

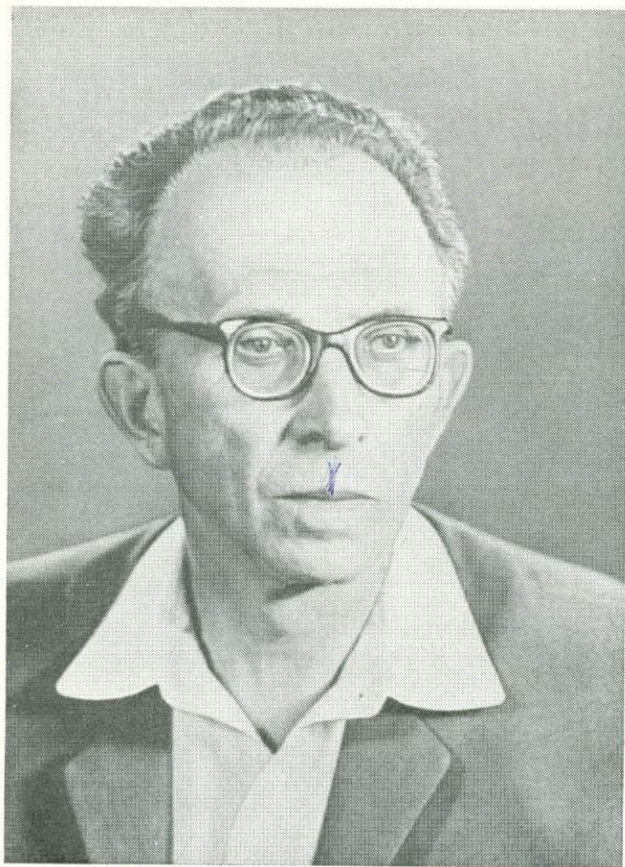
Н.А.ФЛОРЕНСОВ

Избранные
труды

РЕЛЬЕФ
И НЕОТЕКТОНИКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Сибирское отделение
Институт земной коры



НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
ФЛОРЕНСОВ
(1909—1986)

Н.А.ФЛОРЕНСОВ

Избранные
труды

РЕЛЬЕФ
И НЕОТЕКТОНИКА

Ответственный редактор
академик Н. А. ЛОГАЧЕВ



МОСКВА
«НАУКА»

1989



5046

Рельеф и неотектоника: Избранные труды / Н. А. Флоренсов. М.: Наука, 1989.— 272 с.

ISBN 5-02-003317-0

Книга содержит основные труды по проблемам неотектоники, геодинамики и теоретической геоморфологии известного советского геолога и геоморфолога члена-корреспондента АН СССР Н. А. Флоренсова, созданные им в течение многолетнего изучения геологической истории и свойств рельефа обширных территорий нашей страны (Восточная Сибирь) и Монголии. В своей совокупности эти труды являются образцом синтеза данных геологии, геодинамики и геоморфологии для познания закономерностей развития твердой оболочки Земли и эволюции ее поверхности.

Для геологов и геоморфологов.
Ил. 15. Библиогр.: 225 назв.

Рецензенты:

В. П. СОЛОНЕНКО, Л. Н. ИВАНОВСКИЙ

Редакторы Н. Б. ЗОЛотова, Н. В. ФЕДОРЕНКО

Научное издание

Флоренсов Николай Александрович

Избранные труды

РЕЛЬЕФ И НЕОТЕКТОНИКА

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Художественный редактор Н. Н. Власик

Технический редактор Н. Н. Плохова

Корректор Н. Б. Габасова

ИБ № 40102

Сдано в набор 15.06.88. Подписано к печати 19.08.88. Т-01940
Формат 60×90^{1/16}. Бумага кн.-журнальная. Гарнитура обыкновенная
Печать высокая. Усл. печ. л. 17,1. Уч.-изд. л. 19,7 Усл. кр. отт. 18,1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1738. Цена 4 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,

117864, ГСП-7, Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»

121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

Ф $\frac{1805040300-346}{042(02)-89}$ 422-89, кн. 2

ISBN 5-02-003317-0

© Издательство «Наука», 1989

НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
ФЛОРЕНСОВ
(1909—1986)

Впервые я увидел Николая Александровича Флоренсова в сентябре 1947 г. на вводной лекции по общей геологии для группы студентов-первокурсников геологической специальности Иркутского университета. В светлой аудитории на втором этаже старого здания университета по Вузовской набережной, 20 (сейчас бульвар Гагарина), где собиралась наша группа, от двери до кафедры неторопливым шагом проследовал лектор — невысокого роста, в очках, с богатой шевелюрой волнистых русых волос, опрятно одетый и собранный. Негромко поприветствовав нас и представившись, доцент Флоренсов, заведующий кафедрой динамической геологии, прочел нам первую лекцию по нашей будущей специальности. С тех пор прошло уже более 40 лет, но я и сейчас хорошо помню, как после первых фраз общего характера он овладел нашим вниманием, и мы на едином дыхании прослушали всю лекцию. Впоследствии лекции по общей геологии воспринимались нами по особому, мы шли на них, предвкушая радость познания нового и приобретения к профессии.

Два года спустя Николай Александрович прочел нам полный двухсеместровый курс динамической геологии и геоморфологии. К тому времени мы, студенты-третьекурсники, уже понимали толк в лекторах и лекциях. Ораторское и педагогическое искусство Флоренсова нас просто зачаровывало. Для меня это нередко оборачивалось тем, что, увлеченный лекторским монологом, я забывал конспектировать материал. Сила и привлекательность этих лекций определялась в первую очередь единством слова и авторской мысли, нестандартностью изложения материала. В них всегда было приглашение к размышлению вместе с лектором. Такая объемная передача знаний — дар довольно редкий, и Н. А. Флоренсов обладал им в полной мере.

Спустя еще два года мы стали студентами-дипломниками, и по счастливой для меня случайности моим куратором по выпускной работе оказался доцент Н. А. Флоренсов. Общение с ним с января по май 1952 г., когда я обращался за консультациями по дипломной работе или же при ее критическом разборе, показало мне, какой естественностью и добротой обладал мой научный руководитель. И когда он предложил мне работать в Институте геологии Восточно-Сибирского филиала Академии наук СССР — молодом академическом центре Сибири, созданном в Иркутске в 1949 г., я был обрадован и, не скрою, польщен и самим предложением, и тем, что оно исходит от самого директора — организатора Института геологии, кем Н. А. Флоренсов был назначен Президиумом Академии наук СССР еще в начале

1949 г., оставаясь в то же время заведующим кафедрой динамической геологии в университете. Не берусь судить, что побудило его сделать такой выбор, что сумел он разглядеть во мне, молодом выпускнике. За более чем тридцатилетний срок нашей совместной работы этот вопрос как-то ни разу не возникал ни с его, ни с моей стороны. Но теперь можно признаться, что возможность работать вместе с ним и под его руководством — это моя главная жизненная удача, предопределившая мой профессиональный рост и гражданское развитие. 34 года, проведенные рука об руку с Николаем Александровичем, его открытость и доверие ко мне позволяют думать, что после ближайших родственников я был ему, наверно, самым близким человеком, неизменным его сотрудником и помощником.

Последняя наша встреча состоялась во второй половине дня 18 марта 1986 г. в одной из больниц Краснопресненского района Москвы. Мы поговорили не более 10 минут. Ему было крайне трудно. В ответ на мои заверения о возможности выздоровления, в одинаковой мере искренние и фальшивые, он сказал: «Мы всегда говорили друг другу правду. Я не питаю иллюзий. Скоро конец». 21 марта 1986 г. утром он скончался дома, на Шелепихинской набережной, 8/2, и был похоронен на Кунцевском кладбище в Москве.

Н. А. Флоренсов родился 28 января 1909 г. в Киеве, где семья Флоренсовых оказалась из-за болезни его отца Александра Николаевича, дипломированного медика. Костный туберкулез, приобретенный им в результате травмы колена при падении на ледяной тропе на Байкале, когда он шел от Листвянки в Танхой за противодифтеритной сывороткой, вынудил семью уехать на юг России и пробыть там около 3-х лет. Излечиться Н. А. Флоренсову не удалось, и ногу пришлось ампутировать. В октябре 1910 г. семья вернулась в Иркутск, куда А. Н. Флоренсов был приглашен на должность заведующего Медведниковской больницей (ныне санаторий «Ангара»).

Таково киевское происхождение Николая Александровича. На самом же деле по отцовской линии Флоренсовы — коренные сибиряки, точнее, прибайкальцы с примесью монгольской крови, что особенно заметно было в облике среднего брата, Бориса Александровича, которого я знал лично, и лишь едва улавливалось в чертах самого Николая Александровича, младшего из четверых детей. Известно, что прадед Николая Александровича проживал в селе Шимки на Иркуте, неподалеку от Монголии, в окружении бурятских улусов. Так что небольшая «ясашность» в поколении Флоренсовых начала этого века вполне объяснима. Свое рождение в Киеве Николай Александрович рассматривал как случайность и считал себя подлинным иркутянином.

Его детство и начало юности прошли в интеллигентной и музыкальной семье, имевшей свое маленькое подсобное хозяйство и

жившей трудолюбиво и очень скромно. В 1917 г. он выдержал экзамен в первый класс гимназии, но трудности тех лет и ранняя близорукость не позволили ему пройти полный курс школьного обучения. С ним занимались дома отец и старший брат Александр Александрович, впоследствии известный иркутский паталогоанатом. Прочувшись в школе с пятого по седьмой класс и минуя последний, восьмой, он в 1926 г. выдержал экзамен на физико-техническое отделение педагогического факультета Иркутского университета. По ряду причин, среди которых не на последнем месте была не прельщавшая его перспектива стать учителем, Николай Александрович в 1928 г. ушел из университета и перебивался временными заработками то на ниве репетиторства, то как чертежник и инвентаризатор Иркутского краевого музея и бывшей Переселенческой партии. Непреднамеренное соприкосновение с геологией произошло летом 1930 г., когда он, по предложению молодого геолога П. Е. Луненка, попал в Зейский район для проведения глазомерной съемки в составе одного из геологических отрядов Иркутского института «Гинзолото». Зимой 1930—1931 г., больше по необходимости, чем по призванию, Николай Александрович окончил краткосрочный курс младших коллекторов вновь образованный на базе местного бюро Геолкома Восточно-Сибирского геолого-разведочного треста. Летом 1931 г. он коллектор геолого-съемочной партии в Хамар-Дабане, на которого по причине абсолютной добросовестности и умения хорошо справляться с задачами ложится не менее половины всей работы. С этого момента и на всю жизнь геология стала его профессиональным поприщем. Вначале повышение квалификации до прорабского уровня на курсах ускоренной подготовки при Ленинградском горном институте, затем окончание экстерном Иркутского университета по специальности «геология». По его признанию, эта профессия не совсем подходила к его физическому типу и выраженным с детства, гуманитарным наклонностям (литература, история, музыка, искусство), тем не менее выбор не был простой случайностью, так как в характере юного Флоренсова была заложена еще одна и, пожалуй, самая важная для будущего ученого страсть — к исследованию, глубокому анализу явлений и к размышлению. Если бы выбор его пал на гуманитарную область человеческой деятельности, то и там Николай Александрович не был бы заурядностью. Особенно это относится к литературному творчеству, наклонность к которому прекрасно выражена во всем его геологическом наследии.

Как бы то ни было, выбор специальности — геологии отвечал требованиям начавшейся индустриализации и быстрого развития производительных сил страны. Сама по себе профессия геолога в те годы была престижной и привлекала много способной молодежи, позволяя ей чувствовать себя на переднем крае решения крупных государственных задач.

В начале 30-х годов Иркутск становится одним из ведущих центров геологической службы на востоке страны. Формируется Восточно-Сибирский геолого-разведочный трест — предтеча крупнейшего геологического управления, из которого в послевоенное время выделились самостоятельные управления для Читинской области, Бурятии и отчасти Якутии. Расширяется подготовка геологов в университете и только что созданном Горно-металлургическом (ныне политехническом) институте. Идет широкое общение молодой геологической поросли с маститыми специалистами из Ленинграда, Москвы, ежегодно прибывавшими в Иркутск для проведения геологических исследований в Восточной Сибири. Многие видные геологи с запада перешли на работу в иркутские вузы. Все это вместе с зовущими малоизведанными недрами предвоенной Сибири, которые предстояло исследовать в связи с потребностями народного хозяйства, создавало благоприятную обстановку для появления в Иркутске отряда молодых геологов-сибиряков, из которых со временем выделился такой крупный ученый, как Н. А. Флоренсов.

С 1931 по 1934 г. он работает коллектором, затем прорабом в отрядах и партиях на Хамар-Дабане, в районе Бархатовского створа по проблеме Ангарстроя, в Центральном Забайкалье, районе дельты р. Селенги, занимаясь решением конкретных поисковых или инженерно-геологических задач, одновременно обучаясь в университете. Разные по характеру и цели эти ранние, как правило, краткосрочные работы не оставили заметного следа в профессиональном становлении молодого недипломированного геолога. Перелом наступил в 1935 г., когда Н. А. Флоренсов работал все лето в Гусиноозерской впадине в качестве геолога углеразведочной партии. Работал, по его признанию, с огромным увлечением, и именно тогда как-то внезапно расширился его геологический кругозор, появились глубокие исследовательские интересы и цели на всю жизнь. К огромному удовлетворению результатами геологических исследований добавлялась радость собственного прочтения жизни и творчества декабриста Н. А. Бестужева, отбывавшего ссылку на Гусином озере. Дала себя знать гуманитарная жилка в наклонностях Н. А. Флоренсова, сделавшая его знатоком ссыльного периода жизни декабриста.

На 1936 г. приходится завершение отчета «Гусиноозерское месторождение угля» (напечатан в 1937 г.) и получение университетского диплома вместе с однокашниками и сослуживцами, впоследствии тоже крупными геологами М. М. Одинцовым и Б. А. Ивановым, судьбы которых оказались тесно, хотя и по-разному, переплетенными с судьбой Николая Александровича. Весной 1937 г. его пригласили работать ассистентом на кафедре динамической геологии в Иркутском университете, которой заведовал профессор А. В. Львов, видный ученый-геолог, один из основателей научного мерзлотоведения. В эту работу Флоренсов

погрузился с головой, с увлечением читая лекции, ведя лабораторные занятия и полевую практику по общей геологии, геоморфологии и геологическому картографированию со студентами геологической и географической специальностей. Вкус к преподаванию, превосходные лекторские способности вскоре были замечены и студентами и коллегами. Университетская нагрузка оставляла возможность и для производственной работы на геологических предприятиях, и для подготовки кандидатской диссертации на материалах Забайкалья, в котором он провел четыре полных полевых сезона. Гусиноозерский район стал отправным в диссертации. Инициатором ее подготовки явился М. М. Одинцов — коллега и друг Николая Александровича, изучавший геологию Сибирской платформы. Вместе они сдавали кандидатские экзамены, вместе защитили в 1940 г. диссертации в Томском университете.

Война застала Николая Александровича вместе с В. Д. Ломтадзе на Кругобайкальском участке железной дороги при проведении инженерно-геологических работ по охране пути от обвалов и оползней. В Иркутск стали прибывать с запада люди, заводы, театральные коллективы, разворачивались госпитали. Многие коллеги Н. А. Флоренсова ушли на фронт. Из-за близорукости он не был призван в армию. Известие о взятии фашистами Киева оказалось фатальным для профессора А. В. Львова: через сутки этот эмоциональный человек скончался. Решением ректората завести кафедрой динамической геологии было поручено молодому доценту Флоренсову. Чувствовал он себя в этой роли поначалу весьма неудобно, поскольку в тот момент имела возможность большого выбора: в Иркутске оказался ряд известных геологов с запада, застигнутых войной в восточно-сибирских экспедициях или эвакуированных из Ленинграда. Так, профессором кафедры стал С. В. Обручев, имевший к тому времени репутацию крупнейшего знатока геологии и географии Сибири и Северо-Востока. В работе других кафедр и геологического управления участвовали лидер советских геологов-рудников, член-корреспондент АН СССР С. С. Смирнов, тектонист М. М. Тетяев, петролог В. С. Соболев, гидрогеолог Н. И. Толстихин, металлогенист О. Д. Левицкий, палеоботаник В. Д. Принада, специалисты по тектонике и петрологии докембрия Восточной Сибири Е. В. Павловский и Н. В. Фролова. Их пребывание в Иркутске благотворно влияло на преподавательский состав и студентов, на постановку всего геологического дела в Восточно-Сибирском регионе. Этот высокий тонус сохранялся еще в годы моего студенчества.

С 1942 г. и до конца Великой Отечественной войны Николай Александрович активно сотрудничает с трестом «Сибгеолнеруд», изучая знаменитое Ботогольское месторождение графита и занимаясь в поле с геологией и геоморфологией Восточного Саяна. Летом 1943 г. к работе на Ботоголе он привлек аспиранта кафедр

ры и своего бывшего студента В. П. Солоненко, для которого Ботогольский эпизод, совершенно не связанный с аспирантской темой, стал как бы прологом для многолетнего систематического изучения графитовых месторождений Сибири и Дальнего Востока, закончившегося подготовкой монографии и успешной защитой докторской диссертации в 1952 г. Главным итогом восточно-сибирского периода для Н. А. Флоренсова явились не столько публикации по геологии Ботогольского месторождения и Восточного Саяна, сколько приобщение к новому, отличному от Забайкалья району высокогорий с их выразительной геоморфологией, проявлениями вулканизма и новейшей тектоники. Это значительно обогатило фактический и методический арсенал преподавателя динамической геологии и геоморфологии и, несомненно, повлияло на выбор основного направления научной деятельности в дальнейшем.

С 1945 по конец 1947 г. Николай Александрович работал главным геологом Восточно-Сибирского геологического управления, сохраняя за собой кафедру и педагогическую нагрузку в университете. Эти годы были до крайности напряженными и трудными в жизни Н. А. Флоренсова из-за возросшего круга задач, ухудшения здоровья, приводившего подчас к длительной госпитализации. Сил на все явно не хватало, и он вынужден был задуматься об уходе с поста главного геолога управления. Но до того он активно участвует в подготовке специальной научно-практической конференции по производительным силам Иркутской области, состоявшейся в августе 1947 г., и делает на ней один из основных докладов о развитии геологических исследований и минерально-сырьевой базы Восточной Сибири. Вместе с профессором Е. В. Павловским ведет подготовку и редактирование Восточно-Сибирского тома серийного издания «Геология СССР», который по ряду причин так и не вышел в свет.

Опыт войны показал необходимость ускоренного развития производительных сил на востоке страны. Проведение упомянутой выше конференции в Иркутске летом 1947 г. было одним из ответов на это требование времени. При подготовке и во время конференции получила окончательное оформление идея организации в Иркутске филиала Академии наук СССР. Ее особенно активно поддерживали не только местные партийные и научные круги, но и видные столичные геологи, энергетики, горняки и металлурги. Душой всего мероприятия был председатель оргкомитета конференции, крупнейший советский металлург, вице-президент АН СССР, академик И. П. Бардин. Его авторитет сыграл немалую роль в принятии в феврале 1949 г. решения о создании в Иркутске Восточно-Сибирского филиала Академии наук СССР. При поддержке местного партийного руководства и столичных академических работников, прежде всего связанных интересами с Восточной Сибирью геологов, энергетиков и горняков, в 1947—

1948 г. работала инициативная группа по подготовке и организации филиала АН СССР. На долю Н. А. Флоренсова выпала организация Института геологии, вначале единственного в структуре филиала, в то время как другие научные направления развивались в рамках отдельных лабораторий и отделов, и только позже некоторые из них приобрели институтский статус. Организовать геологический институт в Иркутске с его разветвленной и мощной геологической службой оказалось тем не менее делом нелегким. Некоторые руководители этой службы даже не скрывали своего негативного отношения, ссылаясь на отсутствие материальной базы и недостаток квалифицированных ученых, другие просто отмалчивались. Однако институт пополнялся кадрами, главным образом за счет местных геологов, и определялись его научные направления и структура. В год моего прихода в институт численность его персонала приближалась к полусотне человек. Лично Н. А. Флоренсов первое время был занят коллективной работой по составлению полумиллионной геологической карты Восточной Сибири, а с 1952 г. полностью сосредоточился на изучении кайнозойских и мезозойских межгорных впадин Прибайкалья и Забайкалья в связи с выяснением перспектив их нефтегазопосности. Последняя работа велась на основе тесного сотрудничества с трестом «Востсибнефтегеология» (ныне объединение «Востсибнефтегазгеология»), проводившим в этих впадинах геологосъемочные, геофизические и буровые работы. Как участник этих работ могу свидетельствовать, что они протекали в доброй атмосфере сотрудничества, и отношения между флоренсовской группой и руководством, а также геологами треста никогда ничем не омрачались, чему особенно способствовали ведущие геологи треста Е. В. Кравченко и В. С. Карпышев.

Административная деятельность не привлекала Н. А. Флоренсова, и после закладки основ Института геологии и при нарастающем объеме научных исследований и желании достичь новых крупных результатов он освобождается от исполнения директорских обязанностей, полностью сосредоточившись на изучении межгорных впадин Восточной Сибири и по-прежнему остающийся заведующим кафедрой и штатным работником университета. В какой-то мере это решение определялось и соображениями личного престижа: более молодые друзья и коллеги по геологическому факультету М. М. Одинцов и В. П. Солоненко к этому времени уже стали докторами наук.

Глубокий интерес к условиям развития межгорных впадин и динамике горно-котловинного рельефа возник у Флоренсова еще во время предвоенных забайкальских работ, особенно в Гусиноозерской впадине. Несмотря на свою чрезвычайную занятость в военные и первые послевоенные годы в геологическом управлении и университете, он выкраивает время для подготовки и публикации в центральных журналах трех содержательных статей

по орографии, геоморфологии и новейшей тектонике Забайкалья, хорошо принятых геологической и географической общественностью страны и сразу выдвинувших их автора в круг специалистов по проблеме «рельеф—неотектоника». Именно отсюда начинаются истоки последующих научных интересов, исследований и достижений. И работа по совместительству в небольшом академическом институте как нельзя лучше соответствовала такому устремлению. Общее развитие геологической науки также благоприятствовало этому: на смену прежним представлениям о малой подвижности земной коры на материках во второй половине 40-х годов В. А. Обручев вводит представление о неотектонике, а Е. В. Павловский выдвигает применительно к молодым движениям в Восточной Сибири и Восточной Африке идею об аркогенезе как о складчатости большого радиуса кривизны, осложненной разломами на краях впадин.

Новый этап изучения межгорных впадин, теперь уже не попутного, а целенаправленного и предусмотренного планами Академии наук СССР, по существу, начался еще в 1950 г. с совместного с профессором А. А. Тресковым, известным сибирским сейсмологом, обследования довольно сильного (около 9 баллов) Мондинского землетрясения 5 апреля 1950 г. Этот выезд на место действия был первым среди их совместных посещений районов сейсмических катастроф в Восточной Сибири и Монголии (Муиское и Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г.). Напряженные экспедиционные и лабораторные исследования по проблеме были развернуты в 1952 г. и непрерывно продолжались до 1955 г. включительно. Полевой сезон 1952 г. был посвящен изучению Тункинской впадины и ее горного обрамления. Мне он особенно памятен. Это был первый год моей самостоятельной работы после окончания университета, работы в геологической и геоморфологической «жемчужине» Восточной Сибири под руководством и вместе с Николаем Александровичем. Работалось легко, руководитель меня ничем не стеснял и, присмотревшись поближе, всячески поощрял мою инициативу. Со следующего года наши экспедиционные дороги разошлись: я был ориентирован на изучение Баргузинской и Верхнеангарской кайнозойских впадин, а сам Николай Александрович развернул широкие исследования тектоники, рельефа, вулканизма, мезозойских и кайнозойских отложений Западного и Центрального Забайкалья. При составлении в 1955 г. сводного отчета, в чем я помогал как мог, я впервые полностью осознал, насколько споро и собранно работает Н. А. Флоренсов, каких новых крупных результатов он достиг, в какой изящной и точной форме умеет их излагать. Все это вызывало во мне восхищение и гордость за своего научного шефа. Отчет стал основой докторской диссертации, успешно защищенной в Москве в начале июня 1956 г.

После непродолжительного периода отдыха Н. А. Флоренсов

заялся подготовкой к изданию монографии «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья» (1960 г.). Она не была простым повторением содержания докторской диссертации. Эта в значительной мере новая, и, главное, фундаментальная работа по геологии, неотектонике, вулканизму и геоморфологии явилась крупным событием не только восточносибирского масштаба, но и предтечей многих региональных и надрегиональных работ как самого Николая Александровича, так и его учеников и последователей. Выход в свет этой монографии сыграл решающую роль в избрании ее автора в 1960 г. членом-корреспондентом Академии наук СССР. Это были годы формирования Сибирского отделения Академии наук СССР, а избрание ученого — выходца из местных, не занимавшего административного поста, стало признанием его научных заслуг, так сказать, в чистом виде. В более широком плане этот акт являлся и признанием иркутской геологической школы, в которой Н. А. Флоренсов стал первым членом Академии наук СССР. Его ученикам и коллегам в Иркутске эта весть доставила приятные переживания.

Монография «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья» достойным образом завершила длительный цикл региональных исследований Н. А. Флоренсова, но еще в период авторской работы над ней произошли события, повернувшие внимание исследователя в новом направлении.

1957 год — год великих землетрясений в Восточной Сибири и Монголии. 27 июня 1957 г. десятибалльный удар в Муйской впадине потряс Становое нагорье, перечеркнув все надежды ряда московских специалистов на сейсмическое благополучие этой малоисследованной части Восточной Сибири и подтвердив сделанный ранее Н. А. Флоренсовым и В. П. Солоненко прогноз о высоком сейсмическом потенциале нагорий от северной оконечности Байкала до долины Олекмы, основанный на общих геоморфологических и структурных предпосылках. Геологи Н. А. Флоренсов и В. П. Солоненко, иркутский и московский сейсмологи А. А. Тресков и С. В. Пучков немедленно выехали на обследование последствий этого землетрясения.

4 декабря 1957 г. на юге Монголии, в пустынном Гобийском Алтае, разразилась настоящая сейсмическая катастрофа, вызвавшая, к счастью, самые минимальные бедствия. Все станции мира зарегистрировали этот мощный удар. По просьбе правительства МНР в район землетрясения срочно вылетела группа советских экспертов в составе Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко и А. А. Трескова. Вместе с монгольскими товарищами они провели аэровизуальные и маршрутные обследования плейстосейстовой области и были буквально потрясены масштабами и геологической выразительностью последствий катастрофы. Свежие разрывы стылой земли тянулись вдоль северных подножий Гобийского Алтая на расстояние более 270 км. Кое-где они охватили и

южные предгорья величественного хребта. Там и сям вздыбилась земля, зияли трещины, рассекая коренные породы, в горах продолжались обвалы и осыпи. Словом, глубинная стихия поработала здесь в полную силу. Феномен явно нуждался в специальном изучении. На правительственном уровне было принято предложение иркутских ученых о специальном детальном изучении этого уникального по силе и последствиям землетрясения в Центральной Азии.

Самый молодой из тройки иркутян, зав. кафедрой Иркутского университета профессор В. П. Солоненко, взялся за организацию специальной Гоби-Алтайской экспедиции АН СССР и возглавил ее.

В Москве, Улан-Баторе и Иркутске за первое полугодие 1958 г. была проделана огромная работа по подготовке экспедиции, потребовавшая от ее начальника большой оперативности. В июле того же года, преодолев огромное расстояние от Иркутска, экспедиция развернула работу в Гобийском Алтае. Научным руководителем экспедиции был назначен Н. А. Флоренсов. Сейчас, спустя 30 лет, как участник этой славной экспедиции могу сказать, что высокий уровень ее подготовки, включая не только материальное и техническое обеспечение, но и тщательный подбор кадров с советской и монгольской сторон, обеспечил полный научный успех мероприятия. Опыт В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова и энтузиазм молодежи (А. С. Ескин, Н. А. Логачев, А. В. Лукьянов, А. П. Шмотов, геологи-первогодки Р. А. Курушин и С. Д. Хилько), соединенные оптимальным образом, позволили обследовать территорию Гобийского Алтая на площади свыше 7000 км² — задача сама по себе не из легких, если иметь в виду, что отдельные вершины этой горной цепи поднимаются до 3500—4000 м, подпирая местную снеговую границу, а сам район лежит на краю пустыни Гоби и, следовательно, маловоден и малолоуден. Зато эти физические и климатические неудобства с лихвой компенсировались исключительной обнаженностью местности, открытостью пространства, легкостью пешего и конного доступа к большинству ключевых мест и, наконец, ярчайшей выразительностью и свежестью элементов структуры и рельефа, мгновенно родившихся в связи с землетрясением. Экзотика здешних ландшафтов захватывающая. Даже в ноябрьские морозы (ночью до -20°) работа шла полным ходом. В конце ноября 1958 г. экспедиция возвратилась в Улан-Батор, а еще через несколько дней — в Иркутск, в базовый Институт геологии ВСФ СО АН СССР.

Два обстоятельства заставили коснуться гоби-алтайского эпизода несколько подробнее. Во-первых, результаты работы экспедиции в научном и практическом отношении оказались настолько весомыми, что вышедшая в 1963 г. под редакцией В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова книга «Гоби-Алтайское землетрясение» по инициативе сейсмологов из Калифорнии была

срочно переведена на английский язык и дважды тиражирована за границей (в 1965 и 1966 гг.). Во-вторых, на Гоби-Алтайском полигоне Н. А. Флоренсов окончательно утвердился в идее о сохранении и возможности использования на практике следов ископаемых, т. е. очень давних, доисторических сильных землетрясений, так называемых палеосейсмодислокаций. Конечное оформление эта идея получила под названием палеосейсмогеологического метода, поставившего в качестве первого условия необходимость соединения сейсмологии и геологии при определении уровня сейсмической опасности и сейсмическом районировании территории, особенно мало или поздно заселенных, для которых недостаточно сейсмостатистики. В методологическом отношении такое соединение, как теперь ясно, совершенно необходимо, но 25–30 лет назад многие сейсмологи, даже крупные, рассматривали сейсмичность и развитие сейсмического процесса вне связи со свойствами и особенностями геологического субстрата. Истоки этого, по тем временам нового, подхода лежат в широком сотрудничестве сибирских геологов и сейсмологов, начавшемся с совместного обследования зон сильных землетрясений — Мондинского, Муйского, Гоби-Алтайского. Разработка этого метода до широкого практического использования у нас в стране и за рубежом принадлежит члену-корреспонденту АН СССР В. П. Солоненко и его ученикам. Приоритет иркутских ученых в этой области неоспорим.

В начале 60-х годов по инициативе члена-корреспондента АН СССР В. Н. Сакса была поставлена работа по общесибирской теме «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», объединившая большой коллектив исполнителей и продолжавшаяся еще в первой половине 70-х годов. Сам В. Н. Сакс вскоре отошел от руководства темой, и оно было возложено на Николая Александровича. Более подходящей кандидатуры возглавить эту непростую работу, марафонскую по объему и времени, ни в Сибири, ни в центре, я уверен, не было. Последующие события подтвердили удачность данного решения руководства Объединенного совета наук о Земле Сибирского отделения АН СССР.

К данной большой работе, в которой Н. А. Флоренсов вместе с академиком А. Л. Яншиным сыграл особую роль, резонно обратиться чуть позже, а сейчас следует остановиться на середине 60-х годов, в течение которых действовал первый международный геолого-геофизический проект «Верхняя мантия Земли», положивший начало широкому сотрудничеству геологов, геофизиков и геохимиков мира по ряду актуальных проблем развития литосферы и тектогенеза. Изучение рифтовых зон Земли, к тому времени выявленных и в океанах, было включено в этот проект в качестве одного из важнейших направлений реализации его целей. Разумеется, комплексному изучению должны были быть подвергнуты в первую очередь континентальные рифтовые зоны,

как непосредственно доступные для различных методов исследования.

Весной 1965 г. в Найроби (Кения) под эгидой Юнеско, покровительствовавшей проекту «Верхняя мантия», состоялся международный симпозиум «Восточно-Африканская рифтовая система». Летом следующего года в Иркутске прошла выездная сессия Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии под председательством члена-корреспондента АН СССР В. В. Белоусова, инициатора проекта «Верхняя мантия». На сессии, привлечшей многих специалистов из центра, были подведены итоги изучения Байкальского рифта, обсуждена и принята программа его дальнейших комплексных исследований, учреждена Байкальская секция указанного научного совета. Н. А. Флоренсов был душой всего этого мероприятия. Он готовил научную программу сессии, сам выступил на ней с блестящим заглавным докладом по Байкальскому рифту, подготовил глубоко обоснованную и с энтузиазмом принятую сессией программу комплексных исследований сибирского рифта до конца 1970 г., объединив под своим руководством коллектив ученых из разных учреждений и ведомств. Его лидерство в Байкальской секции и рифтовой тематике было бесспорным и авторитетным. Не умаляя значения вклада геологов-предшественников, таких, как И. Д. Черский, В. А. Обручев, Е. В. Павловский, В. В. Ламакин, все же следует сказать, что современные представления о сущности Байкальского рифта берут свое начало от Н. А. Флоренсова, сумевшего непредвзято взглянуть на всю совокупность фактов в геологической истории, палеогеографии, геоморфологии, новейшей тектоники и геодинамики Прибайкалья. Конечно, Байкальский рифт был поднят на щит не одним Н. А. Флоренсовым: у него был круг сподвижников в Иркутске и вне Иркутска, но первые камни в современные представления о материковом рифтогенезе были бесспорно положены им. С его же трудов, изданных в конце 60-х годов в международных журналах, началось приобщение зарубежных ученых к проблемам Байкальского рифта, а последний стал неизменно фигурировать на международных совещаниях по рифтовой тематике. До середины 1973 г. Н. А. Флоренсов был членом Рабочей группы № 4 (континентальные и океанические рифты) Международного геодинамического проекта, сменившего в 70-х годах проект предшествующего десятилетия («Верхняя мантия»). Из-за ухудшившегося зрения он вынужден был отказаться от членства в упомянутой группе и предложил вместо себя автора данного очерка, в те годы участника зарубежных экспедиций Академии наук СССР, изучавших рифты Восточной Африки и Исландии.

С середины 60-х годов внимание и интересы Н. А. Флоренсова все больше и больше захватывали работы над многотомной «Историей развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». Соз-

дается руководящий орган — редколлегия этого уникального по замыслу и объему (15 томов!) издания, в которую вошли геологи и геоморфологи Новосибирска, Иркутска, Москвы, Ленинграда, Владивостока от академических, вузовских и отраслевых учреждений. От издательства «Наука» (Москва) в состав редколлегии входила заведующая редакцией «География и почвоведение» Н. Б. Золотова, участие которой способствовало успеху всей работы, от подготовки томов до их издания. Бессменным главой редколлегии был Николай Александрович Флоренсов. В течение всей этой многолетней работы состав редколлегии почти не менялся. Ее ядро составляли О. М. Адаменко, С. А. Архипов, И. А. Волков, В. В. Вдовин, Н. Б. Золотова, Л. К. Зятькова (бессменный секретарь и технический организатор), О. В. Кашменская, С. С. Коржуев, Н. А. Логачев, В. А. Николаев, Д. А. Тимофеев, Г. И. Худяков, А. Л. Яншин, и она не «рассыпалась» до самого конца работы над изданием, и это симптоматично. Редколлегия собиралась один-два раза в год, как правило, в Новосибирском академгородке в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, откуда происходило большинство членов редколлегии и один из научных руководителей темы, А. Л. Яншин, а также немало авторов отдельных томов. Заседания проводились под председательством А. Л. Яншина и Н. А. Флоренсова — научных руководителей темы. На них всегда царили творческая атмосфера, демократизм, высокая деловая активность. Доброжелательность, органически свойственная руководителям, передавалась всем участникам заседаний, на которые, помимо членов редколлегии и авторов обсуждаемых работ, являлись многие ученые ИГиГ, напрямую не связанные с работой над изданием. Это целиком определялось глубиной и открытостью обсуждения различных теоретических и практических проблем, которые так или иначе фокусировались в «Истории развития рельефа...». Заседания длились, как правило, два-три дня, к ним готовились основательно как руководители, так и исполнители, и по своему характеру они больше походили на научные семинары или коллоквиумы по актуальным вопросам геоморфологии, палеогеографии, неотектоники, геологии четвертичного периода.

Общая благоприятная атмосфера в этой работе, вовлекшей на долгие годы многих специалистов, определялась прежде всего сотворчеством ее научных руководителей — Н. А. Флоренсова и А. Л. Яншина. Два сильных интеллекта, в чем-то очень сходных, а в чем-то разных, взаимодействуя и помогая друг другу, а иногда споря и соревнуясь друг с другом, создавали атмосферу творческого объединения всех участников работы независимо от их ученых званий и должностей.

Личный вклад Н. А. Флоренсова в этот многолетний коллективный труд огромен. Под его руководством шла исследовательская и авторская работа в Институте земной коры СО

АН СССР над двумя восточносибирскими региональными томами — «Плоскогорья и низменности Восточной Сибири» (1971) и «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» (1974). Им же или с его участием были определены структура и содержание двух заключительных, наиболее важных томов всей серии, посвященных теоретическим проблемам современной геоморфологии, — «Эндогенное рельефообразование» (1976) и «Экзогенное рельефообразование» (1976). В них он написал и ряд очерков, привлекающих глубиной содержания. Кроме того, для четырех томов серии Николай Александрович выполнил работу ответственного редактора, которую делал не просто добросовестно, а превосходно, благодаря чему рукописи, прошедшие через глаза и ум Флоренсова, становились лучше оригиналов и по стилю и по содержанию. Наконец, будучи геоморфологом по призванию, он существенно влиял на научную идеологию и дух всей работы при создании многотомника, удостоенного в 1978 г. Государственной премии СССР в области науки. Объективно оценивая вклад всех двенадцати лауреатов, не будет преувеличением сказать, что флоренсовская доля здесь наиболее значительна. Но главное даже не в этом, а в том, что эта работа, захватив его целиком, стала благодатной почвой для его творческого раскрытия и передачи другим накопленных знаний и опыта.

В процессе и после завершения многолетней работы над «Историей развития рельефа...» проблемы геоморфологии в творчестве Н. А. Флоренсова стали явно доминантными. Наступила самая подходящая пора для самовыражения в этой области землеведения. И если за последние 20—30 лет фронт геоформологии как науки продвинулся вперед, то одним из активнейших участников и вдохновителей этого продвижения был, конечно, Н. А. Флоренсов. Геоморфологическая жилка, присущая научному складу Николая Александровича и проявившаяся еще в ранних работах по Забайкалью, теперь раскрывалась полным образом, несколько даже потеснив другие научные привязанности. С этим временем совпадает его активная работа в Геоморфологической комиссии АН СССР, организованной и руководимой долгие годы академиком И. П. Герасимовым. Н. А. Флоренсов возглавлял Сибирскую секцию этой комиссии, имевшую репутацию одного из наиболее деятельных региональных геоморфологических центров страны, и входил в состав редколлегии журнала «Геоморфология» с момента его основания в 1970 г.

Первые основополагающие шаги в теории геоморфологии относятся к середине 60-х годов, когда почти одновременно появились статьи Николая Александровича «О некоторых общих понятиях в геоморфологии» (1964), «Что такое структурная геоморфология?» (1965), «К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии» (1965). Начавшийся отсюда творческий взлет, подкрепленный последующими экспедициями в Туву, Прибайка-

лье, Забайкалье и Монголию, дал к середине 70-х годов совокупность очерков для книги «Проблемы эндогенного рельефообразования» — одного из двух заключительных томов серии «История развития рельефа...». По существу эти очерки образуют идейный стержень всего упомянутого тома, осветившего многие грани коренной проблемы современной геоморфологии «Тектоника и рельеф». За этим последовали «Очерки структурной геоморфологии» (1978) — небольшая по объему и скромно озаглавленная книга, ставшая событием в советской и мировой геоморфологии, по значимости, наверное, не меньшим, чем для своего времени книга К. К. Маркова «Основные проблемы геоморфологии».

Флоренсовские «Очерки» — это философское и методологическое отношение ученого-мыслителя к состоянию дел в теоретической геоморфологии, это стремление слить воедино предмет и методы геоморфологии и определить место этой науки в системе наук о Земле в условиях резко возросшего арсенала средств изучения поверхности и недр планеты, нескончаемого потока свежей информации от земных и «неземных» способов ее изучения. «Очерки» — это искренняя исповедь ученого о сущности и трудностях развития науки, которая являлась для Николая Александровича предметом особенно глубокого интереса, и стремление уйти от описательности к системности через оптимальное соединение морфологического, структурного и геодинамического подходов. Сами «Очерки» и многие более ранние работы по проблемам геоморфологии и неотектоники, как региональным, так и общим, хорошо иллюстрируют такую оптимизацию, посильную, прямо скажем, далеко не каждому.

Понимая неуместность каких-либо измерений в творческом наследии ученого, все же нужно отметить выдающееся значение этой книги для советской геоморфологии. Она преодолела известную теоретическую растерянность в среде геоморфологов и наметила ряд новых направлений для дальнейшего научного поиска, прочно закрепив за ее автором роль научного лидера советской геоморфологии. Прошло уже более 10 лет с момента ее издания, но и сегодня изложенные в ней мысли дышат свежестью и захватывают глубиной проникновения, стимулируя геоморфологов к продвижению на новые рубежи. Такое удается не всем научным сочинениям. Осмелюсь высказать далеко не бесспорную мысль, что высшие достижения Н. А. Флоренсова в геоморфологии обязаны, помимо его личной одаренности как мыслителя и естествоиспытателя, умению уловить глубинную сущность взаимосвязей рельефа со структурой, составом и состоянием земных недр. Не подливая масла в огонь старых споров о «двух геоморфологиях» — географической и геологической, хочу все-таки сказать, что многое в достижениях Флоренсова-геоморфолога обязано его профессионализму в геологии, особенно в области тектоники, структурной геологии и геодинамики. Он обладал исклю-

5046



чительным даром видеть и чувствовать диалектическое единство и сложность процессов взаимодействия земной поверхности и земных недр. Из геологии им были удачно заимствованы и перенесены в геоморфологию некоторые образные понятия («геоморфологическая формация», «литодинамический поток» и др.).

Флоренсов был прекрасным полевым геологом, очень любил экспедиционные исследования и тщательно к ним готовился. Никакие неудобства и тяготы полевой жизни его не смущали. Он их разделял вместе со всеми и никогда не одобрял попыток соратников устроить для него даже мало-мальский дополнительный комфорт. В соответствии со своим мировоззренческим фундаментом он считал, что никакие экспериментальные и теоретические исследования в лабораторных условиях не заменят натуральных наблюдений. Последние выполнялись им мастерски, о чем я сужу по совместным экспедициям в Прибайкалье и Забайкалье, Туву и Монголию. Свои полевые исследования уже на пределе физических возможностей он завершил во второй половине 70-х гг. в составе Совместной советско-монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в трудных условиях Хангая и Монгольского Алтая. Изучению сейсмичности, неотектоники и геоморфологии Монголии Николай Александрович уделял особое внимание и получал от этого огромное удовлетворение. Он любил Монголию, ее народ, своеобразие и выразительность горно-котловинных семиаридных и аридных ландшафтов этой части Внутренней Азии. Многие в геоморфологических и неотектонических его концепциях навеяно «монгольскими мотивами».

До конца своих дней Николай Александрович оставался неутомимым тружеником. Несмотря на официальный уход на пенсию в 1980 г. из-за почти полной потери зрения, он продолжал работать так интенсивно и плодотворно, как могут далеко не все штатные сотрудники. Строгая самооценка заставила его отказаться от настойчивых предложений ряда академиков (А. Л. Яншина, И. П. Герасимова, А. А. Трофимука) воздержаться от ухода на пенсию с тем, чтобы баллотироваться на предстоявших в 1981 г. выборах в действительные члены Академии наук СССР. Почва для этого была хорошо подготовлена личным вкладом Н. А. Флоренсова в развитие наук о Земле, и можно было твердо надеяться на успех. Но непритязательность и скромность опять взяли верх, как это уже было при иных лестных предложениях еще в период его физического благополучия.

Доброжелательность к людям и обаяние были главными свойствами натуры Николая Александровича. Парадокс, пожалуй, состоит в том, что притягательность его личности не гарантировала благополучного течения его личной жизни, в которой, к сожалению, имели место и драматические события, потребовавшие от него большого мужества и стойкости.

С конца 70-х годов Николай Александрович жил в Москве.

В течение 70—80-х годов им был создан ряд крупных работ по проблемам рифтогенеза и теоретической геоморфологии.

За заслуги в научной и педагогической деятельности Н. А. Флоренсов награжден орденами Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени (дважды) и «Знак Почета», медалями СССР и МНР. Президиум Верховного Совета Бурятской АССР присвоил ему почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники Бурятской АССР» (1959 г.). В 1978 г. он стал лауреатом Государственной премии СССР в области науки.

Выдающиеся творческие способности и трудолюбие Н. А. Флоренсова позволили ему стать носителем и выразителем лучших традиций отечественной культуры, ученым-мыслителем, полем зрения которого простиралось далеко, за пределы собственно геологии и геоморфологии. Он занимался вопросами античной истории и археологии, изучал историю декабристов и сибирскую этнографию, в круг его интересов входили литература и искусство, история географических и геологических исследований Восточной Сибири. Творчество Н. А. Флоренсова всегда было свободно от профессиональной узости, и, наверное, этим определяется особая смысловая емкость его главных научных работ, часть которых помещена в настоящей книге.

На долю Н. А. Флоренсова выпала трудная, но творчески яркая и напряженная жизнь. Он прожил ее с полной самоотдачей, оставив нам в наследство целый ряд точно намеченных и частично пройденных научных направлений, разработка которых способна обогатить и геологию и геоморфологию. Он сам был даровит и в то же время щедр с соратниками и коллегами, неизменно питавшими к нему глубокую симпатию. Его стараниями подготовлена целая плеяда геологов и геоморфологов, исследующих недра и рельеф Сибири. Он был активным участником становления академического центра в Иркутске и директором-организатором Института земной коры СО АН СССР. Как крупный специалист по геологии Восточной Сибири, он много и охотно сотрудничал с производственными геологическими и геофизическими объединениями Бурятии, Иркутской и Читинской областей при решении практических задач освоения и расширения минерально-сырьевой базы региона. Его авторитет у геологов-производственников был чрезвычайно высок.

При самой строгой оценке итоги научной и творческой деятельности члена-корреспондента АН СССР Н. А. Флоренсова должны быть признаны выдающимися. Патриот Сибири, он внес большой вклад в развитие ее производительного и интеллектуального потенциала и по праву занимает видное место среди самых лучших представителей ее трудовой интеллигенции.

Академик Н. А. Логачев

НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ¹

Современный рельеф Забайкалья², несмотря на простоту общего плана, представляет собой комплекс форм различного масштаба, вида и генезиса, развитых на сравнительно небольшой площади.

Геологические исследования Забайкалья, начатые еще в конце XIX столетия, и особенно систематическая съемка в течение двух последних десятилетий дали значительный геоморфологический материал, обобщение которого только лишь началось. Существующие специальные геоморфологические очерки по Забайкалью и отдельным его районам имеют в большинстве случаев чисто описательный характер.

Забайкалье — средневысотная горная страна, в рельефе которой наблюдается многократное чередование плосковогнутых, сравнительно узких депрессий (котловин), соединенных еще более узкими речными долинами, и плоских массивных горных возвышенностей различной высоты и протяженности. Среди последних сравнительно немногие заслуживают названия горных хребтов. Таковы хребты Худунский, Цаган-Дабан, Цаган-Хунтей, Заганский, Малханский, Яблоновый, Даурский, Черского и некоторые другие. Высота хребтов колеблется в пределах 1400—2000 м над уровнем моря, а на высочайших вершинах в верховьях рек Чикоя (голец Буркал-Шибетыйский) и Ингоды (голец Сохондо) достигает соответственно 2512 и 2481 м. Дно котловин расположено на высотах примерно 700—1000 м и снижается до 600 м в Западном Забайкалье и до 500 м в Восточном. Минимальные высоты относятся к верхнему течению р. Амура, где при слиянии рек Шилки и Аргуни высота равняется приблизительно 450 м, ширина котловин — от нескольких до 15—20 км, ширина основания горных хребтов от 50—60 до 100—110 км и, таким образом, превосходит ширину котловин в четыре-пять раз.

Огромное большинство главных орографических линий Забай-

¹ Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 3—16.

² В настоящем очерке приняты следующие границы Забайкалья: южная и юго-восточная — государственная граница от 104 до 122° в. д.; северо-западная — южные отроги хребтов Хамар-Дабана, Улан-Бургасы и южная окраина Витимского плоскогорья; северная — параллель, пересекающая р. Олекму в устье р. Тунгир; восточная — меридиан 122° в. д.

калья параллельно друг другу. Направление их меняется от юго-западного до юго-юго-западного, а на востоке становится широтным. Долинная сеть имеет ортогональное строение, причем продольные отрезки долин значительно длиннее поперечных.

На приводимой схеме (рис. 1) выделены отдельные геоморфологические (ландшафтные) районы Забайкалья и, кроме того, показаны границы тектоно-морфологических районов. Приводим краткую характеристику тех и других.

1. *Витимо-Селенгинский район* примыкает с юго-востока к горным хребтам, которые обрамляют впадины Байкальской системы, и к южному краю центрального плато Витимского плоскогорья. Этот район отличается умеренной высотой горных хребтов и мощным развитием депрессий, расположенных в виде параллельных прерывистых полос между главными хребтами. Направление хребтов и депрессий западно-юго-западное — восточно-северо-восточное. В котловинах реки нередко текут навстречу друг другу и, сливаясь, устремляются через узкие поперечные (сквозные) долины в соседнюю полосу депрессий, как это можно видеть на примере рек Селенги и Уды, Арея и Блудной, Ингоды и Читы. Продольные долины, отклоняясь от котловин в горы, образуют своеобразные эпигенетические участки. В котловинах имеются водораздельные озера, часто очень крупные (Гусиное и др.). Тектонический и топографический рельефы близко совпадают, хотя денудационный срез в области горных хребтов значителен.

2. *Кяхтинский район* отличается от предыдущего тем, что горы здесь ниже, и горные хребты имеют небольшую длину, а также присутствием останцовых и островных гор.

Подобный ландшафт развит, как известно, в юго-восточных районах Забайкалья, где он был назван «гобийским» [Пресняков, 1930]. Характерными его чертами являются слабо дренированные или вполне бессточные котловины типа монгольских «гоби» с сухими или с горькосолеными озерами, мелкосопочный и, реже, гористый рельеф степных возвышенных пространств, наличие форм золотой коррозии, ничтожная мощность или отсутствие наносов на склонах.

3. *Чикойско-Ингодинский район* занимает центральную самую высокогорную часть Забайкалья. Здесь преобладают широкие горные хребты и массивы и слабо развиты впадины. Высоты гольцов в верховьях рек Чикоя и Ингоды достигают 2500 м над уровнем моря. Обильны свежие следы горного оледенения (повидимому, двукратного): цирки, трои, моренные отложения. Многочисленны гольцовые террасы. Интенсивно происходит углубление как поперечных, так и продольных долин. Денудационный срез сравнительно неглубок, так как лакколиты верхнемезозойских порфировых пород вскрыты только в верхней части (гольцы Сохондо, Хонин-Челон и др.).

4. *Онон-Аргунский морфологический район* с северо-запада окаймляется юго-восточными склонами Даурского хребта и распространяется на восток до р. Аргуни. В этом же направлении наблюдается общее понижение топографической поверхности, высота которой нигде не превосходит 1300 м. Здесь преобладают островные и останцовые горы, компактные невысокие горные массивы и широкие долины, образующие в совокупности ландшафт мелкосопочника. Короткие горные возвышенности являются остатками распавшихся на части линейных горных хребтов, некогда таких же параллельных, как и хребты Витимо-Селенгинского района. Геологическое строение отражается в рельефе слабо, но все же главные высоты приурочены к отпрепарированному денудацией гранитным массивам (массивы Саханайский, Адун-Челон и др.). Между возвышенностями располагаются обширные пенеппенизированные пространства. Линейность возвышенностей и котловин выражена слабо. Контуры последних расплывчаты и сложны. Долины развиты главным образом вширь и к геологическим структурам относятся пассивно. На юге расположена бессточная область соленых озер (Торейские озера и др.), сухих падей и котловин.

5. *Шилкинский горно-долинный район* отличается приблизительно равным развитием долин и горных возвышенностей. Котловины немногочисленны и выражены слабо. Высоты здесь ниже, чем в Чикойско-Ингодинском районе, но превосходят высоты Ононско-Аргунского района: ландшафт типичный для горной тайги. Большинство долин резко асимметричны. Невысокие горные хребты простираются параллельно, почти нигде не поднимаются выше границы лесной растительности. Наблюдается интенсивная эрозия продольных долин и усиленный размыв склонов хребтов, зачастую сложно расчлененных. Значительно развит мерзлотный микрорельеф.

6. *Олекмо-Гиллойский горный район* протягивается полосой с запада на восток параллельно Становому хребту³. Гольцовые ландшафты встречаются здесь отдельными островами среди горной тайги. Горные впадины (котловины) немногочисленны, размеры их разнообразны. Массивные горные возвышенности сложно и интенсивно расчленены эрозией. Продольные и поперечные отрезки долин развиты вширь почти одинаково. Повсеместно развит мерзлотный комплекс. Геологические структуры выражены в рельефе недостаточно ясно. Денудационный срез очень глубок.

Из приведенных описаний видно, какую важную роль, хотя и неодинаковую для разных ландшафтных районов, играют депрессии (котловины, впадины); они являются не только геоморфологическими элементами, но и важнейшими формами юной текто-

³ Здесь имеется в виду Становой хребет в понимании В. А. Обручева [1933] и Е. В. Павловского [1937].

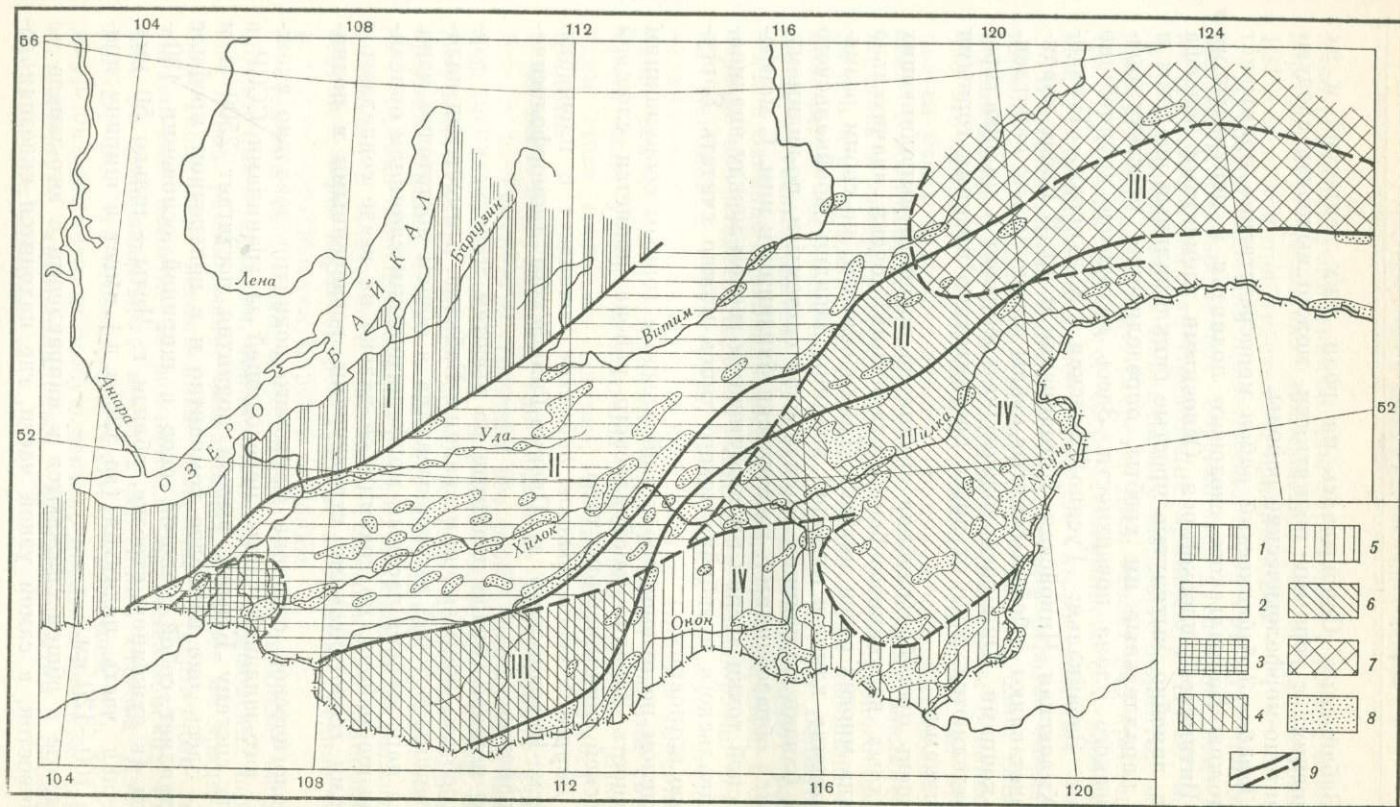


Рис. 1. Тектоно-морфологическая схема Забайкалья
 Геоморфологические районы: 1 — Байкальский; 2 — Витимо-Селенгинский; 3 — Кяхтинский; 4 — Чингой-Ингодинский; 5 — Онон-Аргунский; 6 — Шилкинский; 7 — Олекмо-Гилуёйский; 8 — синкли-

нальные котловины; 9 — границы тектоно-морфологических районов:
 I — Байкальское сводовое поднятие; II — Западно-Забайкальская депрессия-синклиорий; III — Даурское поднятие; IV — Восточно-Забайкальская депрессия-синклиорий

ники Забайкалья. Основываясь на роли этих депрессий и их соотношениях с горными поднятиями, можно выделить следующие тектоно-морфологические районы.

1. *Западно-Забайкальский район* непосредственно примыкает к подножию Байкальского сводового поднятия и центральному плато Витимского плоскогорья. Основными элементами рельефа служат линейно вытянутые простые синклинальные впадины и строго параллельные им хребты, определяющие простоту орографического плана поверхности. Здесь находятся крупнейшие впадины Забайкалья: Гусино-Удинская, Худунская, Тугнуйская, Хилокская, Чикойская, Ингодинская и др. В плане впадины представляют собой вытянутые овалы или полосы с округленными концами. Они расположены четкообразно и по простирацию отделяются друг от друга сравнительно низкими горными перемычками.

Степень прогиба (глубина впадин до подошвы выполняющих их рыхлых верхнемезозойских отложений) очень значительна (порядка многих сотен метров). Таким образом, по своим размерам (ширине, длине и глубине) впадины Западно-Забайкальского района близки к впадинам Байкальской системы и, по-видимому, являются образованиями, генетически близкими к ним. С морфологической точки зрения промежуточным звеном между впадинами байкальского и забайкальского типов можно считать Баргузинскую котловину.

В целом по отношению к Байкальским горным сооружениям поверхность Западно-Забайкальского района является сложной депрессией синклинного типа.

2. *Даурское сводообразное поднятие* совпадает с площадью Чикойско-Ингодинского и Олекмо-Гилюйского геоморфологических районов.

Это мощное горное поднятие по высотам мало уступает горным хребтам, окаймляющим впадины Байкала, и имеет вид полосы, границы которой вырисовываются в общем достаточно ясно. Полоса параллельна частным морфологическим единицам описанного выше района, но границы ее далеко не везде совпадают с древними геологическими структурами, вовлеченными в поднятие.

Геологическое строение Даурского поднятия довольно сложное. В юго-западной части, переходящей за границами СССР в горную систему Кентея, высота поднятия достигает 2500 м и более. Здесь оно наиболее компактно и в поперечном профиле представляет собой пологий свод с шириной основания 130—150 км (в суженном отрезке, вблизи г. Читы — только 50 км). Восточная часть поднятия (до 124° в. д.) имеет в ширину примерно 100—120 км.

Высоты в общем снижаются в направлении с юго-запада на северо-восток, в самой узкой части, где находится сквозная до-

лина р. Ингоды, они минимальны (примерно 1300 м), затем к северо-востоку несколько повышаются и в дальнейшем (до 124°) остаются приблизительно одинаковыми.

Даурское поднятие представляет собой крупную горную дугу, выпуклую к северо-западу; перегиб этой дуги происходит в районе гольцового массива Кропоткина примерно у $117^\circ 20'$ в. д. Эта дуга повторяет изгиб Байкальского сводового поднятия и тектонически родственна ему. В состав дуги входит ряд хребтов: Кентей, Даурский, Черского, хребты Олекминского становика, Янкан, Тукурингра и большое количество второстепенных.

В юго-западном, наиболее возвышенном отрезке описываемой горной дуги впадины не играют существенной роли. Они лишь ограничивают дугу с северо-запада и юго-востока. В первом случае это мощная Чикойско-Ингодинская депрессия, во втором — полоса узких коротких впадин (Букукунская, Алтанская, Ононская, Бальзинско-Красноярская, Тыргетуйская впадины). Суживаясь к северо-востоку, поверхность сводообразного поднятия по оси и на крыльях расчленяется отдельными небольшими впадинами; к северо-востоку число впадин внутри поднятия несколько увеличивается, но они нигде не достигают размеров впадин Западно-Забайкальского района. Таким образом, в среднем отрезке поверхность Даурского поднятия волнообразно искривлена, напоминая структурную поверхность пологого несложного антиклинория. К востоку от верховьев р. Олекмы горная масса вновь сливается в одно целое, образуя узкий пологий свод, и в таком виде уходит за пределы Восточной Сибири. Продолжением этого свода на востоке, по-видимому, является хребет Джэгды.

В восточном отрезке, где поднятие представлено хребтами Янкан и Тукурингра, границы его резко очерчены; с севера — Зейско-Гилойской впадиной, а с юга — северным краем Зейско-Амурского плато. Менее ясны границы Даурского поднятия в среднем отрезке между г. Читой и верховьями р. Тунгира. Южная граница приблизительно проходит по южным подножиям Нерчинского и Алеурского хребтов и Олекминского становика, северная — через верховья рек Тунгира и Олекмы, среднее течение р. Нерчи, верховья рек Каренги и Конды.

Пологий выпуклый вверх изгиб, господствующие высоты и обрамление впадинами, обилие лакколитов мезозойских порфировых пород, расположение базальтовых покровов по краям Даурского поднятия, несомненные признаки четвертичного горного оледенения, наличие озерно-речных верхнемезозойских отложений на водораздельных высотах западного отрезка Даурского хребта, — все эти особенности служат основанием для выделения Даурского поднятия в особую тектоно-морфологическую единицу, аналогичную антиклинальным возвышенностям Западно-Забайкальского района.

3. *Восточно-Забайкальский район* отличается сложными по конфигурации синклиналеобразными прогибами, пространственное положение которых менее закономерно, чем в Западно-Забайкальском районе. Это район дифференцированных вертикальных движений земной коры, в которых знак, амплитуда и, по-видимому, темп прогибания изменяются на небольших расстояниях. Основным элементом молодой тектоники являются здесь оседания неправильной лопастной или овальной формы, развитые также вдоль полос северо-восточного простиранья, но менее четко очерченные.

Наиболее обширные депрессии этого типа приурочены к Онон-Аргунскому междуречью (область Торейских озер) и южной Приаргунской полосе; они также широко развиты в соседних юго-западных районах Монголии (впадина оз. Далай-нор и др.). Поднятия играют второстепенную роль. Возвышенности между депрессиями имеют формы невысоких сглаженных хребтов или более резко очерченных останцовых массивов. Исключительно сложные древние структуры Восточного Забайкалья предопределили сложность новейших движений, выраженных в рельефе. Вблизи краев депрессий, особенно в Приаргунской полосе, широко развиты кайнозойские базальты и отчасти кислые лавы. Район в целом морфологически представляет собой обширную депрессию, а с тектонической точки зрения по отношению к западным районам является очень сложным синклиниорием.

Таким образом, поверхность Забайкалья образует четыре пологих и широких волнообразных изгиба, оси которых ориентированы с юго-запада на северо-восток (с отклонениями до северо-северо-востока и востоко-северо-востока): Байкальский, Западно-Забайкальский, Даурский и Восточно-Забайкальский. Эти морфологические единицы первого порядка, в свою очередь, состоят из второстепенных выпуклых и вогнутых складкоподобных форм. Западно-Забайкальский и Восточно-Забайкальский прогибы представляют собой обширные сложные депрессии, а Байкальский и Даурский районы являются сопряженными с ними сводообразными поднятиями. Нет никаких сомнений в том, что эти крупнейшие формы рельефа на юге Восточной Сибири первичны, ибо впадины и разделяющие их хребты являются подобными им формами лишь менее крупных размеров. Расположение долинной сети и, следовательно, внутреннее эрозионное расчленение поверхности Забайкалья указывают на производный, а следовательно, второстепенный характер этих форм.

На новейших материалах по геологии Забайкалья можно уяснить тектоническую природу (структурный тип) рельефа этой горной области. Как известно, в орографическом описании, опубликованном В. А. Обручевым в 1933 г. [Обручев, 1933], горные хребты и впадины Забайкалья отождествляются с положительными и отрицательными формами сбросовой тектоники (горстами и

грабенами). В описании В. А. Обручева, а также на новой уточненной орографической карте Восточной Сибири⁴ бросается в глаза строгий параллелизм возвышенностей и впадин, особенно ярко выраженный в Западном Забайкалье (Селенгинской Даурии). Параллельное расположение системы хребтов и их закономерный изгиб, выпуклый к северо-западу, порождают представление о складчатой природе этих линейных возвышенностей. В самом деле, очень трудно объяснить размещение этих возвышенностей правильным чередованием узких, длинных, параллельных горстов. Важно при этом отметить, что концы соседних хребтов часто сдвинуты относительно друг друга; они то отстают, то выдвигаются вперед, т. е. располагаются кулисообразно. Таковы, например, соотношения хребтов Малханского и Яблонового, Курбинского и Зусинского, Мухор-Тала и Цаган-Дабана. Подобное размещение трудно объяснить, если допустить, что хребты являются горстами, и, наоборот, оно совершенно естественно, если предположить, что линейные горные поднятия Забайкалья представляют собой отпрепарированные антиклинальные части размытого комплекса параллельных складок, которые, как известно, часто группируются кулисообразно.

Переходя от этих общих соображений к структуре депрессий, мы видим, что забайкальские депрессии представляют собой пологие синклинальные прогибы, срезанные почти плоской земной поверхностью. Отдельные котловины, совпадающие на геологической карте с овальными «пятнами» верхнемезозойских отложений, располагаются на шарнирных линиях большого протяжения (до 1000 км), подобно бусам, нанизанным на ряд параллельных нитей. Днища этих размытых синклиналей по простиранию отделяются друг от друга повышенными перемычками, возникающими в результате воздымания их шарниров. Синклинальное строение мезозойских толщ в депрессиях доказано детальным их картированием и разведочными работами на многочисленных месторождениях угля. Овальные контуры депрессий, совпадающие с границами распространения мезозойских угленосных отложений, говорят о том же самом. Правда, в отдельных случаях мы находим в депрессиях не полные синклинали, а только то или иное их крыло; во всех этих случаях оказывается, что противоположные крылья срезаны разломами, и установлено, что сами разломы в огромном своем большинстве относятся к крутым надвигам.

Если, таким образом, новейшими геологическими исследованиями доказано синклинальное строение депрессий Забайкалья, то уже одним этим фактом определяется антиклинальная природа разделяющих их хребтов. Этот логический вывод подтверж-

⁴ Карта орографии Иркутской, Читинской областей и Бурят-Монгольской АССР в м-бе 1 : 2 500 000. Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. геол. упр. 1941.

дается и фактическим материалом. Антиклинальное строение Малханского Худунского Яблонского Заганского и других хребтов, им подобных, вырисовывается с полной ясностью данными геологического картирования, анализом замеров залегания слоистых пород на склонах хребтов и в отдельных случаях даже формой интрузивных массивов, слагающих, как правило, осевые их части. Последнее положение было установлено в результате структурного анализа древних (каледонских) гранитов, слагающих ядро Заганского хребта. При этом оказывается, что горные хребты представляют собой сооружения, построенные много сложнее, чем синклинальные депрессии. Их следует называть сложными антиклиналями или антиклинориями. Это вполне понятно, так как на склонах хребтов обнажены древние толщи, вплоть до докембрийских, претерпевшие не одну складчатость.

Все описанные соотношения ясно видны на геологических картах и особенно на разрезах, составленных для разных участков Забайкалья. Если в ряде случаев антиклинальные структуры хребтов выражены на них недостаточно резко, то это имеет место только там, где в замковых частях крупных антиклиналей находятся интрузии гранитов, внутренняя тектоника которых не изучена. Между прочим, на тех же картах и разрезах видно, что ширина котловин — синклиналей значительно меньше — в три, а иногда в четыре раза ширины хребтов — антиклиналей, достигающей 50—60 км и более. Это несоответствие объясняется чрезвычайно просто тем, что современный рельеф отражает в несколько смягченном виде структурную поверхность пологих и плавных позднемезозойских (постнижнемеловых) складок, и при современном глубоком денудационном срезе уцелели только донные части синклиналей.

Если, таким образом, складчатая природа горных хребтов Забайкалья в настоящее время не может вызывать никаких сомнений, то естественно поставить вопрос о возрасте рельефа этой области и о тех причинах, которые обусловили близкое соответствие денудационного и тектонического рельефов. Такое соответствие, как известно, свойственно очень молодым складчатым горным областям, и, следовательно, забайкальский рельеф весьма молод. Поскольку оси современных депрессий часто совпадают с шарнирами меловых синклиналей, а оси хребтов — с шарнирами сопряженных с ними антиклиналей, то возраст рельефа совпадает с возрастом складчатости и, следовательно, является меловым.

Сохранение основных черт верхнемезозойского рельефа до наших дней можно объяснить либо чрезвычайно слабой денудацией в течение всего третичного и четвертичного периодов, либо обновлением разрушающихся тектонических форм повторными и притом однозначными движениями земной коры.

Первое объяснение, очевидно, несостоятельно и отвергается всей совокупностью геологических факторов, второе более естественно и правильность его подтверждается наблюдениями за фаціальным составом послемеловых континентальных отложений. В самом деле, фаціальный состав третичных и четвертичных отложений в Забайкалье очень пестрый. Среди них встречаются и грубовалунные предгорные отложения, близкие к тем, которые образуются в наше время и в виде конусов выноса вторгаются в глубь котловин. Грубообломочные фации здесь чередуются с тонкозернистыми, среди которых появляются пласты углей, торфа, глинистых сланцев, песков и глин. Чередование различных фаций в горизонтальном и в вертикальном направлениях отражает движения в области антиклинальных структур — горных хребтов, от которых главным образом и отделялся обломочный материал. Эти хребты в течение позднего мезозоя и всего кайнозоя упорно сохраняли тенденцию к поднятию, что и привело антиклинальные структуры к их современному глубокому эрозионному срезу. Углубление синклинальных прогибов в третичный и последующий периоды подтверждается изливаниями базальтовых лав по краям котловин, появлением угленосных фаций, а также большой мощностью четвертичных озерных и речных накоплений. Разломы, довольно многочисленные в Забайкалье и часто определяющие выходы эффузивных пород по окраинам котловин, лишь в очень немногих пунктах выражены в рельефе непосредственно. Впрочем, и в этих местах мы не находим каких-либо уступов, возникших при перемещении крыльев дизъюнктивов, а наблюдаем узкие понижения, связанные с избирательным выветриванием и денудацией полос катаклазитов.

Итак, основным фактором морфогенеза Забайкалья следует признать волнообразные движения земной коры, запечатленные в чередовании вытянутых линейно горных возвышенностей и сравнительно узких продольных впадин. Эти две категории форм поверхности Забайкалья, устойчивые как в пространстве, так и во времени, имеют не эрозионное, а чисто тектоническое происхождение. Можно сказать, что они существуют вопреки эрозии, ибо речная сеть в виде своих наиболее активных членов — поперечных долин — почти не связана с котловинами; котловины местами являются базами денудации, а не результатом усиленного размыва.

Пока не представляется возможным выяснить относительное значение в рельефе Забайкалья прогибов, с одной стороны, и поднятий — с другой. Можно думать, что активность этих противоположных форм юной тектоники Забайкалья была и остается одинаковой, а расположение их и фаціальный состав отложений котловин — от меловых до современных — не оставляют сомнений в складчатой природе изгибов поверхности Забайкалья с амплитудой складок примерно 2000 м и длиной волны 50—

70 км. Образование их следует представлять не как единовременное сгибание, начавшееся и закончившееся в позднем мезозое, а как длительный медленный процесс искривления земной коры с размывом и сносом материала с растущих положительных форм и заполнением осадками депрессий между ними. Таким образом, нельзя говорить ни о едином гофрированном пенеппене Забайкалья, скрытом сейчас только под новейшими наносами котловин, ни о том, что древний (меловой) пенеппен уцелел только местами — на столовых вершинах и горных плато. Древняя поверхность в Забайкалье, конечно, нигде не сохранилась, мы видим лишь ее подобие.

Однако проявления «поверхностной складчатости», которой мы приписываем главную роль в морфогенезе Забайкалья, и сопутствующие ей процессы смыва и накопления, по-видимому, не были вполне плавными и непрерывными. После относительно кратковременных перерывов движения проявлялись в ускоренном темпе. Эти движения увлекали за собой выровненные и сглаженные предгорья, при этом амплитуда поднятий для различных участков Забайкалья была неодинаковой. Морфологическим следствием этих недостаточно плавных движений стали те ступени или плоские уровни в горном рельефе Забайкалья, которые плохо увязываются друг с другом гипсометрически для разных районов и хребтов Забайкалья; эти ступени или плоские уровни в горном рельефе заставляют прибегать к гипотезе о двух-трех пенеппенах или к гипотезе единого пенеппена, разбитого сбросами. Такой пенеппен в Забайкалье, по-видимому, вообще не существовал в течение всего кайнозоя: геологических доказательств его наличия нет, а топографические и гипсометрические данные для этой цели недостаточны.

История развития рельефа Забайкалья прослеживается, хотя и со многими пробелами, с конца верхнеюрской эпохи. В начале мальма все Забайкалье превратилось в континент. Движения юнокиммерийской складчатости создали сложный горный рельеф. Усиленная вулканическая деятельность в конце верхнеюрской эпохи привела к образованию обширных лавовых плато и, по-видимому, горных вулканических ландшафтов. Разрушение и пенеппенизация этого сложного рельефа охватывает следующий длительный отрезок времени — переходный от юры к мелу и начало последнего.

Параллельно с пенеппенизацией и в связи с ней началось накопление на значительных площадях озерных, болотных и речных отложений — будущих угленосных толщ Забайкалья. Этот длительный процесс протекал, однако, в неспокойной обстановке и в подвижных границах бассейнов накопления. Мне представляется чрезвычайно сложным тектонический режим того времени, при котором наметились основные структурные и морфологические единицы Забайкалья, рассмотренные выше.

Совокупность данных по палеогеографии конца юрской и начала меловой эпох указывает, что преобладающее накопление осадков происходило внутри линейных синклиналиобразных зон, которые углублялись в процессе волнообразного искривления поверхности всего юга Восточной Сибири и Северной Монголии. Перенос обломочного материала в эти узкие (хотя значительно более широкие, чем кажется сейчас) прогибы происходил за счет соседних поднятий, сопряженных с прогибами. Мы не знаем, каково было геоморфологическое выражение конца этого процесса, т. е. нам неизвестно, была ли полностью пенеценизирована поверхность Забайкалья в нижнем меле. Ясно лишь, что осадочный угленосный покров занимал гораздо большие площади, чем сейчас, быть может, все Забайкалье, но его мощность, фациальный состав, угленосность были в высшей степени неравномерны.

Естественным следствием одновременного складчатого искривления поверхности страны и накопления осадков в ее депрессиях было возникновение синклинальной структуры отложений во всех достаточно крупных прогибах. Однако наряду с последними существовали кратковременные неглубокие прогибы внутри областей поднятия (например, Даурского), которые не получили достаточного развития, были вовлечены в поднятие и тем самым «умерщвлены». Такова, возможно, была судьба тех верхнемезозойских озерно-речных отложений, которые были найдены Ю. П. Деньгиным на водораздельных высотах в западной части Даурского хребта [Деньгин, 1932 б].

