичностью.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.
- Трифонов В. Г. 1973в. О разработке методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Трифонов В. Г. 1974. Современные дислокации юга Туркмении.— В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. (Верхняя мантия, № 13). М., «Советское радио».
- Трифонов В. Г. 1976а. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. т. 5. М., ВИНИТИ.
- Трифонов В. Г. 19766. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэро-космических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 11.
- Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А. и др. 1973. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., ВИНИТИ.
- Трифонов В. Г., Флоренский П. В. 1967. Геолог ангажирует космовидение.— Радио и телевидение, № 36.

- Трофимов Д. М. 1973. Использование космических снимков для изучения тектоники Сахарской плиты.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Трофимов Д. М. 1974. Особенности литолого-петрографического дешифрирования космофотоснимков и некоторые аспекты использования их для палеотектонического анализа и геокартирования.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 12.
- Уильямс мл. Р., Бёдварссон А., Фридрикссон С. и др. 1975. Дистанционное распознавание геолого-географических объектов на территории Исландии со спутника (предварительные результаты анализа снимков МСС).— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Уломов В. И. 1973. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. Ташкент, «ФАН».
- Утнасин В. К., Абдурахманов А. И., Аносов Г. И. и др. 1974. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов.— Сов. геол., № 2.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. 1969. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Наука».
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А. и др. 1974. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра».
- сторождений. М., «Недра». Финько Е. А. 1970. Некоторые закономерности проявления современных вертикальных движений земной коры в Таджикистане.— В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад.
- Флоренская Т. В. 1974. Блоковое строение фундамента южной части Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск.
- Флоренская Т. В. 1976. Соотношение геофизических полей и космических изображений в южной части Сибирской платформы.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1960. Некоторые итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области.— Труды МИНХиГП, вып. 26.
- Флоренский И. В., Флоренский П. В. 1969. Об этапах горизонтальных движений на Восточной Камчатке.— Докл. АН СССР, 184, № 1.
- Флоренский И. В., Флоренский П. В. 1972. О роли древних вулканогенных пород в структуре Восточной Камчатки.— Докл. АН СССР, 205, № 5.
- Флоренский И. В., Флоренский П. В. 1976. Проявление внутренней геологической структуры Камчатки на космических снимках разного масштаба.— В кн.: Ис-

следование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ.

- Флоренский П. В. 1973. Дешифрирование глубинной структуры Туранской плиты по космическим снимкам в связи с поисками месторождений нефти и газа.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Флоренский П. В., Петренко А. С., Ведешин Л. А., Шорин-Константинов Б. П. 1976. Место космического изображения при комплексной обработке геолого-геофизической информации для изучения глубинного строения Нижнего Поволжья.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 5. М., ВИНИТИ.
- Флоренсов Н. А. 1968. Байкальская рифтовая зона и некоторые вопросы ее изучения. В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука».
- Фонтанель А., Гийемо Ж., Гюи М. 1975. Первые результаты использования данных спутника ЕРТС-1 по Юго-Восточной Финляндни: геологическое строение, седиментология, загрязнение моря.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. 1970. М., «Недра».
- 1970. М., «Недра». Хаин В. Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат.
- Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. 1966. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. Бюл. МОИП. Отд. геол., 41, вып. 2.
- Хиллс Е. Ш. 1967. Элементы структурной геологии. М., «Недра».
- Ходарев Ю. К., Бирюков Ю. Л., Ведешин Л. А. и др. 1975. Методологические основы космической фотосъемки.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 4. География. Методы космической фотосъемки. М., ВИНИТИ.
- Хоппин Р. 1975. Интерпретация структур на снимках, сделанных со спутника ЕРТС-1, в районах Бич-Хори, штаты Вайоминг и Монтана.— В кн.: Геологические исследования из космоса. Пер. с англ. М., «Мир».
- Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М. и др. 1975. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука».
- Ісейнер Ф. 1957. Современные движения западного сброса впадины Мертвого моря. – В кн.: «Живая тектоника». М., ИЛ.
- Цимельзон И. О. 1959. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Цимельзон И. О. 1965. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 4.