Верхнемеловая эпоха оставила в Забайкалье так мало геологических следов, что их геоморфологическое толкование очень затруднительно. Скудны данные и о третичном периоде, так как палеонтологически охарактеризованные третичные отложения Забайкалья в сущности нигде не известны. Однако состав и распространение тех толщ, которые относятся условно к третичному периоду, указывает на неизменность (или преемственность) тех же геоморфологических условий, которые существовали здесь и в раннем меле. У подножий горных хребтов мы находим те же грубые фации вплоть до валунных конгломератов и фангломератов (Гусиное озеро, реки Селенга, Шилка), а в области котловин — более тонкие озерные, дельтовые, болотные осадки (район Беклемишевских озер, Гусиное озеро, реки Хилок, Аргунь). О прогибах в области котловин в верхнетретичное время говорят также излияния базальтовых лав на их окраинах.

Четвертичная история рельефа Забайкалья может быть восстановлена также лишь с крупными пробелами. К этому времени должны быть отнесены такие значительные явления, как возникновение на юге страны пустынных (гобийских) условий, горное оледенение наиболее возвышенной части Даурского поднятия и коренная перестройка речной сети. Пустынные условия оставили свои следы и даже целые реликтовые ландшафты, напри-

мер, в Кяхтинском и Онон-Аргунском районах. Преобладание этих условий ограничило возможности стока и привело к образованию бессточных озерных котловин. Многочисленные, иногда довольно крупные современные озера Забайкалья, расположенные в депрессиях (Еравнинские, Торейские, Беклемишевские, Гусиное, Арейское, Киранское, Кенон и др.), по мнению ряда исследователей, являются реликтами более крупных раннечетвертичных озер. Так называемый «озерный период», несомненно, существовал в Забайкалье, но вряд ли это было связано исключительно с усилением сухости климата и преобладанием специфического пустынного рельефа. По-видимому, озера возникали особенно легко тогда, когда усиливались прогибы дна котловин, но тот же самый процесс должен был вызывать оживление эрозии рек, орошавших склоны возвышенностей, т. е. усиленное образование долин. Дренаж озерных котловин и образование озерных террас (район Гусиного озера и др.) происходили, вероятно, также неоднократно, и в конце концов они регулировались относительным размахом поднятий и опусканий.

Интересная особенность геоморфологии Забайкалья — многочисленные следы древней долинной сети, совершенно не связанной с современной речной сетью. Такие «древние долины» чисто эрозионного происхождения не имеют ничего общего с депрессиями и котловинами, которые прежде назывались древними долинами. Они обнаружены и описаны в разных местах Забайкалья: в Яблоновом, Даурском хребтах, в бассейнах рек Ингоды, Витима, Онона и Аргуни [Пресняков, 1930; Деньгин, 1932а; Шейнман, 1935; и др.]. Эти сухие углубления различной ширины и протяженности приподняты над ложем современных долин на различную высоту (до 150—200 м) и иногда являются ярусными. Большинство углублений относится к продольному типу и располагается на склонах горных хребтов параллельно их осям. Мертвые долины распилены современными поперечными деятельными долинами на отдельные «висячие» отрезки. В сравнительно редких случаях древние долины, врезанные в низкие горные перемычки, соединяют друг с другом две котловины, лежащие на одном и том же простирании («долина» в бассейне р. Жергея на междуречье Чикой—Ингода).

Причины радикальной перестройки речной сети в Забайкалье отчасти были выяснены В. А. Обручевым, затем Ю. М. Шейнманном и Е. А. Пресняковым. Они заключались в углублении впадины оз. Байкал (поворот Селенги к северо-западу от устья современной р. Уды, поворот Чикоя в Селенгу и т. д.), тогда как изменение направления р. Аргуни в прямо противоположную сторону было вызвано усилением эрозии Амура и расширением границ его бассейна. Взаимодействие систем Байкала и Амура привело после ряда перехватов верховий рек к современному положению водораздела этих двух систем, связанных с различными

океанами. Как известно, к югу от параллели 51° на значительном отрезке линия этого водораздела не согласуется с местной орографией. Водораздел вначале следует гребню Яблонового хребта, далее пересекает юго-западную оконечность Ингодинской котловины, а затем идет на юг через ряд хребтов, перпендикулярно или косо к их протяжению.

Указанные причины перестройки речной сети Забайкалья не объясняют, однако, механизма отмирания древних долин ярусного типа, о которых говорилось выше. Их современное положение,



Рис. 2. Типичный поперечный профиль и разрез Забайкальской депрессии 1 — древняя ярусная долина; 2 — синклинали котловина с водораздельным озером; 3 — останцовый горный массив; 4 — современная речная долина; 5 — древние кристаллические породы; 6 — мезозойские эффузивы; 7 — угленосные позднемезозойские отложения

с нашей точки зрения, объясняется тем, что эти формы прекратили свой рост гораздо раньше начала тех событий, которые заложили основу современной долинной сети. Вовлеченные в поднятие подножий хребта, эти долины оказались ярусными, вызванное тем же поднятием образование поперечных долин прекратило их развитие.

Одним из наиболее интересных и все еще слабо изученных вопросов геоморфологии Забайкалья является происхождение эпигенетических участков некоторых крупных продольных современных долин. Это явление заключается в том, что все реки в Забайкалье, текущие с юго-запада на северо-восток или в обратном направлении, имеют тенденцию многократно отклоняться из области депрессии к юго-востоку, т. е. к подножиям обрамляющих горных хребтов. При этом отклонение не ограничивается подъемом соответствующих склонов: реки углубляются в область предгорий, всегда сложенных кристаллическими породами, образуют в них короткие эпигенетические ущелья и оставляют влево или вправо по течению отрезанные от основного горного массива останцовые возвышенности (рис. 2). Подобное явление наблюдается во многих местах по долинам рек Джиды, Селенги, Уды, Ингоды, Хилка и других менее крупных, частично использующих древние депрессии. Причины этого явления издавна служили предметом различных предположений. Очевидно, что даже самый факт горизонтального смещения рек к юго-восточным окраинам котловин нельзя объяснить действием закона Бэра, так как реки

Уда, Хилок, Тугнуй и некоторые другие текут с северо-востока на юго-запад.

С нашей точки зрения, образование упомянутых эпигенетических ущелий объясняется тенденцией к особенно сильным прогибам юго-восточных частей угленосных котловин Забайкалья. Подобные тенденции господствовали в депрессиях в эпоху их усиленного развития и заполнения осадками, т. е. в позднем мезозое, и, как показывает изучение угольных месторождений, эта особенность прогибания обусловила более сложные структуры, большие мощности осадков, большее число угольных пластов, крупные (до 30 м) мощности и даже более высокое качество угля именно в юго-восточных частях синклиналиных прогибов. В этом явлении нельзя не видеть причины возникновения асимметрии синклиналей, вызывавшей соответствующую асимметрию промежуточных антиклинальных поднятий, т. е. унаследованный от более ранних эпох складчатости региональный процесс образования косых складок, несколько опрокинутых в сторону Сибирской платформы. Поскольку, как отмечалось выше, в Забайкалье в течение всего кайнозоя сохранялся однообразный тип движений, то возможно допустить, что и в четвертичное время преобладало углубление юго-восточных краев котловин, вызывавшее соответствующую миграцию рек. Однако подобным путем объясняется лишь одна сторона дела — скользящее перемещение рек в горизонтальном направлении с северо-запада на юго-восток. Объяснение способа образования эпигенетических горных ущелий, отделенных от котловин барьерами значительной высоты, можно найти только в антецедентном врезании рек в краевые части поднимающихся хребтов. Действительно, для большинства эпигенетических отрезков долины Ингоды высота отчлененных от северо-западного склона Даурского поднятия останцовых массивов не превосходит 200 м, т. е. находится в пределах уровня наиболее высокой из известных в Забайкалье речных террас. В долине рек Селенги и Джиды высота подобных останцов иногда значительно превосходит 200 м, что заставляет признать наличие здесь еще более высокого террасового уровня, послужившего отправной поверхностью для врезания речных излучин.

Приведенные данные свидетельствуют о большей по сравнению с восточными районами Забайкалья подвижности и амплитуде поднятия западных районов, примыкающих к подножию высочайшего Байкальского свода. Таким образом, тот же тип движений Забайкалья является, как нам кажется, главным фактором его морфогенеза и дает ключ к удовлетворительному объяснению своеобразной эпигении некоторых речных долин в системе Байкала и Амура.

Древнее горное оледенение в Забайкалье достоверно установлено лишь на юго-западном отрезке Даурского поднятия и в горной системе Кентея. В пределах СССР яркие, свежие следы двух

оледенений — первое долинного и второе карового типов — установлены А. П. Герасимовым [1899, 1910] и Ю. П. Денъгиным [1930] в верховьях рек Чикоя и Ингоды (гольцы Чикойский, Буркал-Шибетыйский, Шеварский, Сохоңдо, Хонин-Чолун). Возраст оледенений не ясен, но, по-видимому, они происходили одновременно с рисским и вюрмским оледенениями Прибайкалья и Восточного Саяна. На других, несколько более низких гольцовых массивах той же области явные ледниковые формы не обнаружены. Повсюду на гольцах мощно развиты курумы, гольцовые террасы, каменные многоугольники и другие формы мерзлотного микро- и мезорельефа. Солифлюкционные потоки на склонах гольцов имитируют моренные отложения.

Современная долинная сеть Забайкалья отличается сложным рисунком ортогонального типа, бурным углублением поперечных долин, следами многочисленных древних и совсем недавних речных перехватов. Многие сформировавшиеся долины обладают большим числом аккумулятивных и смешанных террас. При этом террасы в пределах горных и котловинных отрезков долин, естественно, плохо увязываются между собой.

Большинство поперечных долин горных районов Забайкалья имеет сложное строение и в продольном профиле состоят как бы из двух эрозионных кривых, вложенных одна в другую. Такое строение долин объясняется незаконченным регрессивным врезанием юной долины в дно более древней, при котором молодое углубление еще не достигло верховьев долины и выражено ясным выпуклым перегибом. Подобные двудикловые долины в Забайкалье представляют собой довольно обычное явление, и их отрезки, соответствующие различным циклам углубления, выделяются на многих крупномасштабных геоморфологических картах.

Любопытно в этом явлении не столько эрозионное обновление горных долин, свидетельствующее о поднятии страны, сколько отсутствие каких-либо следов врезания тех же рек в области котловин. Это обстоятельство подчеркивает независимость поднятий горных районов, т. е. горных хребтов, от движений в области депрессий.

В депрессиях отмечены явления противоположного характера: усиленное блуждание рек, в отдельных случаях их бифуркация (р. Темник), мощное накопление выносов горных рек по краям котловин, заболачивание сухих площадей, наконец, появление в историческое время совершенно новых крупных озер (например, Гусиное). Все эти данные указывают на продолжение медленных прогибов dna котловин, а следовательно, и на сохранение до наших дней движений того типа, которые в течение трех последних геологических периодов изменяли, искажали, но в конечном счете сохранили все основные черты рельефа Забайкалья.

О РОЛИ РАЗЛОМОВ И ПРОГИБОВ В СТРУКТУРЕ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА¹

I

Межгорные впадины, врезанные в краевую, приплатформенную часть Саяно-Байкальской горной области, бесспорно представляют собой самый важный и интересный объект, привлекающий внимание при изучении неотектоники Восточной Сибири. В последнее время за ними стало укрепляться название «впадин байкальского типа»², подчеркивающее и внешнюю аналогию, и глубокое внутреннее родство как сухопутных межгорных депрессий Прибайкалья, так и громадных котловин, занятых ныне водами глубочайшего пресного водоема — озера Байкал.

Названные впадины протягиваются более или менее параллельно границам южного выступа Сибирской каледонской платформы (в том виде, в каком они изображены на известных тектонических схемах); они расположены четкообразно, иногда кулисообразно, а к востоку от меридиана о-ва Ольхон сгруппированы в две ветви: Байкало-Ангаро-Чарскую и Баргузино-Ципинско-Каларскую. На востоке байкальская система впадин простирается до среднего течения р. Олекмы, на юго-западе уходит в пределы Саяно-Тувинского нагорья. Орографически вся эта система только приблизительно параллельна горному обрамлению кембро-силурийского поля платформы, а с простираем складок архея и протерозоя, как это уже отмечалось другими авторами, согласована лишь на отдельных участках. То же самое относится к складкам байкальского верхнего протерозоя (риффея), каледонским и даже к новейшим мезо-кайнозойским складчатым структурам. Так, например, простираем складок неогеновых отложений в Туинской и Южнобайкальских впадинах образуют значительный угол с простираем этих крупных структурных форм. В общем система байкальских впадин не конформна ни одному из известных в Прибайкалье и наложенных друг на друга структурных планов, в чем и заключается одна из ее своеобразных черт.

Наибольшее соответствие протяженности впадин простираем складчатых структур, как кажется, имеет место там, где крупнейшие собственно байкальские впадины почти вплотную прилегают к краю платформы и между ними остается лишь узкая полоса складчатого протерозоя и кембрия, т. е. в середине рассматри-

¹ Вопросы геологии Азии. М., 1954. Т. 1. С. 670—685.

² Это название, примененное впервые Е. В. Павловским [1948а], я буду ниже употреблять наравне с названием «впадины байкальской системы» и просто «байкальские впадины».

ваемой дуги. Нельзя не обратить внимания на то, что именно здесь, в Байкале, кристаллический фундамент впадин опущен особенно низко.

Уже давно отмечена приуроченность впадин байкальского типа к полосе максимальных горных высот, пересекающих территорию Восточной Сибири по всей северо-восточной диагонали. Академик В. А. Обручев назвал ее Байкало-Становым поясом молодых разломов и опусканий. Е. В. Павловский [1948а] предложил называть это сложное горное сооружение Байкальским сводовым поднятием. Связь огромных опусканий во впадинах, происходящих значительно ниже уровня моря, и примыкающих к ним высочайших горных хребтов неоднократно отмечалась разными исследователями и порой служила основой для умозрительных гипотез о происхождении Байкала.

Впадины Байкала привлекали к себе внимание еще первых исследователей Сибири. Интерес к ним не ослабевал в течение, по крайней мере, полутора столетий, а в самое последнее время еще более усилился. В годы первых пятилеток, в связи с огромным подъемом научных исследований на всей территории Советского Союза, изучением байкальских впадин занимались одновременно многие исследователи [Павловский, 1937; Рябухин, 1940; Верещагин, 1947; Думитрашко, 1948]. Крупнейший вклад в познание геологической природы этих впадин внес В. А. Обручев, чьи многочисленные труды по данному вопросу привели к созданию общеизвестной законченной концепции.

Можно думать, что в объяснении происхождения и тектонического строения байкальских впадин были и остаются два направления: первое, идущее от И. Д. Черского, считавшего котловину Байкала синклинальным прогибом — сжатой синклинальной долиной, и второе, зародившееся еще в XVIII в., а в новейшее время связанное с именем В. А. Обручева, который считает впадину Байкала глубоким сложным провалом (грабеном). И. Д. Черский не оставлял в своих представлениях места разломам земной коры. В. А. Обручев допускает предварительное обширное пологое вздутие по южному краю Сибирской платформы, на котором впоследствии развивались молодые разломы и опускания.

В последнее время, в итоге новых исследований, намечились попытки объединить эти два направления. Так, Е. В. Павловский [1948б], ранее стоявший, как и Н. С. Шатский, на точке зрения рамповой гипотезы образования байкальских впадин, предложил рассматривать их в качестве синклинальных единиц комплекса складкоподобных геоморфологически выраженных изгибов земной коры, единообразно развивающихся в течение всего позднего мезозоя и кайнозоя. Одновременно аналогичные представления развивались мною для впадин Забайкалья [Флоренсов, 1948]. Распространение Е. В. Павловским тех же идей на область впадин байкальского типа было в известной степени развитием на новой

основе взглядов И. Д. Черского, но Е. В. Павловский отметил, что в оформлении северных и северо-западных бортов синклиналиальных прогибов, каковыми являются байкальские впадины, важную роль играют крупные молодые сбросы. Совокупность всех этих структур тот же исследователь в ряде работ сравнивает со структурой Великого Рифта Восточной Африки. Таким образом, провалы — грабены на обширном вздутии Байкало-Станового горного пояса в трактовке В. А. Обручева заменены в этой гипотезе синклиналиальными прогибами, медленно развивающимися в своде сложного, выраженного в рельефе Байкальского антиклинория.

Ведущую роль глубоких прогибов земной коры в образовании впадин Байкала подчеркивал Е. А. Пресняков еще в 1940 г. Различные варианты сбросового механизма того же явления были предложены Г. Е. Рябухиным [1940], Н. В. Думитрашко [1948], Б. А. Ивановым [1949] и др.

В самое последнее время с попыткой объяснения генезиса и структуры байкальских впадин выступил В. В. Ламакин [1952], проводивший в течение нескольких лет географические исследования на Байкале. Этому автору присуще игнорирование окружающей геологической среды, только внутри которой впадины байкальского типа могут быть поняты как явления регионально закономерные, а также отсутствие историко-геологического подхода к их изучению. Однако им все же правильно отмечено, что исходным, ведущим типом движений в этом процессе были движения без разрывов, которые В. В. Ламакин неудачно называет «изгибовыми» движениями и дислокациями. Прогибы Байкала и соседних впадин, по мнению В. В. Ламакина, обрамлены сводовыми поднятиями, причем те и другие осложнены грандиозными сбросами.

Как видим, главными моментами в длительной дискуссии о происхождении впадин Байкала и им подобных была различная оценка роли разломов и прогибов, а также различное понимание природы прогибов. В последние годы некоторые исследователи стремятся преодолеть крайне односторонние воззрения по этому вопросу и создать новые, обобщающие представления.

Рассматриваемая проблема не может быть, конечно, вполне исчерпана в настоящее время, а в пределах данной небольшой статьи невозможен даже обстоятельный разбор ее современного состояния. Я ставлю перед собой другую задачу — используя некоторый новый материал, попытаться выявить относительную роль разломов и прогибов в происхождении байкальских впадин.

II

Все геологи, так или иначе занимающиеся или интересующиеся вопросом происхождения впадин Байкала, придают большое значение познанию глубинного строения озера методами геофи-

зики. Особый интерес с этой точки зрения представляют определения толщины земной коры в Прибайкалье, выполненные в 1949 г. А. А. Тресковым и В. Н. Гайским при помощи нового сейсмического метода [Гайский, 1950]. Эти исследователи обнаружили в районе Байкала стык двух блоков земной коры, резко отличающихся по своей мощности, причем граница блоков проходит по южной впадине озера и четко выражена геоморфологически. Она совпадает с подводным обрывом юго-восточного склона Приморского хребта, который, как известно, обусловлен основным байкальским сбросом. Мощность северо-западного, «иркутского» блока коры нормальная, около 40—45 км, в то время как южный, «байкальский» блок имеет значительно большую мощность (60—70 км). Линия стыка двух блоков протягивается на северо-восток параллельно главнейшим геологическим структурам Прибайкалья (рис. 1).

На некоторых следствиях, вытекающих из этого исключительно важного открытия, я остановлюсь ниже, а сейчас отмечу, что линейная система байкальских разломов и опусканий, какова бы их природа ни была, как видим, связана с мощной глубинной структурой, захватывающей земную кору на всю ее толщину. Длительность опускания во впадинах Байкала (в мезозое — юра и нижний мел, в кайнозое — начиная с неогена) естественно связывать с большой древностью этой глубинной структуры. Граница столь резко отличающихся по мощности блоков земной коры вертикальна и, несомненно, представляет собой громадный разлом, доказательством чего служит не только ее совпадение на поверхности с байкальским сбросом, но и расположение по той же линии эпицентров весьма частых и сильных землетрясений. По мнению А. А. Трескова, а также моему, граница мощного байкальского блока идет от западной оконечности Байкала на запад по впадинам тункинской полосы, где ей соответствует целая система молодых широтных разломов, оконтуривающих впадины с севера (тункинский и другие сбросы), а затем резко поворачивает к югу, вдоль опусканий по меридиональным (косоугольным) разломам. Намечаемая таким образом в Западном Прибайкалье северная граница байкальского блока, между прочим, вполне совпадает с очертаниями северо-западной оконечности Хамар-Дабанской глыбы докембрия, выделенной С. В. Обручевым [1949] на основании исключительно тектонических данных.

Восточным продолжением границы тех же блоков земной коры служит, по-видимому, линия, идущая через Байкал, вдоль южного берега о-ва Ольхон, на восточный берег озера и далее по восточным подножиям Баргузинского хребта в одноименной впадине, где ей соответствует громадный баргузинский сброс.

Что касается северной части Байкала, а также крупнейших впадин, расположенных к востоку от нее (Верхне-Ангарской, Муйской, Чарской, Каларской и др.), то сейсмотектоническая об-

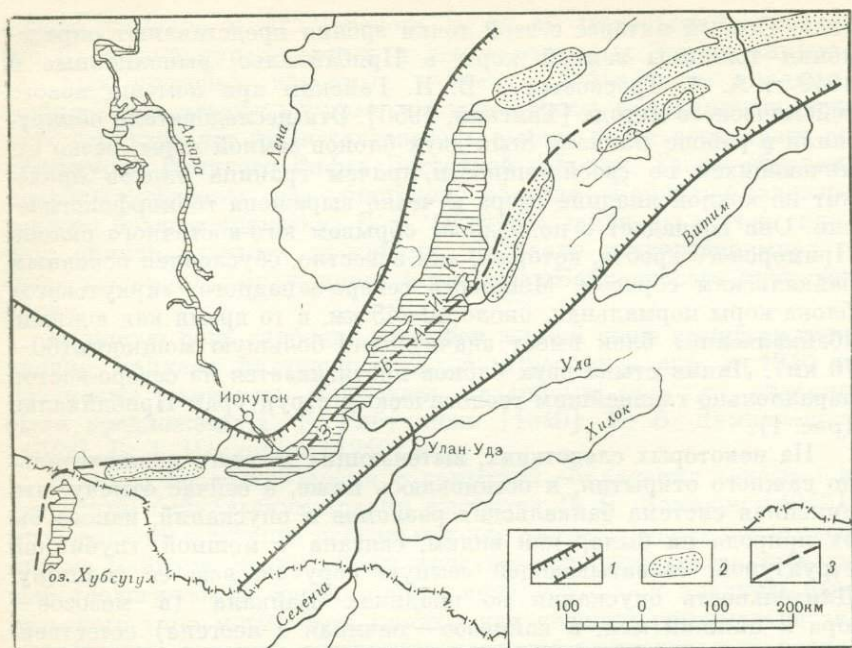


Рис. 1. Схема расположения впадин Байкальского типа

1 — Саяно-Байкальское сводовое поднятие; 2 — сухопутные впадины; 3 — главный разлом и его вероятное продолжение

становка всей этой области пока совершенно не изучена и судить о ней преждевременно. Я позволю себе лишь высказать предположение, что между Байкалом на западе и р. Олекмой на востоке, вероятно, имеются стыки нескольких блоков земной коры, т. е. распадение единого глубокого байкальского разлома на ряд ветвей, с которыми связаны крупные впадины. Кроме того, дополнительные разломы можно предполагать, как это и делают другие исследователи, в северной части Байкала.

Если, памятуя о неравенстве толщины иркутского и байкальского блоков земной коры, сопоставить геологически Приморский хребет, т. е. сравнительно тонкий блок, и Хамар-Дабан, относящийся к мощному блоку, то мы не найдем в них большого несоответствия друг другу. В самом деле, на обоих берегах южной впадины Байкала развиты древние толщи близкого возраста (в западной оконечности Байкала — архейского). Некоторые отличия в составе, метаморфизме и структуре толщ этих двух хребтов вполне могут быть отнесены на счет горизонтального расстояния между ними, равного ширине Байкала. То же самое мы имели бы, сравнивая западные части Хамар-Дабана с Тункинскими белками. Хотя стратиграфия древних толщ для всего

Прибайкалья еще не разработана и сравнение разрезов в удаленных друг от друга местах затруднительно, все же можно думать, что значительного относительного вертикального перемещения, порядка десятка километров, здесь нет. Таким образом, противопоставлять южные и северные борта названных впадин как крылья гигантского сброса в обычном его понимании в данном случае не приходится.

Как известно, нормальная толщина земной коры в 40—45 км свойственна равнинным областям со структурой платформенного типа, а мощности около 60 км и более характеризуют, как правило, горно-складчатые районы. Если учесть это обстоятельство, а также вспомнить, что область Западного Прибайкалья и северо-восточную часть Восточно-Саянского нагорья многие исследователи сейчас включают не в состав каледонской складчатой области, а в ее платформу, видя в них краевое воздымание фундамента последней, то рассматриваемая линия приобретает еще и другое значение. В самом деле, прерывистая полоса байкальских разломов и опусканий в таком случае должна соответствовать границе южного выступа Сибирской платформы и примыкающей к ней с юга каледонской складчатой области. А так как материалы по сейсмике Прибайкалья дают, по-видимому, возможность полагать, что к мощному байкальскому блоку относится только южная часть Байкала (до о-ва Ольхон), то северная половина последнего должна принадлежать к значительно более тонкому «платформенному» блоку земной коры. Общеизвестно, что Северо-Байкальская впадина действительно отличается от расположенных южнее впадин Байкала своей малой глубиной и пониженной сейсмичностью. Если эти предположения верны, то и высокий альпинотипный Байкальский хребет, подобно Тункинским белкам, должен входить в состав платформы. На вопрос о том, является ли описываемый разлом, идущий через всю толщу земной коры, причиной образования впадин байкальского типа или, наоборот, следствием их длительного развития, сейчас, конечно, трудно ответить. Мне кажется, что этот разлом предшествовал образованию впадин и возник еще в палеозое, ибо только в таком случае он мог сыграть на территории современного Южного Прибайкалья роль рубежа сибирской каледонской платформы. Возможно, что в дальнейшем, в связи с последними проявлениями монголо-охотской (верхоянской) складчатости, обусловившей движение масс к южному краю платформы, значение и «высота» скачка мощностей в Прибайкалье еще более возросли.

Отсутствие непосредственного выражения на поверхности Южного Прибайкалья глубинного подкорового рельефа, а также резкое несоответствие возможных амплитуд опусканий по сбросам разнице в мощности соприкасающихся здесь частей земной коры, ставят перед геологами очень сложные и важные вопросы,

обсуждение которых выходит, однако, за рамки настоящей статьи.

Как и следовало ожидать, геофизика начинает понемногу вскрывать корни тех сложных глубинных явлений, которые, мне думается, обусловили особый путь развития впадин байкальского типа и исключительную по сравнению с впадинами Забайкалья их жизнеспособность. До разбора этих вопросов ограничусь замечанием, что совпадение Южно-Байкальской впадины и крупнейших сбросов в ней с линией стыка блоков коры разной мощности — факт, который необходимо в дальнейшем учитывать при построении тектонических схем Прибайкалья.

III

Как известно, тункинская ветвь байкальской системы впадин состоит из широтной цепи опусканий, являющихся как бы западным продолжением южной впадины Байкала. Тункинские межгорные впадины пересекают по оси западное окончание Байкало-Станового сводового поднятия, которое здесь уже начинает утрачивать свое четкое выражение, сильно расширяясь и распадаясь на различно ориентированные хребты и плоскогорья. По сравнению со своими восточными аналогами, тункинские впадины миниатюрны. Все они врезаны в донную часть общей узкой депрессии, отделяясь друг от друга сравнительно низкими перемычками. Наиболее расширена средняя часть депрессии, совпадающая с собственно Тункинской впадиной, что придает всей депрессии сигарообразные очертания. Ею отделяются параллельные горные цепи Тункинских и Китайских белков на севере от Хамар-Дабана на юге. Крайние звенья всей полосы имеют наименьшие размеры (Мондинская и Быстринская впадины). Важная ее особенность заключается в закономерном, совпадающем с направлением р. Иркут, т. е. с запада на восток, понижении гипсометрического уровня впадин. Они образуют, таким образом, подобие гигантской пологой лестницы, спускающейся в сторону Байкала.

Давно известна и описана еще первыми исследователями Прибайкалья (И. Д. Черским, П. А. Кропоткиным и др.) типичная «байкальская» асимметрия тункинских впадин. Склоны их, обращенные на юг, высоки и круты; склоны северной экспозиции, наоборот, более низки и пологи. На первых нет покровов верхнечетвертичных базальтов или же их остатки слагают отдельные высокие пики в западной части Тункинских гольцов. Противоположные склоны хребта Хамар-Дабан на больших пространствах сложены целой серией покровов базальтовых лав. Последние имеют явственный наклон в сторону впадин и спускаются к самым подножиям гор. Та же картина наблюдается и на горных перемычках между впадинами (например, на давно описанных в литературе Еловском и Ниловском отрогах). В последнее время ста-

ло известно, что покровы базальтовых лав, уменьшаясь в мощности, вклиниваются и в донные части впадин, уходя в них на значительную глубину.

Днища впадин скрыты под кайнозойскими отложениями фациально весьма пестрого состава, лежащими на краях впадин прямо на докембрийском кристаллическом фундаменте. Эти отложения в той или иной степени дислоцированы. Толща неогена смята в складки с простираaniem шарниров СВ 40–60°.

Крутой, обрывистый северный борт впадин, одновременно служащий южным склоном Тункинских белков, почти непосредственно оформлен южным сбросом широтного простираания. Установлено, что сброс унаследован и проходит по сравнительно древней, во всяком случае докайнозойской, мощной тектонической зоне. Доказательства существования тункинского сброса, равно как и недавних (последледниковых) перемещений по нему, убедительны и многочисленны.

Тункинская ветвь впадин отличается высокой сейсмичностью (до 9 баллов), что подтверждается очень сильным землетрясением 1950 г. с эпицентром в Мондинской впадине.

Трудами многих исследователей, особенно в последние годы, начинает выясняться геологическая история тункинских впадин и окружающих их горных массивов. В общих чертах она представляется следующим образом.

Во вторую половину мезозоя (начиная, по-видимому, со средней юры) на поверхности древнего континента здесь стали развиваться межгорные прогибы, служившие отголосками мощных и обширных прогибов, сопровождавшихся ингрессией морей, в Якутии и в Восточном Забайкалье. В депрессиях Юго-Западного Прибайкалья накапливались в озерных и речных условиях толщи континентальных осадков, состоявших из продуктов разрушения окрестных гор.

В меловой период происходило общее поднятие, без образования значительных местных контрастов рельефа. Аккумуляция осадков в юрских прогибах шла сравнительно медленно или прекратилась. В палеогене она, по-видимому, почти не происходила. Впрочем, мел и палеоген просто не оставили в Прибайкалье заметных следов и представляют собой вообще для всей Восточной Сибири трудную геологическую проблему.

В неогене началось медленное возрождение горного рельефа. При пока еще малых контрастах высот, в обстановке низкогорья, на месте (или вблизи) мезозойских прогибов развиваются новые, миоценовые прогибы и пресноводные водоемы в них.

Общий пароксизм захватывает территорию Западного Прибайкалья, Тувы и Северо-Западной Монголии в плиоцене. В процессе усилившегося искривления земной коры и образования пологих валов — сводов и синклиналеобразных прогибов между ними — оживают разломы в древнем кристаллическом фундамен-

те. Начинается длительное массовое извержение вулканов, образуются мощные лавовые покровы. С гор, быстро растущих, в значительной степени за счет вулканических аккумуляций, в межгорные прогибы сносится и аккумулируется грубый обломочный материал. С течением времени осадочные толщи формируются все более за счет туфогенного материала и продуктов разрушения базальтов. Изучение отдельных разрезов показывает, что в плиоцене нынешнее Прибайкалье представляло собой вулканическую страну, где древние породы на весьма больших площадях скрывались под лавовыми покровами.

В плиоцене осадочные толщи, накопившиеся во впадинах, были смяты в складки северо-восточного простирания.

Дальнейшие поднятия Тункинских белков по древнему широтному сбросу и прогиб перед ним обусловили отложение толщи позднеплиоценовых песчаников и конгломератов, частично покрывших базальтовые лавы в прилегающих частях впадин. Позднеплиоценовые отложения были дислоцированы в том же плане, что и миоценовые, т. е. не параллельно юным широтным разломам. Временно затихшие вулканические извержения к началу четвертичного периода снова усилились. Затем началось мощное горное оледенение, причем отдельные ледники выдвигались во впадины, а в максимальную стадию наиболее приподнятые западные впадины наполнялись льдами почти полностью. На северной окраине собственно Тункинской впадины, несомненно, существовали небольшие ледники подножий.

Послеледниковая эпоха и современность характеризуются в Прибайкалье яркими и многочисленными проявлениями неотектоники. Специфическая морфология устьев поперечных долин, прорезающих Тункинские белки, отсутствие у них предгорий, разрывы речных террас, разрывы базальтовых покровов и многие другие факты указывают на продолжение движений по тункинскому сбросу.

Почти все перечисленные факты довольно давно известны и описаны в некоторых работах [Львов, Кропачев, 1909; Ламакин, 1935; и др.]. Большой интерес представляют новые наблюдения в области тункинских впадин, особенно касающиеся поперечных разломов в их горной северной окраине, а также современных площадных погружений³. Нужно отметить, что из прежних исследователей новейшие опускания в Тункинской впадине подметил и кратко охарактеризовал только А. В. Львов, притом в одной из самых ранних работ [Львов, Кропачев, 1909].

Главнейшие элементы современной структуры одного из участков тункинских впадин даны на рис. 2. На нем видно, что ведущей, наиболее ярко выраженной структурой здесь является

³ Эти наблюдения сделаны мной совместно с А. Л. Плешановой и Н. А. Логачевым.

тункинский сброс, общее широтное простирание которого осложнено выпуклыми к северу изгибами. Один из таких дугообразных изгибов обуславливает максимальное расширение впадины, примыкающей с юга к склону Тункинских белков и заключенной между двумя пониженными горными перемычками — Еловским и Ниловскими отрогами. Поскольку в настоящее время установлено мульдообразное строение впадины с увеличением мощностей осадочных толщ к ее центру, т. е. доказан прогиб, то названные

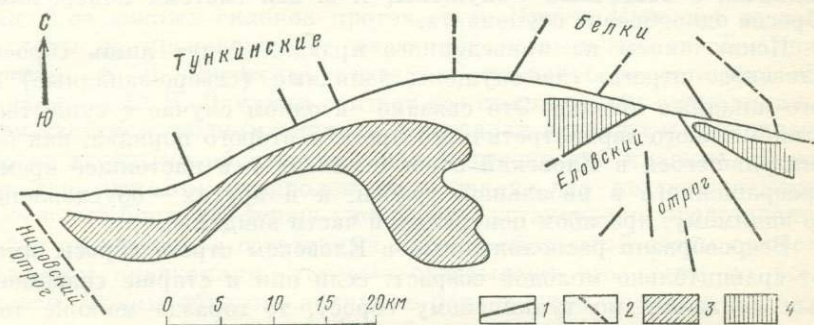


Рис. 2. Соотношение разломов и прогибов на одном из участков тункинской ветви впадин

1 — продольный тункинский сброс; 2 — поперечные сбросы; 3 — область современного опускания во впадине; 4 — кайнозойские прогибы в Еловском отроге

перемычки (отроги) в первом приближении можно рассматривать как антиклинальные перегибы между соседними впадинами, располагающимися на одной линии простирания. Следовательно, тункинские впадины некоторыми своими чертами напоминают впадины забайкальского типа, в создании которых важную роль играли складчатые процессы.

На рис. 2 видны поперечные сбросы, рассекающие дугообразно изогнутую цепь Тункинских белков таким образом, что каждый сброс приблизительно перпендикулярен дуге главного, продольного (Тункинского) сброса. Вследствие такой ориентировки отдельных сбросов наблюдается веерообразное взаимное расположение, причем в пределах впадины центр сбросов—радиусов оказывается лежащим внутри впадины, а в пределах Еловского (и, надо полагать, также Ниловского) отрога — в области его причленения к склону Тункинских белков.

Важно отметить следующие соотношения. Тункинский продольный сброс очень резко выражен в рельефе, причем в самых молодых его формах. Поперечные сбросы не оказывают никакого влияния на морфологию края котловины. Рассекая древние толщи Тункинских белков приблизительно вкrest их простирания, они как бы уходят под кайнозойский покров впадины, не затра-

гивая его. Некоторые из сбросов совпадают с поперечными речными долинами, развившимися вдоль линий наименьшего сопротивления. Таким образом, устанавливается относительно более молодой возраст новейших движений по главному сбросу по сравнению с поперечными сбросами.

Второе важное обстоятельство, которое нужно подчеркнуть, — постоянство соотношений крыльев почти у всех поперечных сбросов. Их западные крылья в пределах впадины неизменно подняты, а восточные — опущены, т. е. вся система поперечных сбросов однообразно ступенчата.

Исключением из приведенного правила будут лишь сбросы Еловского отрога, где опущены западные (северо-западные) и юго-западные крылья. Это связано в одном случае с существованием узкого верхнетретичного прогиба второго порядка, как бы внедрившегося в Еловский отрог с запада и в настоящее время превращенного в небольшой грабен, а в других — обусловлено, по-видимому, прогибом центральной части впадины.

Веерообразно расположенные в Еловском отроге сбросы имеют сравнительно молодой возраст: если они и старше современных движений по тункинскому сбросу, то гораздо моложе той древней тектонической зоны, направление и положение которой этот сброс унаследовал. Так, сброс с опущенным северо-западным крылом рассекает покровы верхнеплиоценовых базальтов; средний меридиональный сброс затрагивает миоценовые и плиоценовые отложения. Трещины сбросов, расположенных восточнее, выполнены теми же базальтами, а крайний из сбросов, очевидно, участвует в оформлении восточного, сравнительно обрывистого склона Еловского отрога. Таким образом, в структуре тункинских впадин установлена крупная роль молодых разломов двух различных направлений.

На схеме показана, кроме того, область современного опускания на дне самой впадины. Выражена она исключительно ярко, и приходится лишь удивляться, что до сих пор это явление оставалось, по существу, незамеченным. Чрезвычайно характерно, что полоса современного опускания, узкая на западе и расширенная на востоке, тянется у подножия белков, вдоль Тункинского сброса; сопряженность прогиба и разлома здесь несомненна. Однако в области, где приблизительно лежит центр воображаемого пересечения поперечных сбросов в фундаменте впадины, мы видим резкое расширение полосы современного опускания и поворот ее к югу. Создается впечатление, что на глубине здесь имеют место какие-то меридиональные «живые» структуры, контролирующие движения земной поверхности.

На схеме, наконец, видно, что небольшие и менее интенсивные прогибы, достаточно хорошо, однако, выраженные морфологически, внедряются в Еловский отрог с обеих сторон навстречу друг другу, как бы стремясь окончательно отрезать гористую пе-

ремычку от Тункинских белков. В свете изложенного выше не приходится сомневаться, что эти прогибы также производные от главного тункинского сброса.

Полоса продольного опускания, заливообразно расширяющаяся вблизи максимального поперечника впадины, оконтуривает с трех сторон возвышенность, известную в литературе под названием «Сосновый бор». Эта интересная форма представляет собой овальную пологую выпуклость на общем плосковыгнутом днище впадины. Она полностью изолирована от окружающих гор, так как у ее южных склонов протекает р. Иркут. Имеются разные взгляды на происхождение названной возвышенности. Так, например, А. Л. Лисовский считал «Сосновый бор» останцом обтекания, а В. В. Ламакин считает его современным антиклинальным вздутием, поднимающимся в середине впадины и сравнивает его со сходными образованиями в Баргузинской впадине. Новыми данными эти предположения, однако, не подтверждаются. «Сосновый бор», как теперь уже хорошо установлено, представляет собой не вздутие, а остаточный массив, обремененный своим существованием опусканиям, которые охватывают его почти со всех сторон. Таким образом, активная роль внутри впадины принадлежит не вздутиям, а прогибам.

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы, имеющие, как мне думается, значение для понимания природы как тункинских, так, возможно, и байкальских впадин.

Во-первых, в структуре этих впадин разломы и прогибы играют одинаково важную роль. Общая синклиналиальная структура всей системы тункинских впадин развивалась в зоне древнего глубокого разлома широтного простирания, которому сопутствовали поперечные разломы. Максимальные прогибы создавались в местах сгущения поперечных разломов, обусловленного веерообразным расположением последних. Наоборот, поднятия фундамента между соседними впадинами, ныне имеющие характер горных перемычек (отрогов), соответствуют местам расхождения сбросовых трещин. Морфологически и генетически поднятия тождественны антиклинальным поперечным перегибам, но их местоположение было predeterminedено сбросовой тектоникой.

Во-вторых, асимметрия горных перемычек между впадинами (относительная крутизна склонов, обращенных к Байкалу) и ступенчатый характер продольного профиля впадин, располагающихся в направлении с запада на восток на все более низких гипсометрических уровнях, находят простое объяснение в однообразии движений по поперечным сбросам, восточные крылья которых почти неизменно опущены. Конечно, в этом выражена общая тенденция нарастания погружений в сторону глубочайших впадин Байкала.

В-третьих, разломы в тункинских впадинах не только вызывают явления прогибания, что видно и на примере современных

погружений, но и сами развиваются (или оживают) под влиянием прогибов. Таким образом, между этими типами движений в рассматриваемом районе существует определенная взаимосвязь.

IV

Во всех существующих тектонических схемах Прибайкалья впадины байкальского типа рассматриваются как звенья единой, внутренние однородной структуры. В этом отношении среди авторов различных схем существует полное единогласие. Различия между отдельными впадинами главным образом количественные. Возможно, не совсем одинаков их возраст; неравномерны проявления кайнозойского вулканизма. Гораздо большие различия обнаруживаются при сопоставлении впадин байкальского типа со впадинами Забайкалья, хотя черты сходства тех и других также весьма существенны и сводятся к следующему:

1. Впадины байкальского и забайкальского типов развивались в области перехода мезозойской складчатой зоны к ее платформе. Те и другие возникли, по-видимому, приблизительно в одно и то же время (средний мезозой) и служили ареной аккумуляции местного обломочного и органического материала⁴.

2. Становление юрских впадин, судя по фациальной характеристике низов осадочных толщ, началось в условиях довольно сложного расчлененного рельефа. Впадины возникали в виде местных удлиненных прогибов, простираемые которых наследовалось от более древних структур домезозойского фундамента. В процессе накопления осадков и прогибания их ложа возникала синклинальная структура осадочных толщ.

3. Развитие впадин обоих типов явилось непосредственным следствием волнообразного искривления земной поверхности, с образованием параллельных валов (сводов) и полос опусканий между ними, отчетливо геоморфологически выраженных. Некоторые авторы называют этот процесс глыбовой складчатостью [Иванов, 1949], другие — аркогенезом [Павловский, 1948б]. Возникающие таким образом структуры морфологически обладают всеми свойствами складок большого радиуса кривизны.

4. Преимущественное накопление осадков происходило в южных и юго-восточных частях мезозойских прогибов. Это явление, будучи выражением тенденции образования косых складок, несколько опрокинутых в сторону Сибирской платформы, обусловило особый первичный тип асимметрии в структуре впадин, хорошо выраженный в забайкальских впадинах и почти утрачен-

⁴ Бесспорно юрские отложения в таких впадинах, как Тункинские и Баргузинская, до сих пор не обнаружены, но их присутствие здесь весьма вероятно.

ный байкальскими впадинами⁵. Такой тип асимметрии продолжает удерживаться до сих пор лишь в южной части Байкала.

Различия между впадинами байкальского и забайкальского типов также весьма существенны.

1. Первые интенсивно развивались в кайнозой и продолжают развиваться в настоящее время. К ним приурочены максимальные амплитуды высот в современном рельефе (до 4000 м), связанные с большим размахом вертикальных перемещений земной коры. Впадины забайкальского типа в основном закончили свое развитие в позднем мезозое, но сохраняют прежнюю тенденцию к относительно медленным прогибаниям, что обеспечивает их выражение и в современном рельефе. Подвижность этих впадин в общем увеличивается с юго-востока к северо-западу, и, таким образом, полосы впадин, соседних с байкальскими, являются наиболее подвижными и сейсмоактивными.

2. В байкальских впадинах залегают складчатые третичные (неогеновые) отложения, которые пока не констатированы в соседних районах Забайкалья.

3. Эффузии поздне третичных и четвертичных базальтов достигли максимального развития в тункинской ветви байкальских впадин, хотя они имеются и в Забайкалье.

4. Особое значение имеют крупные сбросы, почти непосредственно оформляющие северные и северо-западные борта байкальских впадин (байкальский тип асимметрии, рис. 3). Такие сбросы в Забайкалье отсутствуют или они старше и слабо выражены.

Таким образом, сравнение впадин обоих типов показывает, что простое противопоставление тех и других неправомерно. Как те, так и другие впадины имеют в общем одинаково далекое прошлое, но в то время как развитие впадин Забайкалья в кайнозой явно замедлилось, в байкальской зоне оно чрезвычайно усилилось, изменив при этом свое направление. Перерождение прогибов в байкальской зоне резко изменило их структуру и морфологию. Байкальские впадины, как указывал еще Е. А. Пресняков в 1940 г., преемственно развились из мезозойских прогибов забайкальского типа.

⁵ М. С. Нагибина в своей последней работе по Забайкалью [1951] упрекнула меня в том, что асимметричное строение впадин этой области далеко не всегда соответствует приводимому мной типичному разрезу [Флоренсов, 1948], так как имеются впадины симметричные, обрамленные разломами и с северо-запада и с юго-востока, и асимметричные, когда разломы имеются только с какой-либо одной их стороны. Я решительно отвожу от себя этот упрек, ибо речь в моей работе идет не о расположении разломов относительно центра впадин, а вообще о большей структурной сложности и преимущественном накоплении осадков в юго-восточных частях забайкальских прогибов. Это положение опирается на достаточный фактический материал, который, между прочим, можно найти в опубликованной работе Б. А. Иванова [1949]. В то же время я нигде не подчеркиваю, что подобная асимметрия свойственна всем впадинам Забайкалья без исключения.

Чрезвычайно важно отметить, что Иркутский юрский бассейн в своем юго-восточном крыле сохранил структуру и асимметрию, типичную для впадин Забайкалья [Иванов, 1950]. Это показывает, что переработка первичных прогибов и превращение их во впадины байкальского типа были сосредоточены в сравнительно узкой промежуточной зоне и протекали в совершенно особых, исключительных для Восточной Сибири условиях.

Для объяснения этой исключительности естественно обратиться к геологической карте Прибайкалья. Однако она не дает нам никакого определенного ответа: впадины байкальской системы кажутся просто «вырубленными» в докембрийском кристалличе-

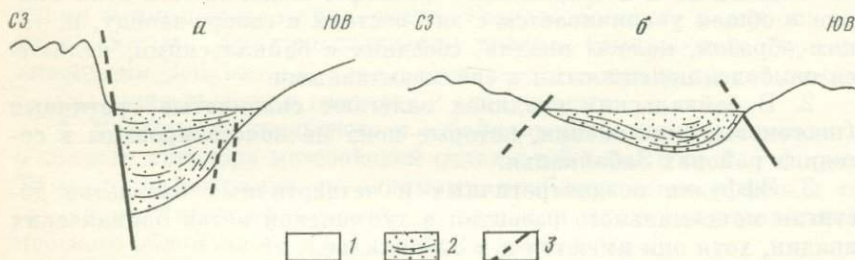


Рис. 3. Типы асимметрии межгорных впадин Восточной Сибири

а — байкальский, б — забайкальский

1 — кристаллический фундамент; 2 — континентальные мезозой и кайнозой; 3 — разломы

ском массиве края Сибирской платформы, не образуя видимого геологического рубежа между его внешней, приплатформенной частью и внутренней областью, где кембрий развит уже в геосинклинальных фациях. Возможность сопоставления разрезов древних толщ на противоположных склонах отдельных впадин (например, Тункинской и других, см. выше) указывает, что здесь отсутствует простой гигантский сброс. Иными словами, всякие попытки вывести исключительность байкальской зоны впадин из непосредственно наблюдаемых геологических особенностей Прибайкалья терпят неудачу. Вот почему я считаю возможным искать причину своеобразия байкальских впадин в глубинах земной коры и признать их генетическую связь с древним разломом, приводящим в соприкосновение блоки земной коры, резко отличающиеся по своей мощности. Мы уже видели, что этот разлом нельзя считать простым сбросом, хотя современные движения по нему имеют у поверхности характер вертикальных подвижек со значительной амплитудой.

Итак, в образовании, а также в современной структуре впадин байкальского типа, несомненно, участвуют как крупные разломы — сбросы, так и прогибы. В геологическом прошлом этих

впадин, на протяжении второй половины мезозоя и всего кайнозоя, движения и того и другого типа неоднократно возобновлялись. Как показали последние наблюдения в Тункинской полосе, оба типа движений существуют и в настоящее время.

В данной статье, а также в работах других исследователей [В. А. Обручев, 1933, 1938; Пресняков, 1940; Павловский, 1948а, б] уже отмечалось, что явления прогибания во впадинах нельзя рассматривать изолированно от общих движений, захвативших Прибайкалье и Забайкалье вначале в юре и меле, а затем в плиоцене. Впадины той и другой области сопряжены с валлообразными выпуклыми изгибами горных хребтов между ними, причем те и другие составляют систему параллельных рядов, расположенных в простирании монголо-охотской (верхоянской) складчатости. Они образуют сочетания и переходы, типичные для настоящих складок (погружения и поднятия шарниров, их раздвоения, виргация, кулисообразные формы и т. д.). Эти данные, а также условия залегания осадочных толщ и котловинах Забайкалья, позволили мне высказать убеждение, что именно такие движения играют ведущую роль в явлениях неотектоники и геоморфогенеза этой области [Флоренсов, 1948].

При распространении на Прибайкалье отмеченных волнообразных изгибов земной коры, возбуждаемых высочайшим напряжением силового поля вначале Восточно-Забайкальской (Монголо-Охотской), а затем и Восточно-Азиатской геосинклиналей, вертикальная граница раздела блоков земной коры различной мощности неизбежно должна была оказать влияние на размещение и глубину прогибов, а также на положение и высоту смежных валов (сводов). Мне кажется, что в этом, по-видимому, и заключалась главная причина заложения байкальских впадин по краю Сибирской платформы и своеобразия их дальнейшего развития.

Приведенные выше сопоставления ясно показывают, что общим типом движений, создавших на юге Восточной Сибири байкальские и другие впадины, были медленные волнообразные изгибы, различия же этих структурных форм обусловлены главным образом типом, возрастом и размахом дизъюнктивов. Из всего предыдущего следует также, что вопрос о примате разломов или прогибов в структуре байкальских впадин серьезно вообще не может ставиться, так как для этого необходима количественная оценка тех и других явлений, а они несравнимы по своей сути. Остается лишь пожалеть, что именно такие попытки были в течение многих лет основой споров о происхождении байкальских впадин.

Едва ли к этому вопросу возможен иной подход — попытаться выявить ведущую роль одного из главных типов движений, его независимость и, наоборот, производный характер другого типа движений. В рассматриваемом случае пока еще нельзя уловить

главную и побочную линии развития. Последовательность геологических событий в Прибайкалье не дает права утверждать первичность, самобытность одних движений и преемственность, унаследованность других. Мне кажется, что в приповерхностных (а не глубинных, геосинклинальных) условиях оба типа движений, т. е. разломы и прогибы, должны сосуществовать и обуславливать друг друга, ибо именно здесь особенно разнообразны свойства материала земной коры и степень его пластичности. Справедливость этого положения доказывается, между прочим, и тем, что оба вида дислокаций (разломы и прогибы) имеют место во всех более или менее изученных впадинах байкальского типа (собственно Байкальской, Баргузинской, Тункинской, Торской и др.), а также и во впадинах других высокогорных областей. Лишь обращаясь к забайкальским впадинам синклинального типа, лежащим в области перехода к мезозойской геосинклинали, и к плоским мульдам Иркутского бассейна, находящимся на древней платформе, мы местами находим в них (в первом случае редко, во втором — обычно) примеры прогибов, не осложненных сбросами. Но это уже другой, в обоих случаях забайкальский тип впадин, о чем говорилось выше.

Таким образом, «поверхностное складкообразование» в условиях Прибайкалья и Забайкалья представляет собой наиболее общий тип мезо-кайнозойских движений, следовательно, основную тенденцию в развитии впадин. Возможно, что как в Прибайкалье, так и во многих других горных областях на территории СССР и зарубежных стран волнообразное изгибание земной поверхности связано с перераспределением масс, т. е. их движением к платформам, обусловленным стремлением к выравниванию мощностей земной коры. Будучи весьма длительным — по оценке некоторых исследователей Прибайкалья растянувшимся на весь верхний мезозой и кайнозой — и крайне медленным, это изгибание могло, естественно, создать лишь очень крупные и плавные тектоно-морфологические элементы. Узкие межгорные впадины, по-видимому, не могли возникнуть таким образом, ибо, с одной стороны, радиус кривизны подобных изгибов для этого слишком велик, а с другой — при медленности и непрерывности изгиба и непрерывности денудационного сноса с выпуклостей во впадины первично тектонический рельеф должен был в значительной мере выравниваться. Таким, по моим представлениям, был путь развития впадин забайкальского типа.

Межгорные прогибы приобретают резкое контрастное оформление и становятся тишчными горными впадинами лишь в том случае, если в них возникают сбросы, сохраняющие жизнеспособность в течение долгого времени. В противном случае и особенно при образовании обширных плоских выпуклостей типа плоскогорий Восточного Саяна, такие прогибы вовлекаются в общее поднятие и вырождаются. Небезынтересно отметить, что

неразвившиеся и вымирающие в настоящее время прогибы, параллельные широтным тункинским впадинам, имеются в южных частях Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Подобные же образования известны в Приморском и Байкальском хребтах, где они, естественно, имеют байкальское, т. е. северо-восточное направление.

Межгорные впадины Забайкалья, как выше указывалось, асимметричны; впадины Прибайкалья также асимметричны, но тип асимметрии у них своеобразный. Не может быть сомнений, что данная закономерность отражает общность условий развития внутри каждой группы впадин. С другой стороны, «байкальский тип» асимметрии представляет собой лишь усложнение «забайкальского типа» за счет молодых сбросов большой амплитуды. Следовательно, единый в своей основе процесс становления горных впадин Восточной Сибири на «пороге» платформы был не только усилен, но и качественно видоизменен.

Таким образом, историю развития впадин байкальского типа можно представить в следующем виде. Общим и исходным (по перешагивающим) типом движений в Прибайкалье было медленное волнообразное изгибание («поверхностная складчатость») земной коры, механизм и причины которого до сих пор остаются неясными. Подобные движения, как известно, представляют собой главный фактор морфогенеза горных стран и, возможно, отражают нормальный, наиболее постоянный геотектонический режим внеплатформенных областей.

В узкой полосе современного Прибайкалья, соответствующей резкому скачку мощностей коры и, быть может, истинной границе южного выступа Сибирской платформы, прогибы были резко усилены и стали ареной интенсивного накопления (верхний мезозой—кайнозой). Превращение этих прогибов, по-видимому, на первых этапах развития очень близких к верхнемезозойским прогибам и мульдам Забайкалья, во впадины современного облика было проявлением нового качества, внесенного в развитие Восточной Сибири альпийским тектоническим циклом. Это новое качество, значительно видоизменив впадины Забайкалья, глубоко преобразовало их в узкой байкальской зоне.

Совершенно естественно, что могучие контрасты рельефа, созданные в Прибайкалье юной сбросовой тектоникой, в первую очередь привлекали к себе внимание исследователей и легли в основу представлений о сбросовом происхождении байкальских впадин. Молодые сбросы больших амплитуд, действительно, определяют современный облик этих впадин, и в этом смысле вполне правы те геологи (а их большинство), которые считают их сложными грабенами. Только в самое последнее время внимательное изучение геоморфологии прилегающих к Байкалу горных хребтов и структур осадочных толщ, выполняющих впадины, позволило выявить для большого пространства Восточной Сибири

важность другого фактора — медленных, но весьма устойчивых волнообразных изгибаний. Конечно, в образовании впадин Прибайкалья и этому типу движений нельзя придавать исключительного, решающего значения, считая разломы лишь вторичными, производными явлениями. Мне кажется, что в настоящее время следует отказаться от обеих крайних точек зрения на происхождение впадин Байкала и им подобных и поставить вопрос о необходимости выделения в числе поверхностных приплатформенных структур не только простых мульд, хотя бы и осложненных разломами, грабенных и горстов и их модификаций, но и сложных, длительно развивающихся структур, в которых и в пространстве и во времени закономерно сочетаются различные элементарные типы дислокаций. Примеры тункинских и байкальских прогибов, обусловленных разломами в земной коре, и разломов, возбуждаемых, в свою очередь, прогибами, показывают, что и те и другие дислокации нельзя рассматривать механически, как отдельные детали некоторой общей геологической конструкции; на самом деле они тяготеют друг к другу, вытекают одни из других. Явления прогибания составляют в процессе развития таких структур основной фон, тенденцию, то общее, что позволяет сравнивать, скажем, впадины забайкальского и байкальского типов. Напротив, разломы в них есть явление частное, но специфическое и определяющее различия этих сложных структурных форм.

Нельзя не отметить еще раз, что впадины байкальского типа продолжают развиваться и в настоящее время, а потому их изучение в высшей степени важно и интересно. Надо надеяться, что будущие исследования в этом направлении позволят осветить много новых вопросов неотектоники Прибайкалья.

ОБ ОДНОМ ИСТОЧНИКЕ ОШИБОК ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ («ВАЛУНЫ-СВИДЕТЕЛИ») ¹

Общеизвестно, что в основе геологических построений, если только они относятся не к четвертичному комплексу, лежат полевые наблюдения над коренными выходами или обнажениями горных пород. Ценность подобных наблюдений почти всецело зависит от того, является ли данный выход горных пород действительно коренным, или это — «отторженец», обломок, глыба, т. е. элемент наноса, созданного выветриванием на месте или доставленного в пункт наблюдения извне. Следовательно, определение

¹ Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. 1958. Вып. 8. С. 57—62.

типа обнажения — первоочередной вопрос, стоящий в поле перед геологом, какова бы ни была цель его исследований. Между тем на подобный вопрос не всегда легко ответить.

Внешний вид и размеры обнажения, его положение относительно тех или других единиц рельефа, состав пород — все это часто оказывается недостаточным и оставляет место сомнениям в истинной природе обнажения, а отсюда — и в ценности извлеченных из него фактов. С другой стороны, возможны (и известны) случаи, когда обнажение сразу причисляется к коренным на том основании, что оно хорошо укладывается в схему, созданную в голове геолога, и факты необходимо «подтянуть» к уже готовому объяснению. Вопрос о типе обнажения приобретает особую остроту в том случае, если исследователь лишен почему-либо возможности вскрыть наносы и расчистить обнажение, когда оно имеет значительные размеры и представляет выход горных пород, необычных в данной геологической обстановке.

В хорошо изученных районах, таких, например, как северная и центральная части Русской равнины, происхождение выступающих на поверхность крупных глыб кристаллических пород, чуждых окружающей их местности, уже давно выяснено: эти глыбы были доставлены с севера в сравнительно низкие широты покровными ледниками в эпохи четвертичных оледенений. Основательная изученность вопроса в целом в подобных случаях предreshает и частный вопрос о том, что такие обнажения не являются коренными. Крупные глыбы, представляющие остатки ледникового наноса, получили название «скал-монахов» и ледниковых (блуждающих, эрратических) валунов.

Значительно труднее разобраться в характере некоторых обнажений при исследованиях в менее изученных и более сложных районах Восточной Сибири. Здесь, на окраинах Сибирской платформы, в межгорных впадинах Прибайкалья и Забайкалья, на гольцовых плоскогорьях Восточного Саяна, среди плоских и необнаженных пространств встречаются одинокие крупные выступы кристаллических и других пород, которые могут быть приняты за останцы размыва (остатки цоколя коренных террас); за остаточные валуны, выделившиеся при выветривании из обломочных толщ, например из распространенных здесь мезозойских конгломератов; за эрратические валуны, принесенные ледниками; наконец, за продукты выветривания коренных пород на месте, т. е. грубый элювиальный нанос. Выбрать правильный ответ в таких случаях бывает довольно трудно, причем поспешный (или предвзятый) выбор сможет привести к весьма серьезным ошибкам.

Как далеко могут увести от истины подобные поспешные выводы показывают следующие примеры, взятые из практики геологических исследований в Восточной Сибири.

В 1936 г. при исследовании района среднего течения р. Чуны (Уды), левого притока Ангары, А. С. Хоментовский обнаружил

выше д. Березово среди аллювиальных отложений целую серию глыб гнейса, достигающих в объеме нескольких кубических метров. Глыбы были сочтены за коренные выходы, связанные с выступом докембрийских пород из-под нижнесилурсийских отложений. Этот выступ был назван А. С. Хоментовским Чунской глыбой и объявлен новым структурным элементом Сибирской платформы [Хоментовский, 1938]. Несколько лет спустя район д. Березово по р. Чуне посетил М. М. Одинцов. Осмотр гнейсовых глыб на этот раз показал, что они залегают на неровной поверхности высокой террасы среди аллювиальных песков. Максимальный размер глыб оказался равным всего 0,5 м³, причем, помимо гнейсов, канавой были вскрыты обломки меньших размеров, состоящие из кварцита и пегматита [Одинцов, 1942]. Таким образом, представление о «Чунской глыбе», основанное на ошибке при более ранних полевых наблюдениях, сразу рухнуло. Что касается самих глыб, то, по мнению М. М. Одинцова, они представляют собой либо остатки аллювия р. Чуны, доставленные из Восточного Саяна, либо ледниковые валуны, принесенные с Енисейского кряжа (что, по мнению этого исследователя, более вероятно). Возможно, наконец, что в транспортировке обломков кристаллических пород, найденных в районе деревни Березово, сыграли основную роль солифлюкционные потоки или речные льды.

Этот пример необходимо иметь в виду молодым исследователям, работающим на окраинах Сибирской платформы.

Не менее интересен и поучителен другой пример ошибочной трактовки обнажений. В период увлечения шарьяжной тектоникой, когда главной чертой структуры Прибайкалья и Забайкалья некоторые геологи считали пологие надвиги древних кристаллических толщ на осадочные отложения палеозойского и особенно мезозойского возраста, вскрытые в настоящее время размывом рек из-под кристаллических покровов в виде «тектонических окон», группа геологов [Белоусов и др., 1932] сделала в районе Верхнеудинска (ныне г. Улан-Удэ) ряд наблюдений, как будто доказывающих правоту такой точки зрения. В разных местах в бассейнах рек Селенги и Уды в то время были описаны выступы древних кристаллических пород, преимущественно гранитов, расположенные на дне и по краям речных долин среди полей распространения песчаников и конгломератов верхнемезозойского возраста. Считалось, что дислоцированная толща этих пород уходит под подошвы соседних гор, массивы которых надвинуты на осадочную толщу, и на этом основании выступы кристаллических пород в долинах Селенги и Уды трактовались как останцы размыва громадного тектонического покрова. Хотя уже в то время (начало тридцатых годов) лишь немногие серьезно верили в существование в Селенгинской Даурии тектонических окон и останцов покрова, приведенные выводы все же оказали известное

влияние на взгляды геологов, а ревизия фактов в поле задержалась на многие годы.

Последующие наблюдения П. М. Клевенского и Н. А. Флоренсова на берегах Гусиного озера показали, что граниты, венчающие вершину горы Байн-Зурхе, склоны и основание которой сложены верхнемезозойскими песчаниками и сланцами, представляют не монолитный массив — останец тектонического покрова, как думал А. В. Львов и некоторые другие геологи, а грубый глыбовый конгломерат, состоящий в основном из крупных обломков катаклазированных гранитов и метаморфических сланцев [Флоренсов, Ларина, 1937].

Новейшие наблюдения Н. А. Флоренсова и А. Л. Плешановой в районе Улан-Удэ позволили лучше понять геологическую сущность «останцов покрова», отмеченных по р. Уде В. В. Белосусовым и др. Размеры обнажений, внушивших когда-то мысль об их принадлежности к размытому покрову надвига, в самом деле оказались значительными. Так, одно из обнажений по р. Иволге, вблизи д. Красноярово, представлено выступом зеленого метаморфического карбонат-хлоритового сланца, занимающим площадь $3 \times 3,5$ м. Выступ находится в 1—1,5 км от подошвы гор на явственном пологом возвышении. Плитобразные отдельности метаморфического сланца уложены в правильную систему, как в коренном обнажении. Кливаж параллелен в соприкасающихся и неплотно лежащих глыбах. Казалось, что сомневаться в коренном местонахождении этой монолитной массы метаморфического сланца не приходится, но вместе с тем обнажение все же настолько миниатюрно, что связывать его происхождение с проведением нижней поверхности пологого надвига было совершенно неправдоподобно, тем более что следы такого надвига в окружающем районе не были найдены. Поэтому, учитывая падение мезозойских песчаников и сланцев, обнаженных в соседнем овраге, под описанный выступ, мы отнесли его возникновение за счет неполного размыва грубого предгорного конгломерата.

В соседнем районе по р. Уде мы столкнулись непосредственно с пресловутыми «останцами покрова», представляющими только в отдельных случаях изолированные горки и холмики, чаще же — низкие вершинки на поперечных коротких гривах, отходящих от горных склонов в долину Уды. На тех и других обнажены глыбы кристаллических пород. Объем выступающих их частей достигает 2—5 м³, иногда и более. Вершина одной из таких округлых в плане, невысоких конических горок оказалась сложеной плотно прилегающими друг к другу крупными глыбами брекчиевидной, весьма трещиноватой породы. Выяснилось, что последняя является сильно брекчированным гранитом, отдельные обломки которого тесно прижаты друг к другу, а местами совершенно раздавлены и милонитизированы. Таким образом, вещественный состав глыб, выходящих на изолированной

горке, казалось, вполне соответствует представлению наших предшественников о наличии в долине р. Уды останцов тектонического покрова. Но на соседних к западу более низких и плоских холмиках, причислявшихся к остаткам того же покрова, мы вообще не нашли никаких выступов кристаллических пород. К востоку же на вершинах поперечных грив, а также и на террасах Уды мы встретили одинокие, местами очень крупные до 4—5 м³, глыбы крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов.

Все эти факты нашли простое объяснение после осмотра превосходных обнажений по р. Уде, близ с. Первомайска. Здесь вскрыта мощная толща грубослоистых, местами совершенно неслоистых, очень плохо отсортированных верхнемезозойских конгломератов, содержащих гальку и остроугольные обломки разнообразных кристаллических пород (гранитов, гнейсов, мраморов, порфиринов). Большинство обломков плохо окатано или совсем неокатано и по этому признаку описываемые породы более заслуживают наименования конглобрекций. В толще конгломератов, отчетливо наклоненной к северо-востоку под углом 12—15°, во многих местах включены без всякого порядка крупные совершенно неокатанные глыбы гранитного состава, довольно прочно связанные с остальной массой породы песчанистым цементом. В одном из береговых обрывов, обнаженном на всю высоту, в грубом конгломерате обнаружена громадная глыба массивного среднезернистого биотитового гранита, пронизанного тонкими пегматитовыми жилками и содержащего ксенолиты биотитового гнейса. Длина глыбы 8 м, высота 5 м, видимая, т. е. неполная, ширина 3,5 м. Таким образом, по самому скромному подсчету объем выделившейся при выветривании конгломератов части глыбы составляет 120 м³, а полный ее объем в какой-то мере превосходит и эту цифру. Обломок меньших размеров — по несколько кубометров — нами встречены в толще обнаженных конгломератов и дает от с. Первомайска.

Все эти находки позволяют дать правильную оценку предыдущим наблюдениям. Поскольку аналогичные конгломераты обнажаются в оврагах между описанными выше «останцами покрова», не приходится сомневаться в чисто экзогенном способе образования этих мнимых эрозионно-тектонических форм. В самом деле, объем гранитной глыбы в грубом конгломерате у с. Первомайска значительно превосходит все виденные нами выступы кристаллических пород по рекам Иволге и Уде, и если бы эта глыба была вскрыта денудацией не сбоку, в речном обрыве, а при общем постепенном снижении земной поверхности, мы имели бы перед собой внушительный гранитный утес типа общеизвестных «скал-монахов».

Легко себе представить, что при выветривании пород, состоящих из неоднородных по величине и составу обломков и недо-

статочного прочного цемента (именно таковы верхнемезозойские конгломераты Западного Забайкалья), наиболее крупные обломки будут долго противостоять разрушению, не меняя своего положения даже при сильном плоскостном смыве. При этом крупная малоподдающаяся выветриванию глыба будет, естественно, предохранять от размыва и свое основание, которое в дальнейшем станет играть для нее роль подставки, приподнятой над окружающей местностью. Так в условиях Забайкалья, Прибайкалья и, вероятно, во многих других районах возникают своеобразные останцы-бугры или останцы-сопки, обязанные своим существованием неоднородности разрушающихся грубообломочных толщ (слабосцементированных конгломератов и конглобрекций, предгорных отложений, морен и т. д.). По способу своего возникновения они близки к земляным пирамидам, но отличаются от них и формой и большей долговечностью. Нам кажется, что глыбы, защитному действию которых обязаны своим сохранением такие останцы, в силу их важной морфологической роли заслуживают особого названия. Действительно, им совершенно не соответствуют названия «эратические валуны», «отторженцы», «элювиальные останцы». Последний термин не пригоден по той причине, что с ним связано представление о разрушении коренной породы на месте, о случайном сохранении от выветривания какой-либо крупной отдельности, тогда как в рассматриваемом случае появление на земной поверхности выступа (бугра, сопки) заранее предопределено присутствием в толще обломочных пород «центров сопротивления» в виде особенно крупных глыб. Поэтому для описываемых остаточных образований мы предлагаем название «валуны-свидетели», которое, будучи кратким, хорошо передает сущность явления (подобно термину «горы-свидетели»). Оно представляет удобства и с другой стороны, так как пригодно для обозначения глыб, не только обнаженных в своей верхней части, а корнями еще прочно связанных с неразрушенной породой (через посредство цемента или без него), но и полностью освобожденных от прилегающих частей породы, ранее вмещавшей глыбы, а также для крупных обломков, подвергшихся «вылущению» из окружающей породы и спроектированных при последующих преобразованиях земной поверхности на более низкие уровни.

Выделение «валунов-свидетелей» как особого типа остаточных образований имеет, на мой взгляд, и методическое значение. Оно заранее ориентирует молодых исследователей на необходимость тщательного изучения в поле сомнительных коренных выходов, заставляет считаться с опасностью грубых ошибок при квалификации обнажений. Вместе с тем при невозможности по тем или иным причинам расчистки сомнительного обнажения, кажущегося «валуном-свидетелем», для решения этого вопроса необходимо привлекать другие данные: пытаться представить найденное обнажение в общей структурно-геологической схеме района, оп-

ределить вероятность присутствия на площади исследований слабосцементированных грубообломочных толщ или их остатков, хотя бы в «спроектированном» виде, проанализировать местные геоморфологические условия, провести подробные петрографические сопоставления и т. д.

О НЕОТЕКТОНИКЕ И СЕЙСМИЧНОСТИ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ¹

В научной литературе уже довольно давно утвердилось представление о Байкальской горной области, или Байкальском нагорье, как о геологическом целом. Этими названиями обычно принято обозначать обширную территорию, окружающую оз. Байкал и простирающуюся на восток до р. Олекма и Станового хребта. Восточный Саян из Байкальской горной области часто исключается, считаясь в таких случаях самостоятельным орографическим и геологическим элементом Восточной Сибири. С другой стороны, в региональной сейсмологии принято говорить о Байкальской сейсмической зоне, контуры которой в общем соответствуют границам Байкальской горной области в вышеуказанном понимании.

Исследования последних лет, выполненные в южных районах Восточной Сибири, а также новые данные по территории МНР позволяют пространственно расширить понятие о Байкальской области именно как горной, донныне высоко мобильной области, включая в нее южную часть Восточного Саяна, а также северные и западные районы МНР. С точки зрения неотектоники и сейсмичности, являющихся специфическим проявлением современной тектоники, вся эта область, весьма разнородная в историко-геологическом отношении, обладает рядом существенных общих черт. Она может рассматриваться как территория, на которой: а) переломный момент в геологической истории наступил примерно в одно и то же время — в верхнем плиоцене; б) рельеф имеет в целом одинаковый возраст, очень близкий структурный и морфологический тип; в) поднятия и погружения земной коры мало отличаются своими градиентами и амплитудами и — если мысленно исключить влияние внешних динамических факторов — дают морфологические вариации, лишь в очень небольшой степени отклоняющиеся от некоторого среднего типа; г) геофизическое поле характеризуется общими особенностями и, вероятно, близкими предельными значениями аномалий; д) сейсмичность является в общем очень высокой и, несмотря на существенные

¹ Изв. СО АН СССР. Сер. геол. и геофиз. 1960. № 1. С. 74—90.

отклонения в силе местных толчков и неравномерное распределение эпицентров, связана с ростом однотипных неотектонических структур. В работах, содержащих соответствующие региональные обзоры [Горшков, 1949; Гуттенберг, Рихтер, 1948; Lee, 1957], мы видим, что рассматриваемая территория представляет собой северную ветвь Трансазиатской сейсмической зоны, облекающей двумя заливами — северным и южным — устойчивый массив Гоби. Большие значения интенсивности землетрясений (М) раньше считались свойственными только южной, китайской ветви Трансазиатской зоны и лежащему вне пределов СССР южному отрезку северной (байкальской) ветви. Однако это мнение оказалось ошибочным.

Довольно ясную картину ограниченного географического разброса эпицентров землетрясений и близкой их интенсивности на интересующей нас территории можно видеть в событиях последних ста лет. Достаточно указать на следующий далеко не полный ряд:

1862 г.— землетрясение на Байкале, вызвавшее образование залива Провал. Сила — 9 или 10 баллов;

1902 г.— землетрясение в районе хребта Гурбан-Сайхан, Монголия. Не менее 10 баллов;

1905 г.— землетрясение в Восточном Танну-Ола, называемое в МНР Хангайским. 11 баллов;

1917 г.— Северобайкальское землетрясение. 8 баллов;

1950 г.— землетрясение в районе пос. Монды (Бурятская АССР). 9 баллов;

1957 г.— Муйское землетрясение с эпицентром в среднем течении р. Витим (10 баллов) и следовавшие за ним 5/1 1958 и 14/IX 1958 землетрясения в хр. Становом силой до 8 баллов. В том же году — Монгольское семибалльное землетрясение с эпицентром на южном склоне хр. Джидинского, у самой границы СССР;

1957 г.— Гоби-Алтайское землетрясение (МНР). 11 баллов;

1958 г.— Баян-Цаганское землетрясение (МНР). 10 баллов.

Этот ряд ясно указывает, во-первых, на «расползание» эпицентров по большей площади, чем считалось ранее (Муя, Становой хребет); во-вторых, на высокий уровень сейсмической активности, достигающей силы 10-балльных землетрясений и выше; в-третьих на большую близость во времени сильных землетрясений как при удаленных, так и близлежащих эпицентрах (1902—1905 гг., 1957—1958 гг.). Для всех землетрясений рассматриваемой области характерна связь с широтными разрывными структурами земной коры. На эту преимущественную связь автор указал в 1955 г., имея в виду приуроченность большинства эпицентров землетрясений Прибайкалья к широтным разломам, а также форму изосейст, составленных А. В. Вознесенским [1904, 1905] для землетрясений 1903 г. (Байкальского) и 1905 г.

(Танну-Ола). Землетрясениями последующих лет эта связь полностью подтверждена².

Другая свойственная землетрясениям особенность заключается в том, что эпицентры весьма точно совпадают с линиями геологически установленных тектонических разломов. Автор отметил эту особенность также в 1955 г., объяснив ее тем, что землетрясения, во-первых, непосредственно связаны с движениями крыльев вертикальных или очень крутых разломов, происходящими на сравнительно малой глубине. Мною указывалось, что природа и вероятная небольшая глубина очагов землетрясений Прибайкалья весьма облегчают задачу сопоставления данных сейсмичности с данными по тектонике Восточной Сибири. Эти соображения очень скоро подтвердились фактами (Муйское, Джидинское, Гоби-Алтайское землетрясения 1957 г.).

Третья особенность землетрясений рассматриваемой области — сгущение их эпицентров в местах пересечения разновозрастных тектонических структур или в местах резкого изменения простираний одних и тех же структурных линий. Наиболее ярко эта особенность видна на примерах землетрясений Мондинского и Муйского [Гуттенберг, Рихтер, 1948; Ламакин, 1955], а также многочисленных и частых землетрясений в Малом море и дельте р. Селенги (оз. Байкал). По-видимому, она свойственна также землетрясениям Западного Забайкалья. В. П. Солоненко считает, что сильные монгольские землетрясения, обновившие широтные разрывные структуры, также имеют сложную связь с глубинными структурами меридиональной ориентировки, природа которых еще недостаточно ясна.

Сказанное с достаточной убедительностью свидетельствует в пользу общности основных черт сейсмичности земной коры в указанных рамках, т. е. в пределах Монголо-Байкальской горной области. Но, подчеркивая эту общность, нельзя, конечно, забывать о большой внутренней неоднородности области. Условия сейсмичности в ней резко меняются от места к месту, определяясь дифференцированностью неотектонических форм, выраженной, в свою очередь, сложностью и контрастностью ее рельефа. Но в целом в приблизительно намеченных нами рамках (рис. 1) область характеризуется очень высоким уровнем сейсмической активности; ее наиболее сейсмоопасные районы с возможной балльностью до 10 и даже до 11, мозаично переплетены с районами умеренной сейсмичности.

Другая из отмеченных нами общих черт Монголо-Байкальской горной области — единство характера, направленности неотектонического процесса.

² Изосейсты, составленные К. В. Пшеничковым и С. И. Голенецким для Монгольского (Джидинского) землетрясения 1957 г., также оказались вытянутыми по широте в соответствии с простиранием местных неотектонических структур.

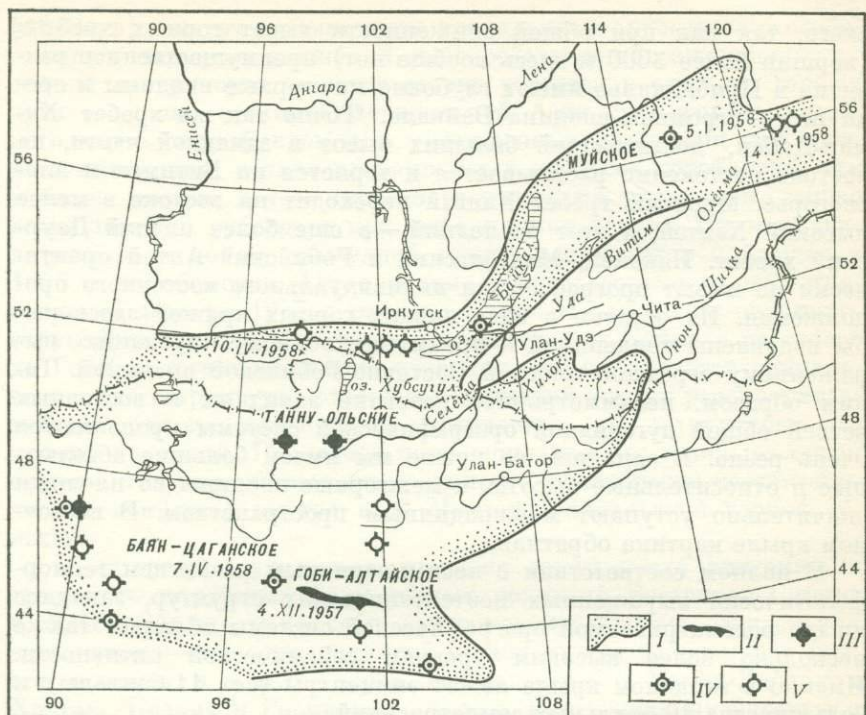


Рис. 1. Схема Монголо-Байкальской мобильной области

I — площадь с сейсмоактивными структурами; II — эпицентральная зона Гоби-Алтайского 11-балльного землетрясения; III—V — эпицентры землетрясений (III — 11 баллов; IV — 10 баллов; V — 9 и 8 баллов)

Как отметили еще первые исследователи Центральной Азии, от Иркутска на севере до южных границ МНР на юге, т. е. от Байкала до Гоби, мы имеем ряд концентрических, вложенных одна в другую и однообразно выпуклых к югу горных дуг: Саяно-Байкальскую, Хамар-Дабанскую, Джидинско-Малханскую, Хангай-Хэнтэйскую, Монголо-Алтайскую. Все эти дуги, последовательно повторяя общий изгиб и отступая все далее к югу, объемлют южный иркутский выступ древней Сибирской платформы; в своей совокупности они образуют крупный северный сегмент нагорной Центральной Азии и представляют арену молодого (неоген-четвертичного) горообразования, идущего без всякой предварительной геосинклинальной подготовки.

Общей морфологической чертой этого сложного горного сооружения является преимущественное развитие западных отрезков горных дуг; восточные концы последних более расплывчаты, низки и, чем южнее, тем все более стираются. Так, байкальское крыло самой внутренней (северной) дуги развито слабее саян-

ского, так как при общей сниженности высот горных хребтов (вершин более 3000 м здесь вообще нет) преимущественное развитие в Прибайкалье имеют глубокие межгорные впадины и среди них — огромная впадина Байкала. Точно так же хребет Хамар-Дабан, достигающий больших высот в западной части, на востоке постепенно расплывается и теряется на Витимском плоскогорье. Мощный хребет Хангай переходит на востоке в менее высокий Хэнтэй, а этот последний — в еще более низкий Даурский хребет. Наконец, Монгольский и Гобийский Алтай практически не имеют орографически индивидуального восточного продолжения. Их остатки в виде низких горных кражей здесь как бы подавлены тенденцией к преимущественному опусканию, выраженному огромной плоской Восточно-Гобийской впадиной. Таким образом, несимметричное развитие западных и восточных ветвей общей дуговидной орографической системы проявляются очень резко. В западном ее крыле мы имеем большие абсолютные и относительные высоты, а межгорные впадины по площади значительно уступают межвпадинным пространствам. В восточном крыле картина обратная.

В полном соответствии с несимметричным развитием геоморфологически выраженных неотектонических структур, западное крыло рассматриваемой орографической системы обладает также несколько более высоким уровнем сейсмической активности. Именно в западном крыле лежат эпицентры всех 11-балльных и большинства 10-балльных землетрясений.

Горные цепи и хребты распадаются на отдельные фрагменты в виде кулис, коротких и широких массивов, горных групп, а абсолютные и относительные высоты горных поднятий на всем пространстве от Байкала до Гобийского Алтая колеблются в небольших пределах, высшие точки рельефа почти нигде не превосходят 3500—4000 м, а относительные высоты — 2000—2500 м. Таким образом, горные поднятия в пределах радиусов горных дуг (если центром дуг служит район Иркутска) имеют сходную относительную и близкую абсолютную высоту. Последняя повсюду несколько увеличивается с севера на юг, но особенно с северо-востока на юго-восток, в направлении Монгольского Алтая.

Очень близкими оказываются горные поднятия рассматриваемой области также и по своей форме и своему структурному типу. В понимании В. А. Обручева и его многочисленных современных последователей все это — простые односторонние или двухсторонние горсты, иногда массивные ступенчатые поднятия, «вырубленные» из домезозойского фундамента и поднятые в виде клиньев, блоков, сбросовых глыб, горстов, горст-антиклинорий и других форм глыбовой тектоники, называемых разными авторами по-разному. С другой стороны, Ю. М. Шейнманн [1937] квалифицировал эти поднятия, как выраженные в рельефе пологие складки, созданные в четвертичное время. Е. В. Павловский

[1948а, б] считает их типичным проявлением аркогенеза — особого типа складчатых движений, непосредственно отражающихся на земной поверхности, а автор статьи убежден в том, что горные дуги северного сегмента Центральной Азии суть формы линейного коробления фундамента, усложненные разломами как древнего заложения, активизированными в процессе коробления, так и более юными, в том числе четвертичными разломами, заново возникшими в субстрате при деформациях изгиба. Прямые свидетельства в пользу последней точки зрения автор наблюдал в 1958 г. в Гобийском Алтае, в зоне новообразованного землетрясением 4 декабря 1957 г. разлома Богдо. И как бы ни оценивать структурный тип гор на всем пространстве от Байкала на севере до Гоби на юге, совершенно очевидно, что он является одинаковым и что «структура» отдельных поднятий внутри рассматриваемой области существенно не отличается от «структуры» ее прочих поднятий. Последнее положение для нас наиболее существенно, так как оно выражает единство, однообразие неотектонических движений внутри всей Монголо-Байкальской горной области.

В литературе уделялось довольно много места описанию и сравнению наружных форм горных поднятий Восточной Сибири и МНР. Обращает на себя внимание массивность, зрительная «тяжеловесность» этих поднятий независимо от их размеров (высот, объемов и т. д.) — черта, свойственная и Хамар-Дабану и Хангаю, Кодару и Гобийскому Алтаю, Баргузинскому нагорью и горам Хэнтэя. С устойчивостью этого признака нельзя не считаться, так как она вытекает из общности структурного типа гор Центральной Азии как его неизбежное следствие. Повсеместно наблюдаемое расчленение отдельных горных цепей и хребтов на отдельные массивы и блоки, грубо округлые или угловатые в плане, не смягчает, а, наоборот, усиливает это свойство.

Другая общая черта гор рассматриваемой области — платообразный характер их вершинной поверхности. Плоские, почти горизонтальные вершинные поверхности «хангайского типа» свойственны горам Хэнтэя и Гобийского Алтая так же, как хребтам Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Лишь в особенно густо раздробленных сводовых поднятиях Тункинских и Китоийских белков и хребта Кодар эта черта кажется утраченной в силу горноледниковой денудации и следовавшей за ней усиленной эрозии водораздельных высот. Зубчатость вершин отдельных частей восточно-сибирских и западномонгольских нагорий есть позднейшее, наложенное явление, и отдельные участки на гребнях хребтов здесь все еще сохраняют облик вершинных плато. Другое дело — генезис плоских вершинных поверхностей в различных нагорьях; возможно, что он не всегда вполне одинаков, хотя, например, типичные формы высокогорной планации — многоступенчатые лестницы нагорных солифлюкционных террас — автору пришлось на-

блюдать на водоразделах Хамар-Дабана, Восточного Саяна, Давурского хребта, Хангая и Гобийского Алтая, в цепи Гурбан-Богдо. Впрочем, необходимо подчеркнуть, что переход вершинных плато в горнодолинный (склоновый) ярус в горах юга и юго-запада МНР выражен более резко, чем в более северных нагорьях.

Особенностью гор Центральной Азии, а в нашем случае гор южных районов МНР, является их «пьедестальность», подробно и превосходно описанная еще первыми путешественниками по Западному Китаю и Монголии. Горные пьедесталы составляют третий (считая сверху) геоморфологический ярус этих гор, располагающийся в подножиях второго, горнодолинного яруса³ и носящий название «бэль». Составленный бесчисленными конусами пролювиального выноса бэль сам представляет собой коническую поверхность временного равновесия предгорных накоплений, образуя подобие пышной юбки, охватывающей тело горных массивов вокруг их «пояса» и ниспадающей до уровня центральной равнины ближайших межгорных впадин.

Описанию бэлей и объяснению их происхождения уделяли много внимания разные исследователи, в том числе В. А. Обручев, Ч. Берки и Ф. Моррис [Berkley, Morris, 1927], а в последнее время Э. М. Мурзаев [1952], И. П. Герасимов и Е. М. Лавренко [Герасимов, Лавренко, 1952]. Мы не можем задерживаться на этом интересном вопросе, укажем лишь, что в новейшей работе по геологии МНР [Васильев и др., 1959] подчеркнуто отсутствие пьедестального типа гор и, следовательно, также бэлей в нагорьях Северной Монголии, в то время как в южных и юго-западных районах страны они являются ведущим морфологическим типом всех горных возвышенностей. Но нарушает ли это цельность, однообразие неотектонической характеристики горных поднятий Монголо-Байкальской области? Безусловно, нет. Бэли, горные пьедесталы, придающие горам Южной Монголии особый «центральноазиатский» облик, есть не прямое, а лишь косвенное следствие неотектоники, так как их повсеместное развитие на юге области, а отсюда их значение в его современном ландшафте порождены в первую очередь, условиями сухого климата Южной Монголии.

Будучи формой накопления и временного, межпаводкового закрепления пролювиального и колювиального материала во внегорнодолинной зоне, бэли существуют лишь как сложные интегральные формы равновесия. И нам представляется совершенно очевидным, что морфологические соотношения бэлей и нормальных предгорных косых равнин, сформированных в гумидных условиях, точно такие же, как и соотношения, с одной стороны,

³ Первым ярусом является в этом случае наиболее высокий, представленный вершинным плато.

сухих монгольских сайров и амов⁴, а с другой — падей и скалистых ущелий в нагорьях более северных районов. Таким образом, мы приходим к выводу, что если в наружных формах горных поднятий различных частей Монголо-Байкальской области и существуют известные различия, то они должны быть отнесены не на счет местных особенностей неотектоники а на счет местных физико-географических факторов, в первую очередь — особенностей климата. Иными словами, если бы было возможно устранить довлеющие над рельефом южных районов МНР внешнединамические факторы, т. е. климат и его производные (особенности и формы аридного выветривания, коры выветривания, условия транспортировки и отложения обломочного материала, особенно почв и растительного покрова), то «освобожденные» таким образом первичные рельефные формы неотектоники не обладали бы никакими принципиальными отличиями от неотектонических сооружений северных районов области, также мысленно освобожденных от тяготеющих над ними влияний резко континентального, но все же гумидного климата. Это соображение, как нам кажется, геологу всегда необходимо вводить в качестве очень важной поправки в комплексное зрительное восприятие наблюдаемых им в разное время различных горных ландшафтов.

Сравнивая особенности рельефа северных и южных районов рассматриваемой области, я до сих пор имел в виду положительные формы неотектоники. Но к тем же самым выводам о неотектоническом единстве этих районов можно прийти, сравнивая друг с другом отдельные межгорные впадины, свойственные, как известно, всей Монголо-Байкальской области. Среди последних совершенно особое место занимает, конечно, впадина оз. Байкал; однако при всей грандиозности этой впадины ее малые «сухонутные» аналоги уже давно известны и в полосе высокогорного Прибайкалья и в высокогорных северо-западных районах МНР.

Кроме впадин байкальского типа, формирование которых происходило в плиоцене и четвертичном периоде, в Восточной Сибири и в МНР известно большое количество более древних и тем не менее все еще хорошо выраженных в рельефе межгорных впадин, развивавшихся особенно интенсивно в верхнем мезозое, но испытавших некоторое омоложение также в неогене и плейстоцене. Правда, в центральных и южных районах Монголии развитие межгорных мезозойских прогибов было более непрерывным и длительным, о чем свидетельствуют выполняющие их красноцветные и пестроцветные толщи верхнего мела и отчасти палеогена, нигде в Прибайкалье достоверно не установленные. Но в течение собственно неотектонического этапа развитие этих своеобразных структур (типа обширных бассейнов с озерно-речным и лагун-

⁴ Словом «ам» в Монголии обозначают крутосклонное, упирающееся в гребень и, как правило, сухое горное ущелье.

ным режимом) шло тем же путем, что и на севере области. Типичными в тоже время крупнейшими представительницами таких структур в МНР являются Котловина Больших озер и Долина озер. Их морфология, размеры, характер сочленения с горными хребтами, состав и фациальный тип новейших осадков вполне соответствуют таковым в межгорных впадинах севера. Конечно, известные отличия имеются; они касаются, например, мощности плиоценовых молассоидов, роли вулканогенного материала в них, роли органики и т. д. Но те же отличия зачастую имеют место и в разрезах осадочных толщ близкорасположенных межгорных впадин Прибайкалья, весьма сходных по многим признакам.

В системе приведенных доказательств морфологической и геологической близости межгорных впадин юга МНР⁵ и северных районов рассматриваемой области находят себе место и те особенности, которые характеризуют соотношение юрско-нижнемеловых наложенных мульд и прогибов с наложенными, в свою очередь, на них неоген-четвертичными прогибами и грабенами. Указанные четкие соотношения мы имеем для Байкала (район рек Большая и Малая Коты, район ст. Посольской), Тункинской и Чарской впадин. Те же соотношения наблюдались нами в северном склоне хребта Гурбан-Богдо (Гобийский Алтай), но с той разницей, что наложенными на юрско-нижнемеловые отрицательные структуры здесь являются мульды и прогибы верхнемелового возраста, содержащие также отложения палеогена и неогена (Долина озер и другие районы).

К сказанному выше необходимо добавить, что северные и центральные районы МНР обнаруживают большое сходство с Прибайкальем также и в молодом вулканизме, в частности, в распределении и составе базальтовых лав, характере и положении вулканических аппаратов, в датировке излияний и т. д.

Наконец, все исследователи единодушно считают, что горный рельеф во всей Монголо-Байкальской области стал создаваться по современному плану и подобию в одно и то же время — в самом конце плиоцена.

Сравнительное рассмотрение различных проявлений и аспектов неотектоники Монголо-Байкальской области приводит нас к признанию реального существования последней. Но далее возникает другой вопрос: не являются ли границы области, изображенные на схеме (см. рис. 1), слишком суженными или даже вообще неверными? Дело в том, что обзор неотектонических особенностей Восточной Сибири и части МНР мы пытались увязать с сейсмичностью и при этом убедились в их действительно существующей пространственной связи. Поэтому, вообще говоря, можно было бы пойти и дальше — на восток вдоль Станового хребта

⁵ Мы не включаем в наш обзор ни Восточное Забайкалье, ни родственные ему в неотектоническом отношении Восточно-Гобийскую и другие депрессии на востоке МНР.

и на запад — в Западный Саян и Алтай, расширяя или вытягивая в этих направлениях контуры области, изображенные на схеме. Мы оставили этот вопрос открытым, так как пока не располагаем соответствующими материалами.

Тем не менее нам представляется совершенно очевидным, что современный уровень сейсмической активности и, следовательно, сейсмической опасности отдельных районов, лежащих как внутри рассматриваемой области, так и вне ее, может быть в общих чертах предугадан с помощью сравнительного метода. Анализ неотектонических особенностей того или иного района, выраженный прежде всего через рельеф, дает возможность вплотную подойти к оценке современных тектонических тенденций, связанных, в свою очередь, с уровнем современной сейсмичности. Такой метод может быть уверенно применен к районам, где землетрясения в исторический период почему-либо не отмечались, вследствие чего обычный сейсмостатистический метод не может быть применен. Таков был, например, успешный прогноз Муйского землетрясения 1957 г. за год до этого события.

Высокая, во всяком случае соизмеримая с известной для южного Прибайкалья, сейсмичность Средне-Витимской горной страны была нами предсказана на основании главным образом геологических данных, прежде всего, данных о новейшей тектонике, почерпнутых из работ других исследователей. Конечно, столь быстрое подтверждение теоретического прогноза было обязано «счастливой» случайности, но факт остается фактом, и это позволяет думать, что на таких же основаниях возможна правильная оценка сейсмичности других районов. В частности, под этим углом зрения в будущем необходимо проанализировать область хребтов Тукурингра, Якан и Джагды на востоке, северную и западную части Восточного Саяна, Западный Саян и т. д.

Совершенно очевидно, что сравнительный тектонический подход к определению уровня сейсмической активности какого-либо района дает лишь общее, приблизительное решение вопроса, что может и должно быть использовано при мелкомасштабном сейсмическом районировании. Решение более узкой и более конкретной задачи — оценки сейсмичности отдельных, сравнительно небольших районов и тем более отдельных строительных площадок — требует углубления старых методик и, по-видимому, создания новых.

Реально существующий современный уровень сейсмической активности какой-либо территории является результатом исторического процесса, в основе которого лежит возникновение и развитие сейсмогенных структур в течение неогена и четвертичного периода. Это положение представляется нам бесспорным уже потому, что его основные посыпки верны методологически. Отсюда вытекают два пути регионально-сейсмогеологического научного анализа: 1) определение уровня сейсмичности какого-либо райо-

на по ее современным и недавним проявлениям (статистика, опыт древней человеческой истории) в сопоставлении с данными о новейшей тектонике; 2) оценка этого уровня по сумме данных, относящихся к геологической предьстории и запечатленных в формах рельефа, осадках, дислокациях молодых толщ и т. д. Идеальной является возможность использовать и сопоставить тот и другой путь. Приближенное, но все же близкое решение задачи, с нашей точки зрения, может быть достигнуто при практической необходимости следовать только одному, второму пути.

В самом деле, если исторически сложившийся современный уровень сейсмической активности оказывается для того или иного района неясным⁶, не останется ничего другого, кроме специального изучения геологических предпосылок создания этого уровня. Такой подход может быть назван «палеосейсмогеологическим»; он отвечает самой сущности геологической науки, основанной прежде всего на историческом методе. При этом нужно заметить, что основной принцип подобного подхода не может быть ограничен общей геотектонической характеристикой какой-либо области в том виде, как это предложено Б. А. Петрушевским [1957]. Концепция этого исследователя мне представляется прекрасно обоснованной и совершенно правильной, но слишком общей для конкретного сейсмогеологического анализа разных частей тектонически однородной территории. Так, в нашем случае вся Монголо-Байкальская подвижная область должна быть причислена к одной, а именно к третьей, группе сеймотектонических областей, по классификации Б. А. Петрушевского.

Сущность приема, предлагаемого нами, должна заключаться в выявлении геологическими методами следов землетрясений, происходивших на данной территории в доисторическое время, а также, быть может, и относительно недавно, но не оставивших о себе ни письменных, ни устных свидетельств. Речь идет, если можно так выразиться, об «ископаемых землетрясениях», о методе их выявления, основанном на знании тех изменений, которые внесли очень сильные исторические землетрясения в строение земной поверхности и которые при благоприятных условиях сами могут захорониться и перейти в ископаемое состояние. Следуя принципу актуализма, мы можем, следовательно, перейти от анализа современных сейсмодислокаций к выявлению и диагностике палеосейсмодислокаций. Последние (как это показывают приводимые ниже примеры) могут быть обнаружены в разрезах молодых осадочных толщ с заверренным слоеобразованием — преимущественно неогеновых и четвертичных, носящих признаки молас-

⁶ Причинами такой неясности могут быть, например, пустынность и ненаселенность какой-либо территории, ее недавняя заселенность (такова Средне-Витимская горная страна), сейсмическое затишье во все время существования инструментальной сейсмологии, периоды тектонического покоя, падающие в отдельных районах на современную эпоху.

соидных формаций, т. е. признаки коррелятивной связи с бывшими или доселе существующими соседними горными возвышенностями, что и имеется повсюду в межгорных прогибах Средней и Центральной Азии.

Палеосейсмодислокации могут быть со значительной достоверностью установлены по вторжению грубообломочных образований (крупновалунных и глыбовых конгломератов, фангломератов и брекчий) в ритмически построенный разрез неогеновых или плейстоценовых отложений. Линзы таких образований, представляющих фракции подножных и горных обвалов, нередко в разрезе молодых моласс. Часто встречаются они в составе отложений межгорных впадин Азии, имеющих различный геологический возраст (юрский, меловой, третичный, четвертичный). Подобные же чужеродные включения очень грубого материала известны кое-где в составе «дикого флиша». Во всех этих случаях поступление в осадок очень грубого материала происходило, очевидно, внезапно, отмечая резкую границу в ходе тектонических движений области размыва. Понятно, что не всякое грубообломочное включение можно сразу же отнести на счет обвалов сейсмогенного происхождения, но подобная догадка как первое приближение не исключена, а в ряду других фактов, если их удастся обнаружить, она приобретает большую достоверность.

В разных местах многими авторами были выявлены и описаны очень крупные обломки древних пород, входящих в состав осадочных толщ. Указывалось, что такие обломки (десятки и сотни кубических метров) имеют обвальное происхождение. Они, безусловно, свидетельствуют о наличии современного им, очень расчлененного горного рельефа — следовательно, о напряженном ходе тектонических движений в соответствующую эпоху. Значит, либо это прямые, либо косвенные следы палеосейсмодислокаций.

Еще более важным представляется нам прямое выявление палеосейсмодислокаций в виде разрывных деформаций слоев молодого возраста. Отправным моментом в диагностике деформаций как образований сейсмогенных могут, на мой взгляд, служить следующие положения. Во-первых, из опыта изучения сильных землетрясений следует, что сейсмогенные деформации могут быть весьма разнообразными, практически любыми из числа тех элементарных деформаций, которые известны в структурной геологии. Во-вторых, разрывные смещения, наблюдаемые в слоистой толще и подозреваемые в том, что они сейсмогенны, должны быть наблюдателем представлены в совершенно определенной геоморфологической обстановке, существовавшей в данном районе во время образования смещений и, естественно, требующей специальной реконструкции обычными палеогеографическими методами. Таким образом, палеосейсмический анализ, вне всякого сомнения, должен базироваться на принципах актуализма, тем более что и объекты анализа суть явления, геологически очень моло-

дые (плиоценовые, четвертичные). Выявление разрывных палеосейсмодислокаций по сходству их морфологии, масштаба и положения с современными дислокациями, вызванными сильнейшими историческими землетрясениями, очевидно, требует весьма тщательного и всестороннего изучения всех деформаций, создаваемых сейсмическими катастрофами современности. Такое изучение, обычно рассчитанное на понимание динамики и кинематики земной коры и ее поверхности во время землетрясений, должно служить также и орудием распознавания «ископаемых» землетрясений, а через них — средством определения современного сейсмического уровня и его прогноза на будущее.

Истории известны землетрясения колоссальной силы, такие, например, как Ассамское (1897), Калифорнийское (1906), Танну-Ольское, или Хангайское (1905), Гоби-Алтайское (1957). Из них наиболее подробно изучены второе и четвертое. Автору удалось наблюдать и картировать различные макроэффекты Гоби-Алтайского землетрясения и лично убедиться в том, что сейсмогенные разрывные смещения поверхностных слоев и деформаций земной поверхности действительно крайне разнообразны, что их размещение зависит не только от положения очага и регионального древнего разлома, испытавшего 4 декабря 1957 г. мгновенное обновление на протяжении 275 км, но также и от современной геоморфологической обстановки. Различные типы деформаций, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, описаны в статье В. П. Солоненко, публикуемой в следующем номере журнала; к ней я и отсылаю читателя. Здесь необходимо лишь подчеркнуть, что автору в 1958 г. удалось наблюдать близ подножий высокогорной цепи Гурбан-Богдо, служащей северной границей и в то же время максимальным поднятием Гобийского Алтая, в близком соседстве как древние (погребенные «ископаемые»), так и современные сейсмодислокации. Сходство морфологии, типа, масштаба и геоморфологической позиции тех и других оказалось поразительным.

На рис. 2 и 3 приведены зарисовки древних сейсмодислокаций, поверхностные части которых давно смыты. Эти дислокации представляют собой сбросы, две первые — в толще пролювиальных конгломератов, падающих под углом $25-30^\circ$ на юг, под горное подножие. Конгломераты имеют либо верхнеплиоценовый, либо, что более вероятно, четвертичный возраст. Зона современных сейсмогенных трещин проходит параллельно простиранию древнего сброса, в 200–300 м севернее его. Другой сброс, также типичная сейсмодислокация, рассекает относительно древнюю, условно верхнемеловую красноцветную толщу, падающую на ЗСЗ под углом $18-20^\circ$, т. е. от гор в сторону Долины озер. Сместитель падает на СВ (15°) под углом $60-65^\circ$. Современные сейсмогенные разрывы того же простирания и той же амплитуды проходят южнее в 2–3 км. Горизонтальная составляющая в третьем

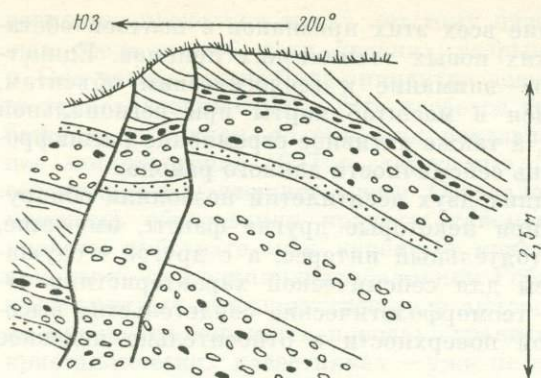


Рис. 2. Обнажение пролювиальных конгломератов в правом склоне лога, прорезающего продольную гряду против западного конца оз. Орок-Нур в Долине озер (МНР)

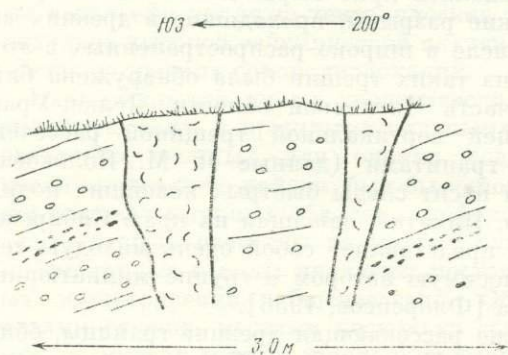


Рис. 3. Обнажение конгломератовой толщи в левом склоне того же лога. По вертикальным трещинам сбросов, плоскости которых заполнены бесструктурной щебнисто-песчаной массой опущено северо-восточное крыло

разрывном смещении очень невелика (южное крыло относительно перемещено к востоку на 30 см), в первом и втором — не выявлена, но нельзя отрицать ее наличие. В ближайших отрезках современных разрывов горизонтальная составляющая не была констатирована.

Итак, простирание, характер, морфология и, наконец, амплитуда разрывных смещений, изображенных на рис. 2 и 3, аналогичны смещениям современных сейсмогенных разрывов. Геоморфологическая позиция как этих последних, так и разрывов, затрагивающих древнечетвертичные (?) конгломераты, одна и та же.

Там, где существуют современные сейсмодислокации, могут быть выявлены и путем сравнения доказаны также и палеосейсмодислокации. Там же, где нет первых, могут быть обнаружены вторые. Наводящим признаком их присутствия во втором случае могут служить особенности рельефа, состава и строения молодых осадочных толщ, характер геофизического поля и т. д.

Выявление и описание всех этих признаков в полевой обстановке не требует никаких новых технических приемов. Единственное, что необходимо, — внимание к геологическим объектам, обычно не уместающимся в масштаб карты при региональной государственной съемке, а также активное стремление расшифровать современный уровень сейсмичности данного района.

Исследования последних двух десятилетий позволили обнаружить в Восточной Сибири некоторые другие факты, имеющие, с одной стороны, самостоятельный интерес, а с другой — служащие важным подспорьем для сейсмической характеристики отдельных районов. Это — геоморфологические свидетельства высокой подвижности земной поверхности в относительно недавнее время.

Разными исследователями и в разные годы в горных районах Восточной Сибири наблюдались ярко выраженные на поверхности зияющие тектонические разрывы, проходящие в древних коренных породах, в том числе в широко распространенных в этой области гранитах. Одна из таких трещин была обнаружена близ оз. Ничатка (северная часть Читинской области, Делюн-Уранский хребет), где зияющей вертикальной трещиной рассечена целая гора, сложенная гранитами (данные Я. М. Яблокова). Весь окружающий район носит следы быстрых новейших поднятий, а сама котловина оз. Ничатка, лежащая на краю Сибирской каледонской платформы, представляет собой очень молодую тектоническую впадину, относимую автором к группе миниатюрных впадин байкальского типа [Флоренсов, 1956].

Другая трещина, также рассекающая древние границы, обнаружена П. Е. Луненком в Каларском хребте (северная часть Читинской области), в правой части бассейна р. Калар. На протяжении 2—3 км этой трещиной рассечены допалеозойские гранитоиды. Трещина вполне прямолинейна (азимут СВ 60°), очень узка, и по ее отвесным стенкам высотой 25—30 м невозможно выбраться наверх. Дно завалено глыбами гранита.

Третьим примером служат две зияющие трещины в верховьях р. Оки (юго-восточная часть Восточного Саяна, Окинское или Центральное плоскогорье), обнаруженные по аэроснимку С. В. Обручевым, а затем описанные В. П. Арсентьевым. Обе трещины совершенно прямолинейны и смещены одна относительно другой наподобие кулис. Ближайшая к озеру (из которого вытекает р. Ока) имеет протяженность около 3 км по азимуту СВ 300° . Разрывам и в этом случае подверглись древние граниты, их глыбами завалено дно обеих трещин.

В том, что указанные прямолинейные рвы, проходящие в коренных кристаллических породах, представляют собой следствие новейшей разрывной тектоники, никто, конечно, не сомневался; автор же предположил, что все они связаны с очень сильными землетрясениями, происходившими геологически совсем недавно,

возможно несколько тысяч лет тому назад. Все эти трещины лежат среди густой сети древних разрывов. Трещины верховьев р. Ока расположены близ эпицентра девятибалльного Мондинского землетрясения 1950 г. Что касается трещин у оз. Ничатка и в бассейне р. Калар, то они, как показало Муйское десятибалльное землетрясение 1957 г., также находятся в области, высоко сейсмичной в настоящее время. Оставалась, однако, неясной возможность образования крупных сейсмогенных трещин в столь прочном субстрате, как коренные кристаллические породы. Но появление при одиннадцатибалльном Гоби-Алтайском землетрясении огромных зияющих трещин в аналогичных и близких к ним по прочности коренных породах: гранитах, диоритах, роговиках, кристаллических известняках — уже не оставило никаких сомнений на этот счет.

Приведенные наблюдения заставляют нас включить выраженные в рельефе крупные тектонические трещины в число важных признаков высокой сейсмической активности, причисляя их также к разряду древних сейсмодислокаций.

Наш обзор различных геологических явлений, имеющих несомненную связь с прошлыми сильными землетрясениями и, следовательно, важных для оценки современного сейсмического уровня какого-либо района, был бы неполон, если бы мы не коснулись древних крупных обвалов, морфологические и геологические следы которых известны во многих пунктах Восточной Сибири. То, что горные обвалы являются постоянными спутниками сильных землетрясений, общеизвестно. Обвальные нагромождения, местами свежие, местами несколько сглаженные временем, имеются во многих горных ущельях Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Северного и Восточного Прибайкалья. Крупными обвалами в окружающих горах сопровождалась последние сильные землетрясения — Мондинское и Муйское. Следы крупных древних обвалов автор наблюдал у южного подножия Тункинских белков, обрезанного сейсмогенным Тункинским сбросом, и во многих других местах. Грандиозные обвалы происходили в горах Гурбан-Богдо при Гоби-Алтайском землетрясении (МНР). В меньшем масштабе, чем в начале, они происходят там и до сих пор.

В свете новых данных и новых оценок ранее известных фактов обращают на себя внимание очень крупные подводные оползни, а также связанные с ними интенсивные экзодислокации неогеновых отложений на южном побережье оз. Байкал, подверженном очень частым землетрясениям [Пальшин, 1957].

Из огромного числа геологических и геоморфологических материалов, собранных при участии автора в районе Гоби-Алтайского землетрясения, укажем на следующее. Еще Ч. Берки и Ф. Моррис [Berkey, Morris, 1927] отметили, что поверхность наклонной аллювиальной равнины в северном подножии горного массива Бага-Богдо осложнена продольными грядами, в которых

выступают дислоцированные отложения древнейших (постплиоценовых) конусов выноса. Мы наблюдали эти прерывистые продольные гряды, выступающие над конической поверхностью бэля, почти по всему протяжению южного и северного фронтов цепи Гурбан-Богдо и отметили ярко выраженную склонность краевых сейсмогенных трещин обходить эти гряды по их подножию. Почти на всех грядах было обнаружено, кроме того, большое количество продольных, диагональных и поперечных новообразованных разрывов, а в одном из сайров, спускающихся к западному концу оз. Орог-Нур, наблюдались древние сейсмодислокации (см. рис. 2, 3). Наконец, нами был констатирован отчетливый тектонический изгиб поверхности бэля между коренным южным склоном массива Ихэ-Богдо и продольной грядой, сложенной дислоцированными отложениями древних конусов выноса и резко выступающей на фоне наклонной пролювиальной равнины — северного края впадины Баян-Гоби. Эти факты свидетельствуют о том, что поднятие гор Гурбан-Богдо было многостадийным и сложным по своей «структуре». В результате древние конусы пролювия местами приобрели наклон, обратный первоначальному (слои древнего пролювия в них падают под углом до $30-40^\circ$ под горные подножия); коническая поверхность бэля испытала деформацию изгиба, ось которого простирается параллельно фронту гор и вздыбленных древних конусов выноса, передний (когда-то нижний гипсометрически) край которых образовал выраженную в рельефе тектоническую ступень; новообразованные 4 декабря 1957 г. сейсмогенные трещины охватили эту ступень понизу и раздробили ее поднятый гребень.

Наши наблюдения в Гобийском Алтае были проведены после землетрясения 4 декабря 1957 г., а аномалии в строении и форме предгорных шлейфов (бэлей) констатированы геологами американской экспедиции еще тридцать лет тому назад. Естественно напрашивается вывод о том, что выявление деформации эрозионно-аккумулятивной поверхности предгорных равнин может служить важным показателем неотектонических напряжений и средством прогноза землетрясений в данной местности. Сказанное особенно важно еще и потому, что во всем северном сегменте Центральной Азии наиболее активны разломы, проходящие по краям межгорных впадин. С их новейшей активностью связано образование и развитие краевых наклонных равнин, предгорных шлейфов, бэлей и т. д. Порождая и питая обломочным материалом эти новейшие предгорные аккумуляции, активные краевые разломы являются, таким образом, конседиментационными [Флоренсов, 1956]. Но те же аккумуляции служат рыхлой покрывкой трещин краевых разломов, прогибают их, усложняют контур подножий коренных горных склонов. Поэтому новейшая и современная активность погребенных под предгорными аккумуляциями краевых разломов скорее и яснее всего должна обнару-

живаться в морфологии и строении тыловых частей предгорных равнин.

Однообразная, обычно плохо обнаженная поверхность последних должна быстро выравниваться в силу самой своей аккумулятивной природы, и поэтому заметные морфологические неправомерности сразу же могут быть заподозрены в отклонении от нормы. В частности, особенно интересны всякие продольные морфологические элементы на предгорных равнинах, всякие обратные, направленные в сторону гор покатости, если они могут быть прослежены на заметное расстояние вдоль горных подножий, так как средние и особенно тыловые части предгорных равнин должны быть особенно чувствительными к неотектоническим движениям, как бы мы их себе ни представляли и какой бы механизм поднятия гор над соседними низинами ни принимали за наиболее достоверный (сводовый изгиб, флексурный изгиб, разлом и пр.). Отсюда необходимость и выдающееся значение соответствующих геологических и геоморфологических наблюдений.

Исключительно наглядные и потому в высшей степени поучительные примеры неотектонических особенностей Гобийского Алтая должны послужить сравнительным материалом и в то же время стимулом для изучения под таким углом зрения геоморфологических и неотектонических особенностей других районов Монголо-Байкальской горной области и, вероятно, также многих других горных областей.

Возвращаясь к району впадины оз. Байкал, этого естественно-водохранилища целого каскада будущих ангарских ГЭС, нельзя не отметить, что огромное количество геоморфологических и геологических наблюдений разной детальности, накопившихся по этому району, все еще не систематизировано и не сведено в одно целое. Известно, что район оз. Байкал является средоточием значительных геодезических и геофизических аномалий, областью сгущения эпицентров землетрясений, крупных градиентов высот и глубин поверхности литосферы, очень больших градиентов мощностей неоген-четвертичных отложений и мощности земной коры в целом. Выявленные пока в первом приближении все эти особенности в должной степени пока еще не изучены.

Один из наиболее важных и острых вопросов, стоящих в этой области перед сибирской геологической наукой, — вопрос о кажущемся или действительном несоответствии между размерами, глубинами и прочими географическими особенностями природы Байкала и данными о современной сейсмической активности его впадины. В самом деле, трудно себе представить, что уровень современной сейсмической активности Байкала и ближнего Прибайкалья значительно ниже такового в Северо-Западной и Центральной Монголии с их одиннадцатибалльными землетрясениями. За 250 с небольшим лет при землетрясениях, известных в Прибайкалье, здесь не было одиннадцатибалльных толчков, но за

последние 100 лет число и сила землетрясений, по-видимому, возрастают.

В западной половине МНР, где нет ни одного незагруженного прогиба, подобного Байкалу, за последние 50 лет было уже два катастрофических землетрясения — Танну-Ольское и Гоби-Алтайское. Объяснить это несоответствие можно по-разному, но каждое объяснение пока остается гипотетическим. Во-первых, можно допустить, что очень глубокие четвертичные континентальные прогибы, подобные Байкалу, вообще не чрезмерно сейсмичны. Вряд ли такое допущение правильно. Так, Б. Туттенберг и К. Рихтер [1948], отмечая, что, например, «сейсмическую активность Африки (имеются в виду Восточно-Африканские грабены.— Н. Ф.) надо считать весьма умеренной», в то же время указывают на толчок 1910 г. с вероятной интенсивностью 7,5 баллов, ощущавшийся особенно сильно в районе оз. Танганьика, впадина которого во всех главных чертах родственна байкальской.

Во-вторых, можно предположить, что Байкал и Прибайкалье уже перешли кульминационную точку в своем неотектоническом развитии, что скорость и импульсивность движений в них стала уже замедляться, а уровень сейсмической активности начал снижаться, в то время как неотектоническое развитие и сейсмичность МНР, а также других районов Центральной Азии все еще идут по восходящей линии. Обосновать это предположение также очень трудно.

Третье и, с моей точки зрения, наиболее естественное объяснение указанного несоответствия может заключаться в его мнимости, ибо мы еще ничего не знаем ни об общей направленности сейсмического процесса во времени, ни о его возможной периодичности, ни о связях сейсмичности с определенными типами глубинной (внутрикоровой и подкоровой) тектоники. Кроме того, и, может быть, это главное — для сравнения уровня сейсмической активности Прибайкалья и западной части МНР мы пользуемся промежутком времени, слишком малым даже для человеческой истории. Если же подойти к Байкалу и Прибайкалью с теми мерками, теми приемами, существо и примеры которых изложены выше, мы, по-видимому, должны будем принять для этого района более высокий уровень современной сейсмоактивности, чем это следует из исторических и сейсмологических данных. Кроме широко известных, не раз отмеченных разными авторами фактов, относящихся к сейсмогеологии впадины Байкала, подчеркну особую важность обнаруженного и описанного В. В. Ламакиным [1955] явления, выраженного в рельефе продольного сбросового рва, идущего по тыловому шву предгорного шлейфа на восточном (приозерном) склоне Байкальского хребта. По-видимому, это интереснейшее явление стоит в одном сейсмологическом ряду с отмеченными выше неотектоническими деформациями бэлей на северной окраине Гобийского Алтая.

Из вышесказанного следует, что Монголо-Байкальская горная область является огромным, благодарным и почти нетронутым полем для неотектонических и сейсмогеологических исследований. Мне кажется, что «палеосейсмогеологический» подход к оценке явления неотектоники может дать в этой области весьма важные результаты. В частности, дальнейшая разработка основ метода и его применение в экспедиционной практике, по-видимому, смогут сильно облегчить задачу сейсмического прогноза. Решение этой задачи до конца потребует применения комплексной методики, в составе которой наряду со специальными, геофизическими методами видное место, несомненно, будет принадлежать геологическим.

К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ¹

Проведенные наблюдения в плейстосейстовой области были полезными не только для понимания хода катастрофы 4 декабря 1957 г., но дали также некоторый материал, имеющий, по нашему мнению, методическую ценность.

Выше подчеркивалось, что в число задач или направлений сейсмотектоники входит тектонический прогноз землетрясений. Как известно, этому вопросу посвящено немало специальных работ, причем работы советских авторов основаны главным образом на среднеазиатском материале. Здесь мы постараемся ответить на два частных вопроса: 1) что дало изучение Гоби-Алтайского землетрясения для методики сейсмического прогноза и 2) в какой степени, пользуясь известными общими принципами тектонического анализа, можно было бы это землетрясение предвидеть.

Наиболее объективным показателем возможности землетрясений в будущем является, несомненно, свидетельство того, что они происходили в данной местности в прошлом. Этот тезис достаточно проверен практикой мировой истории и лежит в основе заключений по сейсмическому районированию. Действительно возможность повторения известного природного события в каком-либо районе всегда больше, чем возможность его наступления впервые. Руководствоваться опытом прошлого при попытке понять ход эндогенных геологических процессов в настоящем приходится потому, что начало последних уходит в глубь геологической истории, а современное внешнее выражение при недостаточно до сих пор понятой их сущности воспринимается прежде всего как повторяемость сходных явлений во времени и пространстве.

¹ Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Наука, 1963. С. 381—383.

Нами было предложено понятие о сейсмическом уровне какой-либо области, как о пространственно-исторической категории. Мы отмечали [Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1960], что сейсмический уровень можно оценить не только с помощью анализа накопленного исторического опыта (метод сейсмической статистики), но также путем выявления и анализа геолого-исторических предпосылок создания этого уровня. Более того, мы считаем, что опыт немногих поколений (десятков поколений на европейском юге и на Ближнем Востоке, в Индии и в Китае, единиц — в большинстве других стран), относящийся к промежутку времени в несколько тысяч или сотен лет для точной оценки действительного сейсмического уровня недостаточен. Напротив, опыт геолого-исторический, если бы им удалось вполне овладеть, может привести к цели гораздо ближе и, что особенно важно, должен выявить направление в развитии сейсмичности какого-либо района, дать указание на спад или на подъем сейсмичности в современную эпоху.

С этой точки зрения мы и попытались дать оценку фактов, наблюдаемых в Гобийском Алтае. Оказалось, во-первых, что здесь обычными геологическими методами выявляются следы крупного горизонтального сдвига, действовавшего, по-видимому, уже в мезозое. Этот факт интересен не только сам по себе, но и как признак возможного дальнейшего возобновления горизонтального смещения, поскольку катастрофические континентальные землетрясения в геологически изученных мировых примерах возникали преимущественно в структурах сдвига и сами нередко развивались как горизонтальные сдвиги. Таким образом, изучение явлений, связанных с разломом Богдо, пополнило ряд известных в мире сейсмически высокоактивных сдвигов и тем самым укрепило ранее намечившееся, особенно среди зарубежных исследователей, представление об особой роли горизонтальных смещений в генерации сейсмических эффектов.

Другим важнейшим фактом явилось обнаружение в западной части массива Ихэ-Богдо бесспорных следов древнего землетрясения. Эти следы описаны выше и не оставляют сомнений в огромной силе породившей их сейсмической катастрофы. Поскольку они до сих пор хорошо выражены в рельефе, можно думать, что сама катастрофа произошла не более нескольких тысячелетий назад. Весьма важно то обстоятельство, что поверхностные палеосейсмодислокации были обнаружены в горном массиве Ихэ-Богдо и в подножиях гор Бахар и Ноян еще при визуальных наблюдениях с самолета, а затем при просмотре аэрофотоматериалов, причем сразу же и были соответствующим образом квалифицированы. Это не первый случай подобного рода. Выраженные в рельефе поверхностные разрывы, выявленные отчасти в поле, отчасти при просмотре фотоснимков, известны в Прибайкалье, где они истолкованы также как палеосейсмодисло-

кации и как надежный показатель действительно очень высокого сейсмического уровня геологической современности [Флоренсов и др. 1960].

Следы древних сейсмогенных разрывов в западной оконечности массива Богдо очень интересны также и тем, что они против ожидания не были обновлены 4 декабря 1957 г.

Если признаки древнего сдвига в Долиноозерском линейном движении, по которому сопровождалось несомненно сильными землетрясениями, позволяют отнести эти последние еще к концу мезозойской эры, древние сейсмогенные разрывы в Ихэ-Богдо принадлежат все же современной эпохе, то нельзя еще заключить, что с самого конца мезозоя и до конца плейстоцена сейсмический уровень Гобийского Алтая оставался неизменно очень высоким. Безусловно, в течение этого времени он переживал спады и подъемы. Из общегеологических соображений следует, что значительный подъем сейсмической активности приходился на начало плейстоцена — эпоху значительных и быстрых поднятий. Напомним, что именно к этой эпохе относится «рост» дээргэлэ (форбергов), составленных конгломератами свиты Гошу. Поэтому особый интерес представляют дислокации в слоях Гошу. Они и наблюдались на самом деле во многих местах в виде наклонов, обратных направлению покатости бэлей, как это было замечено еще Ч. Берки и Ф. Моррисом [Berkey, Morris, 1927]. Кроме того, в восточной части форберга Долон-туру нами описаны в слоях Гошу древние разрывы, положение, простирающие, характер смещений и амплитуды которых оказались аналогичными таковым в новообразованных сейсмогенных разрывах и позволили нам квалифицировать эти разрывы как настоящие древние сейсмодислокации. Сравнения с современными разрывами показали также, что для образования подобных палеосейсмодислокаций было достаточно одного сейсмического акта, подобного Гоби-Алтайскому. Далее из тех же наблюдений следовало, что древние разрывные сейсмодислокации затронули конгломераты Гошу уже после того, как они приобрели крутой и обратный первичному наклон в глубь подножий Ихэ-Богдо, но до того, как дээргэлэ Долон-туру приобрело современные очертания и было пропилено поперечными сайрами. Отсюда «ископаемое» землетрясение силой не менее 11 баллов, оставившее свои следы в виде палеосейсмодислокаций в гряде Долон-туру, должно быть датировано серединой или концом плейстоцена.

Мы видим, таким образом, что если бы Гоби-Алтайское землетрясение даже и не произошло, а целеустремленные сейсмо-геологические исследования на охваченной им площади были тем не менее проведены, можно было бы показать, что: 1) этот район является высокосейсмичным; 2) землетрясения в нем могут достигать большой силы, так как возможно обновление движений по региональному сдвигу; 3) судя по палеосейсмодислокациям,

в районе уже происходили и, следовательно, могут повториться землетрясения 11-балльной силы.

Поскольку знание геологических предпосылок сейсмических катастроф, подобных Гоби-Алтайской, обычно приходит позже, при изучении последствий таких катастроф, одна из главных задач сейсмогеологии должна в общем случае заключаться в поисках, диагностике и соответствующей интерпретации сейсмодислокаций всеми методами, пригодными в полевой обстановке. В этом и заключается сущность предложенного нами палеосейсмогеологического подхода к оценке сейсмического уровня какой-либо области, особенно мало и недавно обжитой и удаленной от действующей сети сейсмических станций [Флоренсов и др., 1960; Флоренсов, 1960а].

Опираясь на опыт изучения Гоби-Алтайского и Хангайского землетрясений, а также Прибайкальских землетрясений последнего десятилетия, мы можем рекомендовать проведение в МНР сейсмо-геологических исследований по программе, рассчитанной на создание прочной базы для последующего сейсмического районирования. В такую программу должно войти:

1. Выявление по геолого-картографическим признакам больших древних сдвигов с последующим анализом новейших движений в них.

2. Поиски и изучение палеосейсмодислокаций геологическими и геоморфологическими полевыми методами.

3. Обнаружение палеосейсмодислокаций по аэрофотоснимкам (выборочно для горных областей и районов крупного промышленного и гражданского строительства).

4. Особое внимание к горным массивам, хребтам и цепям, сопровождаемым дээргэлэ и другими линейными структурами на балях.

Исследования по такой программе должны проводиться совместно с экспедиционными и стационарными сейсмическими наблюдениями, а также со всем комплексом прочих геофизических наблюдений.

О МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ И РЕЛЬЕФЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКИХ НАГОРИЙ¹

В геоморфологических работах последнего времени отводится все больше места «морфоструктурному» изучению рельефа земной поверхности и современным тенденциям его развития, улав-

¹ Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1961. Вып. 3. С. 6–16.

ливаемым в особенностях геофизических полей. Комплексное изучение геологического субстрата, новейших движений (включая современные) и внешнединамических факторов стало единственным признанным средством геоморфологического анализа. На этой прочной основе складывается широкое плодотворное сотрудничество исследователей разных специальностей: геологов, геоморфологов, геофизиков и др. Тем не менее еще нередко какая-нибудь одна специальность или методика оказывается подавляющей другие углы зрения и другие подходы к геоморфологическим объектам. Тогда не достигается необходимая комплексность исследования, его результаты обедняются.

Нужно также признать, что на исследователей форм земной поверхности, какую бы научную специальность они не представляли, продолжают оказывать чрезмерное влияние те или иные тектонические концепции и связанная с ними терминология. Немало работ, в которых историческое развитие и в особенности структурный тип рельефа одного и того же района рассматриваются совершенно по-разному. Прежде всего это касается научных симпатий к различным типам «горообразующих» движений земной коры. У одних исследователей безусловным признанием пользуется блоковый (глыбовый, сбросовый) тип тектонических поднятий, у других — выпуклые изгибы и коробление земной коры. Отсюда возникает известная односторонность региональных геоморфологических концепций. Так, например, совершенно различными, но, однако, вошедшими прочными корнями в научную литературу являются взгляды на структурный тип рельефа Прибайкалья и Забайкалья. Достаточно вспомнить взгляды В. А. Обручева, к которому затем примкнули Н. В. Думитрашко и С. В. Обручев, и противоположные взгляды Е. В. Павловского. Что касается автора, то в итоге многолетних работ в этих областях он пришел к несколько иным выводам. Я считаю, что структурный тип горного рельефа (имеются в виду высокогорные области) всегда определяется сочетанием взаимосвязанных и наложенных друг на друга разнотипных деформаций земной коры [Флоренсов, 1951а, 1960в]. Эта мысль крайне проста и, пожалуй, не нуждается в доказательствах и примерах, хотя тех и других имеется множество; без преувеличения можно сказать, что все материалы по тектонике и геоморфологии горных областей иллюстрируют ее. Таковы и данные по Прибайкалью, в представлениях о котором шла борьба двух научных мнений и для которого, действительно, долго казалось, что «третьего не дано».

Весьма существенный момент современных геоморфологических исследований — внимание к неотектонике, порой настоящее увлечение ею. В пользу этого увлечения в целом нельзя сомневаться. Сравнительно новая отрасль знания — неотектоника является, безусловно, душой геоморфологии (горных стран в первую очередь), но чрезмерный энтузиазм некоторых исследователей,

склонность преувеличивать скорости современных движений, видеть их признаки там, где они пока просто не могут быть замечены, — отрицательная черта отдельных научных работ. На эту сторону дела уже обращалось внимание, в частности и в литературе по Прибайкалью [Гречищев, 1951; Флоренсов, 1954].

Каков же истинный характер новейших движений и каково их действительное отражение в рельефе восточно-сибирских нагорий? Перечислим главнейшие относящиеся сюда факты.

Во-первых, еще П. Н. Кропоткиным, затем В. А. Обручевым, позже целым рядом исследователей в пределах Восточного Саяна и Прибайкалья, а также в Даурском хребте и за близкими рубежами СССР — в хребтах Хангае и Хэнтэе (МНР) — установлены следы по меньшей мере двух древних горных оледенений. Еще и в настоящее время здесь кое-где существуют редуцированные висячие ледники. Указывает ли это на прекращение дальнейших поднятий, или на их компенсацию современной горной денудацией, или же, наконец, на повышенную сухость современной эпохи? Все, что нам известно о составе четвертичных наложений, которые возможно причислить к задровым, указывает на их водное — озерное, речное, пролювиальное происхождение. Ксеротермическая эпоха наступила позже сокращения ледников. С другой стороны, максимальное четвертичное оледенение нагорий Восточной Сибири имело в общем незначительные размеры. Реликты лесостепной растительности в настоящее время подняты в Хамар-Дабане и в Восточном Саяне на несвойственную им высоту.

Эти, как и некоторые другие, факты (интенсивное послеледниковое врезание рек, господство отрицательных гравитационных аномалий) показывают, что в послеледниковую эпоху поднятие восточно-сибирских нагорий продолжается и будет продолжаться. В то же время мы имеем несомненные свидетельства новейших — голоценовых и современных — погружений внегорных и межгорных низин (залив Провал, расширение границ озер и болот в Тункинской и Баргузинской впадинах, погребенные торфяники в низинах у с. Култук и близ с. Енгарга, у подножия Тункинских белков и т. д.). Следовательно, можно считать, что горное оледенение на юге Восточной Сибири было в основном связано с общеклиматическими изменениями, хотя, конечно, оно поддерживалось или даже усиливалось быстрым поднятием гор. Иными словами, для утверждения факта замедленности вертикальных тектонических движений в голоцене и в современную эпоху мы пока не имеем никаких данных.

Другой вопрос, ставший в порядок дня, заключается в том, насколько форма и план неотектонических структур Восточной Сибири соответствуют морфологии и плану ее древней, докайнозойской структуры. Этот вопрос преемственности, унаследованности, вопрос о возможном качественном отличии новейшей текто-

ники от тектоники древних циклов. В него входят такие частные вопросы, как совпадение или несовпадение структурных планов, инверсии отдельных структур и связанные с ними инверсии рельефа, роль механических свойств древнего фундамента в современном рельефе, современная и недавняя активность глубинных разломов.

Структурные планы — древние и новейшие — на юге Восточной Сибири совмещены лишь весьма приблизительно. Концентрически дуговидный рисунок орографии рассматриваемой области давным-давно замечен и более или менее правдоподобно истолкован тектонистами как результат взаимодействия южного края Сибирской платформы и поясов геосинклинальной складчатости: байкальской, каледонской, герцинской, последовательно сменяющих друг друга с севера на юг. Западный большой изгиб горных хребтов (его можно было бы назвать Хамар-Дабан-Хангайским) глубоко вдается на юг, ощущаясь даже в Центральной Азии, во всяком случае на севере Гоби; Восточный малый изгиб (Становой) менее крут и глубок, словно он несколько стеснен субмеридиональным поднятием Хингана. Между этими изгибами располагается промежуточный, выпуклый к северу изгиб Байкало-Патомского нагорья. Горные хребты в целом неизменно следуют этим главным дугам, и их гребни на значительных отрезках строго совпадают с простиранием древних слоистых толщ, следовательно, с простираением древних тектонических структур. Тем не менее внешние формы горных хребтов Прибайкалья сравнительно редко совпадают с очертаниями целостных структурных форм, созданных в докайнозойское время. Соответствие между теми и другими лучше выражено в Забайкалье и северной части МНР. В таких нагорьях, как Восточный Саян, Хамар-Дабан, хребтах, окружающих Байкал с востока и запада, в Северо-Байкальском нагорье, Средне-Витимской горной стране, области Олекминского Становика и Большого Становика мы, как правило, видим сложные комплексы древних складок нескольких порядков, либо части крупных складок, либо поднятые вверх древние глыбы. Вершинные части хребтов далеко не везде совпадают с ядрами древних антиклинальных структур, но включают их части, обычно срезанные по простираению и превращенные в продольные или косые «обрубки». Подобное строение хребтов наряду с обилием в них полос милонитов и брекчий (в том числе совпадающих своим простираением с ориентировкой хребтов и иногда тянувшихся вдоль их подножий), резкими контрастами рельефа, обилием терм и минеральных вод, наконец, кое-где и со следами четвертичного вулканизма убеждало исследователей в горстовой природе горных хребтов. Отсюда возникло и надолго укрепилось представление о том, что новейшая структура нагорий Восточной Сибири и тем более структурный тип их отдельных элементов созданы исключительно сбросовой тектоникой.

Из простого сопоставления геологической и гипсометрической карт Восточной Сибири следует, что отнюдь не целостные архейские положительные структуры получили свое оформление в виде современных хребтов. Ядра и глыбы архея действительно иногда входят в вершинные части хребтов (таковы Северо-Муйский, Святой Нос), но нередко они смещены на склоны и даже во внутривпадинные низины. В структуре горных хребтов главную роль часто играют протерозойские толщи (включая и протерозойские границы), причем значительно чаще и лучше эту роль выполняют верхнепротерозойские (рифейские, байкальские) структуры. Что касается каледонских антиклинориев и синклинориев, а также каледонских разломов, то их значение в горном рельефе юга Восточной Сибири громадно. На юге, в МНР, и на юго-востоке рассматриваемой области господство переходит на сторону герцинских структур. Но решающее морфоструктурное значение принадлежит не им, а более юным мезо- и кайнозойским структурам, азимутально обычно несогласным по отношению к тектоническим планам палеозойского и допалеозойского субстрата. Таким образом, как это должно быть, отражение каждого тектонического цикла в современном рельефе тем ярче и непосредственнее, чем моложе цикл.

Подробное рассмотрение геометрических элементов структурных форм разного возраста, их соотношений друг с другом и с современным рельефом завело бы нас слишком далеко. Ограничимся общим выводом: четвертичный и современный рельеф отражает древние структурные формы лишь отчасти; полного совпадения (даже без учета денудационной скульптуры) нет нигде. Несогласие между очень сложными докембрийскими и палеозойскими структурными формами, как складчатыми, так и разрывными, и более пологими плавными складкоподобными формами, созданными в мезо-кайнозое, проявляется в современном рельефе весьма типично. Обычным его выражением служит кулисовидное или эшелонированное расположение отдельных горных блоков или массивов, втянутых в общий протяженный контур неотектонического поднятия, причем геометрическая ось последнего образует заметный угол с внутренними элементами, например Гобийский Алтай, система Хамар-Дабан, система хребтов Джидинского, Малханского, Яблонового.

На примеры инверсий в структурном развитии горных областей Восточной Сибири указывалось уже давно. Так, синклинорные элементы каледонид были отмечены С. В. Обручевым в системе высочайших хребтов Восточного Саяна — Тункинских и Китойских гольцов, Д. В. Титовым и другими — в хребте Мунку-Сардык. Отчетливую геоморфологическую инверсию испытали некоторые юрские прогибы, поднятые в настоящее время на громадные гольцовые высоты (Тункинские гольцы, хребет Кодар) или оказавшиеся на склонах молодых хребтов (Хамар-Дабан у ст.

Посольская, Приморский хребет у с. Листвянки и с. Коты). Даже неогеновые и, может быть, древнечетвертичные отложения местами подняты в зону гольцов, где они сохраняются под покровами базальтов (северная часть Окинского плоскогорья, Китайские гольцы, западная часть Хамар-Дабана, хребет Удокан). Но наряду с этим как юрские, так и мощные третичные отложения местами выполняют депрессии современного рельефа (юрский прогиб-грабен по р. Урде-Оке в Восточном Саяне, большинство юрских межгорных впадин Прибайкалья, а неоген — во впадинах байкальского типа). Даже каледонские структуры в большинстве своем слагают более или менее вытянутые пониженные полосы между высокими хребтами (район Среднего Витима, Баргузинский хребет, известный Сархой-Боксонский синклинорий в Восточном Саяне). Таким образом, локальное выражение инверсии мы находим как у палеозойских, так и у более молодых — юрских и неогеновых — структур, но только внутри Саяно-Байкальского высокогорного пояса. В современных хребтах МНР претерпели инверсию последними, по-видимому, верхнемезозойские структуры вплоть до верхнемеловых и, возможно, отчасти палеогеновые. С неогена в МНР как будто наметилась устойчивая тенденция к поднятию одних и тех же полос земной коры, вследствие чего неогеновые отложения расстилаются только у подножий современных горных поднятий. Если это так (слабая геологическая изученность кайнозойских отложений Монголии не позволяет говорить о их позиции вполне определенно), то Байкальский высокогорный пояс, захватывающий также и северо-западный район МНР, оказывается более подвижным даже по сравнению с лежащими от него к югу хребтами Центральной Азии.

Кратко рассмотренные особенности «структурной геоморфологии» Восточной Сибири находят вполне естественное объяснение с позиций учения о глубинных разломах. Общеизвестные главные положения этой отрасли тектоники могут быть широко проиллюстрированы на геологическом материале сибирских нагорий. Эти же материалы показывают, что различные глубинные разломы, вероятно, имеют неодинаковую «глубинность» как в пространстве (в смысле их проникновения в мантию Земли), так и во времени. Как и следует из современных представлений, время заложения глубинных разломов может быть различным и далеко не всегда восходит к докембрию; их отрезки могут оживать в различное время; в относительно широкой зоне или поясе разлома могут активизироваться отдельные, частные структурные линии, параллельные главной и отстоящие от нее на некотором расстоянии. Так, омоложение в общей сложной зоне глубинного разлома может произойти несколько в стороне, хотя и вблизи офиолитового пояса (имеется в виду, конечно, близповерхностный и поверхностный эффект омоложения). Именно с подобным случаем мы имеем дело в зоне древнего Байкальского глубинного разлома,

четвертичное выражение которого названо Обручевским сбросом, а также в достаточно древнем и недавно обновленном Тункинском разломе, расположенном параллельно, но в известном удалении от Восточно-Саянского офиолитового пояса. Яркий пример тех же соотношений мы наблюдали в 1958 г. в Гобийском Алтае в цепи Гурбан-Богдо, где современное обновление при землетрясении (4 декабря 1958 г.) испытал самый северный из разломов, составляющих целую систему сложного Гоби-Алтайского (Долиноозерского, по А. Х. Иванову) разлома, имеющего все необходимые атрибуты «глубинного».

Как показывает фактический материал, с омоложением некоторых древних глубинных разломов или их отдельных отрезков в Восточной Сибири связаны инверсии каледонских, юрских и даже неогеновых прогибов; эта перестройка протекала на фоне широкого, волнообразного, но местами — именно в связи с наличием древних разломов — прерывистого, «судорожного» корабления фундамента. С плиоцен-четвертичным этапом активизации отдельных частей глубинных разломов и с напряжениями на их пересечениях и изломах связано наложение на древнюю структуру Восточной Сибири четковидной системы межгорных впадин байкальского типа, резкое, обычно одностороннее современное оформление последних.

Говоря об общих связях горного рельефа Восточной Сибири с ее геологическим строением, небезынтересно коснуться других вопросов. Известно, что в отличие от байкальского крыла упомянутой выше дуговидной орографической системы ее восточно-саянское крыло отличается большей «распластанностью», внутренней сложностью, разнообразной ориентировкой тектонических и орографических элементов, отсутствием общей линейности. В то же время по северо-восточной периферии Восточного Саяна тянется огромный, заложенный в докембрии Главный Саянский глубинный разлом. При большой протяженности — не менее 700 км — этот разлом не создал резкого продольного (северо-западного) расчленения Восточного Саяна на параллельные хребты. Им образован только громадный продольный уступ, гольцовый край которого вздымается над приплатформенными отрогами Восточного Саяна на высоту до 1000 м, а местами и более. На юго-востоке Главный Саянский разлом вплотную подходит к южной оконечности Байкала. На расстоянии 25–30 км к северо-востоку от разлома тянется другая параллельная система разломов, состоящая из отдельных отрезков (надвигов, сбросов) и затрагивающая как докембрийские толщи, так и отложения платформенного нижнего кембрия. Промежуточная полоса — огромная грабенообразная структура — функционировала еще в верхнем или даже в среднем протерозое. Ее юго-западный край в четвертичное время приобрел очень резкое оформление, образовав огромный уступ; напротив, северо-восточный край грабена в

рельефе почти не отразился. Оценивая размеры древнего, одно-сторонне омоложенного грабена, наблюдая его связи с Южным Байкалом и положение, с одной стороны, на окраине Восточно-Саянского нагорья, а с другой — на периферии внутреннего поля Сибирского амфитеатра, автор обратил внимание на сходство этой древней структуры со структурой Южного Байкала, назвав первую «неудавшимся Байкалом». Несомненно, что в докайнозойское время в Присаянье сложились некоторые структурные условия, благоприятные для создания «второго Байкала». Почему же здесь не возник подобный и почти равновеликий Байкалу межгорный прогиб? На этот интересный вопрос, конечно, очень трудно ответить. При большом сходстве геологических позиций реального и «неудавшегося Байкала» обращает на себя внимание то обстоятельство, что древний докайнозойский фундамент внешнего края Иркутского амфитеатра в Прибайкалье был более активизирован в том смысле, что степень дифференцированности вертикальных движений кайнозоя здесь оказалась гораздо выше, чем в Восточном Саяне, где образовались лишь мелкие и узкие впадины байкальского типа. Так как сами по себе эти данные еще ничего не объясняют, то причины неравномерного развития межгорных впадин на рассматриваемой территории приходится видеть в больших градиентах мощности земной коры в Прибайкалье, а также в специфике кайнозойского развития всей Восточной Азии, сопредельной впадине Тихого океана и отличавшейся в это же время усиленным дробным впадинообразованием. Если допустить (чему есть веские геофизические основания) растягивание земной коры в области великих континентальных депрессий Центральной и Восточной Азии и считать это растягивание каким-то образом связанным с жизнью Тихоокеанской впадины, то станет в общих чертах понятным, почему не удалось образование «второго Байкала» в Восточном Саяне.

Другое интересное обстоятельство заключается в общей относительной сниженности горных хребтов и в широком развитии низкогорий и мезо-кайнозойских впадин вблизи 105 меридиана. Мысленно проводя радиус на юго-юго-восток или на юг от Иркутска, как воображаемого геометрического центра горных дуг, мы видим следующее. Во-первых, Средне-Сибирская плоская возвышенность именно здесь вдается особенно глубоко на юг, образуя Иркутский клин. Во-вторых, южная оконечность Иркутского юрского бассейна в этом месте не только достигает Байкала, но обрезана им и, следовательно, когда-то продолжалась дальше на юг, в область современного озера. Соответственно Приморский хребет имеет минимальную высоту близ истоков Ангары. Следуя далее вдоль того же радиуса, мы вступаем в глубокую южную впадину Байкала, на южном побережье которой распространены мощные континентальные отложения неогена, а затем оказываемся на Хамар-Дабане и еще южнее — в среднегорье между хреб-

тами Хамбинским и Малым Хамар-Дабаном. К югу от этого района располагается низкогорная, словно утонувшая в мощных плейстоценовых песках область широких речных долин и межгорных впадин (Гусиноозерской, Боргойской и т. д.). За пределами СССР та же линия малых высот следует почти прямо на юг. Поперечный орографический прогиб, пересекающий хребты, здесь отлично выражен в нижнем течении рек Орхона и Хара-Гола в низкогорье, служащем соединительным звеном между хребтами Хангай и Хэнтэй. Наконец, на юге МНР на той же линии затухают восточные концы хребтов Гобийского Алтая.

Отметим, что на существование линейного неотектонического прогиба в районе Южного Байкала впервые указал Н. И. Соколов [1957], но его предположения были несколько иными. Ось молодого прогиба, сказывающегося в углублении впадин и соответствующем снижении высоты хребтов, Н. И. Соколов проводил с северо-запада на юго-восток, начиная с Присаянской депрессии и кончая впадиной Гусиного озера.

Намеченная нами почти меридиональная полоса сниженных горных высот и межгорных впадин, расположенная близ 105 меридиана, соответствует перегибу геологических структур из северо-западного простирания в северо-восточное через промежуточный широтный отрезок. Она имеет характер поперечной орографической седловины, отражающей прогиб поверхности фундамента. Все это явление так или иначе связано с проникновением влияний Сибирской платформы далеко на юг, в область молодых центрально-азиатских хребтов, как бы придавленных острием Иркутского платформенного клина. Было бы очень интересно проверить эту связь с помощью геофизики. Как известно, на глубокое проникновение влияний платформ в сторону их внешних выпуклостей и обрамляющих складчатых систем уже давно обратил внимание Н. С. Шатский.

Последний из наиболее общих вопросов геоморфологии Восточной Сибири, которого здесь уместно коснуться, — вопрос о природе южной границы Средне-Сибирской плоской возвышенности и Саяно-Байкальского нагорья. Далеко не все согласны с тем, что современный орографический уступ соответствует южной структурной границе Сибирской каледонской платформы. Напротив, подавляющее большинство исследователей считают, что эта граница проходит внутри Саяно-Байкальской горной области, что внешняя (северная) часть последней представляет краевое поднятие платформы, с которого нижнепалеозойский покров удален денудацией. Согласно этим представлениям, фундамент платформы был не только поднят, но расколот на части с образованием глубоких грабенов — Байкальского и др. Таким образом, новейшее горообразование захватило край древней платформы, образовав, по В. А. Обручеву, «возрожденные горы».

Существует ряд — не менее трех — вариантов изображения южной границы Сибирской каледонской платформы на юге Восточной Сибири. Один из них был предложен автором [1954], по мнению которого граница платформы на юге Иркутского амфитеатра проходит по системе глубинных разломов² внутри современной горной области и хорошо выражена морфологически. Это почти непрерывная цепь орографических уступов и огромных межгорных впадин, включая уступ Главного Саянского разлома (западный край «неудавшегося Байкала»), впадину оз. Байкал и две восточные ветви аналогичных впадин — Верхне-Ангарскую и Баргузино-Чарскую. Следовательно, в нашем понимании орографическая граница плоской возвышенности и нагорий лежит несколько севернее структурной границы Сибирской платформы.

Какой же структурный смысл имеет в таком случае названная орографическая граница, разделяет ли она какую-нибудь платформу и соответствующую ей по возрасту складчатую зону? На последний вопрос приходится ответить отрицательно. Перед нами просто северная граница новейшего континентального горообразования с чертами унаследованности от мезозойской структуры, прежде всего от южных границ Иркутского юрского бассейна (как северо-западного, так и северо-восточного его крыла). Иркутский бассейн был сложной, образовавшейся с резким изломом древних структур юрской предгорной впадиной. Своим южным углом он проникал в область современного Байкала. Миоценовый озерный бассейн развился в восточном крае юрской впадины, образовав Базойскую наложенную мульду. Плиоценчетвертичное горообразование деформировало неогеновые мульды внутри современной Саяно-Байкальской области, причем максимальные градиенты движений сосредоточились в древних краевых разломах, где и возникли межгорные впадины Байкальской системы. При этом волна горообразования откатилась на некоторое расстояние к северу от активизированных краевых разломов. Ее энергия была почти полностью поглощена в огромной и глубочайшей впаде Южного Байкала, где древняя структурная граница Сибирской платформы и современный уступ нагорья максимально сближены и где сопротивление южного клина платформы горообразованию было особенно упорным. К северу от северной впадины Байкала, не столь глубокой и мобильной, а также к северу от восточных впадин байкальской системы, менее обширных и глубоких, горообразование охватило гораздо более широкую периферическую полосу платформы (Северо-Байкальское, Витимо-Патомское нагорья, хребет Кодар).

Внутри дуговидной орографической системы, охватывающей

² Великие краевые разломы С. В. Обручева [1953].

южные выступы Сибирской платформы, преобладают широкие массивные горные поднятия, обладающие, как правило, платообразным гребнем. Промежуточные полосы заняты плоскодонными межгорными впадинами, размеры, очертания и характер сочленения которых с соседними хребтами весьма разнообразны. Исследованиями Е. В. Павловского [1948а] и автора [1954а] установлена возможность отнесения этих впадин к двум типам — байкальскому и забайкальскому. Впадины, относимые ко второму типу, представляют собой наложенные на кристаллический фундамент мезозойские прогибы, в структуре которых сочетаются синклинальные изгибы, сбросы и особенно надвиги. На них в свою очередь наложены неоген-четвертичные впадины байкальского типа, представляющие широкие плоские изгибы в сочетании с мощными сбросами. Морфологии и выяснению структурного типа тех и других впадин в литературе отведено много места.

Отметим, что в современном рельефе, естественно, выражены несравненно лучше и непосредственнее элементы их разрывной тектоники — обстоятельство, до сего времени склоняющее многих исследователей в пользу представлений о межгорных впадинах Восточной Сибири и МНР как о простых грабенах. Для выявления в структуре современного рельефа сводов и прогибов как форм коробления фундамента необходимы более тонкие наблюдения и постоянная настороженность наблюдателя. В условиях рассматриваемой области менее всего надежны наблюдения над деформациями (выпуклостями) древнего, поднятого до гольцовых высот пенеplена, ибо поверхность последнего в центральных частях платообразных гребней повсеместно искажена явлениями высокогорной планации (главным образом солифлюкции), а по краям — размывом и формами гравитационных отложений. Поэтому более важными являются наблюдения: 1) над деформациями покровов платобазальтов (конечно, там, где они имеются); 2) над деформациями террас в зоне предгорий; 3) над условиями залегания кайнозойских отложений в окраинах межгорных впадин. Всюду, где эти данные имеются, не остается сомнений в сводовой природе хребтов, а также в том, что межгорные впадины представляют собой в самых общих чертах пологие синклинальные изгибы. На частных примерах можно сколько угодно спорить по поводу того, имеем ли мы перед собой грабен, или простую мульду, или «синклиналь в опускающемся грабене», или «грабен, развившийся в мульде». Элементы различных деформаций всегда налицо, хотя их относительная роль в отдельных межгорных впадинах весьма различна.

Выше отмечалось, что юные разломы имеют в современном рельефе Восточной Сибири и МНР очень ясное выражение. Здесь можно проследить все стадии жизни разрывов и следы их деятельности в самой различной сохранности: от сниженных дену-

дацией и аккумуляцией уступов, еле ощутимых в продольных профилях речных русел, до явлений «треугольных склонов» — плоских треугольных фасет, образующих как бы единый срез по фронту хребта (разломы Тункинский, Байкальский, Окинский, южный фронт хребтов Кодар, Баргузинский и др.), и, наконец, до разрывов отложений террас и образования у горных подножий продольных сбросовых рвов (южный склон Тункинских гольцов, восточный склон Байкальского хребта и др.). Во многих случаях удается установить даже время последних перемещений, непосредственно отразившихся в рельефе. Иногда это послеледниковые в целом (хребты Тункинский, Окинский, Баргузинский), иногда самые последние тысячелетия и столетия (хребты Байкальский, Коларский) или даже наша современность (сейсмогенные разрывы в Хангае и Гобийском Алтае).