- Цыганков А. В. 1971. Методы изучения неотектоники и морфоструктуры Нижнего Поволжья в связи с нефтегазовосностью. — Труды Волгоград. научноисслед. ин-та нефт. и газ. пром-сти, выл. 7.
- Цыганов Н. М. 1963. Общая фотограмметрия и специальные виды фотографии. М.
- Чедия О. К. 1964. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии).— Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Душанбе. Чедия О. К. 1971, 1973. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1, 2. Фрунзе, «Илим».
- Шатский Н. С. 1963. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан).— В кн.: Избранные труды, т. 1. М., Изд. во АН СССР.
- ные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР. Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. 1973. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука».
- Ширинов Н. Ш. 1973. Развитие морфоструктур Кура-Араксинской депрессии на неотектоническом этапе.— Геоморфология, № 1.
- Широков В. Я. 1962. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии.— Труды МИНХиГП, вып. 36.
- Широков В. Я. 1965. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью.— В кн.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 1. Душанбе, «Ифрон».
- Широкова Е. И. 1961. О напряжениях, действующих в очагах мелких землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6.
- Сер. геофиз., № 6. Широкова Е. И. 1962. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районах.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10.
- Широкова Е. И. 1963. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Азиатско-Средиземноморского сейсмического пояса.— Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 15.
- Ширяев Е. Е. 1975. Прослеживание элементов тектоники на картах и аэро- и космических снимках с помощью ЭВМ.— Разведка и охрана недр, № 3.
- Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.— Л., ОГИЗ.
- Шульц С. С. (мл.). 1973. Концентрические сводовые структуры восточной части Туранской плиты по космическим снимкам.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Шурыгин А. М. 1962. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР.
- Щерба Г. Н. 1955. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 20.

- Щукин Ю. К. 1973. Глубинные сейсмогенные разломы земной коры.-- В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодис-локации. М., ВНИИГеофизика.
- Эрлих Э. Н. 1973. Современная структура четвертичный вулканизм западной И части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука».
- Юрьев А. А. 1967. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы. В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Наука».
- Якубов Д. Х., Борисов О. М. 1962. Каратау-Памирский глубинный разлом.---Узб. геол. журн., № 4.
- Якуцени В. П. 1968. Геология гелия. М., «Недра».
- Abdel-Gawad M. 1969. New evidence of transcurrent movement in Red Sea area and petroleum implications.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 57, N 7.
- Abdel-Gaward M. 1970. Interpretation of satellite photographs of the Red Sea and Gulf of Aden .- Philos. Trans. Roy. Soc. London, 267, N 1181.
- Abdel-Gawad M. 1971. Wrench movements in the Beluchistan Arc and relation to Himalayan-Indian ocean tectonics.-Bull. Geol. Soc. America, 82, N 5.
- Ambraseys N. N. 1963. The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September, 1962. A Field Report.— Bull. Seismol. Soc. America, 53, N 4.
- Carter W. D. 1971. ERTS-A A new approach for mineral finding.— Mining Engng, N 5. Carter W. D. 1974. EROS program and
- ERTS-1 satellite applications to geophysical problems.— Approaches to Earth Survey Problems through Use of Space Techniques Proceedings of COSPAR Symposium in Constance, F. R. G., 1973).—Berlin, Akademie Verlag. ERTS and EROS 1972. Geotimes, 17, N 3.
- Fischer W. A. 1970. Projected uses of observations of the Earth from Space - the EROS program of the department of the interior.— AIAA Paper, N 332.
- Fischer W. A. 1971. Aerospace methods for revealing and evaluating Earth resources.-- UNO Seminar on Photogrammetric Techniques, Zürich.
- Fischer W. A., Lathram E. H. 1973. Concealed structures in Arctic Alaska identified on ERTS-1 imagery .-- Oil and Gas J., 71.
- Freund R. 1965. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Gretaceous times.— Geol. Mag., 102, N 3.
- Gansser A. 1969. The large earthquakes of Iran and their geological frame .- Eclogae geol. helv., 62, N 2
- Gregory A. F., Moore H. D. 1975. The role of remote sensing in mineral exploration with special reference to ERTS-1.-Canad. Mining and Metallurg. Bull., N 5.
- Griesbach C. L. 1893. Notes on the earthquake in Baluchistan on the 20th December 1892.— Records Geol. Surv. India, 26 (2).

- Hamphill W. R., Danilchik N. W., Kats A. N. 1968. Geological interpretation of photo.— Photogramm. Engng, Gemini 34, N 2.
- Lowman P. D. 1964. A review of photography of the Earth from sounding rockets and satellites --- NASA Techn. Note, 1868.
- Lowman P. D. 1965a. Photography from space.-- Science, 1, N 3.
- Lowman P. D. 19656. Space photography review.— Photogramm. Engng, 31, а N 1.
- Lowman P. D. 1966a. The Earth from orbit.- Nat. Geogr. Mag., 130, N 5.
- Lowman P. D. 19666. Photography from applications.— Ann. space — geologic Acad. Sci., 140, N I. N. Y.
- Lowman P. D. 1966B. Terrain photography on Gemini missions.- Annual Meeting Geol. Soc. America, San Francisco.
- Lowman P. D. 1969a. Apollo-9 multispectral photography geologic analysis.—NASA Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland.
- Lowman P. D. 19696. Geologic orbital photography: experience from the Gemini programm .--- Photogrammetria, 24, N 3-4.
- Lowman P. D., McDivitt J. A., White E. H. 1967. Terrain photography on the Gemini IV Mission: preliminary report.-- NASA Techn. Note, D-3892.
- Lowman P. D., O'Keffe S. A. 1968. Geolo-gic applications of Gemini terrain photography .-- Astron. J., 73, N 5.
- Lowman P. D., Tiedemann H. A. 1971. Terrain photography from Gemini spacecraft: final geologic report - NASA Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland.
- Makarov V. I., Scobelev S. F., Trifonov V. G. e. a. 1974. Plutonic structure of the Earth's crust on space images.— Proc. Ninth Intern. Sympos. on Remote Sensing of Environment, vol. I. Ann Arbor, Research Inst. Michigan.
- McKallor J. A. 1968. A photomosaic of Western Peru from Gemini photographs .---Geol. Surv. Profess. Paper, N 600-C
- Meer Mohr H. E. C. van der. 1968. Geminifotos anthulleu het land van Sheba .--Geogr. Fijdsaher Deel., II, N 2.
- Meer Mohr H. E. C. van der. 1969. Geological interpretation of hyperaltitude photographs from Gemini spacecraft .-- Photogrammetria, 24, N 3-4.
- Molnar P., Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.- Science, 189, 4201.
- Morrison A., Chown M. C. 1965. Photographs of the Western Sahara from Mer-MA-4 Satellite.— Photogramm. cury Engng, 31, N 2.
- Pavoni N. 1962. Die nordanatolische Horizontalverschiebung.— Geol. Rundschau, 51, N 1.
- Pecora W. T. 1972. Remote sensing of Earth resources - users, prospects and plans.-30th Meeting with the Panel on Science and Technology. Washington.
- Quennell A. M. 1959. Tectonics of the Dead sea rift.— Asociacion de Servicios Geolocos Africanes. Actasy Trabajos de las

Reuniones Celebradas en Mexico en 1956. Mexico.

- Rowan L. C., Wetlauger R. H., Goetz A. F. H. e. a. 1974. Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altermed areas in South-central Nevada by the use of computer-enhanced ERTS images .- U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 883. Rowan L. C. 1975. Application of satellites
- to geologic exploration .- Amer. Scientist, 63, N 4.
- Sisselman R. 1975. Looking for minerals via satellite: a far-out approach to exploration .- Engng and Mining J., N 5.
- Status and Plans of the Department of the Interior EROS Program. 1975.- U. S.
- Geol. Surv. Open File Report, July. Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayas (Iran) earthquake fractures .- Bull. Geol. Soc. America 81, 41-60.
- Tchalenko J. S., Berberian M., Iranma-nesh H, e. a. 1974. Tectonic framework of the Teheran region.— Materials for the Study of Seismotectonics of Iran: North-central Iran.— Geol. Surv. Iran Report, N 29.
- Thorarinsson S., Saemundsson K., Williams R. S., Jr. 1973. ERTS-1 image of Vatna-

jökull: analysis of glaciological, structural and volcanic features.- Jökull, 23.

- Verstappen H. Th. 1970. Orbital photography and the geosciences - a geomorphological example from the Central Sahara .-- Geoforum, N 2.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J., Grootenboer J. 1975. ERTS-1 imagery: applications in geology and mineral exploration .- Minerals, Sci. and Engng, 7, N 2.
- Wellman N. W. 1966. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— Geol. Rundschau, 55, H. 3.
- Weltraumbilder der Erde. München, 1969. Williams R. S., Jr., Thorarinsoon S. 1973. ERTS-1 Image of the Vatnajökull Area: General comments.- Jökull, 23.
- Williams R. S., Jr., Bödvarsson A., Fridriksson S. e. a. 1974. Environmental studies of Iceland with ERTS-1 imagery .--Proc. Ninth International Symposium on Remote Sensing of Environment, vol. I.
- Ann. Arbor, Research Inst. Michigan. Wobber F. I. 1969. Environmental studies using Earth orbital photography.— Photogrammetria, 24, N 3-4.
- Zuidam K. A., van, Verstappen H. Th. 1970. Geomorphological recognize of the Central Sahara using orbital photographs.-ISP-Symposium, Dresden.