В связи с общей темой нашей статьи — морфологическими эффектами новейших тектонических движений в Восточной Сибири и МНР — уместно подчеркнуть, что при любой интерпретации тектонического обособления современных хребтов и межгорных впадин главным объектом структурно-морфологических наблюдений в горах Южной Сибири должны служить переходные зоны между теми и другими (впадинами и хребтами). Принимая любую гипотезу новейшей структуры этих гор — грабенов и горстов, сводов и прогибов, сложных выпуклых и столь же сложных вогнутых структурных форм, мы всегда должны обращать главное внимание на места их морфологического перехода и динамического взаимодействия. Нижние части коренных горных склонов и тыловые швы предгорных равнин, а также их элементы: предгорные шлейфы, конусы выноса, обвальные конусы, а в центрально-азиатском типе гор — верхние части бэлей — вот главная арена наиболее ощутимых изменений, вносимых в рельеф неотектоникой. Примеры последних, различной выразительности и геологической давности, приведены в одной из работ автора [Флоренсов, 1960в]. Здесь достаточно подчеркнуть ту же мысль в самой общей форме.

Известно, что всякий выпуклый или вогнутый изгиб земной поверхности, так же как и ее разрыв с образованием резкого уступа, не только влечет за собой соответствующую деформацию рыхлой «наносной» покрывки, но и ведет к перегруппировке, изменению интенсивности, а иногда и направления внешних литодинамических и гидродинамических процессов. Будучи почерпнутым из наблюдений фактов, это положение актуалистически распространяется на прошлое и составляет важное орудие палеофациального анализа. Но так как на краях впадин или подошве хребтов наклоны вследствие изгибов должны быть наиболее значительными, а уступы при образовании разрывов — наиболее резкими, вся эта внешняя перестройка будет наиболее существенной в верхних частях предгорных равнин и бэлей. Поскольку

же поверхность последних — результат аккумуляции рыхлого материала с тенденцией к постоянному выравниванию, она должна быть наиболее чувствительна к любой эндогенной деформации. Источники последней, заключенные в фундаменте, играют роль «очагов» неотектоники, а морфологические изменения рыхлой покрывки на предгорных равнинах служат как бы их «эпицентрами». В неотектонических преобразованиях поверхности предгорных равнин ведущая роль несомненно принадлежит всякого рода продольным элементам, через которые «просвечивает» линейность глубинных структур, т. е. продольным рвам, уступам, продольным грядам и волнообразным вспучиваниям, а также продольным сейсмогенным разрывам (в сейсмически активных областях).

Мы отмечаем особую роль продольных неотектонических деформаций поверхности предгорных равнин потому, что полезность наблюдения подобных явлений вытекает не только из одной теории. За четверть века работы в Восточной Сибири, а в последнее время также и в МНР автор имел возможность убедиться в их чрезвычайно широком распространении. Ценные наблюдения подобных явлений в Прибайкалье принадлежат В. В. Ламакину, В. П. Солоненко, Н. А. Логачеву и др.

За последние годы получено много фактов, указывающих на значительную роль в геоморфогенезе горных стран катастрофических землетрясений. Конечно, значение последних не преуменьшалось и раньше, и для рассматриваемой области достаточно напомнить два события: образование залива Провал при землетрясении на Байкале в 1862 г., силой не менее 9–10 баллов, и Таннуольское землетрясение в 1905 г. в северо-западной части МНР, силой 11 баллов. Но за последние 10 лет, когда землетрясения в северном сегменте Центральной Азии быстро следовали одно за другим (Мондинское — 9 баллов, 1950; Ольхонское — 7 баллов, 1951 г.; Джидинское — 7 баллов, 1957 г.; Муйское — 10 баллов, 1957 г.; Гоби-Алтайское — 11 баллов, 1957; Среднебайкальское — 9 баллов, 1959), выяснилось, что при очень сильных толчках значительные изменения в рельефе происходят практически мгновенно. При изучении этих явлений, кроме всего прочего, была выяснена приуроченность сейсмогенных деформаций земной поверхности к переходным зонам от горных хребтов, к центральным низинам межгорных впадин, т. е. в общем случае к предгорным равнинам.

Мы коснулись некоторых вопросов, связанных с геоморфологическим выражением как древних, консервированных, так и новейших, все еще «растущих» структурных форм в горах Восточной Сибири и отчасти в МНР. Нужно признать, что выбор этих вопросов был в известной степени случайным. В частности, мы не коснулись вопросов происхождения нагорных плато, столь широко развитых в гольцовом ярусе Южной Сибири, соотноше-

ний действующей и древней дренажной сети с элементами древней и молодой тектонической структуры, особенностей вулканических ландшафтов в Восточной Сибири и МНР, геоморфологического эффекта избирательной денудации при новейшем поднятии гор. Естественно, что сделать все это в рамках краткой статьи было совершенно невозможно.

В свете новых задач, а также новых масштабов и темпов изучения природы азиатской части РСФСР, вытекающих из создания Сибирского отделения Академии наук СССР, особенно важен рациональный выбор таких территорий, исследование которых принесло бы в короткое время результаты, наиболее ценные для теории и практики. Нам кажется, что именно в Восточной Сибири и МНР имеются особенно широкие возможности для изучения неотектоники. Это области, включающие в себя один из величайших феноменов неотектоники — впадину Байкала и очаги сильнейших в истории внутриконтинентальных сейсмических катастроф. Они заслуживают всестороннего внимания, в первую очередь постановки стационарных наблюдений над различными природными явлениями, и организации крупных научных специализированных экспедиций.

СТРУКТУРА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА¹

Под впадинами байкальского типа принято подразумевать крупные межгорные опускания поздне- и послетретичного возраста, образующие линейновытянутую систему в горах Восточной Сибири и Северо-Западной Монголии. Но в действительности этот тип межгорных впадин распространен значительно шире, в областях так называемой новейшей активизации эпипалеозойских и более древних платформ континентов — Восточной Африке, Аравии, Палестине, Западной Германии, Скандинавии, Тянь-Шане, Алтае, Западном Китае и др. Поэтому подобные образования представляют для тектониста очень большой профессиональный интерес.

Очень часто их рассматривают как компенсационные структуры, связанные с крупными неоген-четвертичными сводовыми поднятиями, или же как крупные отрицательные формы линейного коробления — аркогенеза [Павловский, 1948б]. Новые данные, относящиеся к структуре восточно-сибирских впадин бай-

¹ Деформация пород и тектоника: Междунар. геол. конгр., XXII сес. Пробл. 4. М., 1964. С. 252–262.

кальского типа, имеют, как нам кажется, значение для освещения всей этой сложной тектонической проблемы.

Научная литература, посвященная анализу строения и истории развития рассматриваемых структур, весьма обширна и продолжает непрерывно пополняться. Тем не менее такие вопросы, как причины строгой пространственной локализации впадин, как соотношения древней и новейшей разрывной тектоники и самый механизм образования остаются во многом неясными. Автору принадлежат новые геологические наблюдения на берегах Байкала, а А. П. Булмасов недавно интерпретировал геофизические данные по Прибайкалью. Попыткой нового подхода к вопросу и служит настоящая статья.

Одним из важных признаков общей геологической ситуации в Прибайкалье является наложение впадин байкальского типа на древний и притом резко гетерогенный субстрат, составленный архейскими и протерозойскими толщами. Дневнепалеозойские отложения в видимой части обнаженного фундамента практически не играют никакой роли, так же как и мезозойские (юрские) толщи. Наложение байкальских впадин непосредственно на древний субстрат объяснялось обычно тем, что они возникли в полосе краевого неоген-четвертичного воздымания фундамента Сибирской платформы как компенсационные структуры. Но такое объяснение само по себе недостаточно, если учесть не столь уж значительную амплитуду поднятий — не более 3000—3500 м над уровнем моря. Причину действительно наблюдаемой локализации байкальских структур нельзя видеть только в этом явлении также и потому, что в сходной позиции Присаянья байкальского типа структуры, параллельные краю Сибирской платформы, как известно, отсутствуют. Сравнивая Анабарский и Алданский массивы с Прибайкалем, мы видим, что, помимо меньшей амплитуды относительного поднятия, они обладают и иной внутренней структурой.

Первые два массива целиком сложены археем. Прибайкалье включает в себе разрозненные блоки архейского фундамента, окутанные толщами складчатого протерозоя. Таким образом, впадины байкальского типа приурочены к полосе дробления архейского фундамента. Они наложены на рассредоточенные блоки архея, в общем не считаясь с их видимой внутренней структурой (см., например, соотношение Байкальской впадины и Байкальской глыбы архея, то же — Муйской впадины и Муйской глыбы — рис. 1). Сейчас никто не сомневается в том, что заложение крупнейших краевых разломов Саяно-Байкальского нагорья произошло в докембрии, а некоторые авторы приводят довольно убедительные данные о их допротерозойском возрасте.

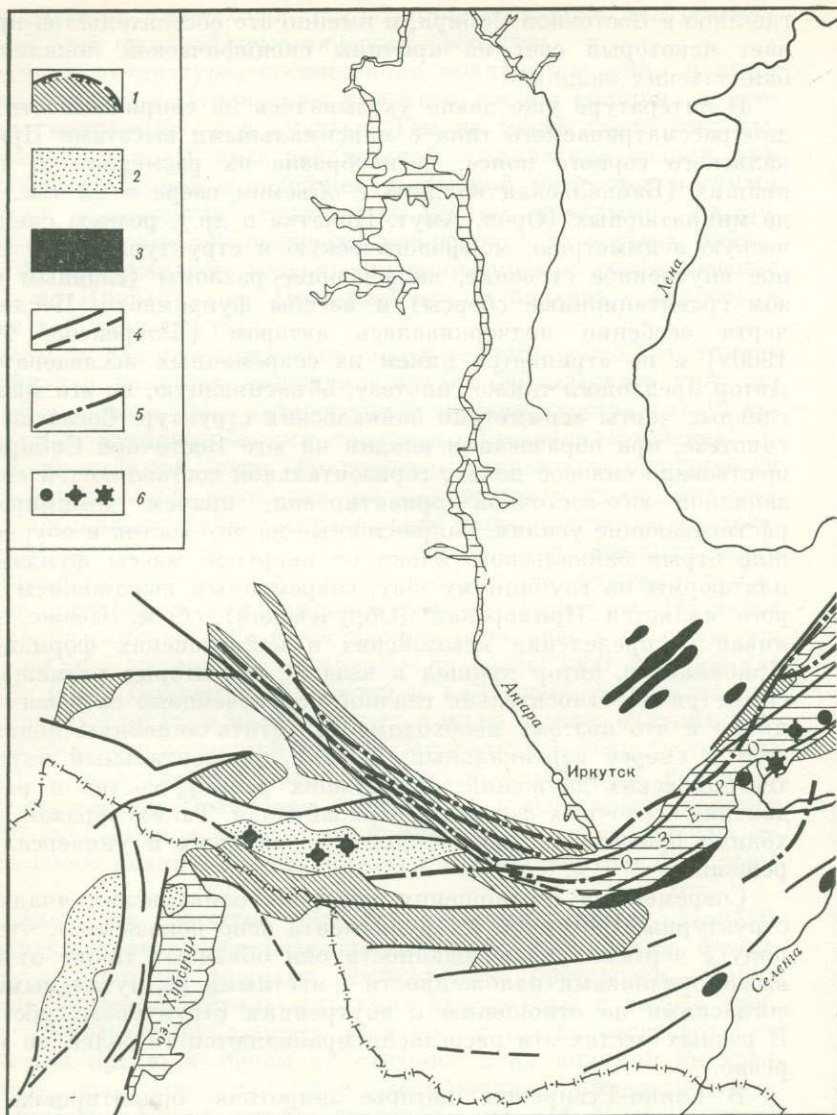
Следовательно, рассматриваемые впадины пространственно тяготеют к древнейшим структурным швам, которые известны

где-либо в Восточной Сибири, и именно это обстоятельство проливает некоторый свет на причины специфической локализации байкальских впадин.

В литературе уже давно указывалось на сопряженность впадин рассматриваемого типа с максимальными высотами Прибайкальского горного пояса, разнообразие их размеров — от крупнейших (Байкальская впадина с объемом озера в 23 тыс. км²) до миниатюрных (Орон, Амут, Ничатка и др.), резкую специфическую асимметрию, морфологическую и структурную, на сложное внутреннее строение, включающее разломы (главным образом гравитационные сбросы) и изгибы фундамента. Последняя черта особенно подчеркивалась автором [Флоренсов, 1954а, 1960а] и не отрицается никем из современных исследователей. Автор предложил также гипотезу, объясняющую, по его мнению, главные черты асимметрии байкальских структур. Согласно этой гипотезе, при образовании впадин на юге Восточной Сибири существовало силовое поле с горизонтальной составляющей северо-западной—юго-восточной ориентировки, причем доминировали растягивающие усилия, направленные на юго-восток и обусловившие отрыв байкальского блока от инертной массы фундамента платформы по глубинному шву, современным выражением которого является Приморский (Обручевский) сброс. Позже, сравнивая распределение мезозойских и кайнозойских формаций в Прибайкалье, автор пришел к выводу, что вторые размещаются симметрично относительно главной оси новейшего сводового поднятия и что поэтому необходимо допустить линейную локализацию и скорее вертикальный, нежели горизонтальный характер тектонических движений, породивших рельеф, состав и распределение осадочных формаций Прибайкалья. Таким образом, необходимо продолжить поиски более правильных и универсальных решений.

Современные соотношения контуров байкальских впадин со структурным рисунком их фундамента ясно показывают, что, наряду с чертами унаследованности они обладают также отчетливыми признаками наложенности — местными азимутальными несогласиями по отношению к внутренним структурам субстрата. В разных местах эти несогласия проявляются то более, то менее резко.

В Саяно-Тувинском нагорье широтная ориентировка кайнозойских впадин подчинена не структурам ближайшего обрамления платформы, а внутренним тектоническим элементам нагорья, где среди блоков архея тянутся широтные протерозойские и раннекаледонские синклиории и где ориентирующее влияние глыб (блоков) архея сказывается только через их разрывные широтные ограничения. В общей форме то же самое относится к вытянутым вдоль меридиана кайнозойским впадинам района оз. Хубсугул. В Южном Байкале северо-западные складки па-



рыжалгайской серии архея срезаны поперек береговой линии озера. Простираения структур слюдянской (верхней) серии архея хребта Хамар-Дабан и контура Байкальской впадины лучше согласованы, но не всегда параллельны. Зато в среднем Байкале (Приольхонье, о-в Ольхон, п-ов Святой Нос, побережье озера от Морского хребта до Баргузинского залива) мы находим более

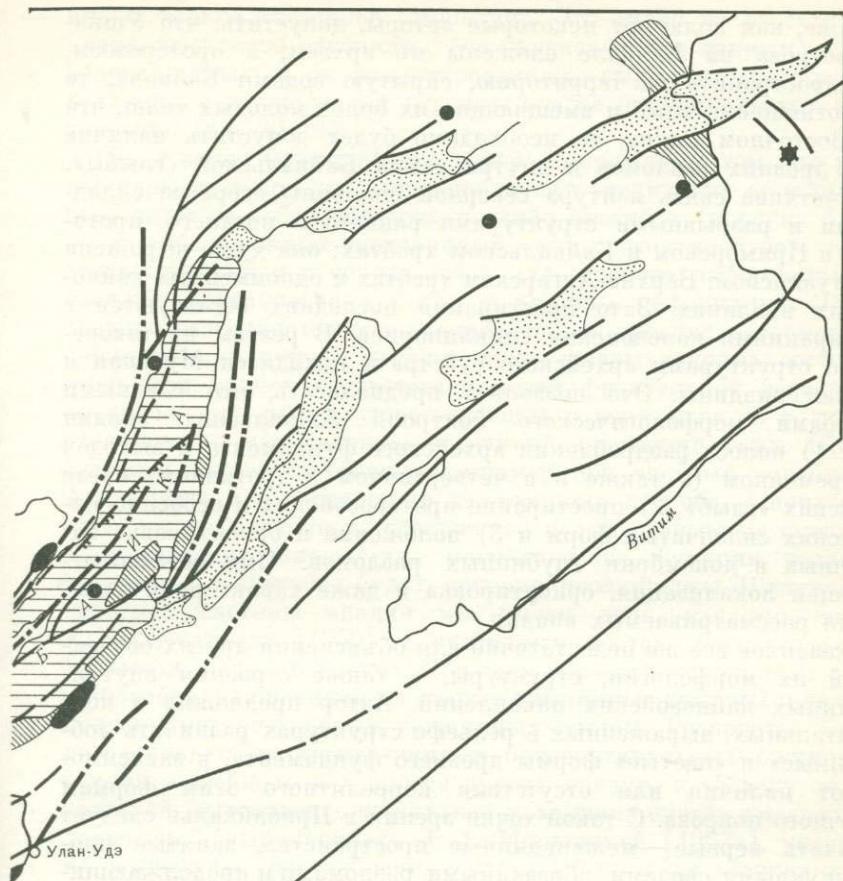


Рис. 1. Соотношения древнейших массивов, главных разломов и впадин байкальского типа в Прибайкалье

1 — древнейшие массивы («глыбы»); 2 — впадины байкальского типа; 3 — остатки отложений неогеновых мульд; 4 — главные морфообразующие разломы; 5 — глубинные разломы близ Байкала по геологическим и аэромагнитным данным (по А. П. Булмасову); 6 — эпицентры землетрясений силой 8, 9 и 10 баллов

сложные соотношения. Архей выступает на обоих берегах озера, имеющего здесь максимальную глубину (1620 м), и если принять контур Байкальской «глыбы» по Л. И. Салоу [1960] (рис. 1), то последняя оказывается как бы продавленной вдоль по своей середине и, следовательно, разрывные ограничения архейской глыбы не имеют прямой связи с контуром впадины Байкала.

Если же, как полагают некоторые авторы, допустить, что Ушканьи острова на Байкале сложены не археем, а протерозоем, и распространить на территорию, скрытую водами Байкала, те же соотношения глыб и вмещающих их более молодых толщ, что и в Восточном Саяне, то необходимо будет допустить наличие очень древних разломов и внутри самой Байкальской «глыбы».

Отчетлива связь контура северной половины озера со складчатыми и разрывными структурами раннего и позднего протерозоя в Приморском и Байкальском хребтах; она хуже выражена в Баргузинском, Верхне-Ангарском хребтах и одноименных кайнозойских впадинах. Зато простирания последних согласуются с простираниями каледонских синклиналий. В резком противоречии со структурами архейского субстрата находятся Муйская и Чарская впадины. Это позволяет предполагать, что главными факторами морфологического контроля байкальских впадин были: 1) полоса раздробления архейского фундамента и выходов в современном (а также и в четвертичном и третичном) срезе архейских «глыб», 2) простирание протерозойских и особенно каледонских складчатых форм и 3) положение и ориентировка заложённых в докембрии глубинных разломов. Ими объясняются общая локализация, ориентировка и даже характерная асимметрия рассматриваемых впадин.

Сказанное все же недостаточно для объяснения других особенностей их морфологии, структуры, а также строения внутривпадинных кайнозойских накоплений. Автор предложил в континентальных, выраженных в рельефе структурах различать «обнаженные» и «одетые» формы древнего фундамента, в зависимости от наличия или отсутствия коррелятного этим формам осадочного покрова. С такой точки зрения в Прибайкалье следует различать первые — межвпадинные пространства, занятые плосковыпуклыми сводами, обрезанными разломами и продолжающимися растрескиваться в современную эпоху, и вторые — сами впадины байкальского типа, точно так же как сложные прогибы, осложненные краевыми и внутренними разломами. При сопоставлении этих разломов с трассами глубинных разломов, выделенных по аэромагнитным данным [Булмасов, 1959], оказывается, что они не имеют прямого отношения к тем предполагаемым глубинным швам, с которыми связаны магнитные возмущения. Это показывает, что принцип унаследованности по отношению к древним и молодым разломам столь же не универсален, как и по отношению к складчатым комплексам. В случае Прибайкалья можно думать, что глубинные швы древнего заложения, сыгравшие огромную роль в геологической истории и обусловившие вещественную, а вместе с тем и механическую горизонтальную неоднородность коры на разных ее уровнях, обнаруживали себя при каждой последующей фронтальной деформации коры. Но к морфологически выраженным молодым разрывным структурам они

имеют только косвенное отношение. Это видно из рассмотрения плана собственно глубинных (по геофизическим данным) и близ-поверхностных, т. е. закартированных, выраженных в рельефе разломов, а также малой глубины очагов прибайкальских землетрясений (15—20 км).

Если верно (по-видимому, верно) положение о том, что развитие коры идет по пути уменьшения или увеличения ее мощности, что влечет за собой образование либо прогибов (морских бассейнов), либо сложных щитовидных сводов (континентов), то при столь широких и в основе своей пластических деформациях неизбежно возникновение также и хрупких деформаций. Эти последние разрешаются обновлением только древних разломов, поддерживающих кору в потенциально «разрыхленном» состоянии, лишь при полном соответствии новой фронтальной деформации расположению ранее существовавших в коре швов, т. е. при постоянном по направлению источнике действующих сил. При отсутствии такого состояния, например при частных короблениях фундамента или зарождения наложенного прогиба, с неизбежностью должны возникать совершенно новые разрывные смещения. Распределение, кинематика магматические функции последних на сводах и в прогибах будут, конечно, неодинаковы. В случае байкальской системы впадин мы имеем дело, как это показал А. П. Булмасов [1959], с очевидным ростом континентальных свойств и мощностей коры. При этом образовалась система сводов и прогибов, наложенная на старые трещинные системы и ведущая к возникновению новых трещинных систем. Господство близгоризонтальных растягивающих и близвертикальных сжимающих усилий в Байкале и в полосе других впадин, к востоку от Байкальской, вытекающее из анализа механизма очагов здешних землетрясений, выполненного Л. А. Мишариной [1963а], указывает на тенденцию «расслабления» коры. Об этом же говорят и прямые геологические наблюдения в Прибайкалье — новейшие вертикальные сбросы и трещины отрыва, констатированные здесь во многих местах. Из всех имеющихся сейчас материалов следует вывод, что в основе кинематической схемы новейших движений Прибайкалья лежат пологие изгибы фундамента, порожденные неравномерным нарастанием «корней» коры и грубо ориентированные каледонскими структурами двух планов — широтными и северо-восточными к востоку от иркутского меридиана, широтными и субмеридиональными — к западу от него. Этими изгибами определена мульдообразная структура осадочных толщ во впадинах, а также положение, ориентировка и горизонтальные размеры последних. Что касается глубин залегания докайнозойского фундамента под рыхлыми толщами, глубины озерных водоемов во впадинах и распределения их внутренних емкостей, то на новейшем этапе они являются преимущественно функцией сбросовой тектоники.

Рассмотрение геофизических полей в Прибайкалье привело А. П. Булмасова к выводу, что нарастание изостатических аномалий силы тяжести, повышенная мощность «корней» коры под впадинами и распределение возмущающих магнитное поле глубинных разломов наилучшим образом объясняются действием сжимающих тангенциальных сил. Отрицая, как и автор, применимость к структуре Байкала моделей рифта и рампа, А. П. Булмасов считает, что разрывные составляющие здесь имеют крутой наклон на северо-запад и что, таким образом, разлом с северо-западной стороны озера можно считать обратным сбросом, а разлом с противоположной стороны — прямым сбросом (рис. 2). От-

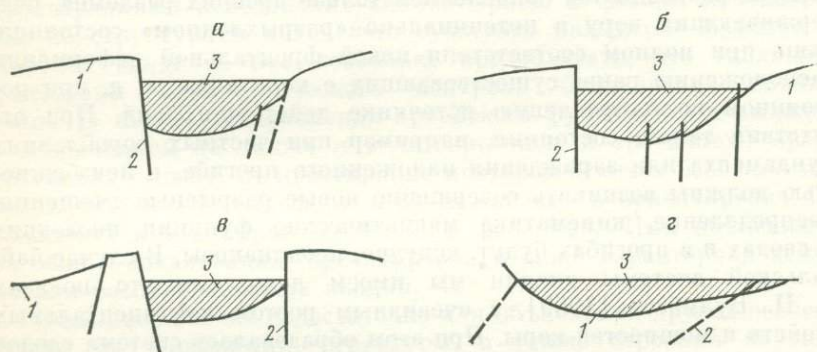


Рис. 2. Модели структуры впадины оз. Байкал

1 — деформированная поверхность кристаллического фундамента; 2 — разломы; 3 — кайнозойские отложения и воды озера: а — по Н. А. Флоренсову [1954], б — по К. В. Пшенникову [1954], в — по В. В. Ламакину [1955], г — по А. П. Булмасову [1962]

сюда довольно легко может быть выведена асимметрия впадин. К. В. Пшенников [1954], основываясь только на одних сейсмологических данных, предложил другую модель развития впадины, подобной Байкалу (см. рис. 2). Л. А. Мишарина выяснила, что в Прибайкалье, во всяком случае на уровне очагов местных землетрясений, господствует горизонтальные растягивающие усилия, которые, впрочем, к западу от Байкала, т. е. в области сучивания и резких структурных стыков горных систем (Западный Саян, Тувинское нагорье, Восточный Саян, Прикосоголье, Западный Хамар-Дабан) сменяются горизонтальными сжимающими усилиями.

Попытку рассмотрения принципиально возможного механизма горообразования и возникновения рифтовых систем с позиций гипотезы расширения Земли недавно предпринял Л. Эгъед [Egyed, 1960]. Привлекая как геологические, так и геофизические соображения, этот исследователь показал, что с указанных

позиций довольно легко объясняются все главнейшие черты «зон грабенов», в том числе подобных Байкальской.

Суммируя сказанное, можно считать, что горизонтальное сжатие, по-видимому, имевшее место на определенных стадиях развития структуры Прибайкалья, все же не было ведущим фактором в его новейшей истории. Во всяком случае, для неоген-четвертичного этапа (см. ниже) в качестве явных признаков растяжения коры должны быть указаны упоминавшиеся выше выраженные в рельефе вертикальные разломы, базальтовый вулканизм, продолжавшийся с перерывами с неогена до голоцена включительно, обилие выходов глубинных вод, отсутствие наблюдаемых или предполагаемых надвигов, а в качестве сейсмологических признаков для современного этапа — близгоризонтальное растяжение в очагах байкальских землетрясений.

Впадины байкальского типа вмещают толщи неогенового и четвертичного возраста, образуя в них мощные осадочные линзы, лежащие на докембрийском, а местами (редко) на юрском основании таким образом, что развитие впадин нельзя отделить от накопления в них осадочных толщ. Последние достигают мощностей от 1500 до 4000 м и более и подразделяются на два структурных яруса: неогеновый (включающий кое-где верхи палеогена) и четвертичный. Неогеновый ярус составлен преимущественно мелкозернистыми кластогенными и биогенными осадками, фациальные изменения в которых хотя и имеют место, но не могут быть поставлены в связь с современной геоморфологической обстановкой. Они чужды современному тектоническому ритму и климату. Литологические и палеонтологические признаки неогеновых отложений свидетельствуют о том, что весь нижний, лежащий на коре выветривания и включающий ее продукты структурный ярус сформировался в обширных плоских добайкальских прогибах с режимов платформенных синеклиз. Этот режим отражал стадию коробления древнего фундамента и вызвал пробуждение базальтового вулканизма.

Второй — четвертичный структурный ярус, значительно меньшей мощности², образовался в течение собственно «байкальско-го»³ этапа и составлен молассоидной формацией, особенности которой указывают на полное соответствие современной тектонической, геоморфологической и даже (почти) климатической обстановке, а общее строение и распределение осадочных формаций этого яруса отвечает структуре заполнения сбросовых рвов,

² Если сопоставить продолжительность неогенового и четвертичного периодов (35 и 1 млн лет) с соответствующими им мощностями осадков во впадинах байкальского типа, то, допуская в грубом приближении, что осадконакопление было непрерывным, мы получим, что скорость накопления в четвертичное время была в 12 раз больше, чем в неогене.

³ Поскольку термином «байкалиды» в литературе иногда обозначают структуры сибирского позднего протерозоя, в данном случае мы берем слово «байкальский» в кавычки.

происходившего под воздействием конседиментационных разломов. Деятельность последних в значительной степени затемнила своими морфологическими эффектами позднюю — новейшую и современную — стадию пластического коробления фундамента.

Современный этап осадконакопления характеризуется: 1) высокой энергией как в субаквальных (оз. Байкал, Хубсугул, Орон, Ничатка), так и субаэральных частях впадин и соответствующей энергией переноса обломочного материала, о чем свидетельствуют морфологические контрасты в донных частях Байкала: выявленные эхолотированием подводные уступы, подводные каньоны, крутосклонные банки, глубокие эрозионные врезы на суше, в наносных толщах, громадные сбросовые обрывы, выраженные в рельефе тектонические рвы, зияющие сейсмотектонические трещины и т. д.; 2) высокими уровнями паводков рек, катастрофическими селями, поступлением в осадок грубого материала; 3) сужением области новейшего (постплейстоценового) накопления по сравнению с областями неогеновой и четвертичной седиментации. Последнее вытекает из прогрессирующего углубления центральных частей межгорных впадин и относительного воздымания их краев. Действительно, неогеновые и плейстоценовые отложения на южном побережье Байкала и в других местах вовлечены в косое поднятие и подвержены размыву. Небольшие неогеновые депрессии по краям Байкала отделены от озера прерывистыми скалистыми порогами, наружные фасы которых, обращенные к озеру, образованы молодыми сбросами. Центральные части днищ сухопутных (загруженных осадками) впадин испытывают современное опускание, на что указывают гидрологические, геоморфологические и исторические факты, в то время как предгорные толщи моренного, флювиогляциального и пролювиального составов прорезаны глубокими эрозионными дренами. Неогеновые впадины Ангаро-Ленского междуречья в настоящее время выведены из сферы массового накопления осадков, равно как и межгорные впадины, лежащие по другую сторону Байкала, в бассейне р. Селенги. Таким образом, на современном этапе впадины байкальского типа все более обособливаются от своих предшественниц — неогеновых прогибов, разрастаясь не вширь, а вглубь и быстро наращивая массу и мощность новейших осадков. Следовательно, рассматриваемые впадины в их современном виде наложены на неогеновые прогибы, а не наследуют их полностью. Между теми и другими местами даже возникли орографические барьеры. В этом заключается важная черта послетретичной истории Прибайкалья. Исключение из сферы новейшей активизации неогеновых прогибов осуществляется путем медленных, преимущественно косых подъемов, создающих наклоны северо-западных и западных азимутов (причем первым, считая от Иркутска, наклоном является общая пологоволнистая покатость Приморского и Баргузинского хребтов в сторону Иркутского амфитеатра),

а также путем мощных молодых и омоложенных сбросов в тылах соответственных наклонов. Сюда относятся Приморский, Баргузинский, Байкальский, Тункинский и другие деятельные сбросы. В региональном масштабе при наличии резкого поворота простираний складок и разломов в Прибайкалье (с северо-запада на северо-восток) именно это явление создало ту характерную выраженную в рельефе структуру возрастающего к югу воздымания, которая Э. Зюссом столь удачно была названа Иркутским амфитеатром. В еще более широком региональном аспекте системы косых подъемов в их продольных вертикальных срезах в Восточной Сибири характеризует неоструктуру северного обрамления гигантского плосковыпуклого Центрально-Азиатского поднятия — этого истинного морфологического «темени» современной Азии.

В огромном большинстве новейшие (плейстоценовые и современные) разломы Байкальской системы характеризуются прерывистостью, прямолинейностью и известной независимостью от пересекаемых ими форм рельефа, как коренных, так и насыпных. Прерывистостью и большей протяженностью, как известно, обусловлено существование на Земле целых линейных систем грабенов или рифтовых зон, в том числе и Байкальской, а прерывистостью — индивидуализации в них отдельных межгорных впадин, наличие во впадинах внутренних горных перемычек, локальных погружений и т. д. Поэтому ясно, что образование грабенообразных континентальных тектонических впадин и их систем, как и всякий другой тектонический процесс, протекает прерывисто и во времени, и в пространстве. Из прямолинейности и независимости от рельефа разломов Байкальской системы следует вывод о вертикальном положении их поверхностей. Хотя возможности прямых наблюдений за поверхностями этих разломов очень редки, все же местами они представляются, даже в современных делювиальных и пролювиальных толщах (Кедровые мысы, устье р. Шартла на Байкале). Во всех случаях разломы имеют вертикальные сместители. Вот почему, как это указывалось и раньше [Флоренсов, 1960а], связь между трассами некоторых разломов и положением эпицентров землетрясений в Прибайкалье должна быть простой и прямой — обстоятельство, подтверждаемое новейшими сейсмологическими данными.

Тот факт, что многие из разломов, выявленных прямыми или косвенными методами, являются в Прибайкалье сейсмогенерирующими, вполне понятен. Но за последние 60 лет инструментальных сейсмических наблюдений в этом районе (число наблюдающих станций здесь доведено до необходимого минимума совсем недавно) только очень немногие очаги местных землетрясений удалось связать с главнейшими разломами. Напротив, большинство очагов и эпицентров пространственно тяготеют к побочным и так называемым «оперяющим» разломам. В то же время

на трассах главных разломов наблюдаются крупнейшие сейсмодислокации — зияющие трещины, сбросовые рвы как в рыхлых толщах, так и в коренных породах [Флоренсов, 1960а; Солоненко, 1962]. Это — несомненные следы сильных землетрясений прошлого. Объяснить сложившееся противоречие можно, по-видимому, только небольшим периодом наблюдений. А если это так, то в поддержании высокого современного сейсмического уровня в Прибайкалье потенциально участвует вся его новейшая трещинная система, и в будущем здесь возможны очень сильные толчки, исходящие из сместителей главных разломов.

Другое важное обстоятельство заключается в том, что все инструментально определенные очаги прибайкальских землетрясений лежат в земной коре, на глубине порядка 15—20 км. Выше указывалось, что, по данным Л. А. Мишариной, в механизме этих очагов доминируют горизонтальные растягивающие усилия (направленные поперек орографических и тектонических линий) и вертикальные сжимающие усилия. Всем этим в условиях хрупкого трещиноватого докайнозойского фундамента достигаются оптимальные условия для «расслабления» и вертикального со-скальзывания блоков коры.

Нельзя пройти мимо одного интересного факта — размещения очагов повторных толчков 9-балльного Среднебайкальского землетрясения 1959 г. приблизительно на одной глубине (17—22 км) при значительном горизонтальном их разбросе [Голенецкий, 1961]. Данных одного землетрясения еще недостаточно, но все же можно предположить, что в кинематической схеме новейших деформаций земной коры в Прибайкалье (общий пологий северный скат Центрально-Азиатского поднятия, состоящий из серии однообразных наклонов и продольных вертикальных срезов в их тылах) некоторую, количественно пока неопределимую роль играют скольжения по близгоризонтальным поверхностям в коре. Такие скольжения могут порождаться неоднородностью коры при сводовом — выпуклом или вогнутом — ее изгибе, подобно тому как возникают относительные дифференциальные движения отдельных слоев при складчатости. Эта проблема крайне сложна, но все же мы думаем, что наружные формы литосферы в Прибайкалье, порождающие их живые приповерхностные структуры и, наконец, глубинные внутрикоровые (а возможно, и еще более глубокие) механизмы взаимосвязаны тесно и, вероятно, довольно, просто. Действительно, для глубин до 20—25 км можно, очевидно, пренебречь различиями в физическом состоянии вещества коры, как об этом свидетельствуют данные сейсмологии. Следовательно, характер тектонических процессов в коре и на ее поверхности должен определяться главным образом характером механических напряжений, пусть даже отраженных глубже лежащей тектоносферой, и механическими свойствами вещества коры. А отсюда, мы полагаем, можно считать, что при сильных землетрясениях, если

их очаги лежат в толще земной коры, происходит как бы естественное моделирование на поверхности тех дислокаций, которые имеют место в самих очагах. Это расширяет возможности сейсмо-тектоники в смысле достоверности интерполяций в Прибайкалье на глубину.

Наиболее общая тенденция в современном геологическом развитии зоны впадин байкальского типа заключается в том, что тектоническая активность всей этой области остается очень высокой или даже продолжает повышаться. Это положение доказывается энергией современных эндогенных процессов, прежде всего высокой сейсмичностью и обилием геологических следов очень сильных недавних (сотни, тысячи лет) землетрясений, а также общим характером сводного разреза кайнозойских отложений во впадинах байкальского типа — увеличением (вверх по стратиграфической вертикали) роли крупнообломочных осадков, отражающим возрастание местных геоморфологических контрастов, которые, в свою очередь, зависят от возрастания темпа дифференцированных вертикальных движений [Флоренсов, 1960а]. Объяснить наблюдаемый в современную эпоху подъем геотектонической кривой или, во всяком случае, объяснить отсутствие каких-либо признаков ее снижения, можно, как считает А. П. Булмасов, наращиванием «корней» коры под впадинами, что, в свою очередь, отражает процесс неравномерной, но возрастающей континентальности земной коры в Прибайкалье и, по-видимому, составляет механизм так называемой активизации как рассматриваемой области, так и других областей с платформенным или близким к нему типом развития.

Данные о геологической истории впадин байкальского типа на юге Восточной Сибири, о механизме их образования и характере современного развития, изложенные выше, могут быть полезными для понимания аналогичных структур, широко распространенных на земном шаре, в первую очередь в Центральной Азии и на ее периферии.

К ПРОБЛЕМЕ МЕХАНИЗМА ГОРООБРАЗОВАНИЯ ВО ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ¹

Происхождение горного рельефа связывается с явлениями активного поднятия или же с явлениями пассивного отставания отдельных участков земной поверхности, происходящего на фоне окружающих (или односторонних) опусканий. Соответственно низкие плато, равнины и впадины рассматриваются как резуль-

¹ Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.

тат относительного опускания. Приподнятые и опущенные участки земной поверхности всегда кажутся сопряженными, о чем мы судим по взаимному положению участков «положительного» и «отрицательного» рельефа, по размещению фаций кластических осадков и по другим косвенным признакам, часто привлекая при этом идею о компенсации, которая, как известно, связана с представлениями об изостазии. В подавляющем большинстве случаев имеются в виду лишь относительные движения, подобно тому как речь идет только об относительных движениях крыльев в простейших разрывных смещениях (сброс прямой или обратный, надвиг или подвиг и т. д.), если при этом нельзя привлечь дополнительные данные об истинном характере перемещений. Так называемое абсолютное исчисление поднятий и опусканий, производимое от уровня моря, само по себе не раскрывает их механизма и не содержит информации о степени самостоятельности движений того и другого знака. В том же смысле относительны генетические связи континентальных фаций и характер распределения последних в переходной зоне от гор к межгорной впадине или равнине, так как для объяснения существующей фациальной картины в подобных случаях пригодны различные модели конседиментационных движений. Лишь метаморфизм и глубокий плутонизм древних толщ ясно указывают на то, что эти толщи в свое время испытали значительное абсолютное погружение. Горные цепи Кавказа, Альп и им подобных альпийских систем, вынесшие вверх и местами обнажившие метаморфизованные толщи, соответственно квалифицируются как области абсолютного поднятия. Гораздо труднее подобные вопросы решаются на древних щитах и в областях тектонической активизации, где метаморфизованные толщи и плутонические тела подвергаются «всплыванию» во второй, а возможно, в третий и четвертый раз.

Итак, во многих случаях бывает трудно судить о том, связаны ли непосредственно наблюдаемые контрасты гор и межгорных (предгорных) понижений с активным поднятием первых или с абсолютным погружением вторых, даже если история рельефа страны запечатлена в фациях отложений, свидетельствующих о вертикальной зональности «ископаемых» климатов. Лишь при внимательном рассмотрении всего этого вопроса в историческом разрезе видно, что структуры поднятий (внешняя и внутренняя), как и смежных погружений, будет различной в зависимости от того, являются ли горы «остаточными», обусловленными эффектом маргинальных или внутренних погружений, или же они представляют собой ядра активных поднятий.

В областях неоген-четвертичного горообразования мы знаем две основные формы относительного поднятия — своды и горсты (одно- и двусторонние) и две главные формы относительного опускания — прогибы и грабены (также одно- и двусторонние). Те или другие избираются исследователями в качестве моделей

конкретных объектов рельефа в зависимости от характера тектонических деформаций — наблюдаемых или предполагаемых. При этом обычно обращают основное внимание на крылья сводов-прогибов или на разрывные ограничения горстов-грабен, поскольку внутренние части (замки) крупных структур дают слишком мало материала для выводов. Но именно их внешние, переходные зоны обычно наиболее искажены денудацией или замаскированы отложениями.

Для гор Южной Сибири и Центральной Азии очень характерна их массивность, под которой я понимаю платообразный характер вершинной поверхности, плоскогорный тип ландшафта. Этот тип гор свойствен и другим платформам, рельеф которых оживлен неотектоническими поднятиями, и подвижным поясам, развивавшимся в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя. На массивные горы обратили особое внимание еще Ф. Рифтгофен, П. А. Кропоткин, И. Д. Черский и др. Своеобразный морфологический «униформизм» вершинных поверхностей гор, развивающихся как на горизонтальной структуре платформенного покрова, так и на открытой складчатой структуре подвижных поясов, с нашей точки зрения, отражает особенности кайнозойского и современного тектонических режимов. Основными причинами возникновения и длительного сохранения платообразных вершинных поверхностей была длительная континентальная подготовка Внутренней Азии к неоген-четвертичному горообразованию, резко выраженной в условиях семигумидного, семиаридного и аридного климатов, вертикальная зональность ландшафтов, однородность (слабая дифференцированность) и медленность движений в предчетвертичное время, отсутствие в это же и последующее время таких палеогеографических условий, когда на первый план могло бы выдвинуться селективное выветривание и тем самым рельеф складчатого субстрата был бы сильно осложнен, и, наконец, местами консервирующая и планирующая роль трещинных излияний базальтовых лав. Следует называть массивными такие горы и горные системы (нагорья), которые обладают: платообразными гребнями; очень резкими переходами платообразных гребней во фронтальные склоны, т. е. склоны ограничений, ведущие в ближайшие межгорные или предгорные впадины; большой крутизной и резко очерченной подошвой коренных склонов, опирающихся на предгорные равнины; ясной отграниченностью переднего (нижнего) края предгорных наклонных равнин от внутривпадинных низин. Всем этим, да и другим признакам массивных гор, очевидно, не удовлетворяет понятие о «средневысотных» горах; лучше термин «остаточно-глыбовые» горы В. А. Обручева, но им подчеркивается остаточный (реликтовый) характер вершинной поверхности, что на самом деле не везде имеет место, и исключительно глыбовый тип горообразовательных движений (перемещение по разрывам массивных блоков как целого), что,

как увидим ниже, также не исчерпывает сущности новейших движений, создающих рельеф рассматриваемого типа.

В. А. Обручев в Центральной Азии наблюдал и ввел в науку в качестве особого морфологического типа «пьедестальные горы» (центральноазиатский тип), характеризующиеся особенно мощным развитием предгорной косой равнины (пьедестал, бэль — у монголов), охватывающей центральные скалистые горные массивы по всей их периферии. Такие горы составляют особую разновидность массивных. И. П. Герасимов и Е. М. Лавренко [1952], В. М. Синицын [1959] и автор показали, что пьедесталы, или бэли, в основе представляют собой новейшие сводовые морфоструктуры, а не формы накопления типа обычных предгорных шлейфов. В самом деле, предгорный шлейф массивных гор принято трактовать как аккумулятивное образование, возникшее за счет интеграции множества конусов выноса, причем последние наложены друг на друга, смещены относительно друг друга и представлены разными генерациями. Вместе с тем нередко у тылового шва такого шлейфа мы находим относительно древние предгорные отложения, часто заметно дислоцированные и уходящие в сторону от гор под покров новых и новейших конусов выноса. В Гобийском Алтае нам приходилось видеть, что современные эрозионные врезы по выходе из коренных склонов вскрывают в своих бортах отложения предгорного шлейфа на значительную или даже на всю мощность, обнажая ее коренную постель. Это показывает, что наружная поверхность древнего шлейфа здесь вовлечена в продолжающиеся обцие поднятия, что формирование шлейфа на старом уровне прекратилось. Подобным же образом, но за счет активного опускания предгорной низины (а не поднятия хребта) высоко приподняты над современными руслами пролювиальные толщи при устьях рек, впадающих с запада в Северный Байкал. В районах интенсивных новейших движений к выходу эрозионных каналов из гор очень часто приурочены осложнения во внутренней или даже в «наружной» (неотектонической) структуре предгорий — флексуры и разрывы. Напротив, вниз по течению и в сторону подгорной низины глубина эрозионных каналов соответственно уменьшается и затем сходит до нуля, что может рассматриваться как признак внешнего края днища межгорной впадины, положение которого связано с объемом выносимого и растилаемого обломочного материала и таким образом находится в подвижном равновесии.

Для Южной Сибири и Монголии следует выделить два главных типа механизмов активного горообразования² — сводовый и

² Под активным горообразованием можно понимать возникновение и развитие горных возвышенностей под влиянием местных, в них самих (или под ними самими) сконцентрированных тектонических сил, в отличие от пассивного (экзогенного) расчленения относительно равномерно подня-

горстовый, имея в виду возможность, нередко, конечно, реализуемую, существования в природе и других форм поднятий, например куполов, сложных сводов и сложных (ступенчатых) горстов. Как правило, в структуре тех и других разрывные смещения играют большую роль, но тип этих смещений, их место в истории горообразовательного акта и геоморфологические выражения в обоих главных типах существенно различны. Тем не менее оба механизма ведут к образованию морфологически очень сходных массивных гор. Сводовой тип горообразования, рассмотренный С. С. Шульцем на примере Тянь-Шаня, В. М. Синицыным на примере многих районов Центральной Азии, мной на примерах Забайкалья и Гобийского Алтая, недавно получил новое освещение благодаря структурным исследованиям В. Н. Даниловича, выделившего и рассмотревшего механизм так называемых аркогенных надвигов [Данилович, 1960, 1963], а также благодаря специальному изучению деформаций, вызванных катастрофическим землетрясением в Гобийском Алтае [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Такие поднятия, сущность которых лучше всего отражает термин «линейное коробление», обладают сводовой (арочной) формой в поперечном профиле: это выпуклые скульптурные формы, ближе всего соответствующие структурной поверхности отпрепарированного ядра линейной синклинали. «Рост» их очень медленный, и поэтому искажение первичной формы агентами денудации весьма значительное. Платообразные гребни иногда обнаруживают следы выпуклого вверх изгиба, но в большинстве случаев замаскированы высокогорной планацией, главным образом солифлюкцией. Сводовой характер поднятий может быть установлен как косвенным путем (синклинальное или мультислойное строение коррелятивных поднятию осадочных толщ в ближайших межгорных и предгорных прогибах), так и непосредственно — по условиям залегания новейших отложений на склонах и в верхних частях предгорных равнин и по расхождению высот (расщеплению) долинных террас. В последнем случае удается установить возраст новейших поднятий, их прерывистый характер и antecedентность поперечных долин, несущих деформированные террасы. Выявлению выпуклого изгиба в замке геоморфологического свода могут с успехом служить покровы кайнозойских лав, если они сами вовлечены в поднятия.

Почти во всех случаях сводового изгиба, морфологически соответствующего линейному типу горного хребта, и наряду с таким изгибом отмечаются более или менее многочисленные разрывы на склонах-крыльях, обычно в непосредственной близости к предгорной равнине, т. е. там, где коренное горное тело уходит под свою рыхлую наносную покрывку. В. Н. Даниловичем была показана

тех крупных участков земной коры. Отсюда могут быть выведены «горы платформ» и «горы подвижных поясов».

принадлежность таких разрывов в Прибайкалье (исток р. Ангары в Приморском хребте, р. Посольская на выходе из хребта Хамар-Дабан) и Забайкалье (Гусиное озеро в окрестности Улан-Удэ) к надвигам, отличающимся пологим наклоном своих сместителей близ земной поверхности или даже обратными перегибами последних, известными, например, в Ангарском надвиге, что привело здесь к явлению небольшого шарьяжа [Тетяев, 1934; Данилович, 1949].

Надвиги по краям горных хребтов в Тянь-Шане имеют, по данным С. С. Шульца [1948] и других исследователей, крутые падения в сторону от впадин. Как В. Н. Данилович, так и С. С. Шульц рассматривают надвиги, проходящие по границе горных хребтов и межгорных впадин, не как первичные разрывы древнего заложения, а как разрывные структуры, производные от изгибания древнего складчатого фундамента. Возраст таких надвигов в Забайкалье и Прибайкалье верхнемезозойский, в Тянь-Шане — послетретичный и местами послераннеплейстоценовый, в Южной Туве — раннеплейстоценовый, а в Гобинском Алтае и в Северо-Западной Монголии новейшие смещения по краевым надвигам имели место еще в текущем столетии при катастрофических землетрясениях 1905 и 1957 гг. Особенно хорошо, хотя и в эпизодическом проявлении (кратковременный акт сейсмической деформации), надвиги на крыльях горного свода были изучены в Гобийском Алтае, в цепи Гурбан-Богдо. Наиболее важным результатом этого изучения явилось установление преемственности надвигов от предшествовавшего вертикального неотектонического поднятия, происходившего путем напряженного сводового изгиба, причем в условиях, когда господствующей региональной деформацией вдоль 270-километрового фронта цепи Гурбан-Богдо был горизонтальный левосторонний сдвиг. Краевые надвиги, симметрично рассекавшие оба крыла горного свода, имели одинаковые наклоны сместителей и почти одинаковую амплитуду (единицы метров) и комбинировались с вертикальными гравитационными сбросами, рассекшими замковую наиболее растянутую часть свода горного массива Ихе-Богдо (рис. 1). Новейшая история движений цепи Гурбан-Богдо протекала по следующей схеме: 1 — сводовый изгиб горного массива, слагавшийся из отдельных импульсов, запечатленных в деформации долинных террас; 2 — перенапряжение на изгибе и образование «клина выпирания» в замковой части свода, возможно начавшееся с глубины около 30 км, близкой к глубине очага землетрясения; 3 — расползание верхней части «клина» под влиянием выпирания, использовавшего поверхности крутых надвигов, наклонных навстречу друг другу, под горный массив; 4 — образование осевых (замковых) сбросов как прямое гравитационное следствие растяжений и расслабления замка свода при выпирании «клина».

В рассматриваемом примере ясно видны, во-первых, унаследо-

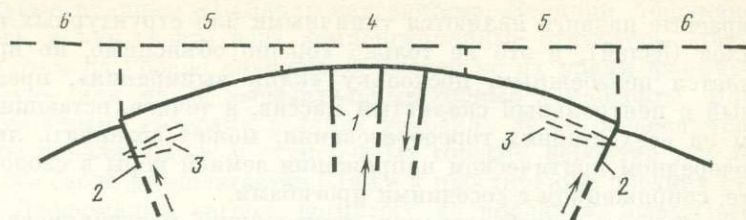


Рис. 1. Схема горообразующих движений в Гобийском Алтае

1 — гравитационные сбросы; 2 — краевые надвиги; 3 — серии террас, расщепляющихся в глубь свода; 4 — зона вершинного плато; 5 — зоны бедлендов; 6 — горный пьедестал

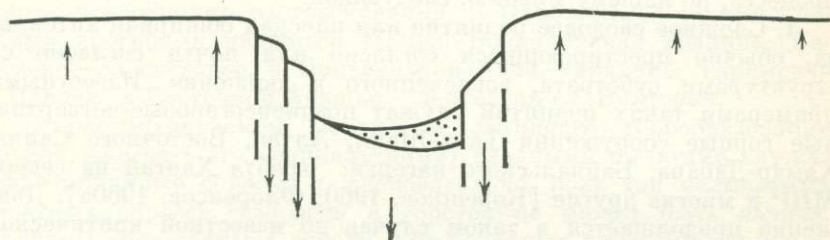


Рис. 2. Схема горообразования в области Байкальского свода

Стрелки — направление и амплитуда движений; точки — неогеновые и четвертичные отложения

ванность сейсмостектонических явлений от предыдущего неотектонического развития гор Гурбан-Богдо и, во-вторых, ведущая роль надвигов в конечной стадии данного горообразовательного акта. В самом деле, именно за счет двустороннего надвигания центрального блока на свое подножие этот блок (горный массив Ихе-Богдо) приподнялся на 1—3 м (до 5) над соседней низиной в Долине Озер, в то время как замковые сбросы вели только к распаду относительно монолитного горного блока и, возможно, к заложению эмбриона будущей межгорной впадины на оси главного поднятия. Таким образом, наблюдаемые в Гобийском Алтае соотношения между неотектоническими, сейсмостектоническими и геоморфологическими явлениями в высшей степени поучительны. Из них следует, что далеко зашедший сводовый изгиб способен разрешаться образованием «клина выпирания», выталкиваемого вверх при помощи краевых надвигов. По-видимому, именно такой механизм горообразования порождает пьедестальные горы и родственные им образования (Центральная Азия, Тянь-Шань и др.), поскольку все они обладают поразительным морфологическим сходством, которое не может, конечно, не отражать их «кинематическую структуру», т. е. внешний ход и, так сказать, форму горообразования. К сказанному надо добавить, что именно кру-

тые краевые надвиги являются типичными для структурных пьедесталов (бэлей), и это не только хорошо объяснимо, но представляется неизбежным, поскольку «клин выпирания», превращенный в центральный скалистый массив, а точнее, остающийся таким на всех стадиях горообразования, может возникать лишь при очередном критическом напряжении земной коры в сводовом изгибе, сопряженном с соседними прогибами.

Другой путь горообразования, приводящий к возникновению массивных гор, существенно отличается от рассмотренного. Речь идет об «остаточно-горстовом» механизме развития горного рельефа, действующем как самостоятельно, так, по-видимому, и в сочетании с описанным выше сводовым механизмом. Схема этого процесса, по нашему мнению, следующая.

1. Сложное сводовое поднятие или плоская обширная антеклиза, обычно простирающиеся согласно или почти согласно со структурами субстрата, вовлеченного в движение. Известными примерами таких поднятий служат позднеогеновые-четвертичные горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Байкальского нагорья, хребта Хангай на севере МНР и многие другие [Корешков, 1960; Флоренсов, 1960а]. Движение продолжается в таком случае до известной критической точки и приводит к значительным нарушениям изостатического равновесия, следовательно, совершается навстречу и вопреки действию гравитационного поля. Казалось бы, это должно исключать отставание отдельных частей коры, принужденных участвовать в общем поднятии интегрированно. На самом же деле, как это явствует из геологической истории относительно хорошо изученных сводовых поднятий (Восточно-Африканского, Байкальского, Шварцвальд-Вогезы), несмотря на различные их размеры, с самого начала воздымания форма их осложняется плоскими и обычно линейно-вытянутыми прогибами, которые впоследствии деформируются, структурно видоизменяются, но продолжают играть важную роль донные наблюдаемых стадий развития, которые еще не могут быть признаны завершающими весь цикл сводообразования. Об этом совершенно ясно говорит современное развитие структур во всех сводах неоген-четвертичного возраста и, в частности, продолжающееся развитие впадин байкальского типа.

2. Прекращение или замедление поднятий, вызванных глубинными источниками. В это время достигнут максимум растрескивания и вступают в действие гравитационные сбросы. При плоском поднятии возникают преимущественно окраинные сбросы и образованные ими окраинные грабены; при сводовом поднятии, не разрешившемся образованием клина (или клиньев) выпирания³, в замковой части возникают продольные гравитационные сбросы

³ Невозможность образования клина выпирания из плоского свода или свода с очень большим радиусом кривизны очевидна.

и осевые впадины (Байкальская система, Великий Африканский рифт), а как своего рода компенсационные структуры (рис. 2). При этом на уровне опущенных блоков по их краям формируются более или менее выразительные горные ландшафты. Наряду с одиночными сбросами в таких условиях легко развиваются системы параллельных и ступенчатых сбросов, вероятно тем легче, чем ось свода располагается ближе к простиранию древних структур. Деформации изгиба, вогнутого во впадинах, выпуклого по их краям, в этих условиях хотя и имеют место, но, подобно рассмотренному выше первому случаю горообразования (назовем его условно гобийским), в основном предшествуют разрывным смещениям и затем как бы подавляются последними, сохраняясь в «чистом виде» обычно в некотором удалении от зон особенно интенсивного растрескивания. В Прибайкалье такими плоскими прогибами являются Мамско-Бодайбинская впадина, Витимское плоскогорье, в Центральной Азии — впадины Таримская и Цайдам, в Восточной Африке — депрессия оз. Виктория.

В рассматриваемом механизме активного горообразования (будем называть его «байкальским») главными рычагами служат гравитационные сбросы, и, следовательно, роль так называемых обратных сбросов, взбросов и горстов не может быть велика. Типичны «остаточные» горсты, образованные прямыми сбросами. В их подножиях формируются преимущественно насыпные предгорные равнины (предгорные шлейфы), генетически и морфологически не вполне сходные со структурными пьедесталами. Морфологическое несходство, помимо относительно скромных размеров (высоты) насыпных подножий, заключается в том, что при неодинаковом развитии конусов выноса из смежных долин предгорная равнина отличается в байкальском типе большой волнистостью в продольном профиле и сложностью очертаний своего тылового шва. Типичны треугольные склоны — плоские косые срезы горных мысов, лежащие в одной плоскости и составляющие единую тектоническую линию. Горные вершины отличаются более выраженным однообразием высот, чем в массивных горах сводового генезиса, что отражает крайне медленный темп подготовки их исходной поверхности.

Абсолютные и относительные высоты гор, образованные рассмотренным путем (остаточно-горстовым, байкальским), на всем земном шаре уступают высотам гор сводового генезиса, а эти последние примерно в той же мере уступают в высоте горам альпийских геосинклиналей. Все три структурных типа представлены во Внутренней Азии, и их смена может быть прослежена с севера на юг.

Существует, таким образом, значительная разница в видимом механизме горообразования, приводящего к сходным в общем результатам — возникновению массивных гор. В обоих рассмотренных случаях различимы подготовительная стадия — линейное

коробление или плоское щитовидное воздымание, в течение которой типичные горные ландшафты еще отсутствуют, и вторая стадия — собственно горообразовательный акт, характеризующийся обязательной деятельностью разрывных смещений и созданием морфологических контрастов. Понятно, что только в самой грубой схеме можно различать одну подготовительную (предороженную) и одну заключительную (ороженную) стадии. Горообразовательный процесс, идущий тем или иным рассмотренным выше путем, складывается несомненно из большого числа ускоренных импульсов и замедлений или остановок. Тем не менее, как показывает геологическая и геоморфологическая история любой горной области, горообразование действительно идет неравномерно и неодинаково в начале и конце цикла.

Различия в подготовительной (пластической) стадии заключаются, очевидно, в том, что линейное коробление приводит к возникновению ряда первичных элементов — линейных сводов и прогибов, т. е. комплекса перемежающихся структур с различным знаком движений. Из самой перемежаемости (дифференцированности) сводов и прогибов следует вывод о высокой специфической напряженности и неоднородности силового поля в данной области. Линейное коробление, как известно, не проявляется на древних платформах, а приурочено к самым краям последних и разделяющим их подвижным поясам. Перемена знака на небольшом расстоянии вкрест простирания системы сводов и прогибов, т. е. высокое значение тектонического градиента, свидетельствует об относительно малых радиусах кривизны. Тем самым участие в изгибах всей толщи земной коры, по-видимому, исключено. Зато перенапряжения в узких сводах облегчают образование «клиньев выпирания», чему дополнительно благоприятствуют отрицательные изостатические аномалии и тенденция к всплыванию горных сводов, утолщенных в своих корнях. Области с новейшим и современным горообразованием подобного типа (Монголия, Южная Тува, Северо-Западный Китай) отличаются наивысшей сейсмической активностью, которая известна в глубине континентов.

В отличие от рассмотренных условий при подготовке горообразования по байкальскому или восточноафриканскому типу предварительно развиваются широкие, протяженные и морфологически сложные своды, продольное осевое растрескивание которых и создает рифтовые зоны и рифтовые горы в них. В таких очень медленно развивающихся поднятиях нет стимулов для активного выпирания клиньев или горстов, зато активно углубляются осевые впадины, под которыми (например, под байкальской) земная кора оказывается даже утолщенной. Перенапряжения в плоских широких сводах или «структурных плато» отчасти снимаются преимущественно или исключительно гравитационными сбросами, центральными или краевыми. Здесь господствует отно-

сительно слабое дифференцированное отрицательное поле силы тяжести.

Далее следует попутно коснуться сдвиговых перемещений, роль которых в создании поверхностных структур и земного рельефа вполне очевидна, хотя, возможно, некоторые авторы и преувеличивают ее. Однако совершенно ясно, что крупные региональные сдвиги по самой своей сущности отражаются лишь в горизонтальной «структуре» рельефа, в плановых соотношениях элементов горного рельефа, возникновении специфических стыков и т. д., нежели в объемной морфологии гор⁴. Поэтому участие в сдвиговых смещениях какой-либо площади само по себе не отражается в главных типических чертах массивных гор, в создании которых, как и всяких других гор, главная роль принадлежит вертикальной составляющей. Но и с такой точки зрения очень важно знать, какую геоморфологическую роль играли крупные сдвиги в историческом разрезе. Дело в том, что в отдельных отрезках или ветвях больших разломов, а также в различные исторические моменты знак и характер движений по разломам могли сильно измениться. Это положение общеизвестно. Так, М. Биллингс и некоторые другие считают, что сдвигу Сан-Андреас в прошлом были свойственны функции прямого сброса [Billings, 1960]. В Альпийском сдвиге (Новая Зеландия) с плиоцена донныне главенствует вертикальная составляющая [Suggate, 1961]. Долиноозерский разлом в Монголии, как было показано нами [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963], с мелового периода и до современности функционировал то как нормальный сброс или взброс, то как горизонтальный сдвиг. Очевидно, что при каждой трансформации воздействие Долиноозерского разлома на рельеф соответственно менялось, а современная его роль в разграничении межгорной впадины (Долины Озер) и горной цепи Гурбан-Богдо обязана главным образом сумме накопленных однозначных вертикальных смещений. Таким образом, сдвиговые смещения сами по себе не могут оказывать большого влияния на эволюцию и морфологию массивных гор и должны существенно отражаться только в их горизонтальной планировке.

Мы рассмотрели вопрос о механизме, или, точнее, о кинематических моделях поднятий, ведущих к формированию массивных гор на северной окраине Внутренней Азии. Наши рассуждения касались только самой общей схемы процесса. Не менее важным представляется вопрос о дальнейшей структурной эволюции массивных гор, созданных тем или другим путем. В последние годы автору пришлось столкнуться не только с различными морфологическими типами, но и, видимо, с различными стадиями структурной эволюции массивных гор в Прибайкалье, Южно-Тувин-

⁴ Здесь мы не касаемся возможной динамической сдвигов в горообразовании.

ском нагорье и в Монголии. При этом у нас сложилось определенное впечатление о том, что в некоторых районах процесс структурной эволюции гор развивается как по вертикали (возвышение, снижение, расчленение), так и, возможно, главным образом вширь, за счет межгорных или предгорных впадин. Многие здесь остаются еще неясным, но отдельные факты все же вполне убедительны. Первые сведения на этот счет принадлежат, как нам кажется, Ч. Берки и Ф. Моррису, наблюдавшим в 1920-х годах у подножия гор Гобийского Алтая низкие продольные гряды, сложенные дислоцированными отложениями древних конусов выноса тех же гор [Berkey, Morris, 1927]. Эти весьма характерные образования, имеющие местное название «дзэргэлэ», позже были более подробно изучены нами [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963] и названы форбергами. Они распространены в Гобийском Алтае и горных системах МНР. Самое интересное в форбергах — неравномерность и стадийность их развития. В современную эпоху на южном и северном бэе хребта Гурбан-Богдо можно видеть еле зарождающиеся форберги в виде цепочек низких плоских холмов и холмиков, сложенных пролювиальным материалом верхнеплейстоценового (возможно, даже голоценового) возраста, затем хорошо оформленные и сравнительно высокие линейные гряды (от 10—12 до 20 км длиной), сложенные дислоцированными раннечетвертичными конгломерато-брекчиями, и, наконец, изолированные от основных горных массивов и связанные единством простирания и протяжения с форбергами предыдущего типа цепочки гор, сложенные породами палеозойского фундамента. Эти три типа форбергов, вне всякого сомнения, соответствуют разным стадиям их развития — от ранней до поздней в порядке приведенного перечисления. Положение форбергов на бэе, их параллельность подножию и общему протяжению горной цепи, стадийность развития, вовлечение в складчатые дислокации слоев древних предгорных отложений с образованием антиклиналей и крутых (до 40—45°) наклонов в сторону гор (рис. 3), что являет собой пример четвертичной инверсии, — все это свидетельствует о разрастании данных гор путем структурной перестройки и в конечном итоге — о расширении их пьедесталов. Следовательно, форберги являются морфологическими и тектоническими показателями расширения горных поднятий, идущего путем переработки их подножий и зон, переходных к смежным впадинам. В горах Гурбан-Богдо было отчетливо видно, что новейшие сейсмогенные надвиги отклонялись близ форбергов в сторону межгорных впадин, выступали на бэе и в виде фестоны охватывали каждый форберг по его переднему (наружному) краю. Таким образом, Гоби-Алтайское землетрясение выявило истинные структурные границы горного массива, включающие в себя форберги, и прямо показало, что бэе являются не насыпными образованиями, пассивно прислоненными к центральному

«коренному» массиву, а представляют собой структурный пьедестал, разрастающийся под влиянием эндогенных сил как вверх, так и вширь.

Аналогичную картину можно видеть в Южной Туве, где южные отроги хребта Восточной Танну-Ола, обращенные к бессточной Котловине Больших Озер, отличаются не только типичным развитием бэлей и бедлендов, но и настоящих форбергов (дээргэлэ), которые здесь, как и в Гобийском Алтае, можно наблюдать в разных стадиях развития. Так, наиболее протяженные,

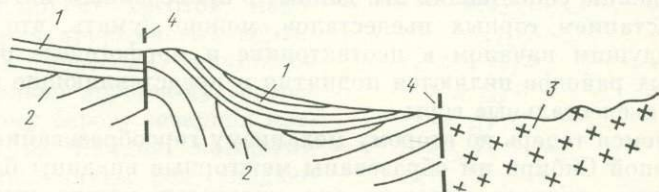


Рис. 3. Геологический разрез через северное подножие массива Ихе-Богдо (Гобийский Алтай):

1 — ранчетвертичные пролювиальные отложения свиты Гошу; 2 — плиоценовые молассовидные отложения свиты Хунг-куре; 3 — метаморфические и изверженные породы палеозоя; 4 — надвиги

высокие и скалистые форберги, сложенные породами палеозоя, обнаруживают наибольшую слитность с основной массой горного хребта, нередко связаны с ним непосредственно системой низких гряд или холмов, несут сходный мезорельеф. Менее высокие и протяженные прерывистые гряды с округлыми гребнями, если и связаны с главным горным хребтом, то лишь через посредство форбергов предыдущего типа, «затухающее» продолжение которых они иногда составляют. Наконец, совершенно изолированы от коренных склонов Танну-Ола расположенные на его бэле цепочки холмов или едва заметных выпуклостей — зарождающиеся форберги. Они состоят из пролювиального плаща и покрываемых им дислоцированных отложений эоплейстоцена. От тылового шва бэля такие форберги порой отодвинуты на 5—7 км, знаменуя этой цифрой величину разрастания вширь в современную эпоху здешних массивных гор. Геологические наблюдения в Туве, как и в Гобийском Алтае, показали, что в обоих случаях мы имеем дело с переустройством эоплейстоценовых предгорных прогибов. Последние как бы «всасываются» в поднятие главных массивов, а новые — плейстоценовые предгорные прогибы мигрируют все дальше от главных центров поднятия.

Характеристика механизма расширения сферы горного рельефа, идущего в рассмотренных примерах путем переработки предгорных прогибов, была бы неполной, если бы мы не коснулись главных особенностей низин, прилегающих к горным массивам

Южной Тувы и Гобийского Алтая. Здесь мы видим также сходную картину: плоскодонные межгорные впадины, несущие внутренние, такие же плоские и мелкие котловины, сухие или озерные, которые вытянуты вдоль осей впадин (оз. Орог-Нур в Котловине Больших Озер, МНР) или изометричны (Убсу-Нур, там же). Озера лишены террас или иных признаков более высокого стояния вод в прошлом. Глубины их по сравнению с площадью ничтожны, береговые линии хорошо развиты. Ничто в них не напоминает озера так называемого байкальского типа. В первом приближении, сопоставляя эти данные с приведенным материалом и разрастанием горных пьедесталов, можно думать, что активным, ведущим началом в неотектонике и морфогенезе рассматриваемых районов являются поднятия и представляющие их массивные пьедестальные горы.

Вернемся теперь ко второму механизму горообразования. В горах Южной Сибири им образованы межгорные впадины байкальского типа, систему которых для краткости можно именовать Байкальским рифтом. Как было показано многими исследователями, основную горообразующую роль здесь играют гравитационные сбросы, обусловленные сводообразными поднятиями и наложенные на их общий «фон». Морфология межгорных впадин и новейшие движения в этой зоне показывают, что осевая поверхность сводообразного поднятия особенно активна, с ней совпадает максимум очагов землетрясений, причем ведущим динамическим фактором в этих очагах являются близкогоризонтальные растягивающие и близвертикальные сжимающие усилия [Введенская, 1961; Мишарина, 1963б], благоприятствующие развитию сбросовой тектоники. Исследованиями последних лет во впадинах байкальского типа обнаружены весьма юные разрывные дислокации, позволяющие понять роль горизонтальной составляющей в механизме «остаточно-горстового» типа горообразования.

На высоких плоскогорьях, на отдельных вершинах и склонах горных хребтов и, наконец, на конусах выноса горных рек в Прибайкалье обнаружены и описаны следы новейших тектонических разрывов в виде борозд, рвов, прерывистых, линейно вытянутых ложбин, не имеющих ничего общего ни с древней структурой местных коренных пород, ни с наложенным на нее рисунком депудационной сетки [Флоренсов, 1960б; Солоненко, 1962; Хромовских, 1963]. Не только геоморфологическая позиция новейших разрывов, но также и прямые геологические наблюдения в обнажениях рыхлых толщ свидетельствуют в пользу голоценового и даже современного их возраста (сотни, тысячи лет). К таким образованиям, например, относятся новейший сброс на склоне Байкальского хребта в районе мысов Кедровых, прослеженный с перерывами на 10—12 км, зияющие трещины растяжения в Восточном Саяне, эффектные новейшие разрывы в хребте Хамар-Дабан, сбросовые рвы в основании склонов Тункинского, Баргузин-

Рис. 4. Конус выноса реки на Северном Байкале, перебитый выраженным в рельефе вертикальным сбросом

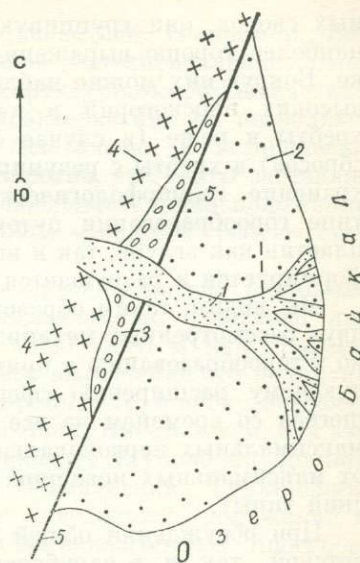
Проловиальные отложения: 1 — современные; 2 — голоценовые; 3 — плейстоценовые; 4 — кристаллические породы Байкальского хребта; 5 — сброс с опущенным юго-восточным крылом

ского и других хребтов, наконец, серия прерывистых вертикальных сбросов, тянувшихся параллельно коренному северо-западному берегу северной котловины оз. Байкал, которыми перебиты конусы рек, впадающих в озеро (рис. 4).

Далее, на Байкале, на обеих его сторонах — западной и восточной — распространены уходящие на глубины до

600 м подводные каньоны, морфологически вполне подобные морским каньонам [Ладохин, 1957]. Эти замечательные подводные формы в свете современных взглядов на их происхождение следует рассматривать как результат погружения и затопления прежде субаэрального прибрежного рельефа.

Таким образом, помимо фактов недавнего погружения частей прибрежной суши Байкала при землетрясениях, мы имеем ряд других свидетельств погружения дна и расширения акватории Байкала, а также доказательств активности сбросов, пересекающих даже самые молодые отложения склонов (россыпи) и конусов выноса. Данные по соседним межгорным впадинам байкальского типа демонстрируют принципиально ту же картину новейших движений, что и во впадине Байкала. Отличия этой картины движений от рассмотренной для области пьедестальных гор заключаются в отсутствии дзэргэла, краевых надвигов, а местами — в тенденции расширения границ межгорных впадин. Ведущую роль в процессе горообразования по байкальскому типу играют сбросы, создающие рельефные контрасты ниже гипсометрического уровня, достигнутого предварительным сводовым поднятием. По этой причине, как мы видели выше, возникают массивные «остаточные горсты», своего рода тектонические останцы, а в качестве активных морфоструктур выступают прогибы и грабены. Горообразование идет главным образом через развитие, углубление, расширение межгорных впадин при пассивном обособлении межвпадинных массивов. Поскольку сами впадины генетически связаны с растрескиванием замков очень обширных и протяжен-



ных сводов, они группируются в протяженные линейные зоны, наиболее хорошо выраженные, как известно, в Восточной Африке. Вокруг них можно наблюдать всевозможные стадии перехода высоких плоскогорий и нагорных плато в массивные горные хребты и реже (в случае сближения окраинных параллельных сбросов) в хребты с редуцированным платообразным гребнем. Сохранение геоморфологических контрастов происходит в данном типе горообразования путем отделения и опускания сбросовых пластин как вглубь, так и вширь. Сводовое поднятие при этом деформируется и разрушается изнутри.

Мы видим, таким образом, что, несмотря на глубокое отличие двух рассмотренных механизмов поднятия, оба они ведут не только к горообразованию в прямом смысле этого слова, но и к последующему расширению сферы горного рельефа, распространяющегося со временем на все новые территории, в стороны как от максимальных первоначальных поднятий (гобийский тип), так и от максимальных новейших погружений (байкальский, африканский типы).

При обсуждении общей проблемы горообразования как в советской, так и в зарубежной литературе [Chadwick, 1962; Billings, 1960; Egyed, 1960; и др.] главное внимание уделяется динамике процесса и глубинным источникам энергии. Кинематический аспект той же проблемы считается второстепенным, что, на наш взгляд, совершенно неправильно, так как структурный тип горного рельефа определяется именно формой горообразовательных движений.

В этой статье мы сделали попытку осмыслить некоторые факты и связи между новейшей тектоникой и рельефом массивных гор. Мы не касались других возможных типов и механизмов горообразования, кроме рассмотренных в статье, так как старались остаться в кругу знакомых нам лично фактов. Вместе с тем мы убеждены в том, что разобранные способы образования массивных гор имеют место не только в Южной Сибири и Внутренней Азии, но и в сходной обстановке других районов земного шара.

РИФТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ¹

Большие и малые грабены Байкальской горной области объединяются в Байкальскую рифтовую зону длиной около 2500 км. Располагаясь в глубине Азиатского континента, эта зона лишена видимой связи с мировой рифтовой системой и по сравнению с

¹ Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970. С. 146—150 (Результаты исследований по Международным геофизическим проектам 1969—1970 гг. Верхняя мантия, № 7).

отдельными материковыми частями последней (например, Восточно-Африканской) кажется наиболее континентальной. Вместе с тем ее геологический возраст, структурно-морфологические черты и отдельные геофизические характеристики не позволяют рассматривать ее как образование, генетически и исторически чуждое мировой рифтовой системе; напротив, эти черты заставляют видеть в ней один из элементов последней. Само положение Байкальской зоны, ее «континентальная» изоляция требуют специального внимания и объяснения.

Грабены Байкальской зоны, как и грабены других рифтовых зон Земли, связаны с обширным, широким, но отчетливо линейным поднятием с амплитудой до 3000—4000 м над уровнем моря. Существенное геоморфологическое выражение это поднятие приобрело в плиоцен-плейстоценовое время, т. е. в эпоху повсеместного горообразования во Внутренней Азии. Вместе с тем, как это достоверно выяснено для средней, наиболее глубоко опущенной части Байкальской зоны (грабены Байкальский, Тункинский, Баргузинский), рифтовые структуры наследуют положение и простираются более ранних олигоцен-раннеэоценовых прогибов, гораздо более плоских и, вероятно, более обширных, чем позднейшие собственно рифтовые впадины [Флоренсов, 1964б; Флоренсов, 1965]. Это исключает возможность развития Байкальской зоны по упрощенной схеме «сводовое поднятие — растрескивание — последующее образование рифтовых впадин», так как в участках максимального прогибания днищ накопление осадков шло более или менее непрерывно, начавшись задолго до формирования свода и вызванного им горообразования.

С другой стороны, геологические данные не дают основания представить Байкальское (или Саяно-Байкальское) плиоцен-плейстоценовое поднятие в виде единого простого плосковерхого свода, облегчая тем самым различные геометрические и механические построения (например, по схеме Г. Клооса). Напротив, они показывают, что Саяно-Байкальское сооружение само состоит из отдельных внутренних сводовых поднятий — крупных современных хребтов. Его структурная поверхность, если мысленно удалить денудационные преобразования, внешне напоминает уплотненный антиклинорий, а не простой антиклинальный свод (рис. 1). Прогибы в теле поднятия старше его самого. Отсюда сложность построения общей механической модели Байкальской рифтовой зоны и неудовлетворительность предложенных ее вариантов.

Одна из общих проблем механизма рифтовых структур, как известно, заключается в выяснении характера сил, действующих в земной коре. Большинство исследователей считают, что рифтовая структура — результат растяжения в земной коре. Другая группа авторов приписывает главную роль в рифтообразовании (грабенообразовании) сжимающим силам. Пример Байкальской

рифтовой зоны позволяет, по нашему убеждению, склониться к первой точке зрения. Рассмотрим относящиеся сюда данные.

Во-первых, как это видно на западном фланге Байкальской зоны, базальтовый вулканизм не только предшествовал рифтообразованию, но и сопровождал его вплоть до позднего плейстоцена. Вулканические излияния протекали прерывисто, в раннем неогене были массовыми, в плиоцен-плейстоцене постепенно перешли в фазу излияний и выбросов из немногих одиночных центров — обычный путь для затухающей вулканической активности. При

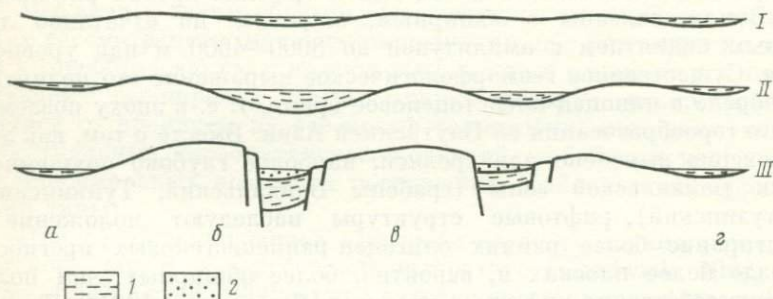


Рис. 1. Стадии развития рельефа и структуры Байкальской зоны

I — разрез вкрест Байкальской зоны в дорифтовую эпоху (палеоген); II — разрез вкрест Байкальской зоны в прерифтовую эпоху (миоцен—нижний плиоцен); III — разрез вкрест Байкальской зоны в эпоху рифтообразования (средний плиоцен—плейстоцен): 1 — палеогеновые и миоцен-нижнеплиоценовые отложения; 2 — среднеплиоцен-плейстоценовые отложения

этом состав и химизм лав за весь период с позднего палеогена до позднего плейстоцена не претерпел никаких существенных изменений, оставаясь в пределах нормальных оливиновых базальтов и трахибазальтов, слабо варьируя и в их петрографической структуре. Резко щелочные, кислые и ультраосновные породы, известные в неовулканических сериях Восточной Африки и Рейнской области, ни в самой Байкальской рифтовой зоне, ни в ее ближайших окрестностях в составе базальтовой серии или в связи с ней не найдены. Это свидетельствует об относительном постоянстве путей подъема основной магмы из нижних частей коры и, по-видимому, из верхов мантии (поскольку в лавах нередки ксеногенные включения оливинитов), а также в том, что пути были достаточно свободными и не создавали длительных остановок порций магмы в коре. Лучше всего особенности неовулканизма Байкальской зоны можно объяснить господством растяжения, а не сжатия.

Во-вторых, активное горообразование в Байкальской зоне в течение плиоцена-плейстоцена происходило на консолидированном докембрийско-нижнепалеозойском субстрате байкалид и ранних

каледонид после относительно длительного тектонического покоя (мел-палеоген). Это указывает на разуплотнение материала земной коры, во всяком случае ее верхних частей. О том же косвенно свидетельствует изостатическая неуравновешенность земной коры в Прибайкалье [Булмасов, 1968].

В-третьих, еще никому из исследователей не удалось доказать наличие в Байкальской зоне региональных разрывов сжатия, имеющих плиоцен-плейстоценовый возраст, т. е. современных рифтовым структурам. Мнение, что некоторые структурные ситуации объясняются с помощью обратных сбросов, не нашло подтверждения на основе геологических фактов, в то время как для палеозойской и мезозойской тектоники субстрата рифтовой зоны надвиги, местами очень пологие, весьма типичны. Для плиоцен-плейстоценовых разломов, непосредственно участвующих в рифтообразовании, характерны крутые нормальные сбросы, местами наблюдаемые непосредственно и эффектнейшим образом выраженные в рельефе. Их сопровождают зоны брекчий, минеральные и термальные источники. Продольные сбросовые рвы в основании геоморфологических уступов, выявленные и детально изученные в последние годы в Прибайкалье, всей своей морфологией указывают на породившую их обстановку растяжения.

В-четвертых, общая структура плиоцен-плейстоценовых осадочных толщ, выполняющих грабены, и, вне всяких сомнений, конформная самим грабенам, полностью исключает предположение о сжатии последних как в ранние, так и в поздние стадии их существования. Наблюдаемые местами мелкие складки доплейстоценовых отложений локальны и не дают оснований для представления о фронтальном сжатии.

Что касается горизонтальных сдвигов и вообще сдвиговой компоненты в разломах рифтообразующей системы, то этот вопрос по отношению к Байкальской зоне продолжает дискутироваться. По мнению автора, сдвиговая компонента в структуре Байкальского рифта имеет резко подчиненное значение в отличие от структур центрально-азиатских впадин, где роль сдвигов действительно чрезвычайно велика. Интересно, что сдвиговая компонента, свидетельствующая о наличии послемезозойского левостороннего движения, особенно отчетлива в Главном Саянском разломе, простирающемся под острым углом, около 40° , к западному флангу рифтовой зоны. Впадины рифтового типа вдоль этого разлома отсутствуют.

Чрезвычайно ценная информация о характере напряжений в земной коре в Байкальской рифтовой зоне получена в последние десять лет сейсмологами. Обработка сейсмических данных [Введенская; 1961; Мишарина, 1963а] позволила определить механизм очагов многих землетрясений и показать, что изолированная Байкальская зона обладает на большом протяжении вполне специфическим полем напряжений. При оценке этих данных сле-

дует иметь в виду, что глубина очагов прибайкальских землетрясений довольно постоянна, в среднем около 20 км, и что, следовательно, на этой глубине в современную эпоху происходит главная разрядка сейсмических, т. е. тектонических напряжений.

Во всей средней и восточной частях рифтовой системы, от Среднего Байкала и до Южной Якутии включительно, господствуют близкогоризонтальные растягивающие усилия, направленные вкост основных орографических и тектонических линий и, следовательно, действующие поперек грабенов. Эти данные очень хорошо соответствуют приведенным выше геологическим данным о растяжении коры. Но вместе с тем для всего западного фланга рифтовой зоны, от Южного Байкала до Прихубсугуля, определения механизма очагов землетрясений рисуют обратную картину — господство близкогоризонтального сжатия, что, как известно, свойственно очагам землетрясений Средней и Центральной Азии.

Интерпретация всех этих данных может быть разной. Некоторые исследователи считают, например, что современное поле напряжений в Байкальской зоне, выявленное по наблюдениям землетрясений за 10—15 лет, не может быть экстраполировано на геологическое прошлое и непригодно для суждения о силовом поле, породившем Байкальскую рифтовую зону в целом. С другой стороны, обращает на себя внимание полное структурно-морфологическое однообразие всей зоны, удивительное внешнее сходство ее элементов как на западном и восточном флангах, так и в центре (грабен Байкала).

Автору статьи представляется, что при рассмотрении этого вопроса необходимо учитывать положение и границы Байкальской рифтовой зоны по отношению к соседним тектоническим областям. Прежняя точка зрения на ограничение байкальской зоны заключалась в том, что последняя начинается на западе двумя меридиональными депрессиями — Хубсугул и Дархан (Северная Монголия). По новым данным, рифтовая зона начинается на западе в районе впадины Сангин-Далай-Нур, ограниченной с юга Северо-Монгольским глубинным разломом. Южнее и юго-западнее его лежит обширная область неоген-четвертичных впадин Центрально-Азиатского типа, ничего общего не имеющих с байкальскими и вообще с рифтовыми структурами [Флоренсов, 1965]. Очагам землетрясений этой области свойственно близкогоризонтальное сжатие, а по общему уровню сейсмичности эта область значительно превосходит Байкальскую зону.

Сказанное позволяет предположить, что юго-западный фланг Байкальской зоны испытывает в настоящее время нарастающее влияние Центрально-Азиатского тектонического поля, ведущее к соответствующей перестройке системы напряжений в очагах землетрясений Западного Прибайкалья. Если подобное «наплывание» Центрально-Азиатского силового поля на Байкальское действительно происходит, то этот процесс должен был начаться геоло-

гически совсем недавно, поскольку рифтовая зона как целое к этому времени была уже в основном сформирована. Изложенная гипотеза пока представляется более удовлетворительной, нежели попытки объяснить неоднородность современного поля напряжений в Байкальской рифтовой зоне.

Как показали исследования В. П. Солоненко и других в восточном фланге рифтовой зоны, последняя продолжает развиваться в современную эпоху далее к востоку, в глубь Станового нагорья и верховьев р. Алдан, взламывая древний Алданский щит. Свидетельством тому служат расширение и углубление рифтовых впадин, наличие очень молодых (голоценовых) эмбриональных впадин, представляющих миниатюры типичных рифтовых структур. По трассам этих впадин и разломов размещаются очаги землетрясений значительной интенсивности (8 баллов). Напряжения в их очагах неизменно сохраняют характер, свойственный очагам землетрясений во всей средней и восточной частях рифтовой зоны [Солоненко, Тресков и др., 1960]. Общая тенденция вытягивания последней к востоку в свете этих данных не подлежит сомнению, но о дальнейшем ее сближении и сочетании с новейшими структурами Тихоокеанского пояса судить преждевременно.

По отношению к структуре своего древнего фундамента Байкальская рифтовая зона в большой степени автономна. Она пересекает системы разновозрастных складок (байкальских, каледонских), древние архейские блоки и только на сравнительно коротком отрезке примакает к краевому шву Сибирской платформы. Подобная независимость в заложении и развитии системы байкальских грабенов — важная черта, дополнительно подчеркивающая родство Байкальской зоны с мировой рифтовой системой.

Сейсмические данные, относящиеся к Байкальской рифтовой зоне, интерпретируются более или менее однозначно, чего нельзя сказать о данных гравиметрии. Поле силы тяжести над рифтовой зоной расценивается геофизически весьма различно. Большинство ученых относит значительный дефект масс под оз. Байкал на счет мощной толщи неконсолидированных осадков кайнозой и, возможно, верхнего мезозоя (до 6000—7000 м). Другие исследователи идут столь далеко, что предполагают растяжение и утончение коры под Байкалом с образованием «антикорня», при этом считается, что вся отрицательная гравитационная аномалия целиком обусловлена влиянием очень мощной осадочной толщи. Существует, наконец, гипотеза, высказанная А. А. Борисовым, заслуживающая, на наш взгляд, наибольшего внимания, о том, что под всей Байкальской рифтовой зоной протягивается очень глубокая грабеноподобная структура, уходящая в верхнюю мантию и выполненная корово-мантийной смесью [Борисов, 1965]. В целом же состояние гравиметрической изученности и интерпре-

тации гравиметрических данных указывает на неотложную необходимость новых исследований и расчетов в комплексе с другими видами геофизических работ, особенно в области сейсмологии.

Открытым до последнего времени остается вопрос о вертикальном расслоении коры в Байкальской зоне. Наблюдения над местными землетрясениями пока не дали никакого материала его разрешения, тогда как предварительные результаты наблюдения со станциями «Земля» как будто бы обнаружили в коре три поверхности раздела, одна из которых может быть отнесена к границе Конрада.

Первые измерения внутреннего теплового потока в оз. Байкал обнаружили, что его величина вдвое превосходит величину теплового потока в соседних районах Сибирской платформы [Любимова, Шелягин, 1966]. Эти данные хорошо соответствуют результатам магнитно-теллурических исследований, обнаруживших наличие в верхней мантии высоконагретого слоя, который значительно приподнимается по мере движения из внутреннего поля Сибирской платформы к Байкальской рифтовой зоне. В повышенном разогреве верхней мантии под Байкальской зоной может усматриваться и причина высокой подвижности земной коры в этом районе.

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ПОНЯТИЯХ В ГЕОМОРФОЛОГИИ¹

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Геоморфологический аспект в геологических и географических исследованиях всегда играл очень большую роль. В последнее время геоморфологические идеи в нашей стране развивались главным образом по линии методической (новые приемы и принципы геоморфологического картирования), практической (прикладная геоморфология, геоморфология россыпей), регионально-синтетической (геоморфологические карты и монографии). При этом считается, что геоморфология в основном примыкает к наукам географического цикла. В самом деле, если геоморфологические исследования и описания носят в геологии вспомогательный характер, то в географических учреждениях они часто ведутся самостоятельно. Изучение четвертичного периода под геоморфологическим углом зрения приводится также главным образом географами, но в этой области они широко сотрудничают с геологами. Такое же сотрудничество имеет место в исследованиях, относящихся к новейшей и современной тектонике, причем морфологический анализ занимает очень важное место, в полном согласии с идеей В. Пенка [1961] о задачах подобного анализа. С другой стороны, в геоморфологию все глубже проникают язык и метод, а также специфические проблемы и интересы не только геологии, но и геофизики. Лучше всего это видно из обсуждения таких проблем, как горообразование, происхождение океанических рвов, островных дуг и срединных подводных хребтов. Учение о рельефе как главной составляющей внешней географической среды все более углубляет свои корни в сопредельные области наук о Земле. Во многих случаях границы между геологическими и геоморфологическими объектами и приемами их изучения становятся неуловимыми, и с помощью геоморфологического языка нередко обсуждаются широкие геологические и палеогеографические проблемы, например происхождение и развитие океанического дна и т. д.

Намечавшееся в свое время перемещение из геологии в геоморфологию учения об экзодинамических процессах не успело оформиться и найти себе признания, так как ограничение геоморфологического аспекта анализом только одних экзодинами-

¹ Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 78—89.

ческих процессов никоим образом не могло бы способствовать пониманию сложных явлений морфогенеза в целом.

Естественное стремление к углублению этого понимания идет главным образом через развитие идей и методов новейшей тектоники, что выразилось в содержании известной монографии К. К. Маркова [1948], в цикле работ С. С. Шульца [1948, 1958], Н. И. Николаева [1955, 1962], Ю. А. Мещерякова [1951, 1960], в составлении первой обзорной карты новейшей тектоники СССР, в специальной работе И. П. Герасимова [1959], предложившего очень важный и нужный термин «морфоструктура», в некоторых работах автора и многих других исследователей. Самым существенным при этом явилось признание разных степеней и разного характера связей между древней и новейшими тектоническими структурами, преломляющимися в современном рельефе, важности понимания соотношений наружных форм земной поверхности с внутренним строением и состоянием земной коры, их унаследованности от далекого геологического прошлого, например от позднего или даже раннего мезозоя, возможности достоверных палеогеоморфологических реконструкций. Вместе с тем остается в силе положение о том, что свойства геологического субстрата и их отражение в новейших тектонических формах, так же как и эти последние, отнюдь не исчерпывают всего многообразия черт современного рельефа и не объясняют их полностью. В комплексном геоморфологическом анализе необходимо учитывать всю сумму географических факторов. Все же геологический аспект признается ведущим в изучении рельефа горных стран, более того, его значение в практике современных геоморфологических работ все увеличивается. В зарубежной геоморфологии также всегда уделялось много внимания структурному анализу рельефа, но геологический субстрат при этом рассматривался главным образом как пассивный материал. А. Шейдеггер в своей новой работе вообще рассматривает геоморфологическую науку о поверхностных формах Земли, созданных только экзогенными процессами, относя изучение форм земной поверхности, связанных с действием эндогенных сил, к компетенции особой науки — геодинамики [Scheidegger, 1961]. С таким разделением трудно согласиться. Как говорилось выше, подобная тенденция возникала и в советской науке, но не получила дальнейшего развития.

ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОНЯТИЙ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Предопределяющее значение геологического строения в развитии и длительном сохранении рельефа того или иного типа подчеркивалось многими классиками геоморфологии и в настоящее время общепризнанно. С другой стороны, знания одной геологии

недостаточно для глубокого понимания особенностей рельефа данного района. И обратно — «прочсть» геологию какого-либо района по одному его рельефу практически невозможно, даже в условиях сплошной обнаженности, свойственной отдельным участкам аридных и семиаридных областей, так как морфологическое выражение отдельных типов и комплексов пород и тектонических форм далеко не исчерпывает всего разнообразного содержания геологического субстрата. Так как рельеф имеет тройственный «состав»: геологическое строение (состав и структура субстрата), новейшие деформации земной коры и экзогенная скульптура, а роль всех трех элементов весьма различна в разных конкретных ситуациях, то при анализе рельефа самое главное заключается в правильной оценке их динамического взаимодействия. При этом надо учитывать, что внутренние свойства, проявляясь тем или иным образом в ее наружном рельефе и образуя своего рода общий фронт сопротивления внешним (экзогенным) воздействиям, не представляют собой, очевидно, механической суммы этих свойств, а выступают как организованное и связное целое. Это целое мы предлагаем назвать структурой рельефа, или геоморфологической структурой. Соответственно тот аспект в геоморфологическом анализе, с помощью которого исследуются свойства структуры рельефа, и следовало бы называть структурной геоморфологией. Это предложение, возможно, вызовет возражение у некоторых читателей, так как существует представление, согласно которому геоморфологии отводится роль описательной или даже объяснительной топографии, без права углубленного рассмотрения свойств геологического субстрата. Но, во-первых, этот субстрат в большинстве случаев геоморфологически анизотропен. Нейтральное отношение эрозионных форм к размываемому материалу можно наблюдать только в очень редких примерах (вполне горизонтальное залегание слоев, отсутствие закономерной трещиноватости и др.). Некоторые особые случаи, например эпигенетические долины, представляют, как известно, результат проекции на низкие уровни долин древнего заложения, оказавшихся вне первоначальной геологической среды, к которой они так или иначе были приспособлены ранее. Анизотропия субстрата по отношению к развивающемуся рельефу — свойство, мимо которого геоморфология пройти не может. Во-вторых, предложение ввести только к особому аспекту или подходу в общем геоморфологическом (а также геологическом или географическом) анализе, а отнюдь не предполагает выделение новой самостоятельной научной ветви, противопоставленной, например, геоморфологии экзогенных процессов.

Остановимся на этих вопросах несколько подробнее. Как известно, структурный подход к изучению рельефа возник очень давно, еще до И. Д. Черского и В. Дэвиса, и получил особенно ши-

рокое применение в геоморфологии гор и плоскогорий. Назначение такого подхода — выявить различные формы отражения и воплощения в рельефе Земли тектонической структуры верхних частей ее коры, а с их помощью воссоздать историю и объяснить происхождение данного рельефа. Под тектонической структурой здесь имеются в виду, во-первых, ранее сложившиеся пространственно-возрастные соотношения геологических тел, или, иными словами, древняя структура субстрата (материала, из которого создаются горы и цоколи равнин), а также готовые или продолжающие свое развитие формы земной поверхности, созданные новейшей тектоникой. Если элементарной структурной поверхностью для древних слоистых толщ является граница между слоями, то для неотектонических форм таковой служит подошва новейших (неогеновых, плейстоценовых) отложений, а при отсутствии последних, всегда объяснимом тем или иным распределением и знаком новейших движений, — сама земная поверхность.

Изучение соотношений форм новейшей и древней тектоники — одна из главных задач структурной геоморфологии. Она решается в основном геологическими методами с использованием геологической терминологии (согласие, несогласие, унаследованность, наложенность и др.). Этим путем мы можем уяснить общую схему рельефа, его остов или, по И. П. Герасимову, его морфоструктуру. Остаются неучтенными те существенные детали, которые создают в реальных ландшафтах типическое и почти все индивидуальное. Они наложены на тектонические формы и обязаны своим возникновением внешней среде, но, как известно, зависят также от внутренних свойств материала. Здесь речь идет, следовательно, не об орнаментирующем значении скульптуры рельефа по отношению к крупным тектоническим формам, а о том, что реакция различных пород на воздействие переменных денудационных агентов, длительность, интенсивность и глубина этого воздействия на всех этапах развития рельефа во многом зависят от положения геологических тел в древней и неотектонической структуре, обуславливающей в конечном счете возможность их обнажения и проявления тем или иным способом в формах земной поверхности. В нашем понимании геоморфологическая структура отражает наиболее важные внутренние свойства рельефа, состоящие в определенной, исторически сложившейся, функционально-возрастной зависимости геологического состава, древней структуры и новейшей деформации. В таком виде геоморфологическая структура противопоставляется внешней водно-воздушной среде. Это понимание учитывает как вещественные, так и структурно-динамические особенности субстрата. В нем имеются в виду не конкретные формы рельефа, а исходные условия или потенциальные возможности их создания и пространственного распределения на разных, исторически сменяющих друг друга денудационных уровнях в разных климатических зонах.

Итак, если исходить из нашего понимания, геоморфологическая структура тесно связана с геологической (точнее, с тем, что обычно называют геологическим строением), но отнюдь не тождественна ей. В последнюю прежде всего входят пространственно-возрастные соотношения составляющих тектонических элементов и их функциональные связи, т. е. строения и форма макроэлементов геологической среды. Это — в той или иной мере обобщенная (в пределах коры) пространственная и возрастная сумма остаточных механических деформаций, в определение которой складываются понятия о времени (история), динамике или силовых полях (наиболее неясный в геологии вопрос) в кинематике. Таким образом, в нашем понимании, геоморфологическая структура обнимает, с одной стороны, формы как древней, так и новейшей и современной тектоники, а с другой — специфические «морфологические» свойства субстрата, зависящие от вещественного состава и структурной позиции геологических тел, внутренне подготовленных к тому или иному выражению в наружном рельефе.

Фациальный состав, формационные соотношения, история развития субстрата имеют при геоморфологическом анализе второстепенное значение и в ряде случаев вообще могут не приниматься во внимание.

Значение названных главных элементов геоморфологической структуры выступает особенно ярко в районах, где хорошо дифференцированы и обнажены как «комплекс основания», так и «покровный комплекс» (Средняя и Центральная Азия, Южная Сибирь, краевые зоны Русской и Сибирской платформ и др.). Поэтому нам кажется удобным различать геоморфологические структуры прежде всего именно по этому признаку. Вторым важнейшим признаком нам представляется тектоническая структура, третьим — литология, четвертым — активная тектоника. В итоге основные подразделения геоморфологических структур возможно представить себе следующим образом:

по относительной сложности состава — гомогенные, полигенные и гетерогенные, т. е. с однородным неоднородным и резко неоднородным (фундамент—чехол) характером нормального геологического разреза;

по внутренней структуре — платформенные (с господством горизонтальных или волнистых внутренних поверхностей), умеренно складчатые, складчато-разрывные, складчато-покровные, массивные (например, гранитных батолитов);

по активной тектонике — дифференцированные и недифференцированные (знак и амплитуда), нисходящие и восходящие (общая тенденция), пластические и разрывные (характер неодеформаций).

Примерами могли бы служить полигенная складчато-разрывная слабо дифференцированная геоморфологическая структура

Урала, гомогенная умеренно складчатая слабо дифференцированная — германской юры, гетерогенная складчато-разрывная резко дифференцированная — Средней Азии.

Таким образом, наше понимание «геоморфологической структуры» имеет хотя и несколько необычный, но все же чисто геологический смысл. Статические условия (древняя тектоническая структура, литология) кажутся в нем преобладающими. Тем не менее оно предназначается для анализа рельефа земной поверхности именно в ее развитии.

При всей своей общности понятие о геоморфологической структуре может иметь только подчиненное и, так сказать, подготовительное значение в комплексном геоморфологическом анализе, что ясно видно из природы самого земного рельефа, направление развития которого в тот или другой момент зависит и от иных причин. С этой точки зрения геоморфологическая структура представляется как одно из постоянно действующих главных условий (причин), ведущих к тому или иному доступному прогнозированию результату (следствию). Выше особенно подчеркивалось значение в морфогенезе новейших движений и новейших деформаций, т. е. активных механизмов, столь недостававших В. Дэвису при формулировании им основных «начал» геоморфологии в виде идеи о циклах и стадиях. В самом деле, при введении этих механизмов, что необходимо сделать в первую очередь, мы принуждены немедленно отказаться от идеи замкнутых циклов В. Дэвиса. Но нельзя не согласиться и с тем, что тенденция к снижению и нивелированию рельефа, естественная и неизбежная в гравитационном поле Земли, всегда сохраняется и ее учет в общем геоморфологическом процессе занимает, если прибегнуть к аналогии, такое же место, какое, например, принадлежит изостазии в общем геодинамическом процессе. А если это так, то в самом общем виде геоморфологический процесс заключается в суммарном воздействии переменных производных климата на геоморфологическую структуру. Воздействие происходит на фоне постоянной (но не решающей) тенденции к снижению и выравниванию.

Вводя понятие о геоморфологической структуре, объем которого в приведенном толковании шире понятия об эндогенных предпосылках или эндогенных факторах рельефообразования, мы указали и на его чисто геологические корни и считаем, что перенос как понятий, так и некоторых терминов из одной отрасли в другую, если эти последние близки, правомерен и целесообразен. Иногда такой путь приводит к созданию новых, как бы переходных понятий и терминов. Таков термин И. П. Герасимова «морфоструктура», несомненно, обогативший геоморфологию и сделавший ряд ее понятий, пограничных с геологическими, более четкими и конкретными. Все это отнюдь не означает насильственной «геологизации» геоморфологии, которая к тому же, как это хоро-

шо известно, в самом деле является пограничной между геологией и географией.

Перейдем теперь к другому вопросу — о соотношении (в конечном счете — синтезе) геоморфологической структуры, ее выражения в физической земной поверхности и экзогенной скульптуры последней.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ЛАНДШАФТЫ) ИЛИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ?

Очевидно, что в принятой нами трактовке геоморфологической структуры недостает некоторых свойств для полного воплощения в тот или иной тип рельефа. Ее внутренние структурные формы, как и внутренние вещественно-морфологические «возможности», реализуются в рельефе только при дополнительном участии внешних влияний и воздействий. «Доведение» геоморфологической структуры до такой реализации, как конкретный рельеф, осуществляется, как известно, путем постоянного воздействия на субстрат климатических (географических) факторов и реакций на него самого субстрата. Таким образом, покрываясь разнообразными «реакционными» деталями и дополнениями, геоморфологическая структура приобретает полное и типическое в данной климатологической зоне выражение, которое мы предлагаем назвать геоморфологической формацией.

С понятием о геоморфологической структуре (см. выше) оно связано теснейшим образом и представляется нам необходимым потому, что общеизвестные подразделения подчеркивают только или главным образом внешнюю, морфологическую сторону явлений или их размерность (например, низкие, средневысотные и высокие горы). В нашем понимании геоморфологическая формация не совпадает ни с комплексом форм, ни с ландшафтом, ни с типом рельефа, а, базируясь на той или иной геоморфологической структуре, составляет синтез последней и всех наложенных на нее денудационных и аккумулятивных эффектов. В определении конкретных формаций совершенно необходимо вводить характеристику климатической зоны и различать как отдельные формации, так и их группы. При этом представляется целесообразным отобразить в качестве главных признаков формаций общий структурный тип, новейших динамизм, климат и степень вертикального расчленения.

По первому общему признаку возможно различать эпигеосинклинальные, эпиплатформенные и орогенные², по второму — мобильные, субмобильные и стабильные; по третьему — гумидные,

² Термин «орогенные формации» заимствуется мной у Н. П. Хераскова (1963) и используется для характеристик рельефа в орогенных областях.

аридные и нивальные; по четвертому — горные, холмистые и равнинные геоморфологические формации. В таком случае рельеф Альп, Анд, Гималаев, Памира и им подобных горных сооружений придется отнести к эпигеосинклинальной гумидной мобильной формации, рельеф Урала, Аппалачей, Скалистых гор, Шотландского и Скандинавского нагорий — к орогенной субмобильной гумидной формации гор, рельеф Центральной Азии — к орогенной мобильной семиаридной, рельеф Западно-Сибирской низменности — к эпиплатформенной гумидной стабильной формации равнин, Средне-Сибирского плоскогорья — к эпиплатформенной субмобильной гумидной холмистой формации.

На первый взгляд предложение ввести в геоморфологию понятие «формация», в некотором смысле как бы подменяющее такие понятия, как «тип рельефа» или «геоморфологический ландшафт», может показаться излишним. Попробуем аргументировать его целесообразность. Во-первых, термин «формация», как известно, прочно утвердился в общественно-экономической науке, в геологии, в ботанической географии. В этих науках давно возникла потребность в обобщении конкретных исторических явлений, косвенно или прямо связанных единством места, времени, внутренней организации или способа образования (парагенетические или генетические связи). Первоначальный этимологический смысл слова «формация» (образование) чрезвычайно широк, а в указанных примерах (общественно-экономическая, геологическая, растительная формации) вместе с тем вполне конкретен и точен. С другой стороны (в этимологическом же смысле), формация включает в себя кроме «образования» какой-то и как-то связанной или родственной группы явлений (т. е. сообщества) еще и «формирование» в пластическом значении этого слова. Легко видеть, что оба главных оттенка термина имеют прямое отношение к объекту, изучаемому геоморфологией, и нет никаких оснований к тому, чтобы от него отказываться³.

Нельзя также пройти мимо известных параллелей между геоморфологической и, скажем, геологической или геоботанической формациями. Существо каждой из них составляют вполне конкретные элементы (породы, формы рельефа, растения), занимаю-

³ В предлагаемом термине «геоморфологическая формация» содержится некоторая тавтология («морфе» — форма по-гречески, «форма» — то же самое по-латыни), что может вызвать известные возражения. Но смысл слова «геоморфология» очень широк и, как известно, не ограничивается представлением о формах земной поверхности как внешних ее очертаниях, а включает анализ соотношений, генезис неровностей и пр. С другой стороны, термин «формация», имеющий широкое применение в науке, подразумевает прежде всего «образование» и в некоторых случаях (например, общественно-экономическая формация) вполне исключает такие свойства явлений, как формирование в смысле внешнего вида, наружности или геометрических очертаний. Поэтому применение названного термина не окажется неправомерным по этимологическим признакам.

щие определенное место в эволюции земной поверхности и способные типически повторяться в соответствующих условиях. Повторяемость в истории Земли — очень важный признак формаций. Вещественный состав + внутреннее строение и внешняя форма во всей их специфичности также важнейшие признаки как геологических, так и геоморфологических формаций. В равной мере сходным, почти тождественным, при сопоставлении последних оказывается значение тектонического режима и различных производных климата. Это — ведущие, именно «термодинамические» условия становления тех и других формаций.

Можно возразить далее, что в понятии геологической (осадочной) формации в довольно явном виде входит (или во всяком случае подразумевается) общая и сравнительно устойчивая геоморфологическая обстановка, т. е. взаимное положение и соотношение областей размыва и накопления, форма, глубина и размеры бассейнов седиментации, рельеф ложа осадков, пути сноса, механизм транспортировки и переотложения осадочного материала, среда, в которой протекал литодинамический процесс и т. д. Все это, безусловно, верно, и при формационном геологическом анализе геоморфологическая формация оказывается соподчиненной с геологической, которая составляет в приведенном случае более высокую таксономическую единицу. Но верно и то, что геоморфологическая обстановка (т. е. режим устойчивого существования той или иной геоморфологической формации) в ряде ситуаций прямо влияет на образование многих важных элементов геологической формации — геологических тел вполне определенного механического состава (например, в фациях горных подножий, фациях руслового и пойменного аллювия и т. д.), а с другой стороны, что еще более важно, функция, которую способно выполнить понятие «геоморфологическая формация», значительно шире, чем служебная роль по отношению к геологическому формационному анализу. Эта функция имеет прямо, подчас главное значение для понимания эволюции географической среды в целом, а также для характеристики конкретных региональных проявлений последней, например, при анализе современных географических ландшафтов. Все эти соображения не следует, по видимому, сбрасывать со счетов, и, следовательно, введение в геоморфологию понятия о геоморфологической формации можно признать целесообразным и своевременным.

Таким образом, мы считаем возможным предложить следующее расширенное определение геоморфологической формации: *под ней следует понимать естественное и исторически обусловленное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенном тектоническом и климатическом режимах, которые порождают тот или иной способ их подвижного равновесия.*

В предлагаемом определении, вероятно еще далеко от совер-

шенства, придается особое значение подвижному равновесию внутренних элементов геоморфологической формации. Дело в том, что в отличие от геологических геоморфологические формации хуже захороняются и не переходят в ископаемое состояние в той мере, в какой геологические формации. Довольно существенные внутренние изменения в рельефе идут даже при почти полном тектоническом покое, при этом возникают явления геоморфологической конвергенции, вторично направленные ряды и т. д. Однако в целом горный рельеф какого-либо участка земной поверхности останется горным и даже сохранит свою общую структуру при соответствующей «тектонической поддержке» как бы разрушительны ни были при этом воздействия всех денудационных производных климата. Тектоническая тенденция, содействующая устойчивому режиму аллювиальных равнин, т. е. медленное, слабо дифференцированное погружение, обеспечить сохранение равнинности рельефа, несмотря на сколь угодно пестрое распределение явлений и факторов выветривания, размыва, переноса и отложения.

С другой стороны, приведенное определение приемлемо главным образом для анализа новейшего этапа в развитии рельефа Земли, который начался в палеогене или в начале неогена и не закончился до сей поры, т. е. для этапа, в течение которого не все первоначально существовавшие геоморфологические формации подверглись замене другими геоморфологическими формациями.

Наконец, вполне оправдано сходство предложенного нами определения со всеми существующими в литературе определениями геологических формаций. Разница заключается только в специфике объекта и его внутренних особенностей, во всем же остальном речь идет о природных естественноисторических «телесных» образованиях, развивающихся в соответствии с законами материалистической диалектики.

Рельеф земной поверхности отражает динамику контакта земной коры с наружной средой, и физический характер последней составляет одно из самых общих условий морфообразования. Поэтому необходимо было бы различать субаэральные (наземные, материковые), субаквальные (подводные, океанические), субгляциальные (подледниковые) и, возможно, субвакуумные (лунные) группы формации.

К первой, субаэральной, группе главным образом относились приведенные выше примеры формаций. Современный субаэральный и субаквальный рельеф Фенноскандии и Канады только в недалеком прошлом заменил собой рельеф субгляциальный. Как показано во многих работах, современный субаквальный рельеф некоторых морских мелководий (и не только мелководий!) в основе своей является субаэральным. Напротив, наземный рельеф местами наследует формы подводного.

Таким образом, мы обязаны говорить о геоморфологических формациях как об образованиях, способных накладываться друг на друга и сменять друг друга в общем ходе эволюции Земли. При этом полное уничтожение какой-либо геоморфологической формации — случай, пожалуй, столь же редкий, как исчезновение геологической формации без следа, ибо он означает уничтожение не только некоторого типического рельефа, но и субстрата, разнообразные свойства которого этот рельеф выражал. Вместе с тем, как известно, в геологических разрезах превосходно сохраняются коррелятные «ископаемому рельефу» осадки и тем самым возможны палеоморфологические реконструкции. Почти неповрежденные слепки древнего рельефа дают коры выветривания. Ту же роль выполняют неровности подошвы эффузивных покровов, особенно основных лав. Поверхности несогласий в обобщенном виде, а иногда и в деталях отражают динамику древних ландшафтов, направление миграций береговых линий, характер и интенсивность расчленения суши и т. д. Все эти данные и служат средством палеогеоморфологического анализа, в дальнейшем развитии и углублении которого важную роль, на наш взгляд, может сыграть понятие о геоморфологической формации.

ДРУГИЕ ВОЗМОЖНЫЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Морфологический подход к пониманию эволюции земной коры не должен ограничиваться физической («дневной») земной поверхностью. Всякая поверхность раздела, имеющего физический смысл, может и должна быть его объектом. В самом деле, с позиций учения о дифференциации вещества Земли как о механизме расслоения на геосферы, слоистое строение коры можно рассматривать и под морфологическим углом зрения. В настоящее время огромный интерес вызывает морфология поверхности Мохо, по-видимому, главного из «геологических контактов» нашей планеты. Кое-что о рельефе этой поверхности уже известно, причем оказывается, что сложности наружных форм коры (контакта «земля—вода + воздух») на глубине обычно соответствует сложность формы поверхности Мохо, т. е. контакта, «кора—мантия». С вертикальными сечениями, проходящими через кору в таких местах, связаны наиболее напряженные, тектонически активные зоны. Каково бы ни было при этом происхождение резких неровностей поверхности Мохо, они свидетельствуют о местной перегрузке внутренних напряжений и проявляются в какой-то степени искаженных проекциях на земной поверхности, где господствует контрастный рельеф и где велики геофизические и геологические градиенты. В таком смысле «нижний» рельеф коры представляет источник возмущений во всей ее толще и особенно в ее верхнем рельефе.

Можно думать, что в условиях суточного вращения Земли и общего возрастания плотности вещества с глубиной в подошве коры существует та же общая тенденция к сглаживанию неровностей, которая присуща и наружной поверхности коры, и что при несколько иной физической природе эта тенденция нередко оказывается беспомощной или подавленной другими, противоположными процессами сконцентрированного действия. Здесь снова возникает аналогия с изостазией как тенденцией к равновесию коры, которая нарушается тектоническими и другими силами. И нет, конечно, никакого сомнения в том, что перемещение вещества как вертикально, через поверхность Мохо, так и параллельно ей создает новые и новые неровности.

С позиций современного учения о множественности геосфер одна из общих задач наук о Земле заключается в морфологическом анализе нижних и верхних границ всех ее оболочек, т. е. анализ из «верхнего» и «нижнего» рельефа, что составляет первый важный шаг к пониманию динамического и всякого другого взаимодействия геосфер.

Если обратиться к наружным оболочкам, начиная, например, от раздела Мохо и выше, то станет отчетливой картина грубой общей параллельности их границ и приближения каждой из оболочек по форме к сферическому слою. Известно, что всякое относительное движение соседних сред или слоев, если оно и кратковременно, усложняет форму их взаимной границы, а если длительно — приводит к очень сложной периодической сменяемости одних форм другими, т. е. к «движущемуся» рельефу их общей граничной поверхности. Обычным примером является возмущенная ветром поверхность раздела вода—воздух. Иными словами, динамическое воздействие контактирующих масс или сред определяет форму их контакта. В наружных геосферах мы видим весьма значительные отклонения от взаимной параллельности сред. Особенно, по-видимому, это касается границы «земля—атмосфера», соответствующей максимальному градиенту плотностей в соприкасающихся средах. Горный рельеф как целое (т. е. горы+межгорные и предгорные впадины) в этом смысле представляет, возможно, самое значительное отклонение от простой параллельности и горизонтальности (сферичности) планетарных поверхностей раздела. В простейшем «идеальном» случае при равномерном распределении внутренних масс и отсутствии тектонических воздействий твердая кора, гидросфера и атмосфера представляли бы собой сплошные, почти точно параллельные друг другу оболочки, что и привело бы к неизбежной геологической энтропии — полному замиранию геологических процессов. Материковый и, в частности, горный рельеф как крайнее отклонение от такого геометрического и физического «идеала» приводит в соприкосновение твердую и газообразную оболочки при относительном выклинивании водной оболочки, что обуславливает

максимальную напряженность геолого-геоморфологических процессов в зоне «аномального» контакта. Действительно, усложнение формы контакта земли и воздуха, которое находит свое крайнее выражение в горном рельефе, означает вместе с тем увеличение размеров поверхности соприкосновения реагирующих сред, т. е. увеличение интенсивности выветривания во всех его формах. Можно думать, что и выклинивание отдельных глубоко лежащих оболочек, например гранитной части коры на периферии океанов, какими бы причинами оно не вызывалось, представляет собой переход от одних (материковых) к другим (океаническим) условиям взаимодействия геосфер (в данном примере, исчезновение переходной плотности). И в самом деле, всюду на переходе континентальной коры в океаническую мы имеем зоны повышенной тектонической активности и интенсивного вулканизма. Поэтому следует думать, что каждая значительная деформация планетарной поверхности раздела и всякое существенное отклонение от фигуры геоида или непосредственно выражают внутреннюю динамику геосфер, или же выглядят как объективный симптом этой последней.

Для «выпрямления» сложных по своей конфигурации поверхностей раздела существуют физические механизмы, постоянно действующие как в атмо-гидросфере, так и в глубинных оболочках. Общий геоморфологический смысл этого геолого-геофизического процесса состоит, следовательно, в том, что главные уровенные поверхности гравитационного поля земли, отнесенные к границам геосфер, стремясь к устойчивой параллельности, всегда остаются подвижно непараллельными.

* * *

В данной статье затронуты общие вопросы так называемой структурной геоморфологии [Щукин, 1952; Tricart, 1952], которая является одним из направлений общей геоморфологии [Герасимов, 1959; Щукин, 1952]. Обсуждение этих в сущности своей геологических вопросов приводит, по мнению автора, к новому пониманию структуры рельефа, или геоморфологической структуры. Под геоморфологической структурой подразумевается все существенное в земной коре для поверхностного морфообразования, включая статические (литология, древняя структура) и динамические (новейшие движения и деформации) свойства геологического субстрата. Будучи связанным и организованным целым геоморфологическая структура оказывает как активное, так и пассивное (через литологию) влияние на облик земной поверхности. Поэтому геологические свойства геоморфологической структуры рассматриваются под углом зрения их предназначенности для выражения в наружном рельефе. Такова одна из главных задач структурной геоморфологии. Потенциальная возмож-

ность геоморфологической структуры воплотиться в тот или иной рельеф реализуется через приближение к земной поверхности и образование контакта с атмо-гидросферой. Соответствующие «контактовые» явления служат предметом изучения климатической геоморфологии. Условия существования близ земной поверхности различных типов геоморфологических структур, определяемых климатом, ведут к созданию тех или иных геоморфологических формаций. Смена одних формаций другими происходит в процессе либо понижения денудационного среза (поднятия земной коры), либо его повышения (опускания и аккумуляция). При этом действие всех климатических механизмов контролируется общими физическими условиями, господствующими в подвижной зоне контакта земля—атмо-гидросфера. Отсюда вытекает необходимость различать три основные группы геоморфологических формаций: субаэральные, субаквальные и субгляциальные.

До сих пор геоморфология и палеогеоморфология занимались изучением только форм земной поверхности. Но в широком плане важно познание рельефа всех других, и в первую очередь внутренних, поверхностей раздела нашей планеты. Действительно, несмотря на огромное различие методов, с помощью которых мы можем составить представление о морфологии границ наружных и внутренних геосфер, все эти поверхности представляют собой общую взаимосвязанную систему и должны были бы явиться предметом одного научного направления — структурной геоморфологии. Это лишний раз подчеркивает единство общего и частного в науках о Земле.

ЧТО ТАКОЕ СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ? ¹

Уже по крайней мере на протяжении двух десятилетий продолжается дискуссия о том, принадлежит ли геоморфология к научным направлениям геологического цикла, или она относится к географии, или, наконец, занимает переходное, «пограничное» положение между географией и геологией. Это расхождение мнений снова ярко проявилось на дискуссии о содержании геоморфологии, происходившей в Москве в 1962 г., причем большинство участников высказалось в пользу промежуточного, или «пограничного», положения геоморфологии. О. К. Леонтьев и Н. В. Думитрашко в своих выступлениях отметили важную роль структурной геоморфологии, в то время как другие участники дискуссии не сочли возможным отвести данному научному на-

¹ Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 11—118.

правлению особое место в предложенных ими внутренних подразделениях общей геоморфологии [Лилиенберг, Орлянкин, 1963]. Между тем термин «структурная геоморфология» продолжает употребляться, а обозначаемое им научное направление — и существовать, и развиваться. Поэтому целесообразно еще раз вернуться к этому вопросу.

Термин «структурная геоморфология» возник сравнительно недавно. В советскую литературу он введен И. С. Щукиным, одновременно в зарубежную — Трикармом [Щукин, 1952; Tricart, 1952] и быстро приобрел права гражданства. Под обозначаемым таким образом научным направлением принято понимать совокупность принципов и методов геоморфологических исследований, вскрывающих влияние и выражение геологической структуры как в современном рельефе, так и на прошлых стадиях его развития. Иными словами, в таких специализированных исследованиях имеются в виду внешние морфологические эффекты геологической структуры, в каких бы географических и исторических условиях они ни появлялись и в каких бы целях и картографических масштабах ни производилось их изучение. Как известно, крупнейшими структурно-морфологическими элементами Земли, если не считать планету в целом, ибо ее общая морфология также зависит от распределения внутренних масс, т. е. от внутренней структуры, являются выпуклости материков и относительные вогнутости океанов, а мельчайшими — микроформы рельефа, связанные своим происхождением и нередко видом с микроструктурными (в тектоническом смысле) элементами. Множество переходных групп заключено между этими крайними группами. Структурные плато и плоскогорья, равнины, горные хребты и межгорные впадины составляют как бы средние звенья сложного ряда структурных форм (морфоструктур) и именно в них соответствие наружного рельефа внутреннему геологическому строению достигает наивысшей степени, особенно на ранних и средних стадиях их развития. Таким образом, структурная геоморфология имеет дело с отражением в рельефе Земли геологических структур всех масштабов и порядков и связана с познанием специфических «морфогенетических» свойств самих этих структур. Это научное направление уходит своими корнями в структурную геологию, региональную геологию и тектонику и составляет кратчайшее связующее звено между геологией и общей геоморфологией.

Н. И. Николаев, выступая на упомянутой выше дискуссии, отметил, что морфография в геоморфологии является аналогом структурной геологии в геотектонике. Мне кажется, что сама собой напрашивается и другая параллель: структурная геология — в геологии и структурная геоморфология — в геоморфологии. Речь идет не о номинальном сопоставлении, а о том, что исходными объектами анализа в обоих случаях служат геологические

структуры, но в первом случае они имеют самостоятельное значение, а во втором — подчиненное, хотя и отправное.

Суть дела заключается в глубоком различии функций, выполняемых геологической структурой, с одной стороны, по отношению к внутреннему строению земной коры, а с другой — по отношению к наружному рельефу. Развитие земной коры идет через развитие самих геологических структур и их комплексов. Эволюция рельефа протекает лишь в зависимости от развития геологических структур и не обусловлена им полностью. Структурная геоморфология, как и геология, исследует соотношения внутренних форм и внешней формы родственных явлений, относящихся к зоне «эндоконтакта» литосферы и атмо-гидросферы. Но первая изучает взаимодействие внутренних и внешних форм геоморфологических тел, соприкасающихся с глубоко отличной от литосферы физической средой — воздухом, водой, льдом; вторая анализирует взаимодействие внутренних и внешних форм геологических тел в процессе и в итоге механических деформаций, идущих в обстановке тесного контакта подобных или близких друг другу в физическом смысле геологических тел. Для объектов структурной геоморфологии момент их соприкосновения с атмо-гидросферой означает толчок к развитию и начало последнего, а при отсутствии такого соприкосновения они существуют в земной коре лишь потенциально, сохраняясь, так сказать, «наготове». Для объектов структурной геологии соприкосновение с атмо-гидросферой означает в общем случае толчок к разрушению (искажению) и начало последнего; их существование в земной коре, вне контакта с земной поверхностью соответственно вполне конкретно и очень длительно.

Вторым вопросом, важным в методологическом отношении, является связь между формой и содержанием в объектах структурной геологии и геоморфологии. В первом случае предпосылки для решения этого вопроса гораздо проще, так как под содержанием геологического тела (формы) справедливо понимается его вещественный петрографический состав, включающий в себя и такие важные параметры, как микроструктуры и текстуры горных пород. Слой служит для пород осадочного происхождения той соответствующей им формой залегания, как и грубо конформное вмещающей среде массивное тело — магматогенному граниту, как покров или поток — излившейся лаве. Все это позволяет по форме геологического тела в большинстве случаев достаточно верно судить об обстановке его образования, о его фациальной принадлежности. Соответствие формы и содержания в слоях первично-осадочных пород столь велико, что подчас неизбежно в условиях сильного метасоматоза, глубинного метаморфизма и колоссальных промежутков времени, в течение которых шансы на уничтожение первичных признаков геологических тел, естественно, неизмеримо возрастают. Форма слоев оказывается

таким образом консервативнее их вещественного содержания, и в этом отражается как бы структурное соответствие первичной природы напластований гравитационному полю Земли.

Попытаемся подойти с тех же позиций к оценке соотношений формы и содержания в объектах структурной геоморфологии. Поскольку такими объектами являются формы как активного (при эндогенном росте), так и пассивного выражения геологических форм в зоне контакта земля—атмо-гидросфера, задача тем самым сильно осложняется. Форма в ее геологическом (структурном) смысле теперь становится на место геоморфологического содержания, а последнее приобретает новую специфическую форму, вторичную по отношению к прошлому состоянию геологических форм в земной коре, первичную — в новой субаэральной или субаквальной среде, в которой развивается рельеф. В таком смысле каждый структурно-геоморфологический объект является более сложной и исторически позже возникающей категорией. Он обладает и новым качеством по отношению к породившей его геологической форме, и это новое качество вливается в общий поток преобразований, отражающих прерывисто-непрерывный процесс развития земной коры и ее поверхности. Возникая в неустойчивых условиях контакта двух или даже трех геосфер, структурно-геоморфологическая форма, понимаемая здесь не элементарно, а как комплекс форм, связанных общностью своих генетических корней с глубинами Земли, непрерывно «метаморфизуется» и тем самым оказывается гораздо менее консервативной, чем ее геоморфологическое содержание, в основе которого остаются вещественно-геологические свойства субстрата. Здесь я сознательно употребил термин «метаморфизм», который во вполне определенном смысле широко используется в геологии. В структурной геоморфологии, с моей точки зрения, он также мог бы быть полезен и даже адекватен своему первоначальному смыслу. В самом деле, создание структурно-денудационного рельефа не есть ли именно процесс метаморфизма структурных форм Земли, происходящего ранее в чуждых им термодинамических условиях? Не напрашиваются ли здесь и другие параллели, связанные, например, с фазами и ступенями метаморфизма?

Все же, по-видимому, не следует полагать, что структурно-геологические формы уж столь консервативны по отношению к формам структурно-геоморфологическим, хотя противоречие последних окружающей их воздушно-водной среде, действительно, гораздо глубже. Историческая геология, палеогеография и палеогеоморфология имеют в своем распоряжении сколько угодно примеров большой жизнеспособности равнин, горных хребтов, межгорных впадин и т. д. Явления тектонической унаследованности, широко распространенные и изученные на массе конкретных примеров, неизбежно отражаются и в структурно-геоморфологической унаследованности. Известно ведь, что тенденция к воз-

дыманию и сохранению горного рельефа удивительно постоянна на протяжении многих геологических периодов в некоторых мобильных, да и не только мобильных (послегерцинский Урал), поясах. И если при определенных условиях и в определенные этапы геологической истории (общее погружение, прямая и обратная инверсия) структурно-геоморфологические формы уничтожаются, то только временно и часто ненадолго, возрождаясь затем вместе с возрождением старых геологических структур на новой исторической основе. В эпохи, когда поверх древних создаются новые структурно-геологические поверхности, например границы раздела горизонтально или слабо наклонных молодых слоев, их моноклинали или мульды, которым необходимо предшествуют поверхности несогласий, определяющих дальнейшее развитие структуры слоистых серий, возникают и новые структурно-геоморфологические формы. Место прежних занимают новые, структурно обусловленные неровности земной поверхности. Рельеф только видоизменяется и развивается на развивающейся структурной основе. Он никогда не «уничтожается». Таким образом, мы можем говорить лишь о весьма относительной консервативности геологической подосновы рельефа, которая связана лишь с относительным постоянством термодинамических условий в верхних зонах земной коры.

Другой важной проблемой рассматриваемой ветви геоморфологии является соотношение структурно-геоморфологических элементов рельефа с их внутренней геологической структурой.

В природе мы имеем дело, казалось бы, с бесчисленным числом степеней соответствия наружных форм структуре их субстрата — от почти полного до почти исчезающего. Полное соответствие (конформность), как и полное его отсутствие (дисконформность), — крайние и сравнительно редкие случаи. Первое имеет место только в быстро развивающихся «живых» структурах, например в некоторых современных сбросах и сдвигах, а также в особенно благоприятных случаях препарировки древних «мертвых» структур. Полная дисконформность еще более редкое явление. В условиях открытого денудационного рельефа она неосуществима, в условиях погребенного немедленно вступит в действие структура покрова и ее влияние отразится в формах поверхности. Лишь в самом начале образования осадочного покрова можно себе представить кратковременное существование вполне нейтральной поверхности. Следовательно, подавляющее число случаев, наблюдаемых в природе, — явления неполной конформности различных степеней, и это правило сохраняет силу и в денудационном, и в аккумулятивном рельефе, так как последний всегда в какой-то степени воспринимает внутреннюю структуру аккумуляций. Неполная конформность форм рельефа их субстрату, будучи общим правилом, составляет в каждом от-

дельном случае лишь кратковременное звено в общем контактовом процессе рельефообразования. С ходом времени степень структурной конформности тех или иных форм рельефа неизбежно меняется под влиянием либо тектонических деформаций, унаследованных или наложенных, либо климатических воздействий, слагающихся из многих переменных, либо тех и других вместе (наиболее общий случай). Перед геоморфологией стоит задача научиться отделять и количественно выражать вуализующий эффект этих различных факторов.

Выражение внутренних свойств субстрата, на котором развивается рельеф, осуществляется или через движения (эндогенную деформацию), или через вещественный состав (литоморфность), или через то и другое. Один из факторов может либо преобладать, либо уступать по своим морфологическим эффектам другому. В общем можно считать, что влияние тектонической деформации будет тем значительнее, чем она моложе, интенсивнее по темпу и дифференцированнее по своей внутренней «кинематической структуре», т. е. чем больше градиенты движения отдельных элементов или участков земной поверхности, участвующих в деформации. Что касается литоморфности, то ее влияние, естественно, усиливается при большой неоднородности свойств субстрата и достигает наивысшей степени при образовании поверхности, многократно и до самого основания пересекающей покровный (платформенный) комплекс, соответственно обнажая при этом так называемый «комплекс основания» (фундамент).

Таким образом, при структурно-геоморфологическом анализе необходимо учитывать целый ряд потенциально заложенных свойств субстрата, проявляющих себя в полной мере только близ или на самой земной поверхности в тех или иных морфологических эффектах (а это уже во многом задача «климатической» геоморфологии).

Время как геоморфологический фактор имеет, как известно, лишь относительное значение при структурном анализе рельефа, в котором особенно важны оценка длительности воздействия какого-либо фактора или организованной группы их, а также порядок смены (последовательность) их действия (вступление, усиление, затухание). С учетом фактора времени связана и скорость геоморфологического процесса, хотя оценка этой скорости для структурной геоморфологии не имеет первостепенного значения и ее более интересует ряд: геологическая структура—механизм обработки—геоморфологический результат в момент наблюдения. Действительно, в разных условиях места и времени как эндогенные, так и экзогенные деформации могут быть очень медленными и, наоборот, очень быстрыми. Таково воздействие мощного селевого потока на ложе и склоны горной долины. Таковы и сильные землетрясения, при которых скорость вспарывания тектонических швов оценивается в 3,5–4,0 км/с и прилегающий рельеф

испытывает почти мгновенные преобразования. Зато особую важность для структурной геоморфологии имеют действительные соотношения (не алгебраические суммы) экзогенных и эндогенных деформаций, поскольку последние составляют прямое выражение форм внутреннего развития субстрата.

Выше я подчеркнул значение рабочей «формулы»: субстрат—механизм—результат. В этой «формуле» субстрат является «даным», результат — наблюдаемым и тем или иным образом изображаемым. Самым сложным оказывается познание механизма, так как одна и та же приближенная к поверхности структура субстрата в разных условиях климата или гидроклимата может породить разные морфологические образования и быть как доведена до высокой конформности внешних очертаний внутренним формам субстрата, так и уведена очень далеко от них. Отсюда невозможность расшифровки «механизма» средствами одной структурной геоморфологии, отсюда ее роль как одного из необходимых, но отнюдь не исчерпывающих содержание геоморфологии ее внутренних разделов.

Далее следует остановиться на вопросе о том, что же в структурной геоморфологии необходимо понимать под «структурой». Достаточно ли ограничиться тем, что понимается под тектонической структурой? По-видимому, на этот вопрос нельзя ответить утвердительно, так как условия и формы залегания геологических тел, слагающих субстрат, далеко не исчерпывают важных для геоморфологии свойств и состояний последнего. В формах земной поверхности отражаются в той или иной мере еще литоморфные особенности каждого геологического тела или его отдельных частей, новейшие и современные тектонические деформации, новейшие и современные аккумуляции. Поэтому понятие «геоморфологическая структура» должно быть шире понятия геологической (и особенно тектонической) структуры. В первую, на мой взгляд, следовало бы включить все вещественно-морфологические свойства геологических тел и все тектонические формы (включая неотектонические деформации), которыми в данное время обладает субстрат и которые длительно сохранялись бы на поверхности планеты, будь она лишена воздушной и водной оболочек, подобно Луне. Иными словами, внутренняя геоморфологическая структура (а не структура рельефа!) — это все то, что может рассматриваться с точки зрения потенциальной возможности (предназначенности) проявить себя тем или иным образом в рельефе: активно — преодолевая воздействие денудации через высокий темп тектонических движений, как это подчеркнуто С. С. Шульцем [1948], или пассивно — через одну литологию и климат. Такое понимание *геоморфологической структуры* близко к распространенному представлению о «геологическом строении», но, очевидно, не тождественно ему. Будучи как бы специализированным, оно отчасти уже, а отчасти шире, так как содержит

элемент проектирования на будущее и может быть ориентировано на иные денудационные срезы, нежели современный.

С моей точки зрения, в основе развития рельефа любого типа и облика лежит развитие геоморфологической структуры. Эта структура, изменяясь, непрерывно находится в сложном взаимодействии и в противоречии с атмо-гидро-биосферой и порождает возникновение, развитие и смену различных формаций рельефа. В каждую стадию или эпоху, соответствующую той или иной стадии в тектонической жизни земной коры, рельеф отражает внутренние противоречия наружных оболочек Земли в зоне их контакта. Выражаясь образно, геоморфологическая структура отражается в зеркале воздуха и воды, кривизна которого вносит более или менее существенные искажения в структурные наследственные черты на лике Земли.

Попытка углубиться в общий предмет и некоторые понятия структурной геоморфологии приводит меня к признанию специфической и еще мало изученной роли, которую играет субстрат в общем геоморфологическом процессе. Эта роль известна только в самом общем виде и ее влияния на рельеф в разных стадиях развития самого субстрата и в различных физико-географических условиях еще очень мало изучены. Между тем вскрытие основных закономерностей, управляющих взаимодействием рельефа и его «живого» субстрата, возможно и необходимо. С такой точки зрения углубление старых понятий структурной геоморфологии столь же важно, как и создание новых. Во всяком случае, современное состояние учения о рельефе показывает, что структурная геоморфология имеет свои специфические понятия и свои особые задачи. Некоторых таких понятий и их методологической основы мы касались выше. Что касается задач, то первой из них нам представляется не формальное обособление геоморфологии от геологии или от географии, не подчеркивание примата эндогенной составляющей рельефа над экзогенной, а систематизация и анализ громадного накопленного материала. Работа в этом направлении уже ведется, но сделано пока еще очень мало. Кроме того, перед структурной геоморфологией стоит ряд специальных задач, среди которых мне хочется выделить главнейшие.

Во-первых, кажется необходимым создание рациональной и удобной структурно-геоморфологической классификации форм земной поверхности. Отдельные мысли и предложения по этому поводу во множестве рассеяны в литературе, наиболее крупное обобщение дано в известной работе И. П. Герасимова [1959]. Тем не менее такая классификация еще не создана, и едва ли геоморфология сможет довольствоваться одними структурно-геологическими признаками и подразделениями: они приведут к формальной и мало полезной классификации. С моей точки зрения, большие возможности сможет представить разработка в рамках современного учения о рельефе идеи о геоморфологических фор-

мациях или формациях рельефа. Как известно, развитие понятия о геологической формации существенно обогатило геологию и явилось толчком к развитию последней именно благодаря широте, общности, а вместе с тем высокой конкретности этого понятия, в котором структурно-исторический элемент теснейшим образом связан с вещественным и морфологическим. Естественно, что в геоморфологии, в частности в структурной, это понятие должно иметь содержание, отличное от геологического и соответствующее своему особому назначению.

Другая специальная задача — более глубокая разработка проблемы конформности рельефа структурам его субстрата в связи с разнообразием типов, особенностей и стадий развития и особенностей влияния на эти структуры переменных и разнообразных внешних факторов. Существующих в этой области трудностей и пробелов я касался выше.

Следующая задача, отчасти связанная с предыдущей, касается условий и причин возникновения унаследованного рельефа, а также и его противоположности — рельефа наложенного. Эти явления тесно связаны с унаследованной и наложенной тектонической структурой, но трудно сомневаться в том, что в них найдутся и свои особенности, и свои специфические закономерности.

Следующей специальной задачей могло бы быть исследование круга вопросов, относящихся к явлениям литоморфности. В этой области сделано очень много наблюдений, но сравнительное изучение в различных климатических условиях и в многочисленных вариациях состава, петрографических структур и текстур различных типов горных пород, равно как и количественная оценка явлений литоморфности, требуют еще много усилий.

Еще очень мало сделано для сравнительной характеристики и особенностей развития структурного рельефа в субаэральных и субаквальных условиях и при смене одних условий другими.

Еще очень несовершенны, а в некоторых конкретных ситуациях и бессильны геоморфологические методы диагностики новейших и современных движений земной коры. Углубление прежних и создание для этой цели новых методов и приемов количественной оценки новейших деформаций земной коры имеют прямое отношение к настоящему и будущему структурной геоморфологии.

Проблема горообразования — одна из центральных в науках о Земле, является исключительно важной для структурной геоморфологии не только потому, что горный рельеф очень распространен, но и потому, что в горах, как правило, при очень сложной внутренней структуре также очень сложен наружный рельеф. Часто при оценке структурного типа гор и межгорных впадин мы довольствуемся весьма общими и нередко примитивными схемами и моделями, заимствуя для этой цели данные из геологических карт и упрощенных геологических разрезов. Но горный рельеф —

образование обычно очень молодое, а механизм его «роста», равно как кинематическая форма («структура») горообразовательных движений, далеко не всегда могут быть выведены из той общей информации, которая содержится в геологических картах и разрезах. Это лишний раз подтверждает вывод о том, что геоморфологическая структура не может являться полным аналогом геологической. Поэтому структурной геоморфологии также должно принадлежать видное место в дальнейшей разработке теории горообразования.

Таков примерный, конечно, далеко не полный круг вопросов и задач структурной геоморфологии сегодняшнего дня.

В заключение — два слова о положении структурной геоморфологии в общем сложном организме наук о Земле. Ее принадлежность к общей геоморфологии бесспорна, но будучи частью (ветвью, направлением, школой) последней, она находится ближе к тому «краю» геоморфологии, который обращен к геологии, некогда породившей учение о рельефе, а затем более углубившейся в познание недр Земли. Поэтому можно сказать, что своими питающими корнями учение о рельефе в целом уходит в геологию, а полем его роста и цветения служит животворная географическая среда.

ПОНЯТИЕ «МОРФОСТРУКТУРА» И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ¹

Термин «морфоструктура», предложенный И. П. Герасимовым [1946, 1959] получил, как известно, широкое распространение в геоморфологии, географии и даже в геологии. На базе определяемого этим термином понятия вырос «морфоструктурный анализ», прикладным аспектам которого был недавно посвящен специальный международный симпозиум [Братислава, в 1976 г.]. Тем не менее представляется целесообразным вернуться к обсуждению этого термина и понятия, так как среди советских геоморфологов продолжают оставаться (и даже нарастать) разногласия в их трактовке и применении в научных исследованиях. По-видимому, прав Н. И. Николаев, указавший недавно на то, что слово «морфоструктура» стало термином свободного пользования [Николаев, 1976]. Вместе с тем известно, что популярность какого-либо научного термина и свобода в его использовании далеко не одно и то же. Смысл любого научного термина в том и состоит, что в него вкладывается вполне определенное содержание. Если же последнее становится неопределенным (свободное пользование), то

¹ Геоморфология. 1978. № 4. С. 33—39.

тем самым ставится под вопрос научная ценность термина. Иными словами, термина уже не остается.

Определения понятия «морфоструктура», данные И. П. Герасимовым, Ю. А. Мещеряковым и их последствиями, общеизвестны. Иное определение предложено в ряде публикаций Г. И. Худяковым [1975; и др.]. В него введены представления о «геоморфологической форме» и «геологическом пространстве», а сами морфоструктуры рассматриваются с позиций морфотектоники как объемно-вещественные тела, включающие свои погруженные в земную кору «корни». Не останавливаясь на этих определениях, отметим, что в понимании морфоструктуры Г. И. Худяковым сделан шаг в сторону ее сугубой геологизации.

Различие в понимании разными авторами термина «морфоструктура» особенно полно вскрыто С. К. Гореловым [1972]. В самые последние годы к обсуждению этого понятия вернулись Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемяков [1975], С. С. Шульц [1976], А. Н. Ласточкин [1976]. Соображения, высказанные этими авторами, а также Н. И. Николаевым [1976], настолько существенны, что на них необходимо остановиться.

«Под морфоструктурами понимаются *формы рельефа* (курсив мой.— Н. Ф.) таксономического ранга (от горных цепей и горных систем до отдельных небольших форм, таких, как сбросовый уступ, куеста и т. д., обусловленные эндогенными факторами морфогенеза: тектоническими движениями и структурами, вулканическими процессами, магматическими процессами и др. Как правило, они не являются эндогенными формами в чистом виде, так как с самого начала своего возникновения подвергаются изменениям под воздействием наложенных экзогенных процессов» [Ганешин и др., 1975, с. 87, 88]. Здесь все ясно и, так сказать, общепринято, причем, как это делалось и ранее И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым, прямо указано, что морфоструктуры суть не структуры чего-либо, а формы рельефа. В той же статье названные авторы подчеркивают, что они отказались от подразделения гор и, следовательно, горных морфоструктур в зависимости от возраста геологических структур, так как условия, в которых протекало образование горного рельефа и сложился его внешний облик, «могут быть сходными в зонах проявления альпийского, киммерийского, герцинского и палеозойского (по-видимому, каледонского? — Н. Ф.) тектогенеза» (Там же, с. 88). Трудно не согласиться и с этим положением. Действительно, исследователям-практикам хорошо известно, что геологический возраст формаций и структур земной коры сам по себе не влияет на соответствующие им формы рельефа. Об этом писал и автор [Флоренсов, 1964б]. Вдумываясь в первое положение Г. С. Ганешина и соавторов, определяющее понятие «морфоструктура», мы, напротив, испытываем некоторое затруднение, поскольку между морфоструктурами и формами рельефа, пусть специфическими, ста-

вится знак равенства. Ведь не о структурах рельефа идет речь при введении второго корня термина, а о структурах земной коры, прямо или косвенно повлиявших на очертания облегающей их земной поверхности при наличии в земной коре других структур, не оказавших подобного влияния.

Из сказанного следует, что мы должны признать известную условность, т. е. недостаточную точность состава термина по отношению к выражаемому им понятию. Другое, на что нельзя не обратить внимания, — подчиненность корня «морфе» корню «структура» в суммирующем их термине. Структура занимает в нем главное, морфе — второстепенное место. Не нарушается ли при этом смысл термина, обозначающего специфическую, но все же форму рельефа, а не лежащую в ее основе (т. е. субстанционной сущности) геологическую структуру?

А. Н. Ласточкин [1976] проанализировал соотношения геологических структур и морфоструктур на примере форм осадочного чехла на плитах и пришел к выводу, что под морфоструктурой необходимо понимать «часть земной поверхности (курсив мой. — Н. Ф.), испытывающую в качестве единого целого определенные по направленности (знаку) и интенсивности тектонические перемещения относительно соседних участков земной поверхности» (с. 20). Далее этот автор пишет о морфоструктуре как о «части земной поверхности, в пределах которой абсолютные и относительные высоты (глубины), особенности морфоскульптурных форм и их элементов, а также рельефообразующих отложений указывают на знак и интенсивность ее перемещений относительно соседних морфоструктур» (Там же, с. 22). Придавая основное значение не геологической структуре, а движениям определенного временного диапазона, А. Н. Ласточкин в отличие от Г. И. Худякова видит в морфоструктуре не комплексное геолого-геоморфологическое образование, но вполне специфический объект структурно-геоморфологических исследований. Смысловых противоречий в построениях А. Н. Ласточкина, также ставящего во главу угла специфическую «часть земной поверхности», я не вижу. Но этимологические противоречия в составе термина «морфоструктура», как видим, остаются. Нельзя не заметить также, что речь в этом случае идет о сопоставлении движений, т. е. кинематики, в которой законченность формы (морфе) и структуры как внутренней связи элементов целого нелегко уловима.

Особую негативную позицию по отношению к термину «морфоструктура» занимает С. С. Шульц [1976, с. 86—88]. Смысл возражений С. С. Шульца сводится в основном к тому, что, во-первых, в русской геоморфологической литературе издавна существовали понятия и термины, тождественные или очень близкие «морфоструктуре», например построенный рельеф или построенные формы рельефа или, наконец, формы рельефа, созданные новейшей тектоникой, и что, таким образом, в терминах, подоб-

ных морфоструктуре, нет необходимости; во-вторых, что противопоставление Ю. А. Мещеряковым морфотектонических элементов рельефа Земли независимо от их величины элементам земной поверхности, возникшим при ведущей роли экзогенных процессов, нарушает основной принцип классификации Энгельна—Герасимова и их последователей — принцип размерности; в-третьих, что термин «морфоструктура» составлен неудачно: структура вызывает представление не о частной структурной форме, а о тектоническом строении целой области, а корни, составляющие термин, заимствованы из разных языков — греческого и латинского. С. С. Шульц ставит перед читателем также вопрос: является ли морфоструктурой структурная форма, развивавшаяся без «взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов», если будучи сформированной, она получит выражение в рельефе? (Там же, с. 88). Утвердительный ответ на него не следует, но он подразумевается. И это действительно будет настоящая морфоструктура, хотя и не прошедшая через горнило взаимодействия тех и других факторов. Примеры: сейсмический разрыв земной поверхности тотчас после своего образования, только что возникший вулканический конус, ударный кратер на Земле сразу после падения метеорита, а во внеземных условиях, подобных Луне и Меркурию, даже не связанный со временем образования.

Приведем еще несколько определений «морфоструктуры», появившихся в последние годы. Одно из них дано в Геологическом словаре [1973]: «Морфоструктуры — сравнительно крупные формы рельефа континентов или дна океана, обязанные своим происхождением главным образом геологическим факторам, т. е. эндогенным процессам — структуре, литологии, новейшим тектоническим движениям, взаимодействующим с географическими экзогенными процессами. По сравнению с крупнейшими элементами рельефа Земли — геотектурами — являются формами II порядка, но и сами, в свою очередь, делятся на ряд подпорядков (от крупных — хребтов, впадин, равнин и т. д. до небольших типа куполов, мелких впадин и пр.)». Здесь снова подчеркнута генетическая сторона и в очень общем виде (только по отношению к геотектурам) соблюден принцип размерности.

Наиболее краткое определение мы находим в третьем издании БСЭ: «морфоструктура — подразделения рельефа земной поверхности, в формировании которых при длительном взаимодействии эндогенных и экзогенных сил ведущая роль принадлежит эндогенным процессам» [БСЭ, 1974]. Здесь ничего не сказано о размерах форм земной поверхности. Следуя Ю. А. Мещерякову и опираясь на приведенное определение, мы сможем, следовательно, отнести к морфоструктурам даже отпрепарированные денудацией поверхности зеркала скольжения, борозды скольжения, отдельности гранитов, шаровых и канатных лав, трещины остывания в лавовых потоках и т. д. Так генетический смысл, един-

ственно вкладываемый в рассматриваемое определение, обязывает включать в один геоморфологический класс, например, впадины океанов и микрорельефы свежего вулканического рельефа, что, естественно, недопустимо. Это первый недостаток приведенного определения. Второй заключается, по нашему мнению, в том, что ведущая роль того или иного фактора на практике может быть определена далеко не во всех случаях, причем в особенности это касается эндогенного фактора. Неучет принципа размерности и здесь заводит нас в тупик. Все дело в том, что ведущая и подчиненная роль различных формообразующих факторов может быть убедительно показана лишь с помощью количественных оценок, первым приближением к которым и является принцип размерности. Вот почему замечание С. С. Шульца по поводу расширения Ю. А. Мещеряковым понятия «морфоструктура» на эндогенные, мезо- и даже в принципе микрорельефы столь существенно. Наконец, определение БСЭ само по себе отменяет понятие о геотектурах И. П. Герасимова, которые всегда мыслились как формы эндогенного плана.

Таковы трудности и, как мы видим, неопределенности, заключенные в термине «морфоструктура». Именно они и превращают его в термин свободного пользования. Глубинный же смысл неопределенностей заключается в том, что форма, с одной стороны, и структура — с другой, до сих пор понимаются в геоморфологии крайне упрощенно (первая — как внешние очертания, вторая — как геологическая структурная форма).

Как же следует относиться к критическим высказываниям С. С. Шульца? Прежде всего стоит задуматься о том, каковы причины исключительной популярности термина «морфоструктура», прямо-таки «насыщающего» теоретические и региональные работы советских геоморфологов, притом представляющих разные ведомства: академические институты, вузы, управления и институты союзного и республиканских министерств геологии? Нам кажется, что не последнюю роль здесь сыграли его краткость, внешняя выразительность и, как это ни странно, некоторая неопределенность самого понятия «морфоструктура». Последнее, характеризуя все многообразие связей между формами залегания геологических тел и формами рельефа, избавляло исследователей от необходимости обсуждать и доказывать в каждом отдельном случае конкретный характер таких связей, а также определять степень соответствия структурных геологических форм формам рельефа. В этом, несомненно, заключалось огромное удобство термина, усиленное описательным характером геоморфологии. Другой причиной широчайшего распространения термина «морфоструктура» (а за ним морфоструктурного анализа, морфоструктурного районирования и т. д.) стало усилившееся за последние 25—30 лет влияние на геоморфологические построения геологии и особенно тектоники (в ущерб влиянию географии), в которых,

как известно, понятие и термин «структура» относятся к важнейшим. Как сказано выше, структура является этимологической доминантой в морфоструктуре.

В техническом, производственном, да и просто в живом геологическом языке термином «структура» принято обозначать также далеко не одинаковые вещи. В промысловой нефтяной геологии, в структурной геологии им обозначаются отдельные складки, купола, разрывы и т. д. Отсюда и ряд производных определений, например, в нефтяной геологии структурные носы, ловушки и т. д. Очень многие геологи и среди них также и С. С. Шульц [1976] неоднократно указывали на неправильность подобных словосочетаний, в которых речь идет не о структурах, а о структурных формах. Точность языка приносится в жертву краткости. И в самом деле, в геоморфологии «уточненный» термин «морфоструктурная форма» вряд ли мог бы привиться.

В тектонике и структурной геологии понятие «структура» имеет самостоятельное значение, служит главным объектом познания, и вместе с тем глубокое ее понимание достигается лишь при совместном рассмотрении самой структуры (строения) и входящего в нее, распределяемого ею во времени и пространстве материала. Именно поэтому высшим тектоническим синтезом является итог формационного анализа. В структурной геоморфологии с аналогичной точки зрения принципиальное значение для познания соответствующих объектов имеют не «пустые» геологические структуры, а геологические тела с присущими им формами залегания, пространственным распределением и взаимоотношением морфологических и генетических разностей геологического вещества (слоев, жил, даек, потоков и т. д.). Таким образом, и с этой стороны термин «морфоструктура» представляется условным, поскольку в нем остаются неучтенными вещественные признаки геологических тел и, значит, геологических структур.

С. С. Шульц и другие авторы глубоко правы, указывая на необходимость широкого понимания структуры как системы статических и динамических (следовательно, и исторических) связей элементов (= геологических тел) на некоторой площади или в некотором объеме земной коры. Но и здесь мы имеем сходную картину: геологи держатся за неточное понимание структуры как некоторой структурной частности, целостности как структурной формы, а геоморфологи — за произвольное понимание морфоструктуры как формы рельефа, соответствующей (конформной) частной геологической структуре или структурной форме.