## оглавление

Введение (В. Г. Трифонов)	3
Глава первая	
Средства получения изображений Земли из космоса.	6
Космические аппараты (О. С. Деревянко)	6
Космическое фотографирование (Б. П. Шорин-Константинов)	9'
Электронные системы получения космических изображений (О. С. Деревянко).	14
Глава вторая	
Использование космических изображений при геологических исследованиях .	18
Складчатые области, подвергшиеся интенсивным новейшим деформациям	18
Восточный Кавказ (В. Г. Трифонов)	18
Тянь-Шань (В. И. Макаров, В. М. Панин)	. 38
Гаджикская депрессия и зона сочленения Памира и Іянь-Шаня (С. Ф. Ско- белев)	80
Области новейшей вулканической активности (П. В. Флоренский)	107
Платформенные области	117
Молодая платформа (П. В. Флоренский)	119 <sup>,</sup>
<b>Древние</b> платформы (П. В. Флоренский, А. С. Петренко) .	128
Глава третья	
Вопросы методики геологической обработки космических изображений	146.
Фотографические преобразования космических изображений (Б. П. Шорин-Кон- стантинов)	146
Комплексное использование космических изображений разных масштабов (В. Г. Трифонов)	160 ·
Геологическая информативность космических изображений Земли в связи с про- блемой проявления на них глубинных структур литосферы (В. И. Макаров).	16 <b>9</b> -
Геологическое использование материалов многозональных съемок (В. М. Панин, С. Ф. Скобелев)	176
Перспективы и методы автоматизации геологической обработки космической ин- формации (А. С. Петренко, О. С. Деревянко)	1 <b>79</b> -
Глава четвертая	
Космические съемки — новый источник геологической информации	188
Корреляция структурных планов различных горизонтов литосферы (В. Г. Три- фонов, В. И. Макаров)	188
Пространственная корреляция структуры различных регионов (В. И. Макаров)	<b>19</b> 0
Корреляция позднечетвертичных тектонических нарушений Западной и Центральной Азии (В. Г. Трифонов)	193
Практические аспекты использования космической информации в геологии (В. И. Макаров)	205
Заключение (В. Г. Трифонов).	208 -
Литература	<b>211</b> .

,

## CONTENTS

Introduction (V. G. Trifonov) .	3
Chapter the first	
Techniques for obtaining of space images of the Earth .	6:
Spacecrafts (O. S. Derevianko)	6.
Space photography (B. P. Shorin-Konstantinov)	9
Electronic systems for obtaining of space images (O. S. Derevianko)	14
Chapter the second	
Geological applications of space images .	18
Folded areas with extensive neotectonics	18
Eastern Caucasus (V. G. Trifonov)	18
Tien Shan (V. I. Makarov, V. M. Panin)	38
Tadjik basin and zone of Pamir and Tien Shan conjunction (S. F. Scobelev)	80 407
Aleas of neovolcame activity (P. V. Florensky)	447
Voung platform (P. V. Florensku)	117
Ancient platforms (P. V. Florensky, A. S. Petrenko)	128
······································	
Chapter the third	
Methodological questions of the geological interpretation of space images .	14 <b>6</b>
Phatographical filtering of space images (B. P. Shorin-Konstantinov)	146
Joint use of multiscale space images (V. G. Trifonov)	160
Geological informativity of space images of the Earth with reference to the problem of lithosphere deep structures manifestation in them (V. I. Makarov)	169
Geological use of the multispectral materials (V. M. Panin, S. F. Scobelev)	176
Prospects and methods of computer geological interpretation of space information (A. S. Petrenko, O. S. Derevianko)	179
Chapter the fourth	
Space images is the new source of the geological information	188
Correlation of structural patterns of various horizons of the lithosphere (V. G. Trifonov, V. I. Makarov)	188
Spatial correlation of the structure of various regions (V. I. Makarov)	<b>19</b> 0
Correlation of Late Quaternary tectonic deformations of Western and Central Asia (V. G. Trifonov)	193
Practical aspects of geological use of space information (V. I. Makarov)	205
Conclusions (V. G. Trifonov).	208
References	211

## Геологическое изучение Земли из космоса

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

 Редактор Д. В. Павлов
Редактор издательства Н. М. Митяшова Художник В. Е. Самохин
Художественный редактор А. Н. Жданов
Технический редактор Л. В. Каскова Корректор Р. А. Тютина

ИБ № 7071

Сдано в набор 01.09.78 Подписано к печати 03.01.78 Т-00202. Формат 70×108<sup>1</sup>/16 Бумага № 2 Гарнитура латинская Печать высокая Усл. печ. л. 20,3 Уч.-изд. л. 20,9 Тираж 1400 экз. Тип. зак. 4701

Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Наука» 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., дом 94-а

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 20 к.