Г. Гегель [1975] выдвинул в свое время понятие о двух формах вещей и явлений: внешней и внутренней. Первая случайна, преходяща, индифферентна сущности вещи. Вторая, т. е. внутренняя форма, есть система внутренних связей вещи и явления, теснейшим образом связанная с содержанием и способная влиять

на содержание и даже переходить в него. Можно ли сказать, что внутренняя форма в геоморфологии соответствует геологической структуре или ее части, а внешняя — облекающим их формам рельефа земной поверхности? В действительности вторая бывает прямым, теснейшим образом связана с первой, целиком ею определяется лишь в особых и довольно редких случаях. Обычно индифферентность второй по отношению к первой. В природной обстановке, как правило, демонстрируются отношения промежуточные или переходные. Поэтому поставленный выше вопрос оказывается достаточно трудным. И все же без особых колебаний можно сказать, что геологическая структура не синоним геоморфологической. Автор пытался дать определение последней как геоморфологического потенциала структуры (точнее, строения и состава) поверхностных зон земной коры [Флоренсов, 1964б]. Но вопрос можно поставить и несколько иначе, а именно — что такое структура рельефа. Тогда мы будем вынуждены согласиться с тем, что, помимо геолого-структурных зависимостей, в нее, т. е. в структуру рельефа, входит специфическое собственное морфологическое начало. Первые (т. е. зависимости) преимущественно для коротких промежутков времени и никогда не полностью, статичны. Второе, обнимающее морфологические связи, всегда динамично, что следует из функциональных связей форм рельефа (за исключением реликтовых) в любой деятельной геоморфологической системе. Не бывает и не может быть, чтобы изменение одной формы рельефа не сказывалось на изменении другой, если они смежны и если вторая функционально связана с первой. Но ведь систему внутренних связей, зависимостей, определяющих устойчивость какого-либо объекта (в данном случае рельефа), мы и должны называть его структурами.

Подведем некоторые итоги. Широкайше распространенный в геоморфологии термин «морфоструктура» не точен ни по форме, ни по выражаемому им понятию. Это свойство сообщает ему, с одной стороны, известную гибкость, а с другой — ведет к труднопреодолимой неопределенности. Последняя явилась причиной возрастающих разногласий в понимании морфоструктуры разными авторами. Этимологическая гибридность термина (корни заимствованы из разных языков) не может считаться большим недостатком, так как случаи подобного гибридизма в научной терминологии нередки. Термин родился в период преимущественного влияния на геоморфологию понятий и терминов тектоники и возникновения в ней нового — структурного направления. Сейчас место морфоструктуры в терминологии и системе научных понятий потеряло прежнюю устойчивость. Представляется, что дискуссия на эту тему назрела.

Учитывая, что в настоящее время от термина «морфоструктура» не только трудно, но и просто невозможно отказаться, я предлагаю следующий выход. Во-первых, перестать видеть в

морфоструктурах самые формы рельефа, существование которых действительно обусловлено суммарным непосредственным или опосредованным воздействием на земную поверхность внутренних, внешних и космических сил при весьма изменчивой относительной их роли в пространстве и во времени. В самом деле, та двухступенчатая как бы «зрительная» абстракция от частных, от деталей, которая была применена И. П. Герасимовым при выделении тектур и морфоструктур и сыграла большую роль в развитии структурной геоморфологии в СССР, никогда не отрицала представления о рельефе Земли во всей его реальной сложности и генетическом разнообразии. Концепция Энгельна—Герасимова явилась, по существу, построением лишь глобальной классификации рельефа под геологическим углом зрения, предпринятым в методических целях. К этой классификации можно было бы добавить исходное и высшее звено (таксон), т. е. геоид, также являющийся освобожденным от частных внешних выражением внутренней формы (структуры) планеты. Одним из лучших свидетельств гетеро- и полигенности рельефа служат, как известно, отдельные вулканические купола, лакколиты, складки, сбросовые уступы, отпрепарированные денудацией и совмещающие оба эффекта (и генетические начала) — структурный и скульптурный. Высокая конформность таких геологических объектов какой-либо части земной поверхности в подобных случаях не может служить прямым индикатором их генезиса как геоморфологических явлений и, хотя это касается обычно форм среднего масштаба, ставит их как бы вне привычных классификационных рамок.

Во-вторых, и в развитие предыдущего тезиса я предлагаю выделять *структурные формы рельефа* в том понимании, которое имеет в виду «выраженные в рельефе древние и новейшие структуры (точнее, тела) земной коры». Различать их необходимо по типу геологической структуры, масштабу (размерности) и возрасту, как это и делалось ранее по отношению к морфоструктурам. С другой стороны, полезно и даже необходимо сохранить термин «морфоструктура», но для обозначения им не частных и конкретных геолого-геоморфологических объектов, обладающих тем или иным структурным скелетом, а совокупности присутствующих элементов конформности земной поверхности структурным формам земной коры. В таком понимании морфоструктура выступит не как часть рельефа, его целостность или частность, а как специальная характеристика, как геоморфологическое истолкование предопределяющей структуры субстрата. В неявном виде в такое понимание войдет и представление о совокупности отсутствующих элементов той же самой конформности. Так, если куэста — это структурная форма рельефа, то ее морфоструктура — это уже конкретная характеристика типов, форм, степеней связи куэсты как формы рельефа со структурным скелетом полой моноклинали, которые (т. е. типы, формы, степени, связи),

как известно, весьма различны на разных крыльях куэст. Иными словами, мое предложение сводится к приданию морфоструктуре смысла характеристики связей структурных черт субстрата и поверхностного рельефа, а не характеристики или, лучше сказать, некоей определенности самого рельефа. Морфоструктурная характеристика, частная или сравнительная, сопоставление в морфоструктурном отношении — вот случаи или примеры, в которых рассматриваемый в этой статье термин остается очень полезным.

Представляется важным, что при предлагаемом подходе сохранит целиком свою суть и значение морфоструктурный анализ как в своих теоретических, так и в прикладных аспектах, чем и обеспечивается преемственность в дальнейших исследованиях, равно как не последует никаких существенных изменений в геоморфологическом языке.

О РАЦИОНАЛЬНЫХ ГРАНИЦАХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И НЕКОТОРЫХ ВРЕМЕННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЯХ ¹

Наблюдающееся в последние годы расширение содержания геоморфологии за ее традиционные рамки приводит, с одной стороны, к полезному углублению контактов со смежными науками, особенно с геологией, а с другой — отвлекает геоморфологию от ее основной задачи — изучения современного рельефа и современных внешних геодинамических процессов. Взаимодействуя со смежными науками, геоморфология должна сохранять присущее ей место, предмет и метод. Реконструкция рельефа прошлых геологических эпох — задача исторической геологии и особенно палеогеоморфологии, которую следует рассматривать, как ветвь геологии.

Время в геоморфологическом процессе, как и в других природных процессах макромира, не является самостоятельным фактором, а проявляется в опосредованном виде через непрерывную направленную связь прерывистых (конечных) геодинамических явлений.

¹ Геоморфология. 1971. № 1. С. 39—46.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ В ЭКСТЕНСИВНОЙ ФАЗЕ РАЗВИТИЯ

Задача, которую ставит перед собой автор настоящей статьи, возникла из размышлений по поводу существующей тенденции к расширению интересов геоморфологии на соседние области знания, а также по поводу современной теоретической базы геоморфологии. Историческая преемница геологии в познании поверхностных процессов и динамики рельефа, эта наука, продолжая и углубляя теоретический поиск, стала, как известно, также и на почву прикладной науки. С каждым годом растут успехи морской геоморфологии. Науку о рельефе очень занимают проблемы геофизики, особенно гравиметрии, изостазии вообще и гляциоизостазии в частности, проблема физического механизма горообразования (включая и тафрогенез). Появилось понятие геохимии ландшафта, и начались конкретные исследования в этом направлении. Замечательно, что изучение рельефа в настоящее время производится не только геоморфологическими методами, включающими весь арсенал географических аспектов, а преимущественно, если не всегда, методами геолого-геоморфологическими. Мы были свидетелями появления нового роста науки о Земле — палеогеоморфологии. За последние десятилетия геоморфология сделала первые шаги к изучению (конечно, косвенными методами) геоморфологических особенностей и соотношений границ глубоких оболочек Земли, в особенности рельефа границы Мохо. Появились интересные работы по глобальной геоморфологии и (благодаря успехам космонавтики) новые возможности сравнения земного рельефа с рельефом Луны и Марса. Все это указывает на происходящее на наших глазах расширение интересов, а вместе с тем и претензий геоморфологии, выходящих за ее традиционные рамки. Возникает вопрос: насколько правомерны названные тенденции, действительно ли они служат углублению в суть предмета геоморфологии, развитию комплексного подхода к его познанию? Этому вопросу, а также некоторым смежным вопросам будут посвящены нижеследующие строки.

Более двадцати лет назад К. К. Марков [1948] поставил острый вопрос о ненормальной изолированности геоморфологии от смежных естественных наук, о том, что «принципиально важные достижения смежных дисциплин систематически проходят мимо геоморфологии, застывшей в рамках канонов — В. М. Дэвиса и В. Пенка» (с. 313). Таким образом, в наши дни произошел, по видимому, положительный сдвиг в этом направлении и нужно радоваться тому, что контакты геоморфологии с другими науками в дальнейшем будут углубляться и расширяться. Вместе с тем, констатируя факт несомненного подъема геоморфологии, расширения ее базы и ее функций, нельзя не отметить некоторых неясностей в ее будущем.

Естественнoисторические науки, относящиеся как к живой, так и к мертвой природе, составляют, как известно, фундамент научного мировоззрения, а их собственный рост был и остается обязанным их историчности, стремлению познать прошлое природных явлений и тем самым глубже и шире объяснить современные природные явления. При этом научное мышление, основанное на опыте, всегда отталкивается от современности и именно таким путем проникает в прошлое. Опираясь на методологию диалектического материализма, естественнoисторические науки воссоздают с помощью научного воображения обратный порядок событий, соответствующий направленности и необратимости времени. Исторический подход, как мы знаем, обеспечил громадные успехи наук о Земле.

Уже очень давно появились отрасли знания, специально и на первый взгляд оторванно от современности изучающие прошлое тех или иных особенностей природы. Одной из самых старых («палеонаук») является палеогеография, выросшая из потребностей и возможностей исторической геологии. Ее задача — восстановление лика Земли для различных геологических эпох — сблизила палеогеографию с физической географией. Тем не менее палеогеография не стала и не могла стать собственно географической наукой: место ее рождения, внешние связи и методы остались в геологии. Совсем недавно появились подобные же словосочетания и выражаемые ими системы понятий и предметов исследования, такие, как палеогеоморфология, палеолимнология. Эти последние, как показывает их предмет и метод, теснейшим образом связаны больше всего с геологией: для первой непосредственным предметом исследования служит палеорельеф, т. е. «ископаемый рельеф», для второй — древние озерные отложения, т. е. «ископаемые озера». В той и другой отрасли знания применяются почти исключительно геологические методы, но это не только не мешает, но в огромной степени способствует их вкладу в собственно лимнологию и геоморфологию. Все сказанное приводит к выводу: несмотря на свое геоморфологическое «звучание», палеогеоморфология по своему существу должна быть причислена к наукам геологическим. Она имеет такое же отношение к общей геоморфологии, как палеогеография — к физической географии. Таким образом, отличительная черта существующих и вообще мыслимых «палеонаук» о твердой оболочке Земли — естественная и прямая связь с геологией.

Недавно И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков [1964] ввели в науку понятие о геоморфологическом этапе в истории Земли, ограничивая последний мезозойской и кайнозойской эрами. Обоснование этого понятия, выдвинутое его авторами, настолько широко известно, что здесь нет необходимости его повторять. При этом оказалось возможным выделить в составе геоморфологического этапа три геоморфологических мегацикла [Герасимов,

1970]. Можно подумать, что этим рамки геоморфологии расширяются минимум на 200 млн лет в прошлое и что тем самым геоморфология внедряется в область исторической геологии, но это совсем не так. Названные авторы отлично сознают, что развитие рельефа Земли началось одновременно с образованием ее твердой наружной оболочки, что оно имело место уже в раннем докембрии, т. е. 3—4 млрд лет тому назад, что крупные геоморфологические события, их существо и место мы можем указать и в позднем докембрии и тем более в палеозое. В современном рельефе во многих случаях действительно сохранились в реликтовом виде геоморфологические поверхности, образовавшиеся в мезозое и раннем кайнозое (отсюда важность выделения геоморфологического этапа), тогда как поверхности, созданные в докембрии или палеозое, как правило, не сохраняются. Здесь важно сохранение, т. е. факт наличия элементов древнего рельефа в рельефе современном, который и предстает перед исследователем в большой не только внешней, морфологической сложности, но и сложно слагается из разновозрастных поверхностей, в иных случаях вплоть до раннемезозойских. Таким образом, понятие о геоморфологическом этапе, очень важное само по себе, играет еще и важную служебную роль: геоморфологию интересует не выявление стадий и типов развития рельефа в течение мезозойской и кайнозойской эр (задача исторической геологии и палеогеографии, решаемая, как известно, в очень общей и грубой схеме), а выявление в современном рельефе реальных следов и влияний древних поверхностей, позволяющее осмыслить всю как морфологическую, так и генетическую и историческую сложность современного рельефа.

Итак, возможно, как кажется, сделать второй вывод: понятие о геоморфологическом этапе истории Земли отнюдь не подменяет собой историко-геологическое понятие о сумме двух последних эр и соответствующей им смене палеогеографических обстановок: оно не является вторжением в область геологии. Геоморфологический этап — отрезок времени, от которого могли быть и были сохранены реликтовые поверхности в современном рельефе. Продолжительность этого отрезка приблизительно совпадает с рамками мезозоя и кайнозоя только потому, что более древние поверхности в современном рельефе обычно не сохраняются.

Два сформулированных выше вывода ведут, как мне кажется, к третьему, более общему и важному: при существующих внешних тенденциях к расширению предмета своего внимания на соседние предметы и области знания геоморфология остается (и должна оставаться) сама собой — наукой о современном рельефе твердой поверхности, о многообразной и полигенной форме контакта «литосфера—атмосфера». При этом она полностью сохраняет генетический и, следовательно, исторический подход, но древние, созданные в другое время и в другой обстановке элементы

анализируемого современного рельефа для геоморфологии важны не оторванно от последнего, а как его составляющие, которые позволяют путем палеогеоморфологических реконструкций сравнивать современный рельеф с рельефом прошлого. Для таких построений у общей геоморфологии не хватит собственных средств.

Известная неясность при такой постановке вопроса заключается в том, что геоморфологию интересует не только настоящее, но и прошлое рельефа, и разделы, озаглавленные «История рельефа» или «История развития рельефа», прочно и совершенно законно вошли в геоморфологические труды. Достаточно указать, например, на серию выпусков «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», часть которых уже вышла в свет и в подготовке которых сотрудничают и геологи и геоморфологи. Можно ли ставить для геоморфологии «повелительные грани» в геологическом прошлом, не обеднит ли это ее содержание? Решение заключается, на мой взгляд, все в том же определении: геоморфология изучает настоящее и прошлое современного рельефа. Так относились к предмету геоморфологии ее основоположники. Для описания и понимания всех особенностей современного рельефа геоморфология нуждается не только во взаимодействии со смежными науками, но и в экскурсиях в геологическое прошлое, настолько близкое, что оно в какой-то мере остается еще запечатленным в современном рельефе, и настолько далекое, насколько вероятно и возможно почерпнуть из него объективные данные для понимания современного рельефа. Именно эти моменты представляются мне отправными для понимания и изложения «истории развития рельефа», причем опыт показал, что временными границами геоморфологического анализа является практически начало мезозоя или ранний мезозой и что ценность палеогеоморфологических схем (и карт), очень грубых и только внешне иллюстративных, составленных для ранних эпох, возрастает по мере приближения к современности, поскольку геоморфологический материал черпается в значительной мере (а для раннего мезозоя почти полностью) из фациального анализа отложений, сохранность и информативность которых, как хорошо известно, в общем случае убывает с углублением в геологическое прошлое.

Из наблюдений над современным рельефом (или «на» этом рельефе) складывается и та область геоморфологии, которая занимается так называемыми «рельефообразующими процессами». Надо сказать, что столь узкое, специализированное обозначение экзодинамических процессов не может быть оправдано по той простой причине, что с некоторых пор геоморфология взяла на себя всю полноту ответственности за изучение поверхностных процессов, в чем легко убедиться из потока геоморфологических работ, как отечественных, так и зарубежных. Хорошим примером является американская энциклопедия по геоморфологии, издан-

ная под редакцией Р. Фэйрбриджа [Encyclopedia of Geomorphology, 1968]. Это обстоятельство отражает, несомненно, объективный ход развития геолого-геоморфологических наук. Процессы внешней динамики, прежде составлявшие раздел динамической геологии, рассматриваются теперь главным образом геоморфологами, и нужно вполне согласиться с правом на существование динамической геоморфологии. Весь основной материал она черпает из наблюдения и объяснения современных явлений, имеющих, очевидно, не меньшее отношение к будущему, нежели к современному рельефу. Вытекающие отсюда обобщения и закономерности, используемые с помощью актуалистического метода, обогащают соседние области знания, и в первую очередь геологию.

Здесь уместно подчеркнуть, что один из главных прикладных аспектов геоморфологии — ее роль в инженерной геологии — вполне согласуется с основными (в нашем понимании) задачами науки о рельефе. То, что вклад геоморфологии в инженерную геологию особенно велик и непосредствен, объясняется именно ее эрудицией в области современных внешнединамических явлений, так сказать, верностью геоморфологии самой себе. Это и позволило А. В. Сидоренко поставить вопрос о выделении из общей геоморфологии особой прикладной науки — инженерной геоморфологии [Сидоренко, 1970].

Можно возразить, что разграничение предметов и методов геоморфологии и геологии в настоящее время и бесцельно и невозможно, настолько тесно они переплелись. Но такое замечание, во-первых, касается всех естественных наук о Земле, а во-вторых, сердцевина всякой науки, ее предмет и метод не могут не быть ясно очерчены и в большой степени независимы, иначе теряются всякие рамки и всякая полезная специализация научных исследований и самих наук.

Мы полагаем, что дальнейшее ускоренное стирание границ между геологией, географией, геоморфологией не будет полезным. Не говоря уже об особой ответственности за предмет своего изучения той или иной из смежных наук, это было бы неправильно в силу самого хода вещей — быстрой и все более дробной специализации естественных наук. Геоморфология же представляется ответственной именно за изучение современного рельефа, и, конечно, никто не может ограничить ее стремление и право использовать в своих целях данные смежных наук. С другой стороны, ограничение геоморфологии изучением современного рельефа вовсе не обедняет ее содержания и отнюдь не суживает возможности исторического подхода. Современный рельеф и в этом свете представляется временным, существующим сейчас итогом развития земной поверхности, но в нем для геоморфолога важны реальные формы, и прошлые события учитываются постольку, поскольку они оставили свои следы — реликтовые поверхности,

причем не погребенные, а развивающиеся, а также откопанные, следовательно, также продолжающие «жить».

Всем вышесказанным я хочу подчеркнуть, что единственный и сам по себе очень сложный предмет — рельеф земной поверхности и изменяющие его внешние силы — должен исчерпывать содержание геоморфологии. Поэтому, с моей точки зрения, не следует искусственно расширять ее рамки, утрачивая при этом роль, особую «индивидуальность» и особое место геоморфологии в семье наук о Земле.

О ФАКТОРЕ ВРЕМЕНИ И ВОЗРАСТЕ РЕЛЬЕФА

В языке наук о Земле стали глубоко привычными, повседневными различные временные определения: древний, современный, син- и асинхронный, стадиальный, периодический и т. д., без них невозможно выразить целый ряд понятий и научных положений. Поэтому не безынтересно еще раз вернуться к пониманию роли так называемого «фактора времени», не раз обсуждавшейся классиками геоморфологии. Время как форма существования материи, как «число движения», как «пространство—время» современной физики в естественноисторических науках все еще воспринимается с позиций классической механики как поддающаяся измерению продолжительность процессов, обладающая внутренними присущими ей свойствами направленности и необратимости. В современной геоморфологии нет, конечно, необходимости искать для понятия времени какие-то новые, в том числе релятивистские, аспекты. В связи с тем что рельеф — длительно развивающееся явление и его корни уходят в геологическое прошлое, в геоморфологии с самого начала вошли в обиход геологические возрастные подразделения и, кажется, само «чувство» времени и количественные оценки (масштабы) времени имеют в геоморфологии тот же источник — геологию. Если очень условно говорить о геоморфологическом времени, то оно, по Н. Н. Николаеву и С. С. Шульцу [1961], обнимает неотектонический период в условных же рамках «неоген — современность», а при формальном понимании абсолютной продолжительности геоморфологического этапа (по И. П. Герасимову и Ю. А. Мещерякову) соответствует мезозою и кайнозою. При конкретном геоморфологическом анализе важнее другой аспект времени, а именно тот, что был принят в свое время чуть ли не за самостоятельное начало в развитии рельефа (например, стадия в циклах В. Дэвиса). Впрочем, уже давно стало ясно, что в этом смысле время лишь условие, возможность (иногда превращающаяся в необходимость) действия всех этих прочих факторов и что, следовательно, время как независимый «фактор», сам по себе влияющий на процесс, в том числе и геоморфологический, — чистая и бесполез-

ная абстракция. При всей очевидности сказанного все же хочется проиллюстрировать это положение. Так, время очень долго если и не рассматривалось, то допускалось в геологии в виде универсального и медленно, но постоянно действующего фактора преобразования горных пород, особенно осадочных, в конечном счете — как причина метаморфизма последних. Повсеместный глубокий метаморфизм древнейших («состарившихся»), несомненно первично осадочных пород докембрия казался неопровержимым доказательством прямого воздействия времени. В дальнейшем, с одной стороны, были открыты слабо или почти совсем неметаморфизованные, но заведомо очень древние отложения (такими, в частности, оказались местами нижнепротерозойские отложения удоканской серии Восточной Сибири, распространенные в некоторых районах Удоканского нагорья [Салоп, 1964, 1967]), а с другой — обнаружены (например, на Памире, в Забайкалье) высокометаморфизованные (до амфиболитовой ступени) породы мезозойского возраста. Ясно, что время само по себе в метаморфизме не может играть никакой роли, но за длительный промежуток вероятность существенных изменений под влиянием тех или иных агентов метаморфизма более велика, чем за малый промежуток времени. Подобным же образом длительность времени в общем случае (т. е. статистически) увеличивает вероятность изменений в земном рельефе, но ни в каком случае и смысле не приводит к его старению. С такой точки зрения сохранение в неизменном виде поверхностей очень древнего рельефа, вообще говоря, невозможно, так как рельефоизменяющие силы действуют на Земле непрерывно. Тем не менее, хотя и при маловероятном длительном сохранении особо благоприятных условий, древние поверхности все же доходят до нас и в непогребенном и малоизмененном виде. Однако, как ни мало они изменены, это уже не те поверхности, что составляли в своей совокупности целостный рельеф какого-то момента в геологическом прошлом. В других, более вероятных прошлых ситуациях сложные и величественные сооружения на земной поверхности были стерты теми же «рельефообразующими процессами». И можно ли всегда уверенно рассчитывать на то, что изучение фаций соответствующих коррелятных отложений и терригенных минеральных компонентов в них, доставленных из «питающих провинций», позволят восстановить не только факт былого существования гор, но и морфологический их облик? Из этих примеров, как кажется, с достаточной ясностью выступает относительное, опосредственное значение «фактора времени» в геоморфологии.

Выше мы приводили в качестве примера новых «палеонаук» о Земле палеогеоморфологию и палеолимнологию. Эти отрасли знания, как и палеогеография, расширили представление о возрасте рельефа до геологических масштабов. Но что же такое конкретный палеорельеф? Такой вопрос неизбежно возникает при

попытке уяснить смысл временных определений в геоморфологии.

Поставим перед собой другой простой вопрос: является ли обычным озером «ископаемое озеро», т. е. палеолимнологический объект? Ответ может быть только отрицательным. Соответственно на вопрос: является ли древний погребенный рельеф рельефом в геоморфологическом понимании?— следует также отрицательный ответ. Вместе с тем и древние озера, и древний рельеф — бесспорные исторические реальности, воспроизводимые в нашем сознании при обязательной помощи научного воображения. Последнее как бы дополняет, возможно не всегда верно, то, что не дано в опыте, хотя и само воображение основано на опыте. Как известно, погребенная под осадками, в том числе и под собственной корой выветривания, поверхность неизбежно становится внутренней структурной поверхностью, выявляемой в геологическом разрезе, а не непосредственно во внешнем облике рельефа. То, что такая поверхность (а точнее, ее подобие) когда-то соприкасалась непосредственно с атмосфросферой и только позже была захоронена, не означает, что она сохранила свойства первичной (в прямом геоморфологическом смысле) внешней рельефной поверхности. При захоронении она приобрела не только иное положение по отношению к внешнему рельефу и перешла в геологический разрез, но и существенно преобразилась, так как далеко не любая по морфологической сложности поверхность способна принять на себя и сохранить на себе долговременный и по своей внутренней природе слоистый осадок. Об этом говорят прежде всего морфологические (и скрытые в них динамические) типы несогласий в геологических разрезах. Геоморфологический процесс действительно «готовит» эту поверхность к захоронению (к роли ложа осадка) и в конечном счете «передает» ее в геологический разрез, после чего она существует уже как собственно геологическая структурная поверхность. Акт подобной передачи затягивается на все время, пока не прекратится движение осадка относительно его ложа (базальной поверхности), а для этого необходима надежная изоляция от действия поверхностных процессов, осуществляемая не тонким слоем, а целой толщей слоев.

При образовании площадной коры выветривания изменения внешней земной поверхности также неизбежны, потому что процесс выветривания никогда не идет равномерно вширь и вглубь и сама кора рисует лишь искаженную копию, подобие первичного рельефа.

Динамическое сравнение наружного и погребенного рельефа указывает на их глубокие качественные различия. Первый непрерывно изменяется, второй после специфического преобразования и превращения в ложе осадка надолго (геологически) консервируется. Поэтому выражение «фиксация древнего рельефа осадками, корой выветривания» нельзя признать точным. Древ-

ний рельеф может быть действительно фиксирован либо при катастрофически быстрой водной ингрессии и последующей быстрой аккумуляции осадков, либо при быстром «затоплении» жидкими основными лавами.

Все это приводит к выводу о качественном различии погребенного и живого, непогребенного рельефа, о необходимости различных методических подходов к тому и другому и о целесообразности рассматривать палеорельеф как понятие геологическое, а не собственно геоморфологическое. Под одним углом зрения их можно было бы видеть лишь с позиций общей структурной морфологии Земли, которая занималась бы поверхностями всех существующих в ней разделов независимо от их глубины [Флоренсов, 1964в].

Полезность и прогрессивность новой «палеонауки» — палеогеоморфологии остается вне всяких сомнений, факт ее возникновения и развития говорит сам за себя. И связь этой новой отрасли геологии с геоморфологией отнюдь не номинальная: ее появление было обусловлено развитием контактов последней с геологией и, так сказать, инициативой, активностью геоморфологии в углублении их взаимного контакта.

Таким образом, я полагаю, что древний рельеф ни в погребенном, ни в обнаженном виде не соответствует первичному древнему рельефу, если он хотя бы однажды был превращен в элемент геологического разреза. В огромном большинстве случаев внешние физические поверхности, ведущие свое начало, скажем, с юры или мела, лишь в какой-то степени подобны поверхностям, существовавшим на их месте в эти далекие от нас периоды, и они не могут быть обозначены просто как реальные элементы рельефа юрского, мелового и т. д.

Так как развитие земной поверхности, движение масс и изменения объемов через изъятие, удаление, разрыхление, насыпание и пр. никогда не прекращаются, а геодинамические процессы либо сменяют один другой, либо создают новые комбинации, то, следовательно, время в геоморфологии следует рассматривать как направленную, непрерывную и необратимую связь прерывистых (конечных) событий в динамике земной поверхности.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПОНЯТИЯ «ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА»¹

Понятие «возраст рельефа земной поверхности», пустив глубокие корни в геоморфологии, все еще остается недостаточно точно определенным и общепринятым, несмотря на общее согласие

¹ Геоморфология. 1976. № 1. С. 13—21.

в том, что возраст рельефа должен оцениваться с помощью геохронологической шкалы (относительный геологический и (или) радиогенный возраст).

Представляется очевидным, что рельеф (всякий рельеф вообще) — категория пространства, а возраст (всякий возраст) — категория времени. В единстве этих двух главных начал, самых общих и непрменных условий существования и развития всех форм материи, лежат как трудности, обнаружившие себя в дискуссии о возрасте рельефа земной поверхности, так, думается, и возможности их преодоления.

Попытаемся прежде всего уяснить себе, что мы определяем и что хотим иметь от такого определения. Сложное понятие «возраст рельефа» включает в себя понятия: возраст как таковой, как длительность существования того или иного объекта, и рельеф как таковой.

Реальное и условное в понятии «рельеф». Что же такое рельеф земной поверхности? Такой вопрос может показаться неожиданным, наивным, но тем не менее он требует научной постановки и научного определения. Более того, думается, что разногласия в том, что такое возраст рельефа, остаются еще и потому, что, занимаясь первой стороной этого понятия (возраст), мы порой забываем о второй (рельеф).

Рельеф, как учит геоморфология, есть совокупность различных неровностей земной поверхности. Но уже «совокупность» как «неразрывное соединение, сочетание чего-либо: общее количество, сумма» (Словарь современного русского языка, 1963) содержит в себе некоторую неопределенность, допуская как наличие внутренних связей (неразрывность, сочетание), так и возможность их отсутствия. Другое определение: рельеф — строение земной поверхности, обладающая большей общностью, в то же время гораздо точнее, так как в «строение» входит представление о наличии у целого каких-то частей, из которых оно построено и которые в нем *связаны определенным образом*.

Содержание первого приведенного определения до известной степени раскрывается лишь в том, что речь идет о неровностях земной поверхности, т. е. вполне реальной физической поверхности раздела между лито- и атмо-гидросферой, составляющей границу двух сред, различных по своей термодинамической сущности. Обратим внимание, что имеется в виду наружная поверхность твердой литосферы (точнее, земной коры), а не нижняя поверхность атмо-гидросферы, хотя они и совпадают и хотя переходная зона между ними распространяется в глубь Земли дальше, чем в толщу атмосферы. Это означает, что земная поверхность составляет хотя бы отчасти (т. е. отвлекаясь от космических факторов) форму выражения внутренней структурно-вещественной сущности земной коры. Мы приходим, таким образом, к выводу, что в определении понятия «рельеф» элементы послед-

него подразумеваются связанными с Землей (земной корой) своим происхождением. При этом понятия неровности, как и формы, в геоморфологическом языке удобны тем, что применимы как к континентальной (выше уровня океана), так и к подводной обстановке.

Наличие упомянутой выше переходной зоны между лито- и атмо-гидросферой общеизвестно. С. Л. Троицкий [1967] справедливо считаем, что, геометризируя эту границу раздела, «мы вводим некоторое допущение, считая переходный слой между ними пренебрежимо малым. Это допущение правомерно только при определении, абстрагировании объекта исследований и рассмотрении его в статике». Таким образом, говоря о земной поверхности, мы уже допускаем некоторую условность.

Совокупность неровностей земной поверхности есть форма последней, именно форма в единственном числе, подобно тому как мы говорим о форме тела. Поэтому рельеф можно наиболее кратко определить как форму какого-либо участка земной поверхности или Земли в целом. Еще совсем недавно мы представляли себе эту форму как бы в полупространстве — над уровнем Мирового океана. Сейчас, когда о рельефе дна океанов и морей много стало известно, такое «полупространство» мы ограничиваем мысленно уровнем дна глубочайших океанических желобов.

Форма какого-либо участка земной поверхности, т. е. его рельеф, состоит из отдельных неровностей, или частных форм, или «естественных составных частей» [Троицкий, 1967]. Это общеизвестно и дано из непосредственного опыта, но в то же время формы (неровности) дифференцируются в конкретном рельефе с различной степенью отчетливости, сплошь и рядом внешние пластические признаки оказываются для этого недостаточными. Так, с одной стороны, склоны зрелой долины во многих случаях с большим трудом, а иногда лишь очень условно могут быть отделены от пологих водораздельных скатов или плоских площадок. Так, с другой стороны, «живой» бархан бывает резко обособлен от своей плоской и твердой глинистой или каменистой постели. Генетические признаки вкупе с морфологическими признаются необходимыми и достаточными для дифференциации отдельных форм, когда среди них отсутствуют или легко опознаются случаи конвергентности. Если во многих случаях отдельные формы постепенно, без скачка, без резкого перегиба переходят друг в друга, то постепенными, переходными нередко являются и генетические признаки. По-видимому, такая «переходность» генетических признаков не исключение, а скорее правило, поскольку большинство не только крупных, но и мелких форм (неровностей) полигенно. Таким образом, пространственная дифференциация пресловутых «отдельных форм» рельефа очень трудна и в подавляющем числе случаев условна. Но если выделение отдельных форм условно и по морфологическим, и по генетическим признакам, то как быть

с их безусловным существованием, вытекающим, например, из специфических литодинамических (и литокинематических) функций? Ответ прост: отдельные неровности (формы, составные части) земной поверхности существуют, функционируют, развиваются прогрессивно или регрессивно только в их сочетании, связанной системе, из которой ни одна часть (форма, неровность) не может быть изъята без замещения другой какой-либо формой, уместяющейся в той же доле полупространства.

В. В. Ермолов высказал мысль, что геоморфология изучает не рельеф, формы и их сочетания, а самую поверхность земной коры [Ермолов, 1958]. Эту мысль поддержал С. Л. Троицкий [1967], подчеркнувший, что «основной объект исследования геоморфолога — поверхность литосферы... Как всякая идеальная поверхность раздела, она материальна, но невещественна. Соответственно геоморфология изучает не объемы и вещественный состав, а только внешнее ограничение геологических тел, интересуясь последними лишь постольку, поскольку они дают материал для решения ее собственных задач. Объемные „формы рельефа“, „набитые“ горными породами, — глубоко укоренившиеся среди геологов, но ложное в геоморфологическом смысле представление». В последние годы в литературе все чаще фигурирует противоположная точка зрения. Наиболее полно она выражена Г. И. Худяковым [Юг Дальнего Востока, 1972] и Ю. Ф. Чемяковым [Западное Приохотье, 1975], хотя и с разных теоретических позиций. Общее во взглядах этих авторов заключается в том, что рельеф Земли, точнее его морфоструктуры, являет собой разные степени поверхностного выражения геологических границ и форм (геологических тел).

Большое, во многих случаях определяющее значение в трактовке понятия формы земной поверхности придает геологическому субстрату и автор [Флоренсов, 1964б, 1971б]. Кто же прав? Есть ли необходимость вводить в определение формы земной поверхности какие-то иные, связанные с ее внутренним строением свойства, или достаточно внешних очертаний, т. е. единственно геометрического подхода? Разумеется, последнее исключается. В таком случае встает задача определить, т. е. объяснить ту или иную форму земной поверхности ее происхождением (сюда входят источник энергии, механизм и материал) и характером связи с окружающими формами. И здесь мы сталкиваемся с новым затруднением, преодолеть которое можно только в том случае, если ввести в наше рассуждение фактор времени. В самом деле, легко не только представить себе, но и найти в природе две ситуации, два участка или ландшафта, в которых на одинаковом геологическом субстрате, при одинаковом климате и даже в одинаковых гипсометрических отношениях к базису эрозии рельеф будет далеко не одинаков. В одном случае будет иметь место, скажем, интенсивное горизонтальное и вертикальное расчленение, узкие

и острые водоразделы, крутые выпуклые склоны, в другом — слабое расчленение, плоские водоразделы и т. д. Как ни тривиален этот пример, но из него прямо вытекает поправка на время, что составляет душу концепции В. Дэвиса и было незаслуженно отвергнуто некоторыми исследователями. Если трудно выделить четко разграниченные стадии развития рельефа, его единообразные циклы, то длительность, темп и известный ритм — временные категории, без которых в научном мышлении, в понимании природных процессов обойтись невозможно. А если так, то мы приходим к следующей формулировке понятия «рельеф» — это форма земной поверхности, в той или иной степени в прямом или опосредованном виде отражающая свойства субстрата, механизм, длительность и темп геоморфологических (= геологических) процессов. Подчеркну еще раз, что под формой здесь понимается сочетание неровностей в их пространственной, генетической и функциональной связи. Эти определения позволяют проще подойти к понятию о возрасте рельефа.

Любопытно, что, насколько часто слово и понятие «рельеф» фигурируют в советской научной литературе, настолько же редко они встречаются в литературе английской и американской, где в том же или почти в том же смысле употребляются *topography*, *landform* или *lanforms*. Достаточно указать, что в американской Геоморфологической энциклопедии [Encyclopedia of Geomorphology, 1968] — наиболее полной современной сводке геоморфологических знаний за рубежом — слово рельеф, судя хотя бы по указателю, встречается в тексте объемом 1240 с. всего 25—30 раз. При этом термин «рельеф» обычно употребляется в зарубежной литературе не самостоятельно, а с определениями: древний, юный, зрелый, мягкий (*gentle*), высокий, низкий, умеренный (*moderate*), резкий, энергичный (*strong*) и т. д. Все эти определения имеют общий и довольно условный характер, но они устойчивы, традиционны и почти все встречаются, хотя и не систематически, в советской научной литературе.

Что такое современный рельеф? Рельеф — сверстник земной коры. Его первичный прообраз нам неизвестен, но поверхность коры с того момента, как она стала твердой, была дифференцирована на возвышенности и понижения. Об этом свидетельствует лунная поверхность. Геологическое время существования нашей планеты совпадает с геоморфологическим временем. Это подчеркивается Ю. Ф. Чемяковым [Западное Приохотье, 1975], С. С. Коржуевым [1974] и др. Автор указывал, что первым документированным геоморфологическим событием в истории Земли был распад, обрушение (*Umbuch* немецких авторов) архейской коры и создание протоплатформ и первичных геосинклиналей [Флоренсов, Олюнин, 1965]. Несомненно также, что в отличие от Луны первые морфоструктуры Земли и ее первые морфоскульптуры появились одновременно и с той поры непре-

ривно, сложно и изменчиво сочетаются в рельефе Земли, причем морфоструктуры, по-видимому, всегда были более, а морфоскульптуры — менее консервативны. Каждому моменту геологического (= геоморфологического) времени соответствовал свой рельеф, и он всегда заключал в себе противоречивые начала и как бы их равнодействующую — тенденцию дальнейшего развития. Нельзя оспаривать и то положение, что настоящему моменту (современной эпохе) присущ современный рельеф. Но здесь мы попадаем в круг различных мнений: можно ли считать современный рельеф в прямом смысле и во всех его частях современным?

Одно из первых в этом плане высказываний принадлежит К. К. Маркову, писавшему «об условности выражения „возраст рельефа“ в применении к современному рельефу Земли» и о том, что «исследователь имеет в виду древний рельеф, подобие которого он видит (в современном рельефе. — Н. Ф.), подобие, но не тождество» [Марков, 1948]. К. В. Никифорова, Л. Д. Шорыгина и Е. Н. Щукина считают, что «рельеф находится в непрерывном развитии. Если подходить строго, то весь рельеф имеет современный возраст» [Никифорова и др., 1963]. Г. И. Худяков пишет: «Рассуждая формально, весь рельеф Земли, независимо от размерности его элементов, будет иметь современный возраст... Это неверно не только с общежитейских, но и с глубоко научных позиций» [Юг Дальнего Востока, 1972]. Существует мнение, что если считать развитие рельефа непрерывным, то это делает неопределенным само понятие «возраст рельефа». По мнению Г. С. Ганешина, В. В. Соловьева и Ю. Ф. Чемекова, «утверждение, что любая наблюдаемая форма рельефа продолжает развиваться в результате проявления современных рельефообразующих процессов, действующих повсеместно с различной интенсивностью, и поэтому имеет современный возраст, принципиально неправильно» [Ганешин и др., 1970].

Нетрудно видеть в этих высказываниях серьезные разногласия. В некоторых из них оспаривается, например, положение, что современный рельеф имеет современный же возраст. Некоторые исследователи идут так далеко, что ставят «современный» в кавычки, подчеркивая тем самым неполноценность определения и прибегая к другим определениям, таким, как наблюдаемый, видимый, дневной рельеф. При этом исследователи, к сожалению, обычно не замечают, что приемлемые в текущей научной речи, эти определения тем не менее не могут претендовать на ранг терминологических: само существование рельефа в них связано как бы с присутствием наблюдателя, со способностью рельефа быть видимым (в самом деле, чем «ночной» рельеф уступает «дневному»?). Такой подход к определению научного понятия нельзя не назвать субъективистским. С точки зрения автора, выражение и понятие «современный рельеф» вполне правомерно, так же, как,

скажем, современное человечество, которое никому в голову не придет называть видимым или наблюдаемым, современные моря и океаны, современные флора, фауна и т. д.

Мы, с одной стороны, очень хорошо знаем, что любое значительное природное и общественное явление несет в себе элементы и старого и нового, и прошлого и будущего, а с другой стороны, удивительно легко об этом забываем. Современное человечество, современный текущий, транзитный итог общественного развития в своей культуре, цивилизации, социальной структуре, психологии и т. д. несет множество элементов, сохранившихся от прошлого, т. е. реликтовых, но также и множество элементов будущего. Даже единичный организм, живой и развивающийся, несет в себе рудиментарные элементы. То же — флора, фауна и т. д. Точно так же современный рельеф земной поверхности несет в себе элементы прошлого, его реликты, в какой-то степени уже измененные, деформированные и обреченные на дальнейшую деформацию. Можно ли говорить о том, что в настоящий момент (эпоху) какая-либо форма или часть наземного или подводного рельефа абсолютно законсервирована или находится в вакууме под стеклянным колпаком? Если нельзя, то, следовательно, весь рельеф развивается (другое дело, каким темпом и каким образом), но одни его слагаемые быстро, другие медленно. Можно ли этими малыми и медленными изменениями пренебречь (например, когда речь идет о реликтовых поверхностях выравнивания) или нельзя, зависит от задач и условий, например, от масштаба исследований. В принципе же нельзя, и это, конечно, элементарно. Поэтому, т. е. если говорить строго и точно и помнить, что все сущее находится в развитии, изменении, мысль К. В. Никифоровой и др. [1963] надо признать вполне правильной, а замечания о том, что такой подход «принципиально неправилен» или формален, *принципиально неверными*.

Сомнения в том, что современный рельеф все же нельзя называть современным, так как он включает в себя реликтовые элементы, сформированные в прошлом, порой в далеком геологическом прошлом, отпадут, если задуматься над тем, что в любое современное явление непременно входит его история, без которой научное исследование и научное понимание предмета вообще невозможно. Если следовать формальной логике, то пришлось бы разграничивать рельеф прошлого, настоящего и будущего как устойчивые и независимые друг от друга явления, а не как звенья цепи непрерывных изменений, определяемых законами материалистической диалектики. Названные «три рельефа» — это три звена, искусственно вырванные из общей цепи. Но в действительности звенья природных цепей существуют только в своем соединении и последовательности, т. е. во времени, а вне (или без) того и другого существовать вообще не могут. Поскольку «реликтовый» означает «относящийся к прошлому», то в фило-

софском смысле, т. е. в своей сущности, весь современный рельеф является одновременно и реликтовым, ибо он подготовлен предшествующим развитием, составляя его порождение, его итог, а вместе с тем основу и во многих конкретных ситуациях вероятный прообраз будущего рельефа. Таким путем мы приходим к мнимо парадоксальному выводу, что для любого момента времени нет ни современного, ни реликтового рельефа, а есть сплетение того и другого в сложное подвижное, развивающееся кружево. Оно состоит из законченных результатов, ранее действовавших, и из текущих результатов действующих процессов. Выделение из общего, называемого рельефом, первых, «вымирающих» частей (форм, элементов), и вторых, транзитных, переходящих в следующую эпоху — одна из главных задач динамической геоморфологии.

Но не смешиваем ли мы, таким образом, самые разные временные понятия, которыми оперирует геоморфология, и не делает ли это понятие о возрасте рельефа действительно неопределенным? Как, например, быть с достаточно четко выделяющимися этапами развития рельефа тех или иных областей, да и со всем достоянием исторической геоморфологии? В том-то и дело, что гераклитовское «все течет» — это диалектика, но далеко не вся диалектика. «Течение» само подчинено другим законам, прежде всего оно неравномерно. Нередко мы говорим о возвратно-поступательном, о непрерывно-прерывистом развитии, но не всегда вдумываемся в подлинный диалектический смысл развития такой материальной системы, как рельеф земной поверхности. Из закона о возвратно-поступательном, необратимом развитии материи прямо следует признание, возможность выделения и определенность пространственно-временной позиции циклов и этапов в развитии рельефа. Из второй основополагающей формулы: «непрерывно-прерывистое развитие», неразрывно связанной с первой, вытекает, что изменения рельефа («все течет») происходит непрерывно, но неравномерно. Именно в этом я вижу глубокий геоморфологический и вообще естественноисторический смысл приведенной формулы, и из нее с такой же простотой следует неизбежность явлений, которые мы называем в развитии рельефа циклами, стадиями и т. д. Неравномерность заключается прежде всего в темпе процесса, связанном с энергетическими возможностями или расходами. Добавим к этому сам процесс или процессы, действующие во времени и пространстве, и при наличии вещественного субстрата рельеф того или иного типа готов, но готов только на геологическое мгновение, в течение которого он хотя и в малой степени, но непременно изменится.

Непрерывное неравномерное развитие земной поверхности в любой отдельно взятый момент времени определяет степень доработанности ее форм до уровневой поверхности гравитационно-

го поля Земли, будь то пенеплен, педиплен, поверхность абрази или вершинный уровень гор. Неравномерность непрерывных изменений, т. е. различие в темпе (= энергетике) развития снимает неопределенность в трактовке понятия «возраст рельефа» как понятия «пространства—времени». Историческими вехами, которые записаны (точнее, могут быть записаны) в книгу родословной современного рельефа с его живыми (так сказать, вдвойне современными), умирающими и мертвыми (реликтовыми) формами, являются переходы непрерывного в прерывистое и, наоборот, резкие смены в темпе развития, классические диалектические «скачки». К их возрастной оценке вполне приложимы шкалы геологической относительной или абсолютной хронологии. При этом, в согласии с рядом авторов [Чемеков, 1968; Юг Дальнего Востока, 1972; Коржуев, Тимофеев, 1973, и др.], возраст той или иной формы, а обычно комплекса взаимосвязанных форм понимается как длительность развития и существования.

О двуединой форме рельефообразования. Не все ясно в сказанном выше. В частности, каковы при подобном подходе критерии в разделении форм на живые, умирающие и мертвые, если такие определения, связанные с биологическими «моделями», вообще допустимы? Автор считает, что объективные критерии могут быть найдены в процессе геоморфологического анализа любого конкретного рельефа. Для этой цели предлагается, во-первых, сформулированное выше определение понятия о рельефе земной поверхности, в котором подчеркнуты всегда существующие функциональные (т. е. собственно и именно геоморфологические) связи между его частями, формами и пр., а во-вторых, понятие о двух взаимосвязанных и противоборствующих процессах — геоморфологических интеграции и дезинтеграции. Попытаемся их кратко определить.

Обычно думают (и правильно думают), что в основе формообразования земной поверхности лежит противоречие двух основных начал — эндогенных и экзогенных процессов. Соотношения их крайне разнообразны и в пространстве и во времени (имеются в виду их энергетика, масштаб и специфическая геоморфологическая результативность). Временно и локально активность тех и других (особенно первых) может становиться пренебрежимо малой. Представим себе такой случай, когда в платформенных условиях в течение какого-то промежутка времени градиенты современных вертикальных движений равны нулю, и пружиной рельефообразования служат внутренние противоречия самих экзогенных процессов, скажем размыва (денудации вообще) и аккумуляции. С чисто морфологической точки зрения денудация или, шире, деструкция, есть разъединение целого на отдельные части, дробление, дискретирование (например, эрозийное расчленение столовой возвышенности или плато). Как ясно показал Д. А. Тимофеев, в этом внешне однонаправленном

процессе таится и в ходе времени нарастает его противоположность — объединение через выравнивание (второй закон геоморфологии по Д. А. Тимофееву, 1972). Иными словами, объединение или интеграция, в формировании земной поверхности может идти как через расчленение, так и через аккумуляцию. Возьмем для примера какую-либо поверхность денудационного выравнивания. Она образуется на высших стадиях денудационного расчленения. Дезинтеграция сменилась, точнее, перешла, превратилась в интеграцию. Разбросанные на первых порах конусы выноса при устьях горных долин в ходе времени объединяются в подгорные равнины и т. д. Дезинтеграция в геоморфологии — образование тем или иным путем одних форм за счет других, когда имеет место повышение порядка, т. е. понижение размерности форм. Интеграция в геоморфологии — процесс противоположный, при котором происходит понижение порядка — повышение размерности форм. Вот где и в чем кипит настоящая борьба на геоморфологической арене как таковой, что является непрерывно-прерывистой изменчивостью, простейшим и конкретным морфологическим выражением внутренних противоречий в развитии рельефа Земли. Оценка равнодействующей или результирующей в таком развитии и есть оценка условного «морфологического возраста» рельефа, стадий его развития в дэвисовском понимании, и нет никаких причин наотрез отказываться от нее. Когда-нибудь, вероятно, такие состояния, «стадии» в развитии рельефа смогут быть выражены точными формулами с конкретными значениями потребляемой энергии.

Итак, функциональные связи между элементами рельефа и характер их участия в интегрировании или дезинтегрировании позволяют указать их отношения к возрасту рельефа в целом и друг к другу. Реликтовые формы — те, которые подвергаются дезинтеграции, каким бы механизмом и темпом она не осуществлялась. Современные, растущие, транзитные по отношению к будущему — те формы, которые интегрируются любым из возможных для этой цели современным механизмом. С изложенной выше точки зрения геоморфологическая интеграция — развитие от морфологически сложного, пространственно разрозненного, рассеянного к более простому, обобщенному и объединенному, а дезинтеграция — путь от общего и морфологически простого к выделению из него частей, к их пространственному обособлению. Оба пути осуществляются при взаимодействии конструктивного (аккумулятивного) и деструктивного (денудационного) начал, слагающихся из частных рельефообразующих процессов. Интеграция во всех случаях создает крупные геоморфологические объекты, объединяя мелкие; дезинтеграция образует относительно мелкие геоморфологические объекты за счет объектов более низкой размерности. Примером может служить развитие рельефа северного Причерноморья на новейшем этапе [Благово-

лин, 1971], в ходе которого сложились крупные гетерогенные морфоструктуры Причерноморской низменности (мегападины) и мегантиклинория Большого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вернемся к существующим взглядам на возраст рельефа. Три временных рубежа в развитии рельефа (даты возникновения форм рельефа, перехода их в реликтовое состояние и исчезновения или захоронения) в своей совокупности определяют возраст рельефа, т. е. длительность его существования [Ганешин и др., 1970]. С такой трактовкой понятия о возрасте рельефа следует вообще согласиться, хотя главное значение в ней имеют не даты, а интервал времени между крайними датами. Пользуясь только что приведенными понятиями, мы можем говорить, что рельеф прошел за это время стадию интеграции, завершил ее на втором возрастном рубеже (дате), а затем прошел стадию дезинтеграции (тем самым и трансформации) или захоронения как совершенно особого случая. Д. А. Тимофеев и Г. И. Худяков показали, что в рельефе следует обязательно различать возраст морфоструктур и возраст, как правило, более молодых поверхностей, т. е. морфоскульптур [Тимофеев, 1968; Юг Дальнего Востока, 1972]. С этим также нельзя не согласиться. В рельефе всегда существовали (или могли существовать) формы реликтовые, т. е. утратившие функциональные связи с другими формами, входящими в организованное целое, соответствующее главной тенденции развития рельефа в то или иное время. Эти реликтовые формы подвергались дезинтеграции, но у них было свое прогрессивное начало, ушедшее в прошлое, свой возраст. Так, сколько же различных возрастов нужно или можно различать в реальном рельефе, не запутались ли мы в них окончательно? Полагаю, что нет. Вспомним, насколько понятие «рельеф» реально и вместе с тем условно, особенно если рассматривать его в статике, что в первую очередь рельеф — форма земной поверхности, т. е. внешней поверхности земной коры или ограниченного ее участка. А кора? Ведь земная кора — тоже очень сложное целое, в котором возраст слагающих ее горных пород, толщ, формаций, геологических тел неодинаков от места к месту, от одной части структуры к другой. Кора, на поверхности которой живет современное человечество, — кора современная, что не мешает ей состоять из разнородных и разновозрастных частей. Точно так же для любого момента времени рельеф Земли имеет в целом и общем возраст этого момента, но в какой-то степени он всегда так же полихронен.

Геологический возраст «отдельных» форм рельефа относится к возрасту как целого так же, как разновозрастные части (геологические тела) — к возрасту всей земной коры. Можно возра-

зять, что возраст вещественного образования, каким является земная кора, совсем не то, что возраст ее наружных очертаний, и что развитие земной коры идет гораздо медленнее, чем изменения земной поверхности. Но, во-первых, скорость внутренних изменений в земной коре еще никем не измерена, и отнюдь не исключено, что всякие крупные изменения в ней, связанные или не связанные с мантией, отражаются и в формах земной поверхности. Последнее даже более вероятно. Во-вторых, мы действительно, знаем архейские толщи, но нигде не видим экспонированного архейского рельефа, что говорит о гораздо большей «уничтожаемости», эфемерности земной поверхности по сравнению с вещественными образованиями земной коры. Вместе с тем известно, что многие древние толщи горных пород или их части также подвергались уничтожению, размыву и переотложению. Подобным же образом древний рельеф в скрытом, трансформированном виде обнаруживает себя в фациях отложений, в явлениях несогласного залегания слоев и, как думают некоторые геоморфологи, учитывающие особую консервативность равнинных поверхностей, даже в обычных параллельных поверхностях наложения древних осадочных пород.

Современный рельеф как целое, как общность разнородных генетических и гетерохронных геоморфологических элементов может быть внешним «подобием» [Марков, 1948] очень древнего, например, позднемезозойского рельефа, но никогда не совпадает с ним точно ни морфологически, ни генетически, ни по возрасту своих «естественных составных частей», ни по своей роли в географическом ландшафте.

О ТЕКТЕНИЧЕСКОМ БЕДЛЕНДЕ ¹

Понятие о бедленде давно привилось в географии и геологии, ассоциируясь с предельно густым и в то же время относительно неглубоким эрозионным расчленением поверхности. Как сообщается в иностранных источниках [Словарь общегеографических терминов, 1975; *Encyclopedia of Geomorphology*, 1968; *Encyclopedia Britannica*, 1960] бедлендом, или бедлендами, была названа область в штатах Южная Дакота и Небраска (США) с ее крайне сложным и непригодным для какого-либо использования эрозионным рельефом. Впоследствии слова «бедленд» или «бедлендс» приобрели значение ландшафтного термина. В тех же источниках указывается, что смысл индейского слова, обозначающего труднопроходимую местность, был точно воспроизведен первыми фран-

¹ Геоморфология. 1983. № 1. С. 85–88.

цузскими путешественниками, а затем перешел и в английский язык (*bad land to cross*). Таким образом, русский перевод «дурные земли» оказался уже четвертым при полном сохранении смысла оригиналов.

Наиболее подробное разъяснение термина «бедленд» находим в американской Геоморфологической энциклопедии [*Encyclopedia of Geomorphology, 1968*], где дается даже математическая модель развития рельефа этого типа. В Словаре общегеографических терминов приводятся определения многих авторов, большинство которых подчеркивает чрезвычайно важную роль геологического субстрата в образовании бедленда. Именно эту черту — близгоризонтальное залегание слоев слабо консолидированных осадочных пород, содержащих слои водонепроницаемых глин, как геологическую основу ландшафта бедленд подчеркивали и советские геоморфологи [Эдельштейн, 1947; Щукин, 1960; Геологический словарь, 1973, и др.]. В слове «бедленд» и всех его иноязычных смысловых эквивалентах имеется определенный антропоцентрический акцент «качества» подобных ландшафтов. Автор пытался найти подходящий ландшафтный термин и у монголов потому, что, во-первых, монгольский язык изобилует подобными словами-терминами, сложившимися в течение многовековой истории в прошлом кочевого народа, а во-вторых, Южная Монголия дает нам великолепные образцы рельефа типа бедленд. Оказалось, что в монгольском быту имеется далеко не единственное обозначение густо расчлененного и плохо проходимого эрозионного рельефа типа бедленд, но нет обобщающего, каким, с нашей точки зрения, могло бы стать, но не стало сочетание соответствующих монгольских слоев. Взамен монголы широко употребляют слово «цав», или «цаб», (буквально — щель, трещина), но все же в несколько ином значении и обычно в сочетании с каким-либо «красочным» прилагательным, например, цаг-цаб — белый обрыв.

Монгольский геолог Нацаг-юм сообщил автору, что крайне неровный, притом мелкий, «не организованный» эрозией, а созданный главным образом физическим выветриванием рельеф, встреченный нами на юго-восточном окончании цепи Зун-Сайхан, именуется монголами словом «арг». Такой рельеф развит здесь на монотонных темноцветных породах среднего палеозоя. Мелко-скалистая поверхность, лишенная не только растительного покрова, но и каких-либо наносов и как бы «облита» пустынным загаром, производит крайне тягостное впечатление. В другом месте, в Гобийском Алтае, монгольское обозначение мелко-расчлененного рельефа, развитого на нижнемеловых отложениях и близкого к бедленду, мне перевели как «веретено», что хорошо передает динамический образ местности.

В том, что в монгольском языке нет полного и единственного эквивалента термина «бедленд», есть, несомненно, своя логика,

так как в отношении проходимости и пастбищных возможностей еще большие трудности, чем рельеф типа бедленд, в Монголии представляют пространства открытых песков («элс») с их золотым рельефом. В той же связи интересно вспомнить ландшафтный термин монголов «гоби», точнее, «говь», не только имеющий широкое хождение, но и довольно произвольно используемый в европейской географии для наименования целой центрально-азиатской пустыни. На самом деле гоби — слово, обозначающее конкретные, весьма суровые природные условия, господствующие в сухих, крайне бедных пастбищами, почти безжизненных обширных котловинах Монголии и Джунгарии, наиболее жарких летом и наиболее холодных зимой, т. е. термин, имеющий бытовую, житейскую окраску, как и бедленд.

Известно, что наиболее типичные крайне сложные по степени расчленения бедленды развиваются на слабо или вовсе недислоцированных, притом рыхлых или полурыхлых, податливых к размыву породах, какими обычно являются отложения мезозойского и особенно кайнозойского возраста. Примеры тесного причудливого расчленения типа бедленд имеются на лёссах, лёссовидных породах и даже на гранитах (редко). Есть указание на образование бедленда на поверхности четвертичных игнимбитовых плато [Мелекесцев, 1976]. Кроме причудливости самого рельефа особенно живописный облик придает бедлендам различная, нередко яркая окраска повсеместно обнаженных слоев осадочных пород. Именно таков в основном субстрат бедлендов в южных районах Монголии. Крайне сложная эрозионная сеть временных водотоков здесь развита на красноцветных, очень ярко окрашенных замусоренных глинах и чередующихся с ними светлых, почти белых песчаниках и песках верхнемеловых и палеогеновых отложений, составляющих чехол Гобийской плиты [Шувалов, 1975]. Эти отложения распространены по периферии горных хребтов и массивов, во впадинах перекрыты неогеновыми и антропогеновыми отложениями. Однако и по периферии хребтов, в поднятиях которых, как показали наблюдения многих исследователей, втянуты верхнемеловые-палеогеновые отложения, последние расчленены в весьма различную степени сайрами — сухими большую часть года водотоками. Большинство сайров прорезает только верхние — позднеплейстоценовые и современные щебнисто-гравийно-песчаные отложения бэлей — предгорных равнин. Лишь единичные сайры вскрывают красноцветные отложения преимущественно в своих верховьях, а точнее, сразу по выходе из гор, где из-за малой глубины врезов и редкости сайров бедленды обычно отсутствуют. Этому способствуют и большие массы выносимого в тыловую часть бэлей обломочного, здесь же отлагаемого материала.

Наблюдения показали, что типичные бедленды развиваются особенно широко, с одной стороны, на межхребтовых понижениях

ях, или седловинах, лежащих по простиранию хребтов и названных Д. А. Тимофеевым интербергами [Тимофеев, 1975], а с другой — на передовых продольных поднятиях, выступающих на самих бэлях параллельно фронту гор — форбергах (монгольское «дзэргэлэ»). Здесь субстратом наиболее развитых бедлендов нередко являются, кроме древних пород, упомянутые выше красноцветы, а также сероцветные нижнеплейстоценовые отложения формации гошу. Как форберги, так и интерберги Южной Монголии представляют собой новейшие структуры и новейшие формы рельефа, эрозионное расчленение которых в целом, по-видимому, не старше верхов позднего плейстоцена. Косвенно об этом свидетельствуют находки орудий позднего (?) палеолита на поверхности, ставшей исходной для образования бедленда [Флоренсов, Иваньев, 1978]. Об очень молодом возрасте форбергов можно судить и по тому, что крупные сайры образуют в них типичные антецедентные прорезы. Близкий тип рельефа при одинаковом субстрате позволяет относить к тому же возрасту и интерберги. Те и другие, по мнению Д. А. Тимофеева, разделяемому автором, знаменуют собой раннюю стадию развития пьедестальных гор Монголии, когда объединение отдельных массивов в протяженные цепи или хребты, еще не достигнуто, происходит своеобразное «распрямление» общего шарнира отдельных массивов, идущее путем поднятий перемычек — седловин между ними, а вместе с тем и разрастание пьедестальных гор в ширину за счет форбергов. О том, что современный тектонический процесс идет именно таким образом, мы хорошо знаем по сейсмодислокациям, возникшим при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Все это и дало основание автору предложить название «тектонический бедленд» для густо, но сравнительно неглубоко расчлененного рельефа интербергов и форбергов.

Предложение было поддержано моими коллегами по геоморфологическим исследованиям в Южной Монголии. Но насколько оно правомерно? Ведь всякий бедленд — это прямой, непосредственный результат эрозии временных потоков в аридных или близких к ним условиях и при наличии подходящего субстрата. Вместе с тем образование бедленда, с одной стороны, может быть обусловлено только климатическими причинами при готовом в общих чертах исходном рельефе. В нашем случае, т. е. в Южной Монголии, существенные и, главное, длительные изменения климата в новейшее время (поздний плейстоцен) не имели места. Интерберги и форберги Южной Монголии были, что называется, выдвинуты новейшей тектоникой там, где относительные высоты особенно благоприятствовали интенсивному размыву. Поверхностные структурные формы новейшей тектоники сыграли в образовании описанных бедлендов роль прямого толчка и даже очертили площади их распространения.

В геоморфологии принято выделять, кроме вулканических, тектонические и эрозионные горы, причем последние рассматриваются также и как частный случай тектонических. К ним, казалось бы, и следовало причислить бедленды по периферии пьедестальных гор Монголии. Но легко видеть, что в развитии бедлендов тектоника, как бы концентрируясь в сравнительно небольших, но характерных формах форбергов и интербергов, играет особую, определяющую роль. Таким образом, чисто ландшафтный термин «бедленд» получает тектоно-морфологический, т. е. геоморфологический смысл. Автор считает, что в принципе на сходном основании, кроме тектонического, мог быть в соответствующих условиях выделен вулканогенный бедленд. Во всяком случае в подобных терминах было бы ясно видно связующее начало экзо- и эндодинамики рельефа.

ТЕКТОНИКА — ВЕДУЩИЙ ФАКТОР РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ¹

Соотношение тектоники и рельефа земной поверхности, характер и степень осуществления их связи в реальных условиях — одна из самых старых и на первый взгляд довольно полно разработанных проблем геолого-географического цикла. Совершенно четко эта проблема была сформулирована еще в конце XIX в., а рассматривалась гораздо раньше в виде орографических описаний и построений. В конце XIX — начале XX в. в книге «Лик Земли» Э. Зюсса была отражена в первом приближении геологическая картина нашего мира как итог прошлой тектонической жизни планеты, запечатленный в ее рельефе. Но еще до Зюсса многим было ясно, что между рельефом и тектоническими формами земной коры существуют отчетливые и в большинстве случаев устойчивые связи и что, следовательно, принципиально возможно «прочитать» структуру земной коры по рельефу. Очень давно стало очевидным, что обширные равнинные страны обладают горизонтальной структурой своих поверхностных наслоений, а горные страны — складчато-глыбовой (альпийской, германотипной или иной) тектоникой. Давно обнаруженные промежуточные типы тектонических структур и форм рельефа усложнили, но в принципе не изменили эту общую картину. Так, к равнинам отнесли по структурным признакам высокие плато. По своей сложной внутренней структуре к горам присоединились денудационные низкогорья и холмогорья. Настоящие пенеплены (денудационные почти равнины на складчатом основании) ока-

¹ Проблемы эндогенного рельефообразования. М., 1976. С. 79—82.

зались малораспространенными. С известными исключениями правило сохраняло свою силу. Совместное рассмотрение геологической и топографической карт обычно давало ясные и простые ответы на вопросы, ставившиеся орографией и затем геоморфологией. Случаи инверсии, или «обращенного рельефа», находили, как правило, рациональное объяснение с тех же общих позиций.

В историческом плане некоторые идеи тектоники были непосредственно порождены наблюдениями за морфологией земной поверхности. В первую очередь такой была гипотеза континентального дрейфа А. Вегенера.

Нельзя не признать, что тектоника и геоморфология — науки, близкие не только по предмету (устройства земной коры, устройство ее поверхности), но и по методу исследования. Та и другая — науки морфологические, сосредоточенные в первую очередь на внешней стороне изучаемых ими явлений. Главная задача тектоники — рассмотреть и объяснить способ, историю создания, распределения и взаимоотношения структурных форм земной коры. Познание причин тектонических движений тектонике было до сих пор неподвластно и непосильно. Очевидно, что застывшая в структурных формах механическая энергия имела и имеет своим источником внутренние, глубинные физико-химические явления, к пониманию которых геология в целом еще только начинает подходить, и то, что называется тектоносферой, пока остается своего рода «вещью в себе».

Приблизительно те же зависимости от еще недостаточно понятых глубинных явлений характеризуют геоморфологию, ограничивая ее возможности в познании происхождения и развития морфоструктур. Изучая формы земной поверхности, геоморфология, как и тектоника, имеет дело в прямом смысле с довольно узкой сферой своей компетенции, поскольку (хотя условно и, пожалуй, искусственно) последняя ограничена рамками взаимодействия литосферы с атмо-гидросферой. Толщина этой сферы геоморфогенеза оценивается, очевидно, полным размахом гипсографической кривой и составляет всего около 20 км. Геоморфология, так же как тектоника, по крайней мере отчасти озабочена судьбой тектонических структур, созданных ранее или создаваемых в настоящую эпоху, но так или иначе оказавшихся в пределах геоморфологического «полупространства» (как можно назвать еще сферу или «слой» геоморфогенеза, ограниченные условно и только снизу уровнем дна океанических желобов). Непрерывное развитие, изменение рельефа во времени обуславливают вертикальную подвижность сферы геоморфогенеза, изменение ее толщины: как показывает геологическая история кристаллических щитов, денудационный срез на них с архея до наших дней составил также около 20 км.

Темп денудационного среза, как и темп тектонических движений, в течение послепалеозойской истории Земли был, как из-

вестно, очень неравномерен, но между ними всегда сохранялось близкое соответствие. Объединяющим началом между тектоникой и современным рельефом является, как известно, неотектоника, а экстраполируя этот принцип в геологическое прошлое, мы приходим к непреложному выводу о том, что развитие рельефа в любой момент (эпоху, период) геологической истории стимулировалось неотектоникой этого момента (эпохи, периода). Совокупность «неотектоник прошлого» современному наблюдателю представляется палеотектоникой, а геоморфологические следствия этих событий составляют основу истории развития рельефа.

Классические «эпейрогенические» движения, в большом разнообразии своих масштабов наблюдаемые по берегам морей, извержения вулканов и катастрофические землетрясения воочию демонстрируют роль эндогенных сил, в первую очередь роль тектоники, в образовании и преобразовании рельефа Земли. Геодезические методы с применением новейшей, в том числе лазерной, техники позволили во многих местах соотнести медленные современные движения с особенностями рельефа, но при этом получены и противоречивые данные или данные, указывающие на обратимый (колебательный) характер таких движений, что было известно и по прежним визуальным наблюдениям. По-видимому, найдена действительная подъемная сила, воздымающая кору, — разуплотнение глубинного вещества путем нагрева, но вместе с тем остаются неизученными закономерности, управляющие тепломассопереносом как во времени, так и в пространстве. Силы, вызывающие абсолютные опускания, постоянны по своему направлению и обусловлены гравитационным полем, структура которого также меняется в геологическом времени. Неравномерность глобального сжатия, на универсальность которого в современную эпоху для земной коры в целом указывает П. Н. Кропоткин, порождает локальные линейные растягивающие усилия и геоморфологически выраженные рифтовые системы [Кропоткин, Ларионов, 1975].

По другим воззрениям, растяжение земной коры играет в истории Земли самостоятельную роль и даже преобладает над сжатием, а рифтогенез — это своеобразный геолого-геоморфологический процесс (и режим) глобального значения. Таким образом, самые главные и общие вопросы, относящиеся к пониманию причинной связи «тектоника—рельеф», с качественной стороны уже достаточно изучены. Тем не менее еще не вполне ясно и в деталях, и во многих случаях в главных чертах, к каким геоморфологическим результатам ведут различные тектонические режимы. Нет пока надежных количественных параметров и переходных коэффициентов, но уже ни в одном серьезном геоморфологическом исследовании не обходится без привлечения данных структурной геологии и тектоники, чем создается «выход» в структурную геоморфологию, а также не обходится без данных региональной гео-

физики. Генетическая основа в геоморфологических исследованиях тем самым расширяется и углубляется. Если образование горного рельефа в целом, как и образование обширных впадин внутри и по периферии континентов, с геолого-геофизической стороны во многом еще загадочно, то простые и малые микро-, отчасти мезо- и в отдельных случаях макроформы рельефа, такие, как сбросовые уступы, адырные складки, форберги, поверхностные деформации, происходящие при сильнейших землетрясениях, находят убедительные и достаточно простые объяснения. Трудным остается вопрос о продолжительности, постоянстве, темпе, «структуре» эпейрогенических движений, которые в применении к поднятиям на континентах теперь все чаще называют сводовыми. Они характеризуются очень малыми наклонами (не более 2—3°, обычно менее), изометричными очертаниями и обширностью охватываемой площади (десятки, сотни тысяч квадратных километров и более). С ними некоторые авторы не смешивают формы линейного сводообразования или коробления (аркогенеза), развивающегося на окраинах древних платформ [Павловский, 1948а, б], а также на самих молодых платформах (плитах), как это указывается, например, для Центральной Азии [В. Синицын, 1959; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963, и др.].

Если первая половина XX в. — время повышенного интереса к складчатым формам тектоники, к механизму складкообразования и соответственно к выражению складчатых деформаций в формах земной поверхности, то вторая половина века — почти безраздельное господство так называемой «разломной тектоники». Громадным толчком к развитию в нашей стране представлений о доминантном значении дизъюнктивной тектоники (ее основы для территории Сибири и Центральной Азии были, как известно, заложены В. А. Обручевым) было создание учения о глубинных разломах [Пейве, 1956; и др.]. Если до 50-х годов разломы в представлениях научных представителей считались следствием складчатых дислокаций или же позднейшими структурами, наложенными на складчатые и, как правило, не находившими своего воплощения в рельефе Земли [Тетяев, 1941], то в наши дни многие геологи видят в складчатости, даже геосинклинального типа, лишь порождение движений больших блоков земной коры по глубинным разломам, причем такие движения считаются повинными и в создании контрастных неровностей земной поверхности. В гипотезе о дрейфе континентов, как и в современной «тектонике плит», отражаются взгляды о глобальном распределении воды и суши в результате горизонтального перемещения больших пластин литосферы. Следом за этими идеями, гипотезами, увлечениями идет и структурная геоморфология, зависимость которой от тектоники, от достигнутого ею уровня может только несколько запаздывать в своих конкретных приложениях, но не может ослабевать, и мы действительно видим в течение послед-

них двух-трех десятилетий господство в структурной геоморфологии идей и схем блоковой тектоники. Примером наиболее полного, ортодоксального выражения таких представлений могут служить работы М. В. Пиотровского по Алданскому щиту [Пиотровский, 1968б, в].

Думается все же, что следование структурной геоморфологии за достижениями или господствующими идеями как общей, так и региональной тектоники не должно быть вполне пассивным. Нельзя везде и всегда рассматривать тектонику как определяющее начало, а рельеф — только как следствие даже в тех крупномасштабных явлениях, которые принято обозначать термином И. П. Герасимова «морфоструктура». Кроме прямой связи между тектоникой и рельефом, в подобных случаях возможно предполагать наличие связи обратной. Об этом уже давно сказали свое веское слово геодезия и гравиметрия, обнаружившие явление изостазии. Широко распространенные явления гравитационной тектоники стимулируются или контролируются рельефом. К сожалению, оценка масштаба и точная диагностика этих явлений связаны со значительными трудностями, а граница между гравитационно-тектоническими и собственно тектоническими процессами и формами часто неуловима. В данных условиях описаны случаи «расседания» чрезмерно приподнявшихся сводовых хребтов с образованием различных разломов — от нормальных сбросов в зоне расседания до надвигов (в том числе очень пологих) по периферии (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Данилович, 1961, 1963; и др.). В обстановке горизонтального сжатия коры возможно предположить медленное, соизмеримое со скоростью глубинной эрозии сдвижение бортов очень глубоких каньонов и ущелий. Быстрые экзогенные преобразования рельефа, вероятно, способны сыграть роль спускового механизма для землетрясений. Существующий на земле предел высоты гор свидетельствует о наличии в самом горообразовании сдерживающего начала, по-видимому, экзогенной природы. Мы еще не знаем, не приводят ли к каким-то тектоническим процессам такие геоморфологические аномалии, как глубоководные океанические желоба, хотя и сами они созданы новейшей тектоникой.

Другой важный путь поиска обратной связи «рельеф—тектоника» лежит в изучении явлений, на которые недавно обратил специальное внимание С. С. Коржуев [1974], назвавший их эндо-экзогенными. Речь идет о тех экзогенных процессах, которые нуждаются в постоянной поддержке со стороны тектоники. Они широко распространены. В прямом смысле к ним могут быть отнесены процессы глубинной эрозии. Как известно, снос больших масс вещества с выпуклостей земной коры и создание пенеплена влекут за собой такие грандиозные по своему значению следствия, как изменения толщины коры и рельефа поверхности Мохо.

В последующих разделах тема «Тектоника и рельеф» разви-

вается в различных направлениях. В первом разделе обосновывается самостоятельность геоморфотектоники как очень молодого и перспективного научного направления. В этом разделе под некоторым общим углом зрения освещены многочисленные примеры связи тектоники и рельефа, рассматриваемые в статике. Динамическая сторона такой связи еще недостаточно проанализирована, хотя соответствующие материалы по Сибири и Дальнему Востоку имеются. Раздел «Материковый рифтогенез и рельеф» имеет вполне самостоятельное значение и вместе с тем демонстрирует на примерах новейших рифтовых структур важность динамического и историко-генетического подхода в структурно-геоморфологических исследованиях. Раздел «Глубинное строение и рельеф (на примере Восточной Сибири)», в котором рассматривается современная геофизическая основа Байкальской рифтовой зоны и соседних территорий, тематически тесно связан с предыдущим. Очерк «Рельеф и сейсмичность» подводит итоги новейших специализированных геоморфологических наблюдений в сейсмически активных районах Сибири и Монголии. Заключительные разделы посвящены рассмотрению влияния активной и пассивной тектоники на заложение и развитие речной (долинной) сети в различных геоструктурных условиях.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ¹

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В современном понимании геоморфология — это наука о рельефе земной поверхности, его происхождении и развитии, а также о силах, обуславливающих это развитие. Последние принято подразделять по энергетическому признаку на эндогенные, экзогенные и космогенные. Определяемые ими процессы с точки зрения задач геоморфологии называются рельефообразующими. Из этих общеизвестных определений вытекает необходимость: а) морфологического подхода при решении любых задач геоморфологии, поскольку, занимаясь вопросами происхождения внешних форм земной поверхности, эта наука не может также не интересоваться характером их внутренних структурных форм или просто внутренних форм, так как последние составляют геоморфологическое содержание первых; б) расширенного понимания термина «рельфообразующие процессы». В противном случае, т. е. если отказаться от расширенного понимания формы (морфологии) в геоморфологических явлениях и от такого же понимания существа геоморфологических процессов, наука о рельефе

¹ Проблемы эндогенного рельефообразования. М., 1976. С. 399—419.

вообще не сможет выполнять свои вышеперечисленные функции. Но если геоморфология не только научное представление о формах земной поверхности, не одно описание их внешнего вида и пространственно-временных соотношений (т. е. морфография и морфометрия), а рельефообразующие процессы ведут не только к изменению или возникновению самих форм, но выполняют еще и другие важные геологические функции, определяя, например, формы осадочного породообразования, то в чем же тогда научное значение собственно морфологии земной поверхности? Возможно ли познание каких-либо внутренних свойств этой поверхности через ее морфологию? И познание на той же основе свойств земной коры ниже ее поверхности? Если вдуматься, то такой вопрос окажется далеко не столь простым и отвлеченным.

На ранней стадии развития естествознания в нем господствовало широкое мирвоозрительное начало, а естественнонаучное мышление было также философским мышлением — натурфилософией. В центре внимания натурфилософов была борьба стихий — огня, воды, земли, воздуха. Поднявшись на более высокую ступень абстракции, натурфилософия стала философией. Естествознание развивалось далее по своим, ему самому присущим законам. При этом в мире метафизических категорий, естественно, не могла возникнуть идея эволюции, но могли — и должны были — вырасти систематика и морфология, а также связующий их морфологический подход в систематике.

С развитием естествознания в XVII—XVIII вв. морфологический путь разделения вещей и явлений был основным способом естественнонаучного познания. Целые отрасли естествознания были морфологическими науками. Вовлекая в сферу своей компетенции огромное количество форм живой и мертвой природы, они довольствовались формально-описательным подходом и пассивно-созерцательным отношением, хотя и не лишенным живого интереса к своему предмету. Разнообразные формы растений, животных, минералов и т. д., как сами по себе, так и их системы (группы, классы), составляли пестрый, но неподвижный мир ученого, и этот мир отличался от библейского, по существу, только колоссальной дифференцированностью вещей. Лишь в XIX в. вполне оформилась идея, а с ней и проблема происхождения вещей и форм в природе. В геологии и геоморфологии этот перелом был задолго предсказан М. В. Ломоносовым и совершен в основном Ч. Лайеллем, эволюционизм которого, впрочем, нес в себе бремя униформизма. Идею историчности рельефа земной поверхности, т. е. эволюции этих специфических форм природы, со всей строгостью развили И. Д. Черский и затем В. М. Дэвис.

Идея историчности, т. е. прошлого у явлений природы, не могла не породить представление о его начале, а отсюда — о способе их образования или происхождения. Геоморфология как отрасль знания, бывшая вначале в лоне геологии и географии, а за-

тем ставшая звеном, связующим геологию и географию, сложилась именно в этот «генетико-объяснительный» период развития естествознания. Ведущей проблемой и вместе с тем теоретическим базисом геоморфологии стали происхождение и история развития земной поверхности. И здесь сразу наметились два направления. По первому — образование форм земной поверхности происходило за счет других форм более низких порядков (например, образование земляных пирамид в процессе деструкции тела и, значит, также формы морены) или более высоких порядков (объединение конусов выноса в предгорный шлейф) — иными словами, возможность, реализуемая в процессе дезинтеграции (первый случай) или интеграции (второй случай).

По второму направлению предусматривался качественно иной и более общий способ образования формы (или форм), который заключается в том, что эти формы становятся необходимым выражением своей внутренней сущности, закономерным очертанием своего материала, т. е. геологического субстрата. Форма возникает, таким образом, как необходимый результат, как следствие содержания. На этом пути могут возникать геоморфологические феномены разного масштаба. Их примерами высшего порядка служат материка как выпуклости земной коры, обусловленные утолщениями сиала. Миниатюрами могут служить торосообразные нагромождения глыбовой лавы или многоугольники на глинистом дне такыра.

Весь сложный реальный рельеф Земли — результат совмещения этих двух путей морфогенеза во времени и пространстве. Зависимость от материала (геологического субстрата) и взаимозависимость форм определяют и исчерпывают собой связи, если можно так выразиться, чисто морфологического свойства. Но эти внутренние связи или внутренние возможности (поскольку они реализуются только в соответствующей среде) еще не характеризуют главного условия эволюции рельефа. Это условие — среда, термодинамическая обстановка и ее первые производные — рельефообразующие процессы.

Автор уже имел случай обратить внимание на то, что геоморфологический процесс есть лишь одна сторона или «составляющая» геодинамического процесса, что уже довольно давно за прогресс в познании механизмов внешней динамики (экзогенных явлений и факторов) ответственна именно геоморфология [Флоренсов, 1970]. В самом деле, если экзогенные процессы, помимо учебников геоморфологии, до сих пор описываются и в учебниках динамической геологии и, казалось бы, входят, таким образом, в компетенцию последней, то на деле — в теории, практике и эксперименте — они изучаются силами геоморфологии и инженерной геологии, что объясняется прежде всего важностью именно геоморфологических эффектов экзогенных процессов и значением их в строительной деятельности человека. Так, эоловая аккумуля-

муляция и развевание, динамика склонов, береговые, долинные, карстовые, суффозионные процессы, мерзлотные феномены, ледниковая денудация и аккумуляция — все эти явления имеют огромное рельефообразующее значение и естественно входят в круг интересов и задач геоморфологии. Но если экзогенные процессы фактически перешли в ведение последней почти полностью, то изучение эндодинамических явлений — новейших движений земной коры, вулканических извержений и землетрясений, как мы знаем, производится также прежде всего морфологическим методом. Все сказанное объясняет место геоморфологии в системе наук о Земле: ее ведению подлежат поверхностные геологические процессы, а также поверхностное отражение глубинных, в то время как собственно геология занята преимущественно самыми глубинными процессами. Интересы и задачи геологии и геоморфологии сливаются в самых поверхностных слоях Земли — в зоне гипергенеза, выветривания и еще не утративших свою подвижность рыхлых аккумуляций с незавершенным слоеобразованием.

Неоднократно предпринимались попытки найти достойное место топографии в науке о рельефе. Во многом оказывались полезными сопоставления топографических и геологических карт одинаковых масштабов: они сыграли важную роль в развитии структурной геоморфологии. Но при этом порой упускались из виду прямые задачи и возможности топографии. Нетрудно видеть, что последняя является по своему существу формальным графическим описанием рельефа, его математизированной абстракцией от прочих свойств земной поверхности, причем степень абстракции возрастает с уменьшением масштаба изображения. Именно поэтому топографические изображения рельефа, цель которых — наглядность и точность, не нуждаются в комментариях в виде сопроводительных текстов или объяснительных записок.

Но разве наглядность и точность не идеал в отражении нашим сознанием объективной реальности? Если да, то нужно признать, что никакие геоморфологические и параллельно проводимые для решения геоморфологических задач геологические исследования и обобщения не дают о рельефе столько необходимых первоначальных сведений, сколько непосредственные зрительные впечатления и изучение точных топографических карт и других материалов в кабинете. Чтобы объяснить формы земной поверхности, их нужно прежде всего иметь, видеть и выбирать из них типичные. Топографическая карта или аэроснимок предоставляют исследователю многие или даже все такие возможности. Поэтому в любых существующих и будущих классификациях форм земной поверхности главным, ведущим и решающим должен быть морфологический признак. Представление, изображение форм, выявление прежде всего их внешних отличий и сочетаний в пространстве — начало любого геоморфологического анализа, «начало отсчета» во всей методике и теории геоморфологии.

В отличие от топографических геоморфологические карты почти всегда далеки от точности и наглядности, их количественные параметры мало определены и часто произвольны. Это качественные карты, и их содержание поэтому недостаточно раскрывается легендой и требует подчас подробных комментариев. Качества рельефа, такие, как генезис, способы преобразования, возраст и т. д., не связаны с масштабом изображения какой бы то ни было необходимостью. И все же геоморфологические карты страдают формализмом. Их малая точность и субъективизм в отражении качественных атрибутов рельефа общеизвестны и не были до сих пор преодолены, несмотря на массу соответствующих опытов. Автору кажется, что причина или одна из причин подобных слабостей геоморфологических карт и описаний лежит в значительной мере в недоучете многообразных свойств вещественного субстрата, из которого формируется рельеф. Пассивность материала (литоморфизм) в определенных условиях превращается, как известно, в активное начало, например в незрелом карсте. Поскольку же существуют определенные, в общих чертах известные тенденции в развитии структурных форм и их комплексов в земной коре, судьбы рельефа характерных структурных областей земли (платформ, плит, срединных массивов, краевых прогибов и т. д.) оказываются почти полностью предопределенными их геологическим субстратом.

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СУБСТРАТ

До последнего времени геологический субстрат играл в геоморфологии лишь вспомогательную роль, и такое положение вещей казалось вполне нормальным. Чтобы в этом убедиться, достаточно обратиться к учебникам и учебным руководствам по геоморфологии, во всяком случае к их большинству. Напротив, в специальных (региональных) геоморфологических работах геологическому субстрату, как правило, уделяется много внимания. До недавнего времени среди геоморфологов существовало убеждение, что геологический субстрат — пассивный материал для лепки рельефа экзогенными процессами, а роль эндогенных заключается главным образом в том, чтобы доставлять этот материал из недр земной коры к ее поверхности и делать доступным для выветривания, размыва и т. д. Это положение могут подтвердить многочисленные, если не бесчисленные блок-диаграммы, иллюстрирующие в учебниках, монографиях и статьях зависимость наружных форм рельефа от геологического строения местности. Они очень наглядны, технически, а иногда и художественно совершенны и поэтому в высшей степени убедительны. Отнюдь не пытаясь умалять научного значения подобных блок-диаграмм, следует вместе с тем заметить, что в них активное

начало — всегда денудация в тех или иных ее проявлениях, а пассивное — субстрат. В многочисленных дискуссиях, например, о роли и задачах структурной геоморфологии, в самом факте выделения последней в особую ветвь этой науки, в широко принятом декларировании органической связи рельефа и его субстрата на этот счет высказано много полезных соображений, сделано немало ценных предложений. Более того, как пытался доказать автор, геоморфология наших дней, не ограничиваясь полезными контактами и заимствованиями у геологии и геофизики, активно вторгается в сферу их непреложной компетенции, отвлекаясь от своей главной задачи — изучения современного рельефа, законов и истории его развития [Флоренсов, 1971a]. Вместе с тем автору представляется, что морфологический подход к изучению земной поверхности, как особой материальной системы с ее сложной предшествующей историей и многочисленными связями с другими природными системами Земли, должен быть гораздо более полным и глубоким, что его (морфологического подхода) объектом должен в той же самой степени стать геологический субстрат, составляющий материальную, притом живую и деятельную основу живого рельефа. Не смешивая понятия «рельеф» и «субстрат», автор предложил рассматривать их как целое, как синтез, как геоморфологические формации, подобно тому как геология в овеществленном виде рассматривает различные тектонические режимы прошлого Земли — геологические формации [Флоренсов, 1964б, 1971].

В основе систематики форм земной поверхности не случайно лежат две категории или два класса форм земной поверхности — деструкционные (денудационные) и аккумулятивные (насыпные). Таким образом, уже на этом, так сказать простейшем, физическом уровне геоморфологической систематики роль субстрата выступает на первый план, отражая среди других исходных предпосылок структурно-морфологический критерий или контроль, а именно упорядоченную, каким-то образом «организованную» структуру субстрата, поскольку в ходе денудации последний был уже сложившимся целым, — в первом случае, и беспорядочную аструктурную массу — во втором (структура в виде чередования слоев разного или одинакового состава возникает одновременно с образованием аккумулятивных форм). В последнем случае «организация» структуры субстрата и создание форм рельефа происходят одновременно и составляют теснейшим образом взаимосвязанный процесс. Им осуществляется, следовательно, геоморфологическая интеграция, о которой говорилось выше, тогда как образование из ранее сложившегося субстрата денудационных форм как бы воплощает собой геоморфологическую дезинтеграцию.

В деструкционном, т. е. в принятом выше смысле в дезинтегрирующемся, рельефе геологический субстрат кажется на пер-

вый взгляд более пассивным «исходным» материалом: деструкции подвергается как бы законченное, готовое поднятие, а морфологически — выпуклость земной поверхности. Подобные ситуации в природе в самом деле имеют место, если тектоническое поднятие закончилось, а денудация осуществляется только за счет снижения ее базиса, вызванного внешними причинами (например, измерением уровня озера, связанным с увеличением стока). Но это лишь частные случаи и, по-видимому, временные явления, о чем свидетельствуют данные повторных нивелировок, выявивших эндогенную активность земной коры почти во всех областях, обладающих преимущественно денудационным рельефом. С другой стороны, совершенно ясно, что на самых первых стадиях развития денудационного рельефа эта активность субстрата проявляется непосредственно как тектоническое начало (и условие) денудации. В еще более «чистом» виде эндогенный субстратообразующий фактор будет сказываться в денудации только что возникших или обновляющихся вулканических построек. Далее, по мере поднятия гор и, следовательно, подтока глубинных масс к их корням (или их разуплотнения) рельеф усложняется, денудация становится все более избирательной, с углублением среза субстрат начинает обнаруживать новые свойства, новые морфологические, ранее скрытые в недрах резервы. Таким образом, в ходе денудации во внешне пассивном субстрате по отношению к складывающемуся ландшафту развивается качественно новое активное начало, выражающееся в возрастающей литоморфной и структурной дифференциации рельефа. Ранее скрытые в субстрате морфологические возможности, его «геоморфологический потенциал», как бы разбуженные внешними силами, сами начинают направлять движение денудационных фронтов и эрозионных каналов. Иными словами, как бы рассеянная на первых порах денудация, создавая все более сложный структурный рельеф, сама ведет к тому, что этот рельеф начинает оказывать все более «организующее» влияние на дальнейшую денудацию и эволюцию рельефа. Пассивное, когда оно было заключено в земной коре, становится активным на ее поверхности.

Приведенные рассуждения могут показаться слишком отвлеченными, более того, неверными в том смысле, что автор исходит в своей схеме из начала поднятий, первых «шагов» денудации, прилагающихся к поднятому или поднимающемуся субстрату и т. д., тогда как действительная картина взаимоотношений активной тектоники и денудации гораздо сложнее и разнообразнее. Дело в том, что, упрощая эту общую картину, автор хочет подчеркнуть, что в процессе поднятия субстрата и его расчленения в нем обнаруживаются новые геоморфологические качества и возможности и что «пассивно» выделенные и выделенные «активной» денудацией внутренние структурно-литологические формы субстрата (проще говоря, отличные от вышележащих и окружающих

геологические тела) становятся определяющими, «организующими» центрами в деструкционном рельефе. Таков, например, возвышающийся над окрестными горами Забайкалья голец Сохондо — вторая по высоте вершина Хэнтэй-Даурского сводового поднятия, образованная мезозойским дацит-порфировым лакколлитом. После денудации своей кровли этот субвулкан превратился в орографический узел, в среднем-верхнем плейстоцене стал центром горного оледенения, а сейчас разделяет долинные системы Онона, Ингоды и Чикоя. Другой сибирский пример — роль трапшов в денудационном рельефе Сибирской платформы, особенно на южной периферии Тунгусской синеклизы. После вскрытия трапшовых силлов здесь коренным образом изменились условия эрозии. В геоморфологическом ландшафте Среднего Приангарья, в его современной или недавно бывшей (до постройки Братской ГЭС) геодинамике роль трапшов трудно охарактеризовать как простое, пассивное сопротивление размыву. Будучи пассивным само по себе, оно в то же время служило причиной активнейшей эрозии на Ангарских порогах.

Из приведенных примеров следует, что пассивное и активное, или, лучше сказать, ведущее и второстепенное начала, в денудационном рельефогенезе как бы меняются местами и в отдельных примерах просто неразличимы.

Попытки выделить для геоморфологических целей лишь главные, действительно рельефообразующие свойства субстрата привели автора к мысли, что эти свойства могут быть охвачены понятием о геоморфологическом потенциале земной коры или о геоморфологической структуре (не структуре рельефа) — скрытых и (или) явных возможностях выражения в рельефе структуры, состава субстрата и даже, судя по опыту изучения сейсмоактивных районов, скрытых в последнем тектонических напряжений. Удачен или неудачен термин «геоморфологическая структура», понимаемый, кстати, неодинаково разными авторами, но выражаемое им понятие, с нашей точки зрения, заслуживает внимания. Это понятие, по мысли автора, обнимает только те статические, а также потенциально динамические свойства геологического субстрата, которые получили или же могут получить выражение в рельефе, повлиять на развитие его форм, проявиться в нем как в непосредственном, так и в опосредованном виде. В глобальных и региональных рамках геоморфологическая структура — внутрикорковая геологическая среда, противопоставленная внешней водно-воздушной среде и взаимодействующая с последней.

В аккумулятивном рельефе (в нем всегда имеются денудационные элементы, как и во всяком денудационном — аккумулятивные элементы) субстрат выступает, казалось бы, в совершенно противоположной роли. Отлагаясь, он прямо и непосредственно выражает себя в рельефе, будь то водный, воздушный, ледниковый осадок, грязевой, селевый поток или вулканическая

лава. В способ образования аккумулятивных форм свойства образующегося субстрата вносят по крайней мере ту же долю, что и ведущий геоморфологический процесс (например, аэродинамический фактор при эоловом формообразовании).

В свое время В. М. Дэвис декларировал положение, согласно которому геологическое строение предопределяет, но не определяет развитие рельефа. На языке современной геоморфологии это означает, что структурная геоморфология какой-либо области в ходе времени (смена стадий у Дэвиса) подавляется климатической геоморфологией, или, иными словами, что морфоструктуры со временем затушевываются морфоскульптурами. На самом деле мы знаем, что, с одной стороны, морфоструктуры продолжают существовать (и, что крайне важно, входить в контакт с гидро- и атмосферой) чрезвычайно длительное время, так как их корни уходят на глубину, недоступную для денудационного среза в течение не только одной геологической эпохи, но и целого периода или периодов. Это особенно подчеркнуто Г. И. Худяковым в его понимании термина «морфоструктура», значительно отличающемся от обычного понимания [Юг Дальнего Востока, 1972]. Выходит, что в течение таких огромных промежутков времени морфоструктуры продолжают (и не могут не продолжать) играть предопределяющую, а не определяющую роль. Из этой игры слов выход очень прост: в своих классических схемах В. М. Дэвис исходил из понимания геологического субстрата как данного и пассивного начала, как некоторого исходного положения вещей. В настоящее время вряд ли кто-либо сомневается в том, что все крупные и крупнейшие черты рельефа Земли определяются существованием морфоструктур, и можно лишь говорить о предопределении ими как о форме сравнительно далекой генетической связи малых и мелких форм, т. е. морфоструктуры в принятом ее понимании.

С другой стороны, геология дает сколько угодно примеров того, что крупные структуры (они же морфоструктуры на морфологическом языке) земной коры не являются мертвыми, что они продолжают развиваться с остановками или безостановочно в течение очень больших промежутков времени. Особенно это касается прогибов, впадин, горстов, горстантиклиналей, антиклинориев, неотектонических сводовых структур, обладающих в случае линейной вытянутости формальными чертами очень пологих антиклинориев. Но даже в крайнем мыслимом случае — низведении тектонического блока или антиклинальной складчатой структуры до уровня смежных негативных структур при далеко зашедшей денепленизации — в этом блоке или антиклинали сохраняется, как мы знаем (в первую очередь на примере областей активизации, таких, как Забайкалье), тенденция к активному росту и, следовательно, к геоморфологическому выражению. Примеров реализации таких тенденций региональная геология

знает множество. И наконец, в условиях пенеппена глубоко срезынный блок или ядро антиклинальной морфоструктуры почти неизбежно должны проявить себя в рельефе относительно большими неровностями и высотами в силу, как правило, большей стойкости более древних, более диагенезированных или метаморфизованных отложений, особенно если они относятся к «комплексу основания» [Муратов, 1963].

Последний и, как известно, широко распространенный случай, когда в рельефе самых разнообразных типов выступают в виде возвышенностей, своего рода «твердышей», блоки горстов и ядра антиклинальных структур, сложенные сравнительно стойкими к размыву породами, может быть охарактеризован как явление конформности рельефа своему субстрату, как явление прямой и непосредственной зависимости первого от последнего. И это явление нередко ставит исследователя перед трудной задачей — найти однозначное объяснение. Прежде всего в таких ситуациях — а они встречаются на каждом шагу в мелкогорьях (мелко-сопочнике), среднегорьях и даже высоких нагорьях Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, Прибайкалья, Забайкалья и т. д. — приходит в голову мысль о происхождении подобного рельефа путем селективной денудации литоморфно неоднородного субстрата. Действительно, такой субстрат в денудационном рельефе любой климатической зоны порождает соответствующие геоморфологические эффекты, это, так сказать обязательная составляющая в сколько-нибудь выразительном рельефе. Но она может быть и не первостепенной, а производной неотектоники, если горстовые массивы и антиклинальные хребты как структурные формы активно выражены в современном рельефе. При всем этом удельные соотношения активной тектоники и относительно пассивного литоморфизма могут быть очень различными. В общем случае исследователю бывает трудно решить, какое их соотношение отвечает данному конкретному рельефу, но именно в этом, по моему мнению, и заключается его задача.

Хорошим примером обсуждаемой проблемы служат так называемые пьедестальные горы Центральной Азии с их скалистыми гребнями, сложенными палеозойскими породами, и высокими, но очень пологими цоколями, образованными косыми предгорными равнинами (монгольские «бэли»). На них впервые обратили внимание Ф. Рихтгофен и В. А. Обручев. До сих пор не закончилась дискуссия о происхождении пьедесталов («бэлей»), но все больше фактов и все больше исследователей свидетельствуют в пользу мнения о пьедестальных горах как формах активной тектоники, в виде сочетания пластических вздутий и выдвинутых из их сердцевин скалистых горстов [В. М. Синицын, И. П. Герасимов, Н. А. Флоренсов, Д. А. Тимофеев и др.]. Роль субстрата, прямого выражения его свойств и динамических тенденций в раз-

витии рельефа, создаваемого с помощью наложенной аридной денудации, здесь особенно отчетлива.

Если конформность рельефа субстрату является правилом, более того, некоторым общим законом в геоморфологическом развитии земной поверхности и объясняется тем, что субстрат в процессе рельефообразования оказывается постоянно действующим фактором (подобно, например, изостазии в тектонике или силе Кориолиса в развитии долинной сети) в отличие от многих непостоянных и во времени и в пространстве факторов, то как обстоит дело, например, с такими противоречиями сказанному, как «антиклинальные долины» или «синклинальные водоразделы» и целые «синклинальные хребты», примеры которых приводятся и в учебниках, и в специальных работах?

Существование этих и других «обращенных» форм рельефа не подлежит сомнению, но также несомненно, во-первых, что это сравнительно редкие геоморфологические явления и их примеры тонут во множестве примеров противоположных, а во-вторых, что их создание объясняется (за исключением особых случаев геоморфологического эпигенеза) ведущей в подобных примерах ролью иных, специфических свойств того же субстрата, как структурных, так и других — собственно литоморфных.

Доказательства и примеры огромной, предопределяющей в одних и определяющей в других случаях роли субстрата в рельефообразовании можно продолжить до бесконечности. Исключительно ярко это положение демонстрирует рельеф Сибири и Дальнего Востока, развитый на молодых и древних платформах, срединных массивах, в областях завершенной складчатости, лишенных чехла, в областях новейшего горообразования, в том числе в геосинклинальных условиях, в Курило-Камчатской вулканической дуге и т. д. Следует все же добавить к сказанному, что практически во всех этих структурных областях Северной Азии очень хорошо выражен структурно-геоморфологический контроль субстрата в виде следования долинной и междолинной сети как региональной, так и планетарной трещиноватости [Шульц, 1965; и др.]. Подобный контроль — обычное явление для платформ, например для Сибирской, где он не столь затемнен сложной системой структурных поверхностей разнообразного (не только разрывного) генезиса, как в обнаженных складчатых зонах. Для территории Алданского щита картину практически безраздельного контроля тектонических разломов за рисунком долинной сети недавно нарисовал М. В. Пиотровский [1968а, б]. Не следует вместе с тем забывать, что свойства геологического субстрата, получающие отражение в рельефе, многообразны и не могут быть сведены только к той элементарной схеме планетарных разломов и планетарной трещиноватости, связанных с ротационными силами Земли, как это представлялось, например, И. В. Чебаненко [1963].

О региональных и локальных морфоструктурах суши мы еще совсем недавно судили на основании прямых визуальных наблюдений. Что касается гигантских планетарных морфоструктур, то вся информация о них ограничивалась возможностями картографии, а главные и второстепенные черты рельефа океанического дна и по сей день выявляются преимущественно батиметрическими работами. При этом отождествление крупных форм подводного рельефа с подводными же неотектоническими структурами идет на законном основании даже дальше, чем в условиях суши, хотя в отдельных случаях таким отождествлением, возможно, несколько злоупотребляют. Стоит вспомнить известное отношение площадей Мирового океана и всей материковой суши, и тогда ведущая роль структуры коры, возможно, и верхней мантии в рельефе нашей планеты станет еще яснее.

В век космонавтики визуальному наблюдению стали доступны планетарные черты рельефа и их взаимоотношения. На снимках из космоса с полной очевидностью выступили ранее незамечавшиеся крупные морфоструктуры, например, в Австралии, Аппалачских горах, на западе США, в Западной Канаде, на Аляске, на Кавказе [Gregory, 1972; Kedar, 1972; Lathram, 1973; Бызова и др., 1973]. С помощью снимков из космоса предпринимаются попытки дать более точную оценку морфоструктур, связанных с трещинными линеаментами [Башилова и др., 1973; Сахатов, 1973; Трофимов, 1973; Грачев, 1973; и др.]. Таким же путем были сопоставлены глубинные разломы Земли и Марса [Чарушин, Каттерфельд, 1973]. Во всех этих случаях рельефные линии (линейные морфоструктуры) отождествлялись с разрывными тектоническими линеаментами, определяющими, по современным воззрениям, всю структурную основу земной коры. Так сравнительно-морфологический метод, который в качестве необходимого элемента входит в самое существо метода актуализма, распространяется и на внеземные объекты.

Таким образом, первый же взгляд из космоса, с одной стороны, подтвердил давно сложившееся представление о закономерной связи форм земной поверхности с ее тектонической основой, т. е. структурой субстрата; с другой стороны, обнаружилась существенная разница между рельефом поверхностей не только Земли и Луны, что было давно известно, но также Марса и Венеры. Мы еще слишком мало знаем рельеф последних, но и отрывочные данные показывают, что он как-то иначе связан со строением недр этих планет. Нам кажется, что такая связь у Земли гораздо теснее и полнее, но, во-первых, кроме недостатка знаний, это впечатление может зависеть от нашей вынужденно «геоцентрической» точки зрения, во-вторых, может объясняться действительно более длительной и сложной геологической историей нашей Земли по сравнению с историей наружных оболочек Марса и Венеры. Ведь принимая за некий эталон нашу планету,

мы исчисляем ее геологическую историю с момента возникновения у нее гидро- и атмосферы, а та и другая насчитывают, несомненно, не менее 3 млрд лет своего существования. О возрасте очень разреженной атмосферы Марса и очень плотной атмосферы Венеры мы пока ничего не знаем.

Рельеф Земли и в планетарном, и в региональном масштабе обладает отчетливым линейно-изометричным рисунком, являющимся довольно точной «обводкой» структурного рисунка (следствием блоковой или «плитной» тектоники). На Луне и, как следует из опубликованных материалов, на Марсе господствует, если можно так выразиться, «циркулярный» рельеф. Независимо от того, каково происхождение таких циркулярных (кратерных) форм, вулканическое или ударно-метеоритное, их множественность и размеры указывают на иные соотношения, существующие между строением наружных частей Луны и Марса и их рельефом. Впрочем, поверхность Марса напоминает лунную только по обилию кратеров. Данные по морфологии Марса свидетельствуют не только о его огромных вулканах, яркой трещинной тектонике, эрозионных формах и осадках, но и о том, что эта планета имеет длительную и сложную археологическую историю.

Интересно, что сравнительно редкие и небольшие участки вулкано-кратерного рельефа, встречающиеся на Земле, при рассмотрении сверху очень похожи на лунную поверхность [Святловский, 1971]. Во все возрастающем числе на Земле обнаруживаются, в первую очередь по геоморфологическим признакам, ударно-кратерные структуры. Вместе с тем можно думать, что мало искаженное отображение рельефом Земли строения ее коры обязано защитному действию плотной атмосферы.

Совсем недавно получены первые сведения об очень похожих на лунные кратерах на Венере. Предполагается, что они доатмосферные и что происхождение их ударное. Если это так, то рельеф Венеры еще космический, очень молодой, а морфоструктуры, связанные с венерианской корой, еще не успели образоваться. Дальнейшие полеты космических станций и кораблей в недалеком будущем дадут по всем этим вопросам много нового. Автор убежден, что морфологические данные, при всех чудесах будущей космической техники, еще долгое время останутся главным средством познания внутренней жизни космических тел, а сравнительная планетология — по преимуществу сравнительной морфологией планет. Если более или менее точное отражение рельефом Земли строения ее коры в общем виде было известно и признано со времени появления «Лица Земли» Э. Зюсса, то в последние десятилетия благодаря в основном успехам геофизики была доказана несомненная, хотя не везде очевидная сложная связь рельефа с недрами планеты, и в частности с рельефом поверхности Мохо и физическим состоянием верхов верхней мантии. Литература по этому вопросу весьма обширна, укажем лишь

на работы Р. М. Деменицкой [1958, 1961], Н. Б. Сажинной [1962], А. А. Борисова [1964], П. С. Воронова [1965], Н. А. Белявской и др. [1970]. Первая, главнейшая зависимость связывает рельеф и мощность коры, рельеф и тип коры — океанической, континентальной или промежуточной. Дальнейшие шаги в изучении проблемы «наружный рельеф — недра Земли», более детальный и, так сказать, крупномасштабный к ней подход представляют немало трудностей, но, несомненно, они будут быстро преодолеваться.

В заключение данного краткого обзора остановимся еще на двух положениях. Все исследования и соображения о связи рельефа с геологическим субстратом относятся к ограниченному пространству, против которого характеризуется гипсографической кривой с вертикальным размахом приблизительно в 20 км. Это пространство составляет своего рода геосферу или сферу геоморфогенеза, которую можно было бы назвать, скажем, «экзоморфосферой». Автору представляется, однако, что такое пространство следовало бы именовать просто «геоморфологическим слоем» нашей планеты, в котором непрестанно сталкиваются и непрестанно разрешаются противоречия внешних, соседствующих и противоборствующих геосфер. Понятие о «геоморфологическом слое» представит, с нашей точки зрения, немалые удобства.

Второе важнейшее, как нам кажется, положение заключается в том, что внутреннее содержание «геоморфологического слоя» в настоящее время в общих чертах, а местами и в частности достаточно хорошо известно. Мы знаем, обладателем каких свойств, которые выражаются (или готовы к выражению) в наружном рельефе, является этот слой. Сами же свойства вытекают из исторически закономерно размещенных в «геоморфологическом слое» и тектонически обусловленных своим образованием, местом и взаимодействием с окружающей средой структурно-вещественных обособлений, называемых геологическими формациями (в понимании, общепринятом в современной отечественной геологии). Размещение этих формаций, изучаемое геологией, является, следовательно, отправным моментом в понимании взаимоотношений рельефа и геологического субстрата.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Стремясь при геоморфологическом анализе к совместному учету рельефа и его субстрата, к их пониманию в том единстве, в котором они существуют на самом деле, необходимо условиться прежде всего о том, на каком наивысшем «уровне» или для каких структурно-вещественных обособлений в земной коре, с одной стороны, и для каких размерностей рельефа (крупных форм, их комплексов и т. д.) — с другой, это было бы целесообразно сделать.

Если в поставленной нами задаче начать исследование от субстрата к рельефу (не наоборот), то в геоморфологическом слое нужно прежде всего выделить крупнейшие структурные обособления, обусловленные современными тектоническими режимами, но созданные (сложенные) геологическими формациями — вещественными носителями признаков прошлых режимов со всеми их (формаций) первичными и вторичными морфологическими особенностями. Иными словами, в основе геоморфологической характеристики геологического субстрата должен лежать тектонический режим, породивший в данном месте размещение, взаимоотношения и характер «рельефообразующих» геологических формаций: платформенный, геосинклинальный, орогенный, щитов, плит, краевых прогибов и других геотектонических подразделений земной коры, а также крупных внутренних элементов, составляющих эти последние. Сказанное достаточно хорошо известно и не нуждается в комментариях.

Если, наоборот, в нашей задаче идти, рассматривая ту же проблему от рельефа к субстрату (методологически это было бы менее правильно, так как в общей, поставленной здесь проблеме главным является геоморфологический аспект, а целью исследования — рельеф), то на первый план следует поставить условия существования рельефа, как формы проявления геологического содержания в нашем «геоморфологическом слое». Поскольку рельеф земной поверхности отражает собой динамику (и статику в их диалектическом единстве) контакта земной коры с наружной средой, а физический характер последней составляет одно из самых общих и главнейших условий формообразования (это положение и декларировалось, и подробно рассматривалось многими авторами, в том числе и мною [Флоренсов, 1964б]), необходимо различать для поверхности нашей планеты три термодинамические обстановки (рельефообразующих режима): субаэральную (наземную), субаквальную (подводную) и субгляциальную (подледную).

Возможен, наконец, третий и простейший путь подхода к рассмотрению поставленной проблемы. Им, как красной линией, прочерчена вся история научных представлений о рельефе вообще. Этот путь я бы назвал географическим, имея в виду традиционный-описательный аспект географии как родоначальницы наук о Земле. Рельеф при том или ином вещественном содержании есть все-таки рельеф, данный нам в том первоначальном непосредственном восприятии, о котором шла речь в другом разделе настоящей книги (см. «Предмет изучения геоморфологии и палеогеоморфологии»). Если бы учение о форме земной поверхности не представляло самостоятельного интереса, не могли бы развиваться ни геоморфология как таковая, ни многие другие науки о Земле. Следовательно, в первую очередь подлежат разделению (различению по единственно морфологическим признакам) реальные

формы рельефа Земли и их комплексы — нагорья, горные хребты и цепи, плоскогорья, холмогорья, плато, равнины, котловины и т. д., независимо от того, имеются ли в виду формы рельефа наземные, подводные или подледные. Такой третий путь подхода к рассматриваемой проблеме, неформальный и вполне морфологический, представляет, однако, лишь условие исследования или определения объекта исследования. Последнее может быть осуществлено лишь в сближении и сочетании двух предыдущих подходов.

Геологическому субстрату со всеми его скрытыми морфологическими свойствами и возможностями для воплощения в тот или иной рельеф или для своего выражения в рельефе необходимы механизмы, способные осуществить подобное воплощение. Доведение субстрата до такой реализации его морфологических свойств осуществляется, как известно, путем длительного воздействия на субстрат климатических (географических) факторов и реакции на него (воздействия) самого субстрата. Устойчивое во времени, следовательно, типичное в данной климатической (географической) обстановке выражение типичного же, т. е. составленного закономерным сочетанием геологических формаций, субстрата земной коры мы предложили назвать геоморфологической формацией [Флоренсов, 1964б]. Поводом для этого послужило ранее сформированное представление о геоморфологической структуре (об этом шла речь в предыдущем разделе). Характеризуя последнюю как совокупность вещественных, «внутриморфологических» (условия и формы залегания геологических тел) и структурно-динамических свойств геологического субстрата, мы подчеркивали необходимость отобрать и включить в общее понимание геоморфологической структуры отнюдь не все признаки свойства и особенности, которые составляют понятие геологического строения. Геоморфологическая структура — это только те статические, а также потенциально динамические свойства и черты земной коры, которые получили или же могут получить выражение в рельефе, повлиять на развитие его форм, проявиться в нем как в непосредственном, так и в опосредованном виде. Наиболее кратко геоморфологическую структуру автор определяет как геоморфологический потенциал земной коры. Когда геоморфологическая структура как сумма ранее нереализованных возможностей вступает вместе с данным участком земной коры (сводовым поднятием, тектоническим блоком, а в пределе — со всей материковой массой, если рассматривается только континентальная обстановка) в контакт с атмо-гидросферой и, оказавшись в новых термодинамических условиях, подвергается воздействию внешних рельефообразующих факторов, тогда возникает реальный рельеф с реальным структурно-вещественным содержанием, т. е. геоморфологическая формация. Этим новым в геоморфологии термином мы предложили обозначать естественное и исторически обусловлен-

ное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенных тектонических и климатических режимах, порождающих тот или иной способ их (т. е. форм рельефа) подвижного равновесия. Иными словами, это закономерное в данной тектонической и географической обстановке и устойчивое во времени единство морфоструктуры и морфоскульптуры в их общеизвестном понимании. Можно попытаться дать и более краткое определение: геоморфологическая формация — это поверхностное региональное (следовательно, связанное с определенным местом, климатической зоной и т. д.) воспроизведение геоморфологической структуры.

Приведенные определения, как надеется автор, достаточно уясняют общую идею: возможность воплощения субстрата в тот или иной рельеф, условия этого воплощения и, наконец, реализацию последнего в виде конкретного рельефа со всеми его свойствами, с его формами и их структурно-вещественным содержанием. Вместе с тем эти определения имеют неодинаковые оттенки, в разной степени подчеркивая разные стороны понятия. Возможно, это свидетельствует о том, что понятие о геоморфологической формации и лежащих в его основе принципах, прежде всего принципа единства рельефа и его субстрата, еще не выкристаллизовалось окончательно. В этом смысле нельзя не согласиться с репликой, содержащейся в статье «Советская геоморфология за 50 лет»: «В последние годы в Сибири в развитии концепции И. П. Герасимова о морфоструктурах и морфоскульптурах возникло учение о геоморфологических формациях... Сейчас это учение делает свои первые шаги...»².

В своих прежних статьях автор пытался показать методологическое значение понятия геоморфологических формаций, его теоретическую ценность, пригодность для классификации форм земной поверхности. Были кратко рассмотрены параллели между геоморфологическими и другими формациями, прежде всего геологическими. Наконец, было обращено внимание на этимологическую сторону дела. К этим вопросам здесь необходимо еще раз вернуться. Начну с последнего, по-видимому, наименее важного.

В названии «геоморфологическая формация» содержится известная тавтология, так как «морфе» — форма по-гречески, а «форма» — то же самое по-латыни. Допустима ли такая тавтология в этимологическом смысле?

Морфологические науки в наши дни далеки от изучения морфологии вещей как самоцели. Это целиком относится и к геоморфологии, предмет которой очень широк (Эдельштейн [1947], Щукин [1960], Марков [1948], Панов [1966], БЭС; и др.). Первоначальный смысл слова «формация» — образование вообще. Поз-

² Геоморфология. 1972. № 4. С. 3—18.

же ему придавался специальный смысл — образование какой-то связанной или родственной группы явлений, т. е. сообщества. Отсюда общественно-экономические, геологические, растительные и иные формации. Английские и американские геологи употребляют термин «формация» как синоним нашей «свиты». Наконец, в русской этимологии «формация» включает в себя, кроме «образования», еще и формирование в пластическом его значении, близком к «формовке». Все это показывает, что главные оттенки термина имеют прямое отношение к геоморфологическим объектам и что его употребление в предлагаемом нами виде не противоречит этимологическим правилам.

Имеет ли геоморфологическая формация какое-либо отношение к геологической? Ведь в понятие «геологическая формация» (мы имеем в виду осадочные формации) в довольно явном виде входит и, во всяком случае, подразумевается общая и сравнительно устойчивая геоморфологическая обстановка, существовавшая при определенном и ему соответствовавшем тектоническом режиме, когда «формировалась» та или иная геологическая формация. В эпохи накопления и оформления геологической, например какой-либо терригенной, формации не только имели место, но и играли огромную роль, будучи первой производной от тектонического режима, такие геоморфологические параметры, как взаимное положение и соотношения областей размыва и накопления осадков, форма, глубина и размеры бассейнов седиментации, рельеф ложа осадков, пути сноса, механизм транспортировки материала и т. д. Это ли не атрибуты когда-то существовавшей геоморфологической формации, запечатленной в разрезе земной коры соответствующей геологической формацией? На этот вопрос нужно ответить утвердительно, если термин «геоморфологическая формация» использовать применительно к задачам палеогеоморфологии. Несомненно, понятие геоморфологической формации применимо как к прошлому, так и к настоящему, но наше предложение относилось ранее [Флоренсов, 1964б] и относится сейчас к решению задач геоморфологии, анализирующей современный рельеф. Именно в этом автор видит известную ценность своих предложений. Ведь действительно в ходе времени возникали и сменяли друг друга как геологические, так и геоморфологические формации. Повторяемость в истории Земли — очень важный признак формаций, хотя, конечно, речь не может идти только о механическом количественном повторении. Но принципиальная разница между геоморфологическими и геологическими формациями состоит в том, что последние переходят в общем случае в разрез земной коры, т. е. в ископаемое состояние, тогда как первые вместе с потерей своего геоморфологического качества, т. е. собственно рельефа, исчезают бесследно, захороняясь лишь в виде фациальных рядов и т. д. в толще геологических формаций. Лишь при особо благоприятных тектонических усло-

виях, при «сквозном» развитии, примеры которого, в частности, приводит Г. И. Худяков [Юг Дальнего Востока, 1972], они сохраняются с небольшими изменениями в течение геологических эпох и даже периодов. Таковы в особенности некоторые длительно развивающиеся великие равнины. Другое отличие геоморфологических формаций, не говоря о их структурно-вещественной сущности, заключается в том, что они развиваются в прямом смысле на геологических формациях (например, молассовых, молассоидных, вулканогенных и др.) и в то же время в соответствии с современным тектоническим (неотектоническим) режимом обуславливают возможность и условия накопления будущих геологических формаций (например, будущей, завершённой своим формированием молассы в Предгималайском прогибе). Таким образом, между геологическими и геоморфологическими формациями существует сложная диалектическая связь. В разные промежутки геологического времени и в разных местах геологического пространства они выступают то как условия (причины) образования других, то как следствия (результаты) существования этих последних. Понятия о тех и других формациях во многом и, главное, в самом существенном разноплановы. Поэтому нельзя говорить о их сравнительном таксономическом ранге. Это родственные, но качественно различные и по-своему индивидуальные явления природной среды. Они в равной степени индивидуальны, но их вещественность различна: в геологической формации это парагенезы слоев, горных пород и минералов, в геоморфологической — парагенезы наполненных субстратом форм рельефа, причем их субстрат — материал какой-либо геологической формации. Как мы отмечали выше, в осадочном процессе, пока этот процесс продолжается, достигается диалектическое единство той и другой формации.

Из сказанного становится ясным методологическое значение рассматриваемого понятия, обязывающего к совместному рассмотрению связей между формой и содержанием в геоморфологических явлениях, а также связей, существующих, но еще далеко не раскрытых во всей их сложности, между геоморфологическими и глубинными геологическими явлениями.

Каков же должен быть путь применения понятия о геоморфологических формациях к изучению конкретного рельефа? Возможно ли говорить о формационном анализе при геоморфологических исследованиях, как это имеет место и, по существу, обязательно при геологических исследованиях? Наконец, не подменяет ли понятие о геоморфологических формациях удобные и уже вошедшие в практику исследований понятие о типе рельефа [Геологический словарь, 1955] или о морфологических типах рельефа? На последний вопрос автор уже дал отрицательный ответ. В понятии о морфогенетическом типе или просто о типе рельефа имеются в виду все же те или иные совокупности форм

рельефа в их многообразных зависимостях от тектонической структуры субстрата, его состава, баланса рельефообразующих процессов, но не конкретное единство рельефа и субстрата, составляющее в гравитационном поле Земли как раз то, что геофизики именуют «топографическими массами» [Флоренсов, 1971а, б]. Таким образом, тип рельефа остается только рельефом, который сам по себе, как сложное геометрическое явление еще не может быть основой географического ландшафта в прямом смысле слова. Но именно такой основой, таким фундаментом является, в понимании автора, геоморфологическая формация. И если это так, то возможно говорить и, главное, возможно пользоваться в региональных геоморфологических исследованиях формационным анализом.

К выделению геологической формации и к выявлению ее главной характеристики (типа) геолог приходит традиционным путем — изучением состава, строения и соотношений разрезов. Путь к выделению и надлежащей квалификации геоморфологической формации идет через изучение морфологии или «обдуманной» топографии, с привлечением необходимых приемов морфометрии и параллельного анализа геологического субстрата (геоморфологической структуры). Как современные производимым наблюдениям, так и господствовавшие на изучаемой территории в ближайшем геологическом прошлом рельефообразующие процессы уясняются попутно: во многих случаях они настолько явны, что исследователя должны занимать главным образом их соотношение или баланс. Этот последний представляет в формационном анализе рельефа особый интерес. Напомним, что в предложенном автором определении геоморфологической формации подчеркивалась роль подвижного равновесия форм рельефа, порождаемого определенными тектоническим и климатическим режимами. Из способа подвижного равновесия вытекает тенденция дальнейшего развития данной формации, ее вероятное будущее, но прежде всего такой баланс характеризует современную активность (энергетику) геоморфологической формации и, следовательно, активность современного рельефа, которая является равнодействующим или, точнее, объединяющим инженерно-геологическим фактором.

В конечном счете баланс геодинамических (рельфообразующих) процессов, определяющий основное противоречие как движущую силу развития земной поверхности (первый общий закон геоморфологии по Д. А. Тимофееву, 1972), выражается через известное соотношение Т (тектоника) и Д (денудация). Его общий смысл может быть количественно конкретизирован с помощью либо массы, либо объема материала, выносимых денудацией и вносимых тектоникой в верхние части земной коры. В свете общепринятой в настоящее время концепции о разуплотнении вещества верхней мантии и низов земной коры как о физической причине поднятий (горообразование) предпочтение при сравне-

нии Т и Д должно быть отдано, по-видимому, не массам, а объемам. Можно, очевидно, представить себе три различных баланса Т и Д: прогрессивный (восходящее развитие), регрессивный (нисходящее развитие) и нейтральный (стабилизация).

Мысль о подвижном равновесии форм рельефа, порождаемом соотношением тектонического и климатического режимов, как важной характеристике геоморфологической формации и о необходимости изучения баланса вещества в земной коре как основе формационного анализа развивается в настоящее время О. В. Кашменской, З. М. Хворостовой и Л. С. Милевой [Тезисы докладов X пленума Геоморфологической комиссии, 1973 г.]. В этом смысле кажется перспективным предложение О. В. Кашменской выделить геоморфологические формации двух классов, обладающих различной позицией по отношению к поверхности геоида: горы и впадины (рельеф неравновесный), с одной стороны, и равнины денудационные и аккумулятивные (рельеф, близкий к равновесному) — с другой (Там же). Таким образом, мы приходим к выводу, что формационный геоморфологический анализ — комплексное применение как структурно-, так и климато-геоморфологических методик при региональных исследованиях — предназначен для характеристики геоморфологического слоя в тех или иных географических границах.

В природе и в научной литературе мы знаем немало таких примеров, в которых свойства и признаки геоморфологических формаций выступают особенно отчетливо, придавая последним высокую степень единообразия даже в неодинаковых условиях. Такова, например, формация межгорных впадин. В самом деле, морфологическое их сходство очень велико. Это несомненный морфологический тип. Это типичный (в Центральной, Средней Азии, в Южно-Сибирском горном поясе, в Закавказье, на Урале) географический ландшафт. Это закономерное, обусловленное тектоникой юных разломов структурное образование с его типичным соотношением в пространстве и типичной генетической зависимостью комплекса основания и его «чехла». Это, таким образом, геоморфологическая формация, в названии которой генетический признак точно и экономно сочетается с признаком орографическим.

Перейдем теперь к рассмотрению ведущих признаков и вместе с тем оснований для выделения главных типов геоморфологических формаций, ныне представляющих, притом в прямом смысле слова, черты лица нашей Земли.

Чем дальше от земной поверхности находится глаз наблюдателя, тем шире обзор, тем яснее и полнее видимой становится связь строения земной коры и ее поверхностных форм и тем более выступают общие, главнейшие черты земного лица. Эти черты, а точнее, их собственно морфологические слагающие были названы И. П. Герасимовым геотектурами [Герасимов, 1946].

Все они подчинены, более того, являются прямым отражением современного строения и состояния земной коры, и их границы — это очертания крупнейших элементов тектоники, созданных в глубокой геологической древности, а позже в той или иной степени преобразованных.

Геологическая карта мира, наложенная на топографическую карту мира (лучше сказать «подложенная» под последнюю, тогда яснее станет характер их связи), представляет достаточно точный план расположения и соотношения главнейших геоморфологических формаций — субаэральных, субаквальных и субгляциальных, а среди первых (и только отчасти вторых и третьих) — основные формации континентов: древнейших и молодых платформ, щитов, срединных массивов, краевых прогибов, геосинклинальных и орогенных поясов.

Таким образом, первый признак геоморфологической формации — принадлежность к тому или другому структурному блоку или структурному поясу. Будучи первым и наиболее общим для каждой термодинамической области, он, естественно, определяет все важнейшие свойства геологического субстрата. В нем при обзорном масштабе исследования как бы растворяются все прочие свойства геоморфологических формаций. В нем и состоит «предопределяющее» (по В. М. Дэвису) значение субстрата.

Второй признак — собственно морфологический или топографический, многообразно, но всегда достаточно прямо связанный с движениями земной коры недавнего геологического прошлого, т. е. с новейшей тектоникой. Многообразие связей обусловлено темпами, ритмами последней, размером, типом и морфологией эндогенных деформаций, «структурой» как вертикальных, так и горизонтальных перемещений. Подчеркивая значение морфологии и ее слитность с новейшей тектоникой как морфологического результата последней, мы далеки от мысли считать современный рельеф повсеместно результатом неоген-четвертичной тектоники. Этот рельеф во многих местах отражает, как известно, движения позднего или даже раннего мезозоя [Герасимов, Мещеряков, 1964; Герасимов, 1970].

Третий признак — климатическая принадлежность территории, занятой той или иной геоморфологической формацией и определяющей вид, режим и возможные комбинации внешних рельефообразующих процессов (гумидные, аридные, нивальные формации).

Четвертым по счету (далеко не по важности) индикатором должен быть признан тот самый баланс, или характер подвижного равновесия наполненных субстратом форм рельефа, о котором говорилось выше и который условно выражается соотношением Т и Д, т. е. баланс притока и оттока вещества земной коры на данной территории, выраженных, например, через его объем. По традиции следовало бы назвать активным баланс,

в котором преобладает приток вещества и восходящее развитие рельефа. Как мы знаем, подобное состояние может быть в современном рельефе документировано повторным прецизионным нивелированием по соответствующим профилям, гидрологическими и другими наблюдениями. Противоположные состояние и тенденция характеризуют пассивный баланс и нисходящее развитие. Нейтральный баланс отвечает случаям транзита, осуществляемого литодинамическим потоком вещества, типичного, например, для приморских равнин. За счет притока материала не из недр, а из соседних областей, занятых формациями как с активным, так и с пассивным балансом, к активному же классу в принципе должны относиться формации наземных и подводных дельт, заносимых осадками озер, коралловых и других построек биогенного происхождения, формации шельфов, разрастающихся ледяных щитов.

Исходные четыре параметра при своем конкретном определении составляют основную информацию о тех или иных геоморфологических формациях, достаточную для их сравнения. Утверждается, что даже номинальное сходство этих параметров, определенных для географически удаленных одна от другой территорий, обеспечивает их сходство и по другим, менее важным индикаторам. Более того, тектонический и морфологический показатели в первом приближении достаточны для сравнения геоморфологических формаций одного типа или класса, как это было показано автором для континентальных рифтовых зон, трапповых провинций, островных дуг [Флоренсов, 1971а, б] и может быть показано на других примерах, заимствованных из разных климатических зон. К таким зонам принадлежат, в частности, уже упомянувшиеся межгорные впадины, способные к конвергенции: они удивительно сходны не только в гумидных, семигумидных, семиаридных и аридных условиях, но и в разных орогенных поясах — первичных и вторичных (по П. Н. Крopotкину).

Особенно важен вопрос территориального разграничения геоморфологических формаций. В конкретных условиях какого-либо крупного региона определение границ соприкасающихся формаций может представить известные трудности. В качестве примера укажем на такой огромный и хорошо известный геологический регион, как Сибирская платформа, построенный в морфологическом отношении далеко не просто и в геоморфологической литературе обозначаемый в настоящее время, как Восточно-Сибирская платформенная равнина, а в более старой литературе — как Среднесибирское плоскогорье. На всех тектонических картах Сибирской платформы выделена в качестве элемента первого порядка Тунгусская синеклиза — четко обособленное структурное образование, которому свойственны и собственные морфологические черты [Плоскогорья и низменности..., 1971]. Одна из них — плоскогорные водоразделы и ступени, обусловленные выходами

трапшов. Но траппы и характерные, ими обусловленные особенности рельефа распространены далеко за пределами собственно Тунгусской синеклизы, особенно к востоку, югу и юго-западу от нее.

Иными словами, Тунгусская синеклиза и провинция сибирских траппов пространственно не совпадают, и возникает вопрос: что же следует отнести к геоморфологическим формациям, на чьей стороне имеются в этом отношении преимущества? Известно, что современная структура Тунгусской синеклизы обращенная, и она довольно сложно дифференцирована на отдельные вали и впадины, в ее же пределы входит лавовое плато (свод) Путорана. При тщательном морфологическом анализе [Плоскогорья и низменности..., 1971] на фоне структурного расчленения синеклизы могло быть произведено соответствующее формационное расчленение с выделением, вероятно, морфологических субформаций, морфологических фаций и т. д. При всем том главнейшим морфологическим лейтмотивом в границах и за границами синеклизы будут ступенчатость рельефа, столовые водоразделы, плосковерхие, бронированные траппами массивы; это обстоятельство, с точки зрения автора, является решающим в пользу выделения в рамках Восточно-Сибирской возвышенной равнины геоморфологической формации сибирских траппов — типичной представительницы подобных формаций, распространенных на земном шаре. Рассматриваемое геолого-геоморфологическое образование можно квалифицировать как случай весьма точного и прямого воспроизведения близгоризонтальной слоистой осадочно-вулканогенной резко анизотропной геоморфологической структуры одноименной формации. При этом, как автор раньше указывал, в границах данной геоморфологической формации могут найти и действительно имеют место различные морфогенетические типы рельефа, обусловленные локальными группировками форм рельефа, в образовании и сочетании которых основную роль играют местные структурно-литологические особенности и местные комбинации климатических условий.

Из приведенного примера достаточно хорошо видно значение ведущего, подлинно рельефообразующего структурного фактора, каким в данном случае являются траппы как специфические геологические тела специфического состава. Конечно, этот факт всем и давно известен, как и подобные ему факты, относящиеся к иным структурным областям и соответствующим им геоморфологическим районам. Здесь автор хотел только подчеркнуть, что, выводя в зоне контакта «земная кора—атмосфера—гидросфера» геоморфологическую формацию из геоморфологической структуры, с одной стороны, мы обязаны видеть в последней самое главное и наиболее общее, а с другой стороны, и это хочется особенно подчеркнуть, на примерах трапповых областей, районов молодого и тем более современного вулканизма, горно-складчатых

районов, обнажающих интрузивные массивы и глубоко метаморфизованные толщи, мы наблюдаем постоянную ответливую закономерность: массы и структуры глубинного происхождения, если обеспечена возможность их выхода на земную поверхность, играют в строении последней всегда самую главную роль. Это также всем хорошо известно. И в том, что глубинные массы и структуры как бы стремятся выявить себя в первую очередь, как раз и заключена возможность использовать геоморфологические формации для познания земных недр.

Если мы анализируем современные геоморфологические формации (и тем самым современный рельеф), развитие на более или менее древних геологических формациях, то, по-видимому, должны ответить и на вопрос, соответствуют ли территориально первые вторым. Если да, то имеет место унаследованность рельефа от древней структуры, их прямое и простейшее соотношение. Если нет, перед нами явление наложенного рельефа и тем самым в какой-то степени перестройка геологической структуры за счет новейшей тектоники, так как быть вполне независимым от субстрата рельеф не может. В такой связи правомерен вопрос: соответствует ли, например, Байкальская рифтовая формация, существование и высокий геоморфологический «ранг» которой несомненны, какой-либо крупной и однородной древней тектонической области как структурному целому? Ответ, безусловно, отрицательный. Дело в том, что с собственно структурной точки зрения этот вопрос недавно специально обсуждался [Флоренсов, 1964в, 1968а; Солоненко, 1968; Замараев и др., 1972]. С одной стороны, Байкальская рифтовая зона как структурно-морфологическое целое и, следовательно, как особая рифтовая³ геоморфологическая формация пересекает под разными углами границы разновозрастных — байкальской и раннекаледонской складчатых зон, а также заключенные в них более древние срединные массивы. С другой стороны, сами рифты (грабены) отчетливо связаны с древними и, конечно, обновленными разломами. Таким образом, в рассматриваемом примере налицо явление как известной унаследованности, так и некоторой наложенности на древний субстрат, выступающий в данном случае как «комплекс основания». Его внутренние состав и строение, его длительная и сложная история геологического развития, как кажется, не заключали в себе ничего такого, что могло бы послужить причиной или представить особо благоприятные условия для образования будущей рифтовой зоны и ее специфических морфологических черт. Каким же образом возникла и развилась на данном «комплексе основания» столь своеобразная геоморфологическая формация?

Мы еще не знаем истинных причин рифтогенеза, но нам из-

³ Как известно, морфологически рифтовые зоны составлены системами так называемых «рифтовых долин».

вестно, что в позднем палеогене для возбуждения этого процесса появились предпосылки глобального масштаба. В Прибайкалье они заключались в возникновении на весьма трещиноватом и, возможно, поэтому покрытом довольно мощной корой дат-палеогенового химического выветривания байкальско-каледонском фундаменте плоских олигоцен-миоценовых прогибов, ограниченных низкими линейными сводовыми поднятиями, а также в пробуждении мощного трахибазальтового вулканизма. Именно эти прогибы так называемой предрифтовой стадии послужили одним из тех коренных условий, которые *во время разгара глобального рифтового процесса* предрешили развитие рифтовых впадин именно в Прибайкалье. Геологическая среда (субстрат) сама по себе, конечно, не была решающим условием, но оказалась благоприятной для работы рифтового механизма. Следовательно, ответ на поставленный выше вопрос можно сформулировать так: древний субстрат («комплекс основания») не исключал возможности развития в данных условиях рифтовой зоны, а предрифтовый тектонический режим этому вполне благоприятствовал.

На рассмотренном примере легко убедиться в том, что в зонах кайнозойской активизации тектонических движений нельзя ограничиваться поисками прямой и непосредственной связи между древним субстратом и рельефом. В подобных ситуациях в свойства субстрата, в условия проявления его геоморфологической структуры входят те новейшие деформации, которые находят прямое отражение в господствующей на данной территории геоморфологической формации.

Поскольку введение в науку о рельефе понятия о геоморфологической формации делает лишь первые шаги, естественно возникают сомнения в его целесообразности. Попробуем представить себе и разобрать некоторые из них.

Первое — каков практический смысл и путь использования этого понятия в конкретном геоморфологическом исследовании? Вопрос, конечно, резонный, но стоит прежде всего вспомнить, каким образом это исследование ведется в наши дни, когда дело касается реальных геоморфологических объектов. Любая форма или любые формы рельефа практически оцениваются в первую очередь именно с точки зрения их внутреннего состава, без этого нельзя сделать ни одного следующего шага. Если состав субстрата известен, он, так сказать, принимается во внимание как нечто данное. Если нет, то необходимы шаги, чтобы этот состав выяснить. Способность морфологического анализа проникать в сущность вещей в нашем случае, между прочим, в том и состоит, что по форме земной поверхности на известном только в общих чертах геологическом фоне мы можем судить о ее составе. Примеры малых форм: бархан, конус выноса, дайка. Геологическое заключение следует прямо из морфологии. Примеры средних форм: куэстовые гряды предгорий, дурные

земли, овражно-балочный рельеф и пр. Возможности «угадать» основные свойства субстрата и здесь очевидны, но в таких примерах литоморфизм выступает наравне с геологической структурой. Не менее убедительны примеры макроформ: горные плато, хребты, межгорные впадины. Свойства субстрата в них опознаются в более общем виде, зато и на значительно большую глубину, но и этого достаточно для первых суждений. Приведенные примеры, кажется, тривиальны, но они позволяют особенно наглядно представить себе роль соотношений «субстрат—рельеф» и подчеркивают, насколько геолог должен быть геоморфологом, а геоморфолог — геологом. В самом деле, не наблюдаем ли мы в настоящий момент повышенного внимания геологов к геоморфологии, а геоморфологов к геологии. Таким образом, ответ на поставленный выше вопрос заключается в том, что сопоставлением субстрата и формы, сознательной оценкой их соотношения и соответствия практически занимаются все современные геологи-геоморфологи. Значит, и предложение наше не заключает в себе новой техники и даже новой методики геоморфологического исследования, но последнее, по убеждению автора, должно быть практически и конкретно комплексным, геолого-геоморфологическим, а в этом смысле это предположение имеет методологическую ценность.

Последнее замечание содержит в себе возможность ответа и на второе вероятное возражение по поводу понятия геоморфологической формации. Зачем, мол, усложнять простые и ясные вещи. Все явления в природе взаимосвязаны, и взаимосвязь субстрата и рельефа в естествознании — общее место. Но субстрат относится к компетенции геологии, а рельефом земной поверхности занимается геоморфология, что не просто в порядке вещей, но отвечает и общей современной тенденции — дифференциации и специализации наук, определившей, в частности, и появление в самое последнее время новых подразделений геоморфологии. Все это вполне справедливо и соответствует объективному процессу развития науки. Но именно потому и важны объединяющие синтетические понятия, характеризующие сложные естественно-исторические явления и целые природные системы. Рассматривая рельеф Земли как самую изменчивую поверхность раздела среди смежных геосфер, как явление геолого-геоморфологическое (точнее, вещественно-структурно-морфологическое), мы обязаны учитывать все его главнейшие свойства и все его природные связи. Рельеф Земли в прямом смысле, хотя и в особом качестве, — зеркало ее недр и в то же время, также в особом качестве — зеркало атмо-гидросферы. Понятие о геоморфологических формациях как о единстве рельефа и геологического субстрата, закономерно существующего и изменяющегося (глубинная структурная основа, внешняя термодинамическая среда), представляется автору не просто полезным, но и методологически необхо-

димым в совместной работе геологии и геоморфологии и фактически уже нашедшим свое место во всех крупных общих и региональных исследованиях по структурной геоморфологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная мысль, которую автор пытался развить в настоящем очерке, заключалась в том, что экспонированный геологический субстрат в любых климатических и тектонических условиях всегда и везде выражается через те или иные формы земной поверхности, что это выражение касается не только самых верхних, наружных частей земной коры, но и обнаруживается по отношению ко всей толще земной коры. Когда мы говорим об этих условиях, имеются в виду и горные и равнинные страны, и наземная, и подводная, и подледная среды, и деструкционный и аккумулятивный рельеф. Явления планации рельефа и тем самым субстрата, какими бы механизмами эта планация ни осуществлялась, затуманивают, но иногда не стирают отображение субстрата в рельефе полностью. Такие реальные поверхности Земли, как пенепплены, отличаются лишь относительной выровненностью и в этом плане вполне удовлетворяют смыслу обозначающего их термина (почти равнина). Неполная выровненность пенеппленов, как и абразионных платформ,— следствие особенностей их субстрата. Как мы знаем, истинная фигура Земли — геоид,— не совпадающая с физической земной поверхностью, является самым полным и общим выражением распределения масс в недрах планеты, т. е. в конечном счете выражением строения и состава всего земного субстрата. Геоморфологические формации как выражение единства форм земной поверхности и ее геологического содержания — суть понятия о реальных вещественно-морфологических образованиях, характеризующих природу земной поверхности и всего «геоморфологического слоя» глубже и полнее, чем порознь рассматриваемый рельеф и геологическое строение.

В учении о геоморфологических формациях (если только в данном случае можно говорить об учении, скорее это отдельные мысли и попытки преодолеть односторонний подход геоморфологии к изучению земной поверхности) кажется самым важным призыв к объединению усилий геологов и геоморфологов в изучении «геоморфологического слоя» и земной коры в целом.

В последнее время нередко раздаются голоса не в пользу будущего таких «описательных» наук, как геология, геоморфология, физическая география. Некоторые считают, что геология уже исчерпала свои возможности, что ее методики безнадежно устарели и что вывести геологию из тупика могут лишь ее математизация, формализация основных понятий и даже кибернети-

зация [Шарапов, 1972]. Автору представляется, что «кризис» геологии — факт не существующий, а воображаемый, он свидетельствует лишь об отвращении некоторых геологов к практической геологии, неразрывно связанной с наблюдением и изучением конкретных фактов.

Развитие науки, так же как и смена человеческих поколений, — процесс объективный. Переворот в науке производят не ее критики, а ее новаторы. В науках о Земле переворот наступает, конечно, лишь тогда, когда назревают его возможности. Во всяком случае, представителям «описательных» геологии и геоморфологии никак не следует «складывать оружия». Не следует, мне кажется, стремиться отмежеваться от традиционных методов исследования — их следует обогащать, а не отбрасывать. Метаморфология не заменит геологию, как метаморфология — просто геоморфологию, разве что на страницах журналов. Вместе с тем надо, по-видимому, признать, что подход геоморфологии к своему предмету был и остается несколько односторонним: изучением формообразования заменялось изучение всех, в том числе морфологических, свойств поверхностных геологических тел. Геология и геофизика по понятным причинам стремятся уйти все глубже в недра, отстраняясь от еще далеко не решенных проблем, связанных с земной поверхностью.

Предлагаемый путь — изучение геоморфологических формаций — может, по мнению автора, преодолеть односторонность исканий геологов и геоморфологов. Ведь океаны и материки — сами суть гигантские геоморфологические формации. Возможности традиционной геологии, как и геоморфологии, еще далеко не исчерпаны, а их взаимодействие продолжает приносить важные результаты. Естественные природные комплексы, вышедшие из недр нашей планеты и одетые в свои легкие водно-воздушные наряды, корнями уходящие далеко в глубь Земли и вознесшиеся до границ томосферы, геоморфологические формации (названия могут быть и другими) — это, конечно, то, что мы уже давно изучали, но изучали, подчас отрывая геоморфологическую форму от геологического содержания и тем самым до известной степени пренебрегая возможностями геолого-геоморфологического синтеза для понимания глубинных явлений — главной современной проблемы наук о Земле.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА¹

В 1975 г. закончены составительские работы по изданию Сибирским отделением АН СССР серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». Заключительные тома сданы в издательство «Наука», и в ближайшие год-два будет закончен выход в свет этой своеобразной энциклопедии по исторической геоморфологии всей советской Северной Азии.

Первый том (Север Сибири) вышел в 1965 г., а десятый (Западное Приохотье) ожидается в 1975 г. Таким образом, издание региональных томов серии затянулось на десять с лишним лет. Это связано с рядом обстоятельств. Во-первых, не для всех областей или районов Сибири и Дальнего Востока оказалось возможным составить историко-геоморфологические очерки путем сводок и обобщений уже существующего научного материала. Понадобились специальные экспедиционные исследования для восполнения пробелов в историко-геоморфологических и историко-геологических знаниях, и это потребовало, естественно, немало времени. Во-вторых, на пути авторского и редакторского коллектива серии возникли трудности чисто организационного свойства. К работе были привлечены геологи и геоморфологи Новосибирска, Иркутска, Улан-Удэ, Хабаровска, Владивостока, Ново-Александровска, Петропавловска-Камчатского, Якутска, Москвы и Ленинграда. Организационный центр находился в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Несмотря на четкую работу этого центра, взаимодействие между отдельными авторскими группами в подобных условиях не могло быть систематическим и бесперебойным. В-третьих, работа по подготовке томов серии в значительной мере выполнялась сверх плана, наряду с выполнением других плановых заданий, что, конечно, сказалось на ритме и темпе работы.

Инициатором издания был В. Н. Сакс, предложивший формулировку научной проблемы, ставшей названием всей серии. Руководство всей работой по подготовке серии осуществлялось А. Л. Яншиным и Н. А. Флоренсовым. Большую организационную работу выполнили заместитель главного редактора В. А. Николаев и ученый секретарь редколлегии Л. К. Зятькова.

С самых первых шагов работы над изданием серии стало ясно, что первая часть работы — подготовка отдельных томов, долженствующих осветить историю развития рельефа отдельных крупных областей, — только начальная, хотя и наиболее трудоемкая. Обилие фактического материала, разнообразие условий морфогенеза, вытекающее из разнообразия их геологической истории и

¹ Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 157—160.

современных климатических и тектонических режимов, — все это создавало уверенную перспективу в том, что достижения региональной сибирской и дальневосточной геоморфологии выльются в форму существенных дополнений к общей геоморфологии, к теории этой науки. С другой стороны, подведение итогов наших знаний об эволюции рельефа Сибири и Дальнего Востока не могло не выявить пробелов в этих знаниях, показать неясные стороны некоторых геоморфологических проблем и поставить совершенно новые. Так, было задумано на базе региональных описаний создать теоретические монографии проблемного характера. В соответствии с существующей традицией разделения рельефообразующих процессов по энергетическому признаку были подготовлены монографии «Проблемы эндогенного рельефообразования» и «Проблемы экзогенного рельефообразования» и составлен том «Проблемы прикладной геоморфологии». Наконец, для удобства пользования региональными томами подготовлен обобщающий реферат, или краткая сводка, «Основные этапы развития рельефа».

Значение работы по созданию серии томов по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, как нам кажется, должно оцениваться с нескольких точек зрения. Во-первых, как это уже отмечалось в печати², подобное издание осуществлено впервые как в Советском Союзе, так и за рубежом. Им охвачена вся северная часть Евразии или советской Северной Азии площадью свыше 13 млн км². Во-вторых, подведены итоги многолетних исследований громадного коллектива сибирских и дальневосточных геологов и геоморфологов, и серия должна рассматриваться как труд не только поименованного в отдельных томах авторского коллектива, но и как итог творческого содружества авторских групп, представляющих научно-исследовательские институты Сибирского отделения АН СССР и Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ). В третьих, и это, пожалуй, самое главное, выполненная коллективная работа отражает современный уровень знаний громадной разнообразной, местами крайне сложной по своему геоморфологическому строению земной поверхности «страны будущего», как назвал ее когда-то Ф. Нансен, в условиях, когда это будущее на наших глазах становится настоящим. Громадные пространства Сибири и Дальнего Востока — еще непочатый край различных, во многом неясных, а порой совсем неизученных народнохозяйственных возможностей. Достаточно указать на быстро растущую нефтегазовую промышленность Западной Сибири, а в недалеком будущем — Восточной Сибири, на строительство Байкало-Амурской магистрали, а тем самым на современные и будущие задачи поисковой, инженерной и вообще прикладной геоморфологии, решение которых в Сибири и на Дальнем Восто-

² Геоморфология, 1973. № 3. С. 102—109.

ке труднее и сложнее, чем в европейской части СССР и даже в советской Средней Азии. С этих точек зрения и надлежит оценивать законченную работу.

В чем же заключается научная ее ценность? Вклад в геоморфологическую теорию отражен преимущественно в заключительных проблемных томах, но, подчеркнем еще раз, последние не могли быть написаны иначе как вслед региональным томам и на их фактической основе. Остановимся на коллективной монографии «Проблемы экзогенного рельефообразования». В настоящий момент, как указал недавно С. С. Коржуев [1974], изучение морфоскульптуры, т. е. всего многообразия форм рельефа, создаваемого экзогенными процессами, отстает от изучения крупных тектонически обусловленных форм земной поверхности, т. е. морфоструктуры. Это создает нежелательный разрыв и на практике и в теории геоморфологии. На практике потому, что прикладная геоморфология почти во всех своих инженерных аспектах связана в первую очередь с экзогенными процессами и создаваемыми формами рельефа. Даже такой важнейший инженерно-геологический (геоморфологический) фактор, как высокая сейсмичность, явление чисто эндогенной природы, проявляет свою разрушительную мощь, пожалуй, в большей мере в опосредствованном виде, нежели при прямом воздействии на искусственные сооружения. Иными словами, народнохозяйственная роль экзогенных процессов и форм рельефа в целом важнее, чем эндогенных. Подробно рассмотрены в основном на сибирском и дальневосточном материале (разумеется, с привлечением в необходимых случаях материалов по другим странам и даже континентам) все основные экзогенные факторы и их геоморфологическое значение. Так, полно и подробно рассмотрены проблема поверхностей выравнивания, проблема форм горно-ледникового происхождения. Освещены такие важные вопросы, как морфология и генезис рельефа в условиях многолетнемерзлых грунтов, роль эоловых процессов, особенности развития речной сети на примерах бассейнов Оби, Енисея, Лены, Амура, явления карста и т. д.

Особенно важно, что теория названных и других экзогенных процессов имеет, как выше уже подчеркивалось, прямой выход в практику. Прежде всего это касается суровой горно-таежной территории, по которой проходит трасса Байкало-Амурской магистрали и где разнообразные экзогенные процессы сталкиваются и сочетаются друг с другом самым сложным образом на фоне активных в современную эпоху эндогенных процессов, например повышенной сейсмичности. Конечно, рассмотрение в заключительных томах серии современных экзогенных процессов на сибирском и дальневосточном материале не исчерпывает всей их сложности и многообразия, но вместе с тем, показывая уровень изученности этих процессов, ориентирует дальнейшие исследования в первоочередных направлениях. Не следует, а частности,

забывать, что сооружение и эксплуатация БАМ вовлечет в экономическое освоение еще более северные районы с их соответственно более суровыми условиями и специфическими инженерно-геоморфологическими обстановками.

Монография «Проблемы эндогенного рельефообразования» в отличие от предыдущей содержит, помимо характеристики основных эндогенных процессов с точки зрения их геоморфологической роли, также общетеоретические и методические разделы. Эти разделы посвящены таким актуальным проблемам, как взаимоотношение общей, региональной геоморфологии и палеогеоморфологии, понятие о рельефе как предмете этих научных направлений, которое, заключая в себе основное общее начало («формы земной поверхности»), приобретает в каждом из подразделений науки о рельефе своеобразную окраску и не вполне одинаковое содержание. Особый раздел посвящен одной из наиболее дискуссионных проблем — возрасту рельефа. В нем рассмотрены разные точки зрения на возраст рельефа, подчеркнуты разногласия и предложен возможный путь их преодоления. Сделана попытка разъяснить некоторые методологические вопросы современной геоморфологии, а именно роль актуализма и конкретное содержание принципа «возвратно-поступательного» и «непрерывно-прерывистого» развития земной поверхности. В кратком очерке охарактеризованы существующие методы палеогеоморфологических реконструкций.

В значительной мере методологический характер имеет также вступительная часть раздела «Тектоника и рельеф», в которой развиваются взгляды, во многом отличные от принципов известного морфоструктурного анализа, основы которого были заложены И. П. Герасимовым. Сделана попытка облечь эти взгляды в целую систему «геоморфоструктурного анализа» как орудия исследования нового направления структурной геоморфологии, которое именуется «геоморфотектоникой» [Г. И. Худяков]. Эти взгляды и предложения, во многом весьма дискуссионные, изложены очень полно и проиллюстрированы большим числом конкретных примеров, преимущественно дальневосточных. По-видимому, это вызовет острую дискуссию, которой, к сожалению, не последовало после опубликования этих идей и взглядов в первом варианте [«Юг Дальнего Востока», 1971]. Раздел «Тектоника и рельеф» включает также подразделы «Тектоника и речная сеть», «Материковый рифтогенез и рельеф» (основан на сравнительном структурно-геоморфологическом анализе Байкальской, Восточно-Африканской и Рейнской рифтовых зон), «Рельеф и сейсмичность» и др. В разделе «Вулканизм и рельеф» подведены итоги многолетних наблюдений над геоморфологической ролью поверхностного вулканизма на примерах Камчатки и Курильских островов. Небольшой очерк отведен дальнейшему обоснованию понятия о геоморфологических формациях.

Таким образом, том «Проблемы эндогенного рельефообразования» охватывает широкий круг явлений внутренней динамики земли, так или иначе воплощающихся в формах земной поверхности. В отдельных случаях предпринимались попытки показать не только прямую, но и обратную связь между эндогенными геологическими процессами и рельефом, какая, например, имеет место в явлениях гравитационной тектоники. Сравнительно небольшое место отведено соотношению рельефа земной поверхности с различными геофизическими полями, но все же в небольшом специальном очерке показана такая связь между гравитационным полем и рельефом гористой южной части Восточной Сибири. Соотношение геоморфологических и геофизических ситуаций рассмотрено также на примере Курильских островов.

Том «Прикладные проблемы геоморфологии» — краткий итог огромной работы, выполнявшейся исследователями Сибири и Дальнего Востока в помощь народному хозяйству при проектировании и строительстве в области транспорта, энергетики, промышленных и гражданских объектов, водоснабжения, поисков и разведки полезных ископаемых. Здесь освещены такие проблемы, как «Рельеф и подземные воды», геоморфологические проблемы мелиорации, столь важные для ближайшего будущего Западной Сибири и Средней Азии, задачи инженерной геоморфологии, в частности в связи с проблемой БАМ, геоморфологические критерии при поисках нефти и газа, геоморфологические аспекты поисков и разведки россыпных полезных ископаемых и некоторых других месторождений гипергенного происхождения. Этот том, подводя итоги сделанного, намечает научные основы дальнейших исследований в области прикладной геоморфологии.

В целом заключительные тома серии «Истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» дают достаточно ясное представление о вкладе сибирских и дальневосточных исследователей в понимание движущих сил геоморфогенеза, об уровне их изученности, о существующих пробелах в выполненной работе и наиболее важных направлениях дальнейших исследований. Эти тома являются действительно проблемными, так как затрагивают все главные стороны другой, гораздо более общей проблемы «недра — земная поверхность» и могут служить отправными точками будущих исследований. Выполненный коллективный труд подводит черту под геоморфологическими исследованиями в советской Северной Азии за последние 10—15 лет, для того чтобы под этой чертой в самое ближайшее время умножились новые факты и наблюдения, появились новые идеи и сложились плодотворные обобщения. Мы надеемся, что законченный коллективный труд окажется полезным не только для дальнейшего углубления геоморфологической теории, но и для решения многих прикладных проблем в процессе народно-хозяйственного освоения все новых и новых районов Сибири и Дальнего Востока.

К ИЗУЧЕНИЮ НАУЧНОГО НАСЛЕДИЯ Н. А. БЕСТУЖЕВА («ГУСИНОЕ ОЗЕРО») ¹

Широко известный в современной научной литературе, и не только по декабристоведению, очерк Н. А. Бестужева «Гусиное озеро» был впервые опубликован без имени автора в «Вестнике естественных наук» за 1854 г., но долгое время привлекал к себе мало внимания. И это несмотря на повторную публикацию очерка в «Рассказах и повестях старого моряка», изданных уже под именем Н. А. Бестужева в Москве в 1864 г. Впервые доставивший в Москву рукопись очерка чиновник И. П. Корнилов в письме к Г. С. Батенькову от 30 октября 1853 г. сообщал, что Н. А. Бестужев прислал ему превосходную монографию о Гусином озере, что попечитель Московского университета генерал-адъютант В. И. Назимов принял ее с величайшей признательностью и что она будет напечатана. Казалось бы, этот отзыв говорил сам за себя. Возможно, что вторичная публикация «Гусиного озера» через 10 лет после первой не вызвала сразу резонанса в научных кругах того времени потому, что была помещена в сборник чисто литературного плана. Но все же в сибирских изданиях «Гусиное озеро» Н. Бестужева стало упоминаться. Первое упоминание о нем мы находим у А. П. Орлова [1870], назвавшего статью Бестужева прекрасной, но не давшего к ней никаких комментариев. Знал о ней и И. Д. Черский [1882], но не мог ею воспользоваться, так как она погибла во время иркутского пожара 1878 г., уничтожившего библиотеку Восточно-Сибирского отдела РГО. Позже сослался на эту работу М. Лисовский [1897], указавший лишь, что Гусиное озеро было предметом наблюдений Н. А. Бестужева, давшего ему общую характеристику. В конце XIX в., несмотря на развернувшиеся планомерные исследования вдоль строящейся транссибирской железной дороги (в Забайкалье в это время проводились широкие геологические работы и поиски минерального топлива), очерк Бестужева не упоминается в печати, что нельзя объяснить цензурно-политическими условиями того времени². Нет ссылок на Н. А. Бестужева в известной работе В. Б. Шостаковича [1916], специально посвященной Гусиному озеру. И, наконец, нет статьи

¹ Сибирь и декабристы. 1983. Вып. 3. С. 77–102.

² Так, в словаре Брокгауза и Ефрона мы читаем: «Даровитые и образованные братья Бестужевы и на месте ссылки и заточения сумели стать дельными и полезными для развития края» [Энциклопедический словарь. 1891. Т. II. С. 626].

Бестужева и в широко известной аннотированной библиографии по геологии Сибири В. А. Обручева [1934], на что автор настоящего сообщения обратил внимание еще в 1937 г. В настоящее время представляется наиболее вероятным, что В. А. Обручев, ознакомившись с очерками И. С. Сельского и Н. А. Бестужева, опубликованными почти в одно и то же время (соответственно в 1852 и 1854 гг.) в разных изданиях, но под одинаковыми названиями, нашел в них много общего и включил в свою библиографию только очерк Сельского, не отягощенный, как у Бестужева, этнографическими описаниями.

Особое место следует отвести статье К. В. Дубровского, опубликованной в дни 100-летнего юбилея восстания декабристов. В ней упоминается «Гусиное озеро», подчеркивается ценность приводимых Н. А. Бестужевым этнографических сведений, но умалчивается об остальном. Любопытно общее замечание К. В. Дубровского [1925]: «Для изучения Сибири декабристы были недостаточно подготовлены ... оставленне ими наследие в области изучения края количественно весьма невелико и по своему удельному весу не так значительно». К этому очень ответственному замечанию я еще вернусь.

Так или иначе, очерк Н. Бестужева «Гусиное озеро» пережил как бы второе, если не третье рождение, после того как был опубликован в сборнике «Декабристы в Бурятии» в 1927 г. С этого времени ссылки на эту работу становятся регулярными, она изучается и комментируется, но главным образом со стороны этнографии и фольклористики. Что касается географических и геологических сведений, содержащихся в ней, то на них обратил внимание и тем самым включил в научный оборот автор настоящего сообщения [Флоренсов, 1937]³. Позже на очерк Н. Бестужева ссылались М. Ю. Барановская, В. В. Ламакин, Г. Г. Мартинсон, Н. А. Флоренсов, Д. Б. Базаров (см. ниже). Самостоятельный интерес представляют также примечания к очерку Н. А. Бестужева в сборнике «Декабристы в Бурятии». В новейшее время, когда интерес к литературному и научному наследию декабристов неизмеримо возрос, «Гусиное озеро» упоминается во многих книгах и статьях и снова (в четвертый раз!) полностью публикуется в сборнике «Декабристы о Бурятии»⁴.

³ В заметке С. А. Гурулева «Николай Бестужев — геолог» [Правда Бурятии, 1976, 6 янв.] ошибочно указано, что первая геологическая ссылка на «Гусиное озеро» Н. Бестужева появилась в работе Н. А. Флоренсова в 1960 г. в книге «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья». Это была уже вторая ссылка и по другому вопросу, нежели в 1937 г.

⁴ Необходимо указать, что в обоих сибирских изданиях очерка «Гусиное озеро» отсутствует подстрочное примечание, имеющееся в первом, московском, его издании. В примечании говорится, что статья автора (без упоминания его имени) дополнена сведениями, сообщенными в Обществе г-ном Кельбергом, который выслал ему и собранные им горные породы и растения, и украшена политипажками и рисунками, снятыми на

Таким образом, последнее сочинение Н. А. Бестужева, опубликованное за год до его кончины, выдержало четыре издания — два в дореволюционное и два в советское время. Успех большой, но, пожалуй, несколько односторонний: это сочинение продолжает рассматриваться и цениться главным образом за сведения об этнографии и фольклоре бурят середины прошлого столетия, что, впрочем, справедливо в том смысле, что именно этим сведениям отведена основная часть очерка. Многих исследователей весьма привлекала и приводимая Н. Бестужевым занимательная версия о происхождении и крайне молодом возрасте Гусино озеро. Наконец, общая характеристика географических наблюдений Н. Бестужева, приведенных в «Гусином озере», дана недавно В. М. Пасецким [1977].

Автору данного сообщения пришлось несколько раз побывать в районе Селенгинска, где жили на поселении братья Бестужевы, вести геологические наблюдения по берегам Гусино озеро и даже обойти его кругом, т. е. фактически пройти по следам Н. Бестужева. Отдельные наблюдения, приведенные в очерке декабриста, поражают своей точностью, а его общие суждения — логикой и достоверностью. Именно о них, а также о том, что видел на берегах Гусино озеро Н. Бестужев, что он верно или неверно истолковал или в чем ошибался по той или иной причине, пойдет речь ниже. При этом мы постараемся показать, что, возможно, верное в общих чертах замечание К. В. Дубровского о том, что к изучению Сибири декабристы были мало подготовлены, неверно в частностях и в персональном плане. Исследователей и комментаторов Н. А. Бестужева, если исключить его этнографические наблюдения, привлекали три главные темы: история самого Гусино озеро, причины, вызвавшие многократные колебания его уровня, роль Н. А. Бестужева в открытии Гусино озерского месторождения бурого угля. На них мы и сосредоточим наше внимание. Н. А. Бестужев подробно излагает свои взгляды на когда-то происходившие преобразования в течении и положении рек Селенги и Чикоя под влиянием «колебаний почвы», сравнивает Селенгу с рекой Св. Лаврентия в США.

Следом за Н. Бестужевым А. П. Орлов в сообщении о чрезвычайных наводнениях в Забайкальской области сослался «на прекрасную статью г-на Бестужева» и также изложил историю образования Гусино озеро. А. П. Орлов пишет [1870]: «В записках главного бурятского дацана я открыл весьма интересные

месте известным талантливым живописцем-туристом г-ном Мазером. Упомянуто, что приложенная наглядная ситуационная карта составлена по чертежам автора и г-на Кельберга. Эта карта и рисунки не приведены в сибирских переизданиях очерка, но дополнения Кельберга имеются и выделены в нем выносными знаками, на что указано в примечании самого Н. Бестужева.

хронологические подробности относительно истории образования Гусиного озера» (с. 13). Особенно подчеркиваются три даты: 1820 г.— при убыли воды в озере показались многие острова; 1840 г.— среди озера находился большой остров Осередыш (его контур четко показан на карте, приложенной к очерку Н. А. Бестужева в его первом издании); 1860 г.— вода прибыла в озере так, что весь остров затопило. Таким образом, у А. П. Орлова нет противоречий с версией Н. А. Бестужева. Затем историю Гусиного озера со слов хамбо-ламы изложил в 1882 г. И. Д. Черский, сославшийся на работу А. П. Орлова. Об очерке Н. А. Бестужева Черский знал, но не имел его на руках. В отличие от Н. А. Бестужева, излагая историю современного озера, ни А. П. Орлов, ни И. Д. Черский не высказали своих соображений о причинах резких колебаний его уровня. В свою очередь М. Лисовский изложил (в четвертый раз!) версию об образовании Гусиного озера, заимствованную им уже от другого хамбо-ламы, Ванчукова, который записал ее в 1870 г. Насколько известно автору, последним в дореволюционное время вернулся к истории Гусиного озера В. Б. Шостакович, приведя версию И. Д. Черского и не упоминая бестужевскую. В. Б. Шостакович отметил, что существующая версия происхождения озера известна не только из записей хамбо-ламы Ванчукова, но и из рассказов старожилов, гусиноозерского бурята, казака-рыболова Радомка и селенгинского купца Е. И. Мельникова, арендовавшего у дацана покосы на островах Гусиного озера. В 1916 г., когда В. Б. Шостакович посетил Гусиное озеро, островов на нем уже не было. Нет их и сейчас, а форма акватории озера и его глубины близки к тем, что изображены на карте, приложенной к статье В. Б. Шостаковича [1916].

В начале 30-х гг. нашего века началась планомерная разведка гусиноозерских угольных месторождений и общее геологическое изучение окрестностей озера. «Гусиное озеро» Н. Бестужева вновь оказалось в поле зрения. В 1931 г. появилась статья А. А. Захваткина о периодических изменениях уровня и химизма Гусиного озера, в которой автор связывал эти изменения с периодическим засорением истока рукава р. Темник-Цаган-гола, возникшего, по бурятскому преданию, еще в XVIII в. и питающего озеро. По А. А. Захваткину, при каждом прекращении или ослаблении стока в озеро уровень его снижался, а воды приобретали повышенную соленость [Захваткин, 1931].

Учитывая, что в широких межгорных котловинах Забайкалья имеются другие, помимо Гусиного, многочисленные озера с постоянным режимом, а также признаки неравномерного новейшего опускания дна таких котловин, наряду с геологическими свидетельствами недавних поднятий смежных горных возвышенностей, автор сообщения принял как очень вероятную гипотезу Н. А. Бестужева о периодических колебаниях «почвы», вызываю-

щих, в частности, изменения емкости озерной ванны в Гусино-озерской котловине и нарушающих режим рек.

В послевоенные годы наступает некоторая реакция на взгляды Н. Бестужева, поддержанные автором сообщения, на роль современных тектонических движений в изменении конфигурации и уровня Гусино-озера. Так, В. В. Ламакин [1954], ссылаясь на путешественника Д. Г. Мессершмидта, бывшего еще в 1724 г. в Селенгинске и слышавшего от тамошнего резидента Л. Ланге о том, что на Гусином озере водятся пеликаны, пришел к естественному выводу, что это озеро существовало уже в начале XVIII в. Отсюда версии о его недавнем образовании — просто небывлицы. Вместе с тем В. В. Ламакин не отрицал, что временами это озеро могло мелеть и даже распадаться на отдельные малые озера и что какую-то, сравнительно несущественную роль в изменениях его котловины могут играть и современные движения земной коры. Затем истории Гусино-озера коснулся Г. Г. Мартинсон [1959], впрочем не приводя нового материала. Интерес представляет примечание редактора книги В. В. Ламакина, в котором вновь критикуются версии о недавнем происхождении озера, указывается их общий источник (ламаитское духовенство) и имеется интересная ссылка на карту района Гусино-озера, изготовленную в 1740 г., где, как сообщает В. В. Ламакин, контур озера не отличается от современного. К сожалению, место хранения карты точно не указано.

В послевоенные годы расширились углеразведочные работы на берегах Гусино-озера. Бурятским геологическим управлением было для этой цели пройдено много буровых скважин, в том числе и со льда Гусино-озера. Этими ценнейшими материалами воспользовался Д. Б. Базаров, предложивший новое объяснение происхождения котловины Гусино-озера [Базаров, 1961]. По Д. Б. Базарову, периодические изменения объема и площади озера зависят только от притока в него вод Цаган-Гола и атмосферных осадков. Медленные опускания равнины к юго-западу от озера, по-видимому, имеют место, но не могут объяснить сравнительно кратковременные колебания его уровня. Что касается излагавшейся в литературе, начиная с очерка Н. А. Бестужева, «истории Гусино-озера», то, по словам В. В. Ламакина, «эти сведения, полученные от местного бурятского духовенства (лам), без критической проверки переходили от автора к автору и, укрепившись таким образом, приобрели значение научных фактов [Базаров, 1961, с. 46]. Можно ли думать, что Д. Б. Базаровым подведен итог по вопросу о способе и времени происхождения Гусино-озера? Думается, что нет, несмотря на основательность фактов и их интерпретации.

В отношении периодических колебаний, осолонения и опреснения у Гусино-озера есть аналоги в Восточном Забайкалье. Это известные своим непостоянством Торейские озера (Зун- и Барун-

Торей), которые даже в XX в. несколько раз меняли очертания и даже временно полностью высыхали. Недавно Н. А. Маринов рассмотрел этот вопрос на новейшем материале и пришел к выводу, что оба максимума разлива Торейских озер в 1908—1913 и 1958—1967 гг. не были связаны с климатическими изменениями, поскольку таковых вообще не было. В то же время он отметил, что обоим максимумам разлива предшествовали сильнейшие землетрясения в соседней Северной Монголии, бывшие соответственно в 1905 и 1957 гг., и допустил связь между этими явлениями [Маринов, 1973]. Можно возразить, что если существует такой механизм запаздывающих опусканий в тектонических впадинах под влиянием землетрясений, даже удаленных, и соответственно подъема подземных вод, то почему в те же годы не произошло сильных изменений с Гусиным озером? Тем более что Гусиное озеро лежит ближе к очагам тех же самых монгольских землетрясений? На вопрос можно ответить так: сама причина землетрясений, распределения и распространения сейсмических толчков остается до сей поры неясной, и, например, уже давно, в частности В. П. Солоненко, показано, что сильные деформации земной поверхности даже при самых ужасных землетрясениях далеко не всегда связаны с близостью их эпицентров [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Другое обстоятельство, которое необходимо иметь в виду, — это «вписанность» контура Гусинового озера в целом в контур синклинальной складки (прогиба) нижнемеловых угленосных отложений, конформность ему. Это явление наблюдается и у других озер Забайкалья и Монголии, расположенных также в сходных и геологически одновозрастных с Гусиноозерской широких тектонических долинах-впадинах [Флоренсов, 1968]. Таким образом, вопрос о роли тектонических движений в создании и последующей деформации котловины Гусинового озера отнюдь не снят, и гипотеза Н. Бестужева о колебаниях «почвы» при создании и последующей истории этого озера никоим образом не может быть полностью отброшена.

Теперь, по-видимому, мы можем лучше представить себе, как образовалась котловина Гусинового озера и в чем причины многократного колебания уровня и химизма его вод. Как это обычно бывает, крайние точки зрения должны быть оставлены, хотя пресловутая «золотая середина» редко выступает серединой, обычно она склоняется в какую-либо одну сторону. Рассказы бурят, рыбаков, селенгинского купца Е. И. Мельникова о новейшей истории Гусинового озера представляются близкими к действительности. Если они и имеют общий источник (записи Адайского дацана), то и это вовсе не компрометирует версию, впервые изложенную Н. А. Бестужевым, хотя в точной хронологии событий, относящихся к XVIII в., можно и сомневаться. Конкретность приводимых в этой версии фактов, лишенных какого-либо фантастического элемента, уже сама по себе знаменательна. С дру-

гой стороны, морфология котловины озера, теперь достаточно хорошо известная, показывает, что эта котловина сама состоит из трех неравновеликих частных котловин, которые, несомненно, дали бы начало трем озерам при соответствующем понижении современного уровня озера. Появление и затем исчезновение малых островов (Боролжутов), так же как существование, а затем исчезновение довольно большого острова Осередыша, виденного современниками и изображенного на карте, приложенной к очерку Н. А. Бестужева,— все это несомненные факты. Теперь этого острова нет, по соответствующая выпуклость дна озера на его месте была установлена еще В. Б. Шостаковичем, а в новейшее время Б. Ф. Лут и Б. П. Агафонов [1968] обнаружили там же при подводных промерах четко выраженный вал, над которым глубина озера не превосходит 1,6 м. Таким образом, колебания уровня озера в XIX в., его трансгрессии и регрессии твердо установлены, и вопрос только в том, в чем же заключаются их причины. Версия истории озера, изложенная Н. А. Бестужевым, для того времени представляется достаточно достоверной, но отнюдь не может быть отнесена к первоначальному возникновению озерного режима и ландшафта в Гусиноозерской межгорной впадине. Как правильно отметил В. В. Ламакин, озерный водоем и в доисторические времена существовал на месте Гусино озера, временами распадаясь на отдельные меньшие озера, а временами разливаясь в единое озеро. Что касается самого начала озерного периода в Гусиноозерской долине, относимого В. В. Ламакиным к середине четвертичного периода, когда, по мнению В. А. Обручева, наступила эпоха забайкальского многоозерья, то следует отдать предпочтение новым фактам и выводам Д. Б. Базарова об ограничении возраста Гусино озера и его предшественников рамками голоцена или концом плейстоцена, т. е. последними 10—15 тысячелетиями. Вероятно, люди мезолита уже посещали его берега.

Очень вероятен предложенный Д. Б. Базаровым механизм образования котловины озера или котловин малых озер на его месте. При всем том нельзя исключить и новейшие (голоценовые) движения земной коры как в виде медленных вертикальных перемещений, так и в виде быстрых деформаций, вызванных землетрясениями. О роли последних писал в своем очерке Н. А. Бестужев. Роль землетрясений в образовании заметных деформаций земной поверхности констатирована на обоих берегах Гусино озера и новейшими исследованиями. На них ссылались в своей статье С. А. Гурулев [1976]. Многочисленные свидетельства новейшей тектоники в прилегающих к озеру возвышенностях, особенно с его юго-восточной стороны, изборожденной деятельными оврагами и местами мощными оползнями, описывались, кроме авторов этого сообщения, многими другими исследователями. Мы уже ссылались на Торейские озера в Восточном Забайкалье,

изменчивость которых не может быть поставлена ни в какую связь с климатическими и гидрологическими явлениями и требует признания действия глубинных сил (землетрясений). Добавим к этому, что Б. Ф. Лут и Б. П. Агафонов усматривают признаки тектоники в самой морфологии дна Гусиного озера. Они указывают на асимметрию озерной ванны, противоположную асимметрии прибрежного рельефа, на сравнительно крутые, четко выраженные склоны, на структурный линейно вытянутый подводный вал (затопленный остров Осередыш) между частными котловинами на дне озера в его южной части [Лут, Агафонов, 1968]. Еще раз отметим, что, скажем, подпруженные дельтой Темника воды Пра-Загустая образовали котловину не на случайном месте, а в контуре главной гусиноозерной угленосной мульды (прогиба). Все это вместе взято, указывает на взаимодействие многих, поверхностных и глубинных факторов в образовании котловины озера и его последующей истории. Следовательно, во многом здесь был прав и Н. Бестужев. Если его собственное замечание о гадательности бурятской версии истории озера понятно и оправданно, то не во впечатлении ли, произведенном на него этой версией, корни бестужевской интуиции, выразившейся в догадке о роли колебания «почвы»? Что же до самой бестужевской версии, заимствованной декабристом у местных бурят и принятой в свое время автором настоящего сообщения, то дело не в ее фактологии, хотя, как мы уже подчеркивали, и очень конкретной, а в ее интерпретации. И в этом смысле приоритет Н. А. Бестужева — вне всяких сомнений: он первый указал на возможную роль новейших движений земной коры в образовании котловины озера и колебаниях его уровня.

Перехожу к рассмотрению других вопросов, поставленных в «Гусином озере» Н. Бестужева. В ретроспективе эти вопросы приобретают широту целых научных тем, и их обсуждение на современном уровне представляет определенный интерес. Несколько условно всю их совокупность можно для удобства подразделить на две части — географическую и геологическую.

Начнем с первой. Прежде всего остановимся кратко на специальном очерке В. М. Пасецкого о географических наблюдениях Н. Бестужева на Гусином озере. Специальное обращение В. М. Пасецкого к этому очерку в книге о географических исследованиях декабристов закономерно во всех отношениях. Отметим маленькую неточность. Н. Бестужев действительно много ходил по окрестным горам, хотя и не проникал в чащобы и не карабкался на вершины гор, доступные лишь смелым охотникам, как пишет В. М. Пасецкий [1977], по той простой причине, что никаких чащоб и неприступных вершин в лесостепной местности вокруг Селенгинска не было и нет. Но очень верно другое замечание В. М. Пасецкого, что декабрист поднимался на горы для того, чтобы сравнить их с горами окрестностей Читы и Петров-

ского Завода. Что же касается густых лесов и горных вершин, проходимых только самыми отважными охотниками, то Н. А. Бестужев пишет о них в письме к О. А. Бестужевой от 8 июля 1840 г., как видимых из верховьев Зуевской пади (где братья декабристы имели земельный участок) за пределами Гусиного озера, т. е. в хребте Хамар-Дабан.

Среди сведений физико-географического характера, сообщаемых в очерке Н. А. Бестужева, на наш взгляд, особенно интересны данные об устройстве поверхности в окрестностях озера. Они кратки, но многозначительны. Гусиное озеро «длиною до 30, шириной до 15 верст, полулунной формы,— пишет Н. А. Бестужев,— оно сопровождается по длине своей с юга горами левого берега Селенги, которые от запада до половины озера безлесны и отлоги, а к востоку возвышаются круто и лесисты». «Горы с обеих сторон нисходят к озеру увалами, нередко подходящими к самой воде: но странность этих увалов та, что они не принадлежат горам и не составляют их продолжения, а более походят на волны самой почвы и направляются почти везде перпендикулярно к длине озера» (курсив мой.— Н. Ф.) [Бестужев, 1927]. В этом кратком повествовании сказано чрезвычайно многое, но, по-видимому, самое интересное заключается в «странности увалов», хотя догадаться, о чем же идет речь, легко только тому, кто своими глазами видел эти увалы. Попробуем пояснить, в чем тут дело.

Гусиное озеро лежит примерно посредине широкой плоской равнины, составляющей днище крупной межгорной Гусиноозерско-Удинской впадины. Эта впадина тянется на сотни километров вдоль южных отрогов Хамар-Дабана и затем за Улан-Удэ, вдоль южных отрогов хребта Улан-Бургасы. В районе озера юго-восточное обрамление впадины составляет сравнительно низкий, но скалистый хребет Моностой, вдоль крутых юго-восточных склонов которого течет Селенга. Из описания Н. А. Бестужева следует, что горы отделены от озера увалами, т. е. холмистыми возвышенностями мягких очертаний, которые, плавно поднимаясь, примыкают к собственно горным склонам. Морфологический контраст увалов и гор, к которым они прислонены, действительно очень велик, и именно это обстоятельство имеет в виду Н. А. Бестужев, указывая, что увалы не принадлежат горам. Не столько эту перпендикулярную к длине озера волнистость «почвы» имеет в виду Н. А. Бестужев, сколько переграживание такими возвышенными увалистыми массивами всей Гусиноозерско-Удинской впадины. Достоинство удивления, что это явление, само по себе составляющее лишь деталь ландшафта, было Н. А. Бестужевым замечено и квалифицировано как некая странность. Теперь, когда окрестности Гусиного озера изучены не только вширь, но и вглубь с помощью разведочного бурения, мы знаем, что увалистые поперечные перемычки соответствуют безугольным или сла-

боугленосным частям нижнемеловой толщи, а котловинообразные структурные расширения между ними заключают в себе насыщенные пластами углей так называемые продуктивные части той же толщи (в геологической литературе она известна под названием гусиноозерской серии и широко распространена в Забайкалье). Вот насколько далеко идет и ведет нас эта «странность» гусиноозерских увалов! И насколько же острой, тонкой наблюдательностью нужно было обладать, чтобы ее заметить и оценить именно как странность, как отклонение от нормы, за которым что-то скрывается. Сейчас мы назвали бы наблюдения Н. А. Бестужева за гусиноозерскими увалами геоморфологическими, даже структурно-геоморфологическими наблюдениями, но они относились ко времени, когда не существовало ни геоморфологии как самостоятельной науки, ни сформулированной идеи о закономерной, хотя и очень непростой связи между формами рельефа земной поверхности и геологическим материалом (горными породами и геологическими структурами), из которых они состоят. То и другое стало достоянием науки и инструментом естествоиспытателей лишь спустя полвека после смерти Н. Бестужева.

Совершая сравнительно далекие прогулки по окрестным горам в годы поселения, а это было одним из любимых им занятий, Н. Бестужев особенно изумлялся массовому распространению песков. В ближайшем окружении Гусиного озера открытых песчаных массивов почти совсем нет, зато они широко распространены по рекам Ингоде и Селенге вплоть до устья последней, где Н. Бестужев с братом Михаилом были какое-то время перед окончательным поселением в Селенгинске. Поэтому оторвемся временно от очерка Н. А. Бестужева о Гусином озере и обратимся к его письму к брату Павлу. Он пишет: «Странный характер здесь имеют вообще горы: они округлены и засыпаны песком от подошвы до вершины. И этот песок произошел не от разрушения самих гор, но, видимо, нанесен водою: часто просеченные дороги на большой глубине обнажают взору бесконечные и параллельные слои песку, илу, хрящу, крупных обломков, голышей, а часто в иловатых или песчаных слоях на больших глубинах обломки дерева. Все носит на себе печать страшного водяного переворота, сильного и долгого течения вод, замывших первозданные горы и образовавших огромные печаные сугробы со всеми признаками направления воды. Камень виден только на вершине гор, да на таком месте, где крутизна не позволяет держаться песку» [Бестужевы М. и Н., 1929, с. 14—15].

Обратим внимание: в описании рельефа окрестностей озера Н. А. Бестужев пишет о странности подгорных увалов, здесь же — о странном характере гор, засыпанных песком до вершин. Здесь в суждениях Н. А. Бестужева отчетливо выступает нептунистическая линия, идущая от господствовавших в конце XVIII — начале XIX в. представлений об универсальной роли

воды в создании и горных пород (осадки океана) и рельефа Земли. Влияние этих представлений Н. Бестужев, естественно, не мог избежать. Но в приведенном описании в письме к Павлу Бестужеву заключено и другое: хронологически отсюда следует повышенное внимание натуралистов, посещающих Забайкалье, к пескам. Более того, от наблюдений Н. Бестужева за песками Забайкалья начинается длительная и донныне не полностью закончившаяся дискуссия о их происхождении. Начало такой дискуссии было положено специальной статьей В. А. Обручева [1912]. Необыкновенно широкое распространение сыпучих песков в Западном Забайкалье и Прибайкалье не могло, конечно, быть не замечено и предшественниками Н. Бестужева. Высокие песчаные обрывы или скопления подвижных песков были и остаются обычным зрелищем вокруг старинных забайкальских городов — Читы и Верхнеудинска (Улан-Удэ). Кяхта во время поселения декабристов в Селенгинске уже процветала, была крупным торговым центром, а она, что называется, утопает в песках, и о ней в свое время говорили даже как о «песчаной Венеции». Но никто не выражал по этому поводу особого удивления. Приведенные выше слова Н. Бестужева — свидетельство не только его наблюдательности, но, как нам кажется, повышенной впечатлительности. Именно эта особенность психического, да и эмоционального склада свойственна не только художникам и писателям (а Н. Бестужев был и тем и другим), но и настоящим натуралистам, так как одно дело что-либо заметить, а другое — осмыслить замеченное, принять его, что называется, близко к сердцу, а следовательно, удерживать в памяти и неоднократно, настойчиво к нему возвращаться. Думается, что эта черта, присущая только подлинному естествоиспытателю, была в высокой степени свойственна Н. Бестужеву. Об этом свидетельствует все его научное наследие.

В настоящее время есть основание считать, что прорыв вод прежде бессточного Байкала и образование прорези гор в истоках Ангары произошли в среднечетвертичное время, т. е. около 200—300 тысячелетий тому назад, а возможно, и позже. Последовавшее за этим понижение уровня Байкала оживило деятельность всей привязанной к нему речной системы, усилило размыв песчаной толщи, обнажая ее и способствуя развеванию.

Обломочный материал разной крупности, из которого сложены песчаные толщи Забайкалья, вопреки мнению Н. Бестужева, поставлялся местными горными склонами и местными реками, по которым продукты разрушения гор перемещались на возможно более низкие уровни. А округлость этих в большинстве своем гранитных гор, столь верно отмеченная Н. Бестужевым, связана, во-первых, с древним их возрастом — в течение уже многих десятков миллионов лет в Южной Сибири и в Монголии сохраняется без существенных и длительных изменений сухой

континентальный климат, а во-вторых, с общим свойством массивных гранитоидных пород сравнительно равномерно разрушаться при выветривании.

Что касается «водяного переворота» и признаков сильного течения, смущавших Н. Бестужева, наблюдавшего разрезы песчаных, гравийных и щебнистых толщ в обочинах и выемках проселочных дорог, то эти его впечатления были порождены непостоянством строения и состава вскрытых разрезов, сложным чередованием слоев с разной крупностью обломков, сменой параллельнослоистых пачек пачками косослоистыми, включениями линз щебней или галек, всем тем, что и доказывает как водный, так и отчасти наземный, русловый и склоновый генезис подобных толщ, образующихся в сухих континентальных условиях.

Обсуждая заметки Н. Бестужева о песках, засыпающих горы, мы, по существу, уже перешли к его геологическим наблюдениям. Если это вполне естественно для современных переходных и не всегда резких рубежей между геологией и географией, то еще в гораздо большей мере было свойственно середине прошлого века, когда четких границ между географией и геологией, по существу, не было, а сам Н. Бестужев, без сомнения, меньше всего думал об этом.

Следующая тема, вытекающая из рассмотрения очерка Бестужева,— его собственные, как мы сказали бы теперь, вулканологические наблюдения. Факты здесь таковы: в нескольких местах текста упоминается о следах вулканических извержений по юго-восточным берегам озера, об обломках и выходах лав, о повсюду здесь видимых «следах подземного огня». Эти констатации используются для обоснования идеи о колебаниях «почвы», т. е. о тектонических движениях как причине недавних преобразований котловины озера и, видимо, более древних преобразований в местной речной сети, т. е. в области слияния рек Селенги и Чикоя. «Следы подземного огня» Н. Бестужева на самом деле не что иное, как выходы так называемых горелых пород, или горельников, выступающих из-за своей твердости и меньшей податливости к выветриванию, чем вмещающие их породы, над окружающей местностью. Угленосная толща района Гусиного озера, известная в научной литературе как гусиноозерская серия, сама по себе не была и не могла быть предметом раздумий Н. Бестужева не только потому, что он не обладал специальными знаниями, но и потому, что для этого потребовался бы более подробный осмотр окрестностей озера. Угленосную толщу как нечто целое впервые здесь выделил в качестве «каменноугольной формации» в 1836 г. неизвестный автор, и спустя полвека И. Д. Черский приписал ей третичный возраст⁵. Исследования В. А. Обручева в начале на-

⁵ Третичный возраст гусиноозерских углей предполагал еще П. А. Кельберг, как это следует из его дополнений в тексте «Гусиного озера», с. 43.

шего века показали, что находимые в породах угленосной толщи остатки древних растений свидетельствуют в пользу более древнего, юрского, возраста. Пытаясь уточнить эту геологическую датировку, автор данного сообщения отнес ту же толщу к верхней юре. В настоящее же время, после обильных сборов и определений ископаемых флористических и фаунистических остатков, уже никто не сомневается в нижнемеловом возрасте гусиноозерской серии (130—150 млн лет назад).

Горельники Гусиного озера образовались при подземных пожарах угольных пластов, приведших, естественно, к обжигу глинистых и песчаных слоев. Вот эти-то породы и представлены в очерке Н. Бестужева как следы подземного огня, как настоящие вулканиты. В той же связи заметим, что еще в 1836 г. неизвестный автор правильно определил их природу, как следствие подземных угольных пожаров, как «ложновулканические явления». Поэтому сведения о следах подземного огня в очерке Н. Бестужева были как бы шагом назад. Но вернемся к тексту очерка. Мы легко обнаружим, что сведения о вулканических породах и минералах принадлежат не Н. Бестужеву, а П. А. Кельбергу, и они выделены в тексте выносными знаками. Петр Андреевич Кельберг имел медицинское образование, был, разумеется, лучше приобщен к естественным наукам, но и он допустил ошибку. Н. Бестужев просто принял его взгляды по этому и некоторым вопросам. Уже после изложения соответствующих сведений П. Кельбергом Н. Бестужев пишет: «Около Гусиного озера следы его (подземного огня.— *Н. Ф.*) столько же заметны, если еще не заметнее следов воды. Везде лава, везде обожженная докрасна, а во многих местах и остекловавшаяся глина (какое точное наблюдение!— *Н. Ф.*), вздутая, перевороченная, исковерканная во всех направлениях» [Бестужев, 1927, с. 47]. Если убрать из этой цитаты одно только слово — лава, все остальное соответствует действительности, включая в буквальном смысле и следы подземного огня. Но Н. Бестужев, как и П. Кельберг, понимали под подземным огнем нечто гораздо большее, отвечавшее авторитетным в науке того времени плутоническим воззрениям.

Остановимся кратко на этом вопросе, поскольку на него уже обращалось внимание в литературе о декабристах. Так, в очень интересных примечаниях к обоим сибирским изданиям «Гусиного озера» отмечается, что рассуждения Н. Бестужева о роли подземного огня «есть, собственно говоря, смешение основных принципов учения о земной коре того времени» [Декабристы о Бурятии, 1975], что он отдает здесь дань своему времени. Мы не можем полностью согласиться с этим замечанием. Естественно, что Н. Бестужев не мог не отдать дань своему времени, правильно и то, что учение о земной коре, а шире говоря, об основных геологических силах и процессах, в середине прошлого века еще далеко не сложилось.

Нам всем свойственно смотреть на науку прошлого немного свысока, а между тем в огромном большинстве случаев наша современная наука не ставит заново и не создает совершенно новые идеи, а развивает — и часто удивительно успешно — давно высказанные мысли. В самом деле, если Н. Бестужев писал, что «под твердой корою существует жидкое огненное море», то это соответствовало научным воззрениям его времени. Точно так же его уверенность в том, что галька могла округляться только под действием движущейся воды, что три возвышения, идущие кругом озера, раньше служили ему берегами, была в то время уже общепринята, и бескомпромиссный спор между представителями плутонизма и нептоунизма в середине XIX в. потерял свою остроту. Да, возобладали воззрения плутонистов (Леопольд фон Бух и др.), но они уже многое приняли из общего опыта развития геологии. Вспомним, что знаменитые «Начала» английского геолога Ч. Лайеля вышли в свет еще в начале 30-х гг. прошлого века. Главное же заключается в том, что уже в то время обозначился переход от крайних, притом враждующих воззрений к учению о взаимодействии внутренних и внешних (преломляющихся через водную и воздушную среду) геологических процессов. Для внутренних процессов «подземный огонь» в этих новых представлениях продолжал играть главную роль.

Еще в первой четверти XX в. представление о пироксфере — огненной оболочке, состоящей из магматического расплава и подстилающей земную кору, — считалось в геологии общепринятым. Другое дело, что выражение «подземный огонь» звучит теперь несколько наивно, но это не меняет дела. Вспомним далее, что и современная геологическая мысль постоянно оперирует понятием «астеносфера», т. е. область повышенного разогрева и пониженной плотности земной материи, которая находится в верхах мантии Земли и местами даже приближается к подошве земной коры; что тепловые режимы и их смена, по-видимому, — ведущие силы в движении последней; что с глубинным теплом Земли сейчас связывается не только активная внутренняя жизнь нашей планеты, но и возможность решения основных проблем будущей промышленной энергетики. И тогда становится ясно, что Н. Бестужев в своих рассуждениях о роли подземного огня ничем не погрешил ни перед современным ему, ни даже перед нынешним состоянием изученности этой большой, если не самой главной геологической проблемы.

Думается далее, что в тех же примечаниях не вполне справедливо утверждается, что во времена Н. Бестужева «русская наука пробивалась устаревшими теориями», «новые взгляды проникали в Россию с трудом и большим опозданием» [Декабристы о Бурятии, 1975] и что, следовательно, Н. Бестужеву ничего другого не оставалось, как тоже пробиваться устаревшими теориями. Бестужевы читали А. Гумбольдта, в самой России в то время

жили и работали выдающиеся геологи и географы (назовем среди первых Н. И. Кошкарева, Г. П. Гельмерсена), а царская цензура как ни свирепствовала, все же меньше касалась сочинений по естествознанию, как отечественных, так и зарубежных. Если мы примем эти соображения, то Н. Бестужев предстанет перед нами вовсе не как отсталый, а, напротив, как вполне передовой естествоиспытатель, не профессиональный, конечно, геолог-географ, а просто всесторонне образованный для своего времени и, главное, тонкий, пытливый наблюдатель, признающийся, кстати, в том, что он плохо сведущ в минералогии и ботанике. Что касается остальных примечаний к очерку Н. Бестужева, то с ними нельзя не согласиться. В целом эти примечания — своего рода краткий комментарий к нему.

Есть в очерке Н. Бестужева одно место, особенно ясно свидетельствующее о его наблюдательности и любознательности. «Здесь (на северо-западном берегу озера.— *Н. Ф.*) не видать следов огня: нет лавы, нет скорий⁶; зато я в двух метрах видел огромные песчаниковые валуны даже около сажени и более в диаметре, и каждый расколот пополам. Эти половины состоят из едиоцентричных слоев, между которыми видны отпечатки сучьев хвойного дерева. Какая сила скатила такие массы и какая сила расколола их?» [Бестужев, 1927, с. 47]. Забегая несколько вперед, заметим, что изумление декабриста перед подобными «валунами» разделил бы любой современный наблюдатель, даже профессиональный геолог. В свое время изумлялся при виде их и автор сообщения. Вероятно, и другие наблюдали подобные явления в разных местах на Гусином озере. Близкие к шарообразным, подушкообразным, эллипсоидным формы выветривания плотных массивных или слоистых песчаников, между которыми, кстати, залегают пласты окаменевших глин или глин и бурых углей, называемых геологами «отдельностями», вообще характерны для осадочных пород этого типа, особенно образовавшихся в континентальных (речных, озерных) условиях.

Еще один важный вопрос, поднятый в очерке и письмах Н. Бестужева, касается наблюдавшихся им резких деформаций земной поверхности, а также наклонного положения слоев песчаника вблизи озера. Например, он пишет: «Лет пять назад на берегу Гусиного озера гора, сажень 20 вышиной, состоявшая из наносного щебня, ила, песчаника и обломков всяких пород, раскололась от самой вершины и скатилась почти к самой воде. Подобное я видел также и на другом берегу, но там треснул невысокий, сажень в 10, увал, которого склон был даже меньше 45, т. е. менее естественного склонения» [Бестужев, 1927, с. 47]. Такие факты, наблюдаемые и в наше время, Н. Бестужев опре-

⁶ Под «скориями» Бестужев подразумевает, по-видимому, лавоподобные черные шлаки.

деленно связывал с землетрясениями, как известно, его вообще очень интересовавшими. Часть подобных явлений, как показали позднейшие исследования, оказалась обвалами на крутых, подмываемых прибоем берегах озера, а другая часть с полным основанием отнесена к так называемым оползням — относительно медленным движениям, в которые вовлекаются не только рыхлые поверхностные, но и коренные породы. В возникновении оползней главная роль всегда принадлежит подземным водам, а их накопление и движение обусловлены многими причинами: атмосферными осадками, водоносными свойствами пород, уклоном подстилающих водонепроницаемых слоев, характером рельефа, сейсмичностью и др. Мощные, классически выраженные оползни на юго-восточном берегу озера, виденные когда-то Н. Бестужевым и действительно скатившиеся к самой воде, позже описывались многими исследователями, в их числе и автором настоящего сообщения, также указавшим на несомненную их связь с землетрясениями. После Великой Отечественной войны оползни и другие поверхности деформации на Гусином озере, особенно на его северо-западной стороне, специально изучались В. С. Хромовских [1968]. Итоги этого изучения полностью подтвердили, а также развили высказанные Н. Бестужевым мысли о том, что именно подземные толчки стимулируют резкие и крупные смещения грунта в виде трещин, оползней и обвалов на берегах Гусиного озера. Под геоморфологическим углом зрения эти же явления были описаны Б. В. Башкуевым [1958]. Но не подлежит сомнению приоритет Н. Бестужева, так же как и его вывод о сейсмическом возбуждении обвалов и оползней на Гусином озере. Он не дожидаясь Цаганского землетрясения 1862 г., вызвавшего значительные эффекты и на Гусином озере (трещины на северном побережье, из которых фонтанировала вода с грязью и песком, взламывание льда на озере с выбросом воды с илом и галькой и т. д.), в общем виде подтвердившие его предположения. В течение всего своего пребывания в Селенгинске и раньше, на пути в Селенгинск, Н. Бестужев с большим вниманием относился к местным землетрясениям, видя в них проявления того же подземного огня. Пристрастный ко всему техническому (собственные слова декабриста), он сконструировал в Селенгинске остроумный прибор для регистрации землетрясений — сейсмоскоп. Эта сторона деятельности Н. Бестужева достаточно поздно освещена С. А. Гурулевым [1976].

Заслуживает, наконец, упоминания еще одна мысль Н. Бестужева, изложенная в примечании в том месте очерка, где речь идет о землетрясении в устье Селенги: «Ангара есть продолжение Селенги» [Бестужев, 1927, с. 47]. В ней можно, пожалуй, видеть догадку о том, что Байкал как бы разорвал на части прежде единую реку и, стало быть, сам очень молод. Но если и не приписывать Н. Бестужеву такую догадку, то сохранит силу

мысль, что Селенга в нижнем своем течении и Ангара в верхнем следуют единой поперечной к Байкалу тектонической линии. А в этой связи находит свое место идея нашего времени о том, что толща юрских конгломератов, слагающая береговые утесы Байкала у пос. Большие Коты, не что иное, как отложения Пра-Селенги.

Заканчивая на этом наш комментарий к геологическим наблюдениям Н. Бестужева на Гусином озере, отметим, что с помощью или без помощи своего друга П. Кельберга он ясно различал основные типы горных пород, слагающих окрестные горы и главные составляющие их минералы. Н. Бестужев не только упоминает о гранитах, порфирах, гнейсах и «прочих первозданных породах», но и указывает, что «здешний гранит имеет ту особенность, что, по большей части, которая-нибудь из его составных частей: полевой шпат, кварц или слюда — в отсутствии и лежит в камне особыми кристаллами» [Бестужев, 1927, с. 47]. В этом описании совершенно точно указан набор минералов, составляющих гранит, а вместе с тем с большой вероятностью можно считать, что декабрист наблюдал и описал одну из жильных разновидностей гранитоидных пород — пегматит, который действительно часто встречается в Моностойском хребте. Но, с другой стороны, вызывают недоумение ссылки Н. Бестужева и П. Кельберга на «квасцовый камень», будто бы прослаивающий на Гусином озере пласты углей, на бывший на озере и вскоре закрытый из-за отсутствия сбыта продукции квасцовый завод. Сведения о таком заводе, видимо, бывшие в Горном управлении, побудили в 1930 г. А. В. Львова к безуспешным поискам алуни-та на Гусином озере. Геологическая обстановка в районе последнего отнюдь не благоприятна для скоплений этого минерала, особенно в промышленных концентрациях. С другой стороны, в очерке декабриста правильно указано на наличие в угленосной толще жиллок и щеток волокнистого гипса, мелкой вкрапленности пирита, а в горелых породах — цеолитов.

Подведем некоторые итоги.

Рассмотрение очерка Н. Бестужева «Гусиное озеро» со стороны приводимых в нем географических и геологических сведений показывает, что, вопреки существующему мнению о их второстепенной роли по сравнению с содержащимся в очерке этнографическим материалом, последняя из известных нам работ декабриста представляет большой и самостоятельный интерес для истории исследований забайкальской природы. Тем самым еще более углубляется смысл слов П. Е. Щеглова, что около репутации Н. Бестужева «царит такое согласие, какое редко бывает». Вместе с тем именно из-за особой репутации Н. Бестужева от его имени должны быть решительно отделены открытия и заслуги, приписывающиеся ему без каких-либо оснований, например, неоправданное приписывание Н. Бестужеву открытия Гусино-

озерского угольного месторождения. Такие суждения, к сожалению, встречаются в декабристоведческой литературе. Поводом для них были вполне конкретные сведения на этот счет, приводимые в рассматриваемом очерке: «Бурый уголь толстыми и тонкими пластами залегают во многих местах» [Бестужев, 1927, с. 47]. «На южной стороне озера... верстах в трех от юго-восточного края открыт пласт каменного угля» [Там же, с. 71]. Несомненно, что Бестужев, как и Кельберг в своем дополнении, ввели эти сведения для полноты характеристики окрестностей озера, но и только. На самом деле первые сообщения на этот счет мы находим у П. Палласа, писавшего, что водами Гусино озера выбрасывается на берег «твердое земляное уголье» [Паллас, 1778]. А уже во второй четверти XIX в. неизвестный автор сообщил в Горном журнале, что «ближе к Селенгинску (считая от Верхнеудинска, нынешнего Улан-Удэ.— Н. Ф.) появляется каменноугольная формация с пластами угля на берегах Гусино озера, подвергшегося пожарам» [Краткие замечания..., 1836]. Писал об углях на Гусином озере и И. С. Сельский [1852], хотя, возможно, заимствуя эти сведения у Н. Бестужева или П. Кельберга. Таким образом, в хронологическом ряду сообщений об углях Гусино озера имя Н. Бестужева (и П. Кельберна) может занимать лишь третье или четвертое место. Это не значит, конечно, что он просто повторил известное и почерпнутое им из литературы, который, вероятно, он и не читал. По его собственному признанию, он был первым (исключая местных бурят), обошедшим озеро кругом и при этом показавшим, что и на северо-западном его берегу распространены те же угленосные породы, что и на юго-восточном. Правда, эти наблюдения изложены им нечетко, туманно, но геолог, не задумываясь, сделает из намеков Н. Бестужева правильный вывод.

Сказанное об открытии Н. Бестужевым ископаемых углей на Гусином озере относится и к попыткам приписать ему открытие в его окрестностях минеральных красок и строительных материалов. Они были известны местным бурятам и П. Кельбергу.

Остается коснуться еще одного вопроса, связанного с «Гусиным озером» Бестужева и почему-то ускользнувшего от внимания комментаторов: почему И. С. Сельский и Н. А. Бестужев опубликовали почти в одно и то же время два очерка под одним названием и почти одинакового содержания? Сельский опубликовал свое «Гусиное озеро» в 1852 г., сообщив в нем те же сведения и частью теми же словами, как сделал это и Бестужев в своем «Гусином озере», представшем перед глазами московских читателей только в 1854 г. Возникающее по этому поводу недоумение отчасти снижается примечанием к статье Бестужева о том, что «в Рукописном отделе Института русской литературы в Ленинграде хранится обширное письмо Н. Бестужева к И. С. Сельскому — чиновнику Главного управления Восточной

Сибири, написанное еще в 1847 г. и содержащее географическое описание Гусиного озера. Это скорее всего не письмо, а небольшое сочинение. В нем отсутствует главное, что составляет основу очерка, — этнографическое описание бурят» [Декабристы о Бурятии, 1975, с. 132—133]. С одной стороны, нет никаких сведений о том, что И. С. Сельский сам бывал на Гусином озере или собирал на месте географические сведения о нем. С другой стороны, сообщаемые им сведения (как и изложенные в реферате статьи Сельского, приводимом В. А. Обручевым [1945]) не отличаются от изложенных Бестужевым в его «Гусином озере»⁷. А поскольку письмо с описанием озера было написано Н. Бестужевым еще в 1847 г., то очевидно, что И. С. Сельский воспользовался его материалами, опубликовал их под своим именем без всяких ссылок на декабриста, в то время невозможных.

В годы, когда Н. Бестужев послал И. С. Сельскому свое сочинение, тот был крупным чиновником восточно-сибирской администрации. После открытия в Иркутске Сибирского отдела РГО И. С. Сельский стал первым правителем его дел. И. С. Сельский и Н. Бестужев не только переписывались, не только встречались в Иркутске и Селенгинске, но И. С. Сельский, благодаря своим связям с иркутским губернатором В. Я. Рупертом, оказывал Н. Бестужеву большую поддержку. Они считались друзьями. Наконец, Н. Бестужев нарисовал портрет И. Сельского, который датируется И. С. Зильберштейном 1852 г. [Зильберштейн, 1977]. Таким образом, сомнений на счет хороших отношений Н. Бестужева и И. Сельского быть не может. Надо думать, что Н. Бестужев знал о готовящейся публикации своих материалов, возможно, что и просил об этом И. С. Сельского.

В заключение хочется подчеркнуть, что в лице декабриста Н. А. Бестужева не следует видеть ни геолога, ни географа, ни этнографа в современном понимании, как это многим кажется. Широта образования, блестящее воспитание и необыкновенные, причем разнообразные способности, умноженные на впечатлительность и тонкую наблюдательность, о которых свидетельствует и «Гусиное озеро», позволяли ему и увидеть, и понять многое.

Общественно-политическое и просветительское значение де-

⁷ «Гусиное озеро» И. С. Сельского написано другим, пожалуй, более литературным языком, об истории озера автор говорит очень мало, зато приводит подробные сведения о составе травянистой растительности гусино-озерской степи и обитающих в ней насекомых. Почти нет этнографического материала. Все же остальные географические сведения о районе озера изложены явно по Н. Бестужеву. Даже окончание их очерков одинаковое — перечисление бурятских родов, населяющих этот край. Откуда И. С. Сельский черпал ботанические и энтомологические данные по району Гусиного озера, остается неизвестным. Н. Бестужев сам пишет о своей неосведомленности в ботанике. Возможно, что известную роль в подготовке И. С. Сельским его очерка «Гусиное озеро» сыграл тот же П. А. Кельберг.

кабризма, конечно, намного превосходит его объективный вклад в изучение Сибири. Но на этом фоне Н. А. Бестужев — один из немногих, чей реальный вклад не мал, хотя, к великому сожалению, далеко не соответствовал возможностям селенгинского поселенца. Всесторонняя одаренность Николая Бестужева поистине удивительна. А его интеллектуальный мир и нравственный облик оказываются все сложнее и богаче по мере того, как мы глубже и полнее вникаем в его научно-литературное творчество.

АКАДЕМИК АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН¹

Академик Александр Леонидович Яншин — геолог и географ, вице-президент Академии наук СССР, Герой Социалистического Труда, дважды лауреат Государственной премии СССР, широко известен не только в нашей стране, но и за рубежом. О нем, ученом высшего класса, много писали, его лицо, голос, безупречная литературная речь, увлекательность его научных бесед знают и ценят по газетам, по большим и малым кино- и телеэкранам массы людей. Действительно, кто в среде интеллигенции, вообще читающих людей не знает имя А. Л. Яншина?

Встречаются люди, одаренные необыкновенной энергией, которая к тому же направлена по одному, хотя и очень широкому каналу, и растрачивается, как это порой кажется, весьма не экономно, но не истощается годами, десятилетиями, несмотря на всевластие времени. Интеллектуальная жизнь подобных людей всегда содержательна, насыщена разнообразными интересами, которые проявляются не в ущерб одни другим. Люди высоких энергий всегда есть в науке.

Таков А. Л. Яншин, щедро наделенный творческой энергией, превосходной памятью, редкой эрудицией, неизменной доброжелательностью и общительностью.

А. Л. Яншин родился в Смоленске в 1911 г. в семье юриста и рано приобщился к геологии, позже ставшей главным содержанием всей его жизни. С 1928 г. он жил и учился в Москве, с которой при всех многочисленных, порой продолжительных отъездах связана вся последующая жизнь ученого, вначале молодого, затем зрелого, и наконец в наши дни одного из старейшин отечественной геологии.

Первая пятилетка и начавшаяся индустриализация страны требовали больших количеств различного минерального сырья. Начался плановый, охвативший всю страну геологический

¹ Статья публикуется впервые.

штурм недр. Наряду со старым научным центром — ленинградским Геолкомом был создан специальный главк при Наркомтяжпроме. В геологию шло очень много молодежи, А. Л. Яншин получил свою путевку в геологию в Московском институте по удобрениям. Поиски и разведки фосфоритовых руд в Казахстане стали первой вехой научной и производственной деятельности молодого геолога. Особый интерес к фосфоритам, а также к другим агрономическим рудам он сохранил на всю жизнь, и это постоянно спустя много лет увенчалось огромным успехом — открытием по предсказанию ученого целого калиеносного бассейна в Восточной Сибири.

В начале 30-х гг. А. Л. Яншин пробует свои силы в изучении тектоники на западном склоне Южного Урала, где им твердо устанавливается наличие пологих надвигов, а затем совместно с П. Л. Безруковым выступает в печати со своей первой монографией о юрских отложениях и месторождениях бокситов на Южном Урале.

Начальный период геологической деятельности А. Л. Яншина имел большое значение для его роста как геолога и ученого, для выработки главных черт его характера. А. Л. Яншин стал настоящим мастером геологической съемки — основы основ в работе геолога, главного метода ориентации среди сколь угодно сложных геологических явлений. Тогда же определились и те основные научные направления, которыми он верен по настоящее время: стратиграфические и биостратиграфические исследования, изучение литологии отложений, палеогеографические реконструкции, выяснение генезиса месторождений полезных ископаемых и особенно проблемы тектоники.

Ставший знатоком геологии Западного Казахстана и Южного Урала, А. Л. Яншин обратил на себя внимание академика А. Д. Архангельского, пригласившего молодого ученого в возглавляемый им Геологический институт АН СССР (ГИН). Так начался новый «казахстанский» период, длившийся более 20 лет, в течение которого, помимо региональных обобщений, ученым были заложены основы новых научных направлений — в стратиграфии третичных отложений, учении о молодых платформах, представлениях об эволюции геологических процессов и др. А. Л. Яншин впервые участвовал в 1937 г. в Международном геологическом конгрессе, XVII сессия которого состоялась в Москве и которой была представлена коллективная монография о геологическом строении СССР, изданная к конгрессу. В нее вошла немалая доля труда А. Л. Яншина.

Широкие экспедиционные работы в Западном Казахстане, и особенно к северу от Аральского моря, начали приносить свои плоды. На основании анализа тектоники этой территории А. Л. Яншин в противоположность широко распространенной точке зрения пришел к очень важному выводу о наличии в пу-

стынных и полупустынных степях Северного Приаралья пресных артезианских вод. Ранее считалось, что мезо-кайнозойские отложения здесь залегают горизонтально, но работы А. Л. Яншина и его товарищей-геологов опровергли это мнение, представив условия водоносности названных территорий в новом свете.

Во время Великой Отечественной войны А. Л. Яншин с полной отдачей сил вел поиски артезианских вод вблизи стратегически важной железной дороги к Каспийскому морю. В кратчайший срок пресная вода была найдена, что помогло наладить движение поездов с нефтью. Не менее важным было открытие месторождений писчего мела, который срочно требовался для изготовления резины, взамен месторождений, захваченных фашистами. Пришлось также заниматься поисками и оценкой месторождений других полезных ископаемых: марганцевых руд, бурых углей, сульфата натрия и др. Кроме того, А. Л. Яншин принял живое участие в организации геологической службы Западного Казахстана.

За успешное выполнение заданий партии и правительства по обеспечению промышленности стратегическим минеральным сырьем в 1944 г. он был награжден первым орденом трудового Красного Знамени.

После войны А. Л. Яншин вернулся к систематическому изучению геологии Приаралья, Казахстана и соседних областей Средней Азии. Вскоре он опубликовал ряд крупных статей, в которых совершенно по-новому осветил глубинное строение равнинных просторанств Туранской плиты и, в частности, давно дискутировавшуюся проблему о соотношении горных сооружений Урала, Тянь-Шаня, Мангышлака и Туаркыра. Сравнив систему складок Северного Приаралья с так называемыми постумными складками Англо-Парижского бассейна, изученными еще знаменитым австрийским геологом Э. Зюссом, А. Л. Яншин пришел к выводу, что эти складки близки друг к другу и представляют собой структуры, типичные для молодых платформ (т. е. платформ, сформированных на палеозойском, а не на дорифейском складчатом фундаменте).

Все эти исследования привели к важным практическим результатам. Было открыто несколько артезианских бассейнов с пресной водой, залежи каменного и бурого угля, калийных солей, ряд месторождений оолитовых железных руд. С поисками последних в жизни ученого связан трагический случай, едва не оборвавший его жизнь... Во время подъема бадьи из глубокого шурфа в последние секунды оборвался канат. В бадье был А. Л. Яншин, уже успевший осмотреть стенки шурфа. Это произошло в 1949 г. Падение стоило ему многих тяжелых переломов, наружных и внутренних кровоизлияний. Вытащенный наверх, он до последней минуты подъема сохранял сознание. Затем следовал перевоз в Москву, неоднократные сложные операции,

травматический диабет, ортопедическая обувь... Но ни железная воля, ни ясный ум не были сломлены. Напротив, несмотря на тяжелые последствия, дающие знать о себе и поныне, огромная трудоспособность А. Л. Яншина с годами словно возрастала. А тогда, в 1949 г., весть о падении в глубокий шурф геолога А. Л. Яншина в Казахстане облетела все геологические партии и организации нашей страны.

Еще ранее А. Л. Яншин задумал обобщающую работу по геологии Северного Приаралья, но никак не хватало времени. Теперь в больницы палате его избыток. И Александр Леонидович взялся за перевод с французского большого раздела монографии М. Женью «Стратиграфическая геология», а затем начал писать монографию о геологии Северного Приаралья, принесшую ему в начале ученую степень доктора геолого-минералогических наук, а позже удостоенную высшей награды в области геологии — премии имени академика А. П. Карпинского. Академик Н. С. Шатский оценил ее как выдающееся научное произведение, как классическое исследование по стратиграфии, литологии, палеофаунистике, палеогеографии и тектонике Западного Казахстана и сопредельных территорий.

В последующие годы А. Л. Яншин возглавлял лабораторию региональной тектоники Геологического института АН СССР, принимая участие в выработке принципиально нового синтеза в области тектоники — составления под руководством Н. С. Шатского тектонических карт СССР. Эта огромная работа завершилась, при активном участии Александра Леонидовича, изданием соответствующих карт в 1953 и 1956 гг.

В 1958 г. было создано Сибирское отделение АН СССР и 28 марта, в день своего рождения, Александр Леонидович был избран действительным членом академии по этому отделению и назначен заместителем директора Института геологии и геофизики в Новосибирске. Начался новый — сибирский этап деятельности ученого, но он не порывал с Москвой, оставаясь на общественных началах заведующим лабораторией Геологического института, не оставил свои любимые Казахстан и Среднюю Азию, продолжал публиковать новые статьи по этим обширным территориям.

В 1960 г. вышло в свет важное в теоретическом и методическом отношении монографическое исследование А. Л. Яншина «Тектонический анализ мощностей», в котором освещены вопросы формирования мощностей отложений и методы их изучения при различных тектонических построениях. В развитие одного из разделов этой работы ее автор провел специальное исследование о глубинах солеродных бассейнов в геологическом прошлом.

Исследования не совсем ясного вопроса о границе меловой и палеогеновой систем привели А. Л. Яншина к идее о неодноре-

менном появлении в разных местах Земли новых видов, как и о вымирании старых, что ведет к ошибкам в корреляции разрезов различных палеозоогеографических областей, к искажению действительной картины в историческом развитии биосферы. С докладом на эту тему он выступил на XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене.

Главными направлениями в научной деятельности А. Л. Яншина в 60-е гг. явилось сравнительно-тектоническое изучение молодых платформ и создание обзорных тектонических карт. Был опубликован ряд работ, в которых освещались особенности строения и развития молодых платформ, типы свойственных им тектонических элементов и т. д. Эти исследования оказали большое влияние на открытие в Западном Казахстане газоносного района, а также на познание структурных закономерностей размещения залежей нефти и газа на Туранской и Западно-Сибирской плитах.

Деятельное участие Александр Леонидович принимал в создании «Международной тектонической карты Европы». Под его руководством были составлены мелкомасштабные тектонические карты всех материков. Вскоре вышли в свет «Тектоническая карта Евразии» и «Тектоника Евразии», составлением которых он также руководил. Карта с большим успехом демонстрировалась на XXII сессии Международного геологического конгресса в Дели и на II Международном океанологическом конгрессе в Москве. За эту работу коллективу составителей во главе с А. Л. Яншиным была присуждена Государственная премия СССР.

Потребность рассмотреть в развитии всех этих работ некоторые общие проблемы тектоники направили теперь внимание ученого на проблему срединных массивов, закономерности размещения гранитоидного магматизма, так называемые мировые трансгрессии и регрессии и т. д.

А. Л. Яншин организовал и провел ряд крупных международных исследований. Так, совместно с учеными ГДР он изучал строение и развитие герцинид Евразии, с 1967 г. стал научным руководителем Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. В 1978 г. он возглавил советскую часть проекта Международной программы геологической корреляции и раздел этого проекта «Фосфориты позднего докембрия и раннего кембрия мира». Он руководит также всеми исследованиями по советской части международной программы «Литосфера».

В Сибири основное внимание А. Л. Яншина было направлено на разработку давно занимавших его тектонических, литологических и палеогеографических аспектов общей теории эволюции геологических процессов в истории Земли, а также на прикладные задачи, в частности по изысканию агрономических руд, столь необходимых развивающемуся сельскому хозяйству Сибири.

В рамках первого направления Александр Леонидович сыграл важнейшую роль в создании капитального коллективного труда — многотомной серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», удостоенной Государственной премии СССР. По второму направлению теоретические разработки ученого обосновали реальность наличия в Сибири фосфоритовых и калийных руд, были даны конкретные рекомендации по их поискам, увенчавшиеся открытием как крупных залежей фосфоритов, так и уникальных по запасам калийных месторождений.

Быстро схватывая все новое, А. Л. Яншин организовал и возглавил Научно-координационный центр — Совет по аэрокосмическим исследованиям природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока.

В эти же годы А. Л. Яншин стал уделять особое внимание геологии дна океана, ложа окраинных и внутренних морей, а также связанным с ними общим проблемам глобальной тектоники и геодинамики. Совместно с другими геологами и геофизиками он провел специальное изучение материалов по тектонике глубоководных котловин Средиземного, Черного и Каспийского морей. На примере названных котловин и их сравнения со впадинами окраинных морей типа Охотского, Японского, Берингова и других А. Л. Яншин с сотрудниками выделил новую самостоятельную категорию тектонических форм литосферы. Были также рассмотрены особенности вертикальных движений, создавших главные структурные элементы континентов.

Сторонник мобилизма, теории спрединга и крупных горизонтальных перемещений литосферных плит, А. Л. Яншин вместе с тем выступает против распространенного отождествления геосинклиналей прошлого с современными океанами.

После избрания в 1982 г. вице-президентом АН СССР начался новый московский этап деятельности ученого. Но и с этих позиций он не прекратил изучения своих любимых регионов — Казахстана, Средней Азии и Сибири.

В Москве А. Л. Яншин становится директором Института литосферы АН СССР. И вот новая огромная нагрузка — обязанности первого заместителя председателя Оргкомитета по подготовке XXVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в августе 1984 г. в Москве. В числе докладов, подготовленных самим А. Л. Яншиным, особый интерес привлек доклад об эволюции геологических процессов в истории Земли.

Как председатель Научного совета по проблемам биосферы АН СССР, А. Л. Яншин уделяет много внимания вопросам преобразования и охраны окружающей среды и экологии человека.

Всегда интересуюсь историей геологических знаний, он с давних пор участвует в работе Комиссии по геологической изученности СССР и публикует очерки научной деятельности выдающихся советских ученых. В послевоенные годы он стал инициатором

издания научных биографий ученых, бывших членами Московского общества испытателей природы (МОИП), а позже организовал в издательстве «Наука» публикацию серии «Научно-биографическая литература», редакционную коллегию которой возглавляет уже много лет. Но это только часть огромной многолетней работы Александра Леонидовича в области редакционно-издательской деятельности и руководства ею на посту заместителя председателя Редакционно-издательского совета АН СССР.

Много сил он отдает старейшему в нашей стране научному обществу — Московскому обществу испытателей природы, будучи его бессменным президентом с 1967 г.

Подчеркнем теперь главные особенности теоретических представлений Александра Леонидовича Яншина. В первую очередь для них характерно убеждение в необратимости развития Земли и земной коры. Он одним из первых ученых выдвинул и широко развил проблему эволюции тектонических процессов, подчеркнув их неравномерность и неодинаковый охват ими различных сегментов земной коры. Та же неравномерность во времени и пространстве характеризует, по А. Л. Яншину, эволюцию и других геологических процессов. Очень важным и вытекающим из предыдущего является вывод о том, что принцип актуализма, широко используемый при геологических построениях, при всей его ценности для научного мышления нельзя применять догматически по отношению к древним этапам развития земной коры к оставленным в ней их геологическим следам. Эти прогрессивные идеи, острое ощущение нового, отрицание всякого догматизма, увлеченность наукой, неутомимость в работе неизменно привлекали к А. Л. Яншину молодых исследователей и привели к созданию не просто определенного научного направления, но и самостоятельной геологической школы.

А. Л. Яншин избран членом Французского геологического общества, почетным членом Болгарского геологического общества, иностранным членом Академии наук Монгольской Народной Республики, иностранным членом Академии наук Германской Демократической Республики.

Выдающиеся научные достижения А. Л. Яншина, кроме орденов и медалей, отмечены двумя Государственными премиями СССР, золотой медалью и премией АН СССР имени А. П. Карпинского, высшей геологической наградой ГДР — серебряной медалью имени С. Бубнова.

Заканчивая беглый и неполный очерк научной деятельности А. Л. Яншина и ее главных итогов на сегодня, отметим, что основные черты ученого-естествоиспытателя, ученого-организатора и ученого-общественника, мы надеемся, читатель все же сможет уловить. Труднее, кажется, говорить о человеческих качествах большого ученого, поскольку подобные характеристики всегда субъективны. Но в А. Л. Яншине эти качества настолько вы-

пуклы, настолько однозначно оценены множеством людей, общавшихся с Александром Леонидовичем как эпизодически, так и подолгу сотрудничая, что и эта сторона дела рисуется верной. И здесь на первый план выдвигается, на наш взгляд, отношение А. Л. Яншина к людям. Это его простота обращения, органическая доброжелательность, приветливость, которых нельзя не заметить даже при беглом знакомстве и первом впечатлении. Эти качества, в научной среде нередко скрываемые или недостаточно развитые, — свидетельства той общительности, в основе которой, в свою очередь, находится живой и постоянный интерес к людям. В самом деле, многих удивляет доступность академика А. Л. Яншина для весьма различных людей, ищущих совета, поддержки, разъяснения, простого незапрограммированного общения. Если обсуждается интересный вопрос, в любом собеседнике А. Л. Яншин видит достойного партнера, — черта людей очень высокой культуры. Подобная манера, судя по воспоминаниям современников, была свойственна великим, столь разным по стилю и содержанию своего творчества, геологическим корифеям предыдущего поколения — В. А. Обручеву и В. И. Вернадскому. Легкость, простота общения порой чуть ли не со случайным собеседником вообще встречаются редко. В них, как в фокусе, сливаются и личная скромность, и доброта, и еще что-то, возможно главное, что дается воспитанием или самовоспитанием.

На юбилеях ученых принято говорить, что виновник торжества находится в самом расцвете творческих сил, что у него еще все впереди, может быть и самое главное. Такова старая, добрая, пожалуй, немного наивная и чуть лукавая традиция. Александр Леонидович находится сейчас действительно в своем зените, в поглощающей все время, и дни, порой и ночи, научно-организационной и научно-общественной работе, не говоря о постоянном личном труде ученого-исследователя.

Александр Леонидович работает, не обращая внимания на бег времени.

Словно это его никак не касается.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д. Б.* К вопросу о периодических колебаниях уровня Гусиного озера и происхождения его котловины // Краеведческий сборник. Улан-Удэ, 1961. Вып. 6. С. 43—48.
- Башилова И. И., Махин Г. В., Еремин В. К.* Исследование космических телевизионных снимков — средство тектонического районирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 19—33.
- Башкуев Б. В.* К геоморфологии Гусиноозерской межгорной впадины // Краеведческий сборник. Улан-Удэ, 1958. Вып. 2. С. 34—56.
- Белоусов В. В., Малыкин А. А., Максимов Б. А., Тетяев М. М.* Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г. // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1932. Вып. 167. С. 1—69.
- Беляский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С.* и др. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям // Геотектоника. 1970. № 2. С. 80—92.
- Бестужев Н. А.* Гусиное озеро // Декабристы в Бурятии. Верхнеудинск, 1927.
- Бестужев М., Бестужев Н.* Письма из Сибири. Иркутск, 1929.
- Благоволин Н. С.* Развитие морфоструктур северного Причерноморья на новейшем этапе // Геоморфология. 1971. № 4. С. 22—30.
- Богацкий В. В.* О современном поднятии Восточного Саяна // Изв. ВГО. 1948. № 5. С. 533—535.
- Борисов А. А.* Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение // Сов. геология. 1964. № 4. С. 3—23.
- Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1965.
- Булмасов А. П.* Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным // Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол. 1959. Т. 25. Вып. 4. С. 173—185.
- Булмасов А. П.* Некоторые особенности геофизических полей и структура земной коры Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968.
- Бызова С. Л., Копп М. Л., Курдин Н. Н.* и др. Дешифрирование тектонических линейментов по космическим снимкам Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 51—61.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л.* и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
- Введенская А. В.* Особенности напряженного состояния в очагах прибайкальских землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. № 5. С. 666—669.
- Верещагин Г. Ю.* Байкал. Иркутск: Кн. изд-во, 1947. 171 с.
- Вознесенский А. В.* Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1904. Т. 35, № 2. С. 45—54.
- Вознесенский А. В.* Байкальское землетрясение 13(26) ноября 1903 г. // Изв. Постоян. Центр. сейсм. ком. 1905. Т. 2, вып. 1. С. 1—51.
- Воронов П. С.* Об особенностях пространственного соотношения континентальных плит // Изв. ВГО. 1965. Т. 97, № 1. С. 3—18.
- Воскресенский С. С.* Геоморфология Сибири: Плоскогорья и низменности Вост. Сибири. Горы Юж. Сибири: Курс лекций: М.: Изд-во МГУ, 1957. 104 с.
- Гайский В. Н.* Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1950. № 12 (139). С. 57—65.

- Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Проблема возраста рельефа // Геоморфология. 1970. № 3. С. 6—14.
- Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Отражение морфоструктур при геоморфологическом картировании горных стран // Структурная геоморфология горных стран. М., 1975. С. 87—92.
- Гегель Г. Ф. Энциклопедия философских наук. М.: Мысль, 1975. Т. 2. 696 с.
- Геологический словарь: В 2 т. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
- Геологический словарь: В 2 т. М.: Недра, 1973.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в Зайлунье в 1897 г. // Геол. исслед. и развитие работ по линии Сиб. ж. д. 1899. Вып. 18. С. 45—103.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в Центральном Забайкалье // Там же. 1910. Вып. 23, ч. 2. С. 589.
- Герасимов П. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // Проблемы физической географии. М.; Л., 1946. Т. 12. С. 33—46.
- Герасимов П. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
- Герасимов П. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19—28.
- Герасимов П. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной Республики // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1952. № 1. С. 27—48.
- Герасимов П. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли // Там же. 1964. № 6. С. 3—13.
- Гладцин И. Н. Геоморфологический очерк Забайкалья // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1938. Т. 29. С. 117—194.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Наука, 1963. 391 с.
- Голенецкий С. И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 111—117.
- Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М.: Наука, 1972. 216 с.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М.: Географгиз, 1949. 120 с.
- Грачев А. Ф. Трециноватость Байкальской рифтовой зоны // Планетарная трециноватость. Л.: Наука, 1973. С. 88—104.
- Гречищев Е. К. К оценке современных тектонических движений берегов оз. Байкал // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1957. Т. 2. С. 129—146.
- Гурулев С. А. Николай Бестужев — геолог // Правда Бурятии. Улан-Удэ. 1976. 6 янв.
- Гуттенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 160 с.
- Данилович В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 4. С. 69—77.
- Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники юго-западного Забайкалья // Материалы по геологии и полез. ископаемым Бурят. АССР. 1960. № 1. С. 9—51.
- Данилович В. Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в юго-западном Забайкалье // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 10. С. 21—29.
- Данилович В. Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири // Проблемы тектоники. М.; Л.: Наука, 1961. С. 174—188.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3—11.
- Декабристы о Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1975.
- Деменюк Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге // Сов. геология. 1958. № 8. С. 27—36.
- Деменюк Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1961. Т. 115. С. 223.

- Деньгин Ю. П. Следы оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас // Изв. Гос. геогр. о-ва. 1930. Т. 62, № 2. С. 153—187.
- Деньгин Ю. П. Минеральные источники Центрального Забайкалья // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1932а. Вып. 184. С. 3—43.
- Деньгин Ю. П. Верхнеингодинский массив основных пород и маршрут в верховьях р. Ингоды // Там же. 1932б. Вып. 190. С. 3—49.
- Дубровский К. В. Декабристы в деле изучения Сибири // Сев. Азия. 1925. № 5/6. С. 9.
- Думитрашко Н. В. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948. Т. 42, № 1. С. 75—141.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР // Там же. 1952. № 9. С. 179—189.
- Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1958. Т. 83. С. 3—33.
- Замараев С. М., Шерман С. И., Ружич В. В. и др. Влияние древней структуры юга Восточной Сибири на развитие Байкальской рифтовой зоны // Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972. С. 15—19.
- Захваткин А. А. О периодических изменениях уровня и химизма Гусино озеро // Докл. АН СССР. Сер. А. 1931. № 1. С. 13—19.
- Зильберштейн И. С. Художник-декабрист Николай Бестужев. М.: Изобраз. искусство. 1977. 567 с.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Иркутск, 1949. 193 с. (Тр. Вост.-Сиб. геол. упр.; Вып. 32).
- Иванов Б. А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 6. С. 62—76.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.
- Коржув С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 530 с.
- Коржув С. С., Тимофеев Д. А. Многотомный труд по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Геоморфология. 1973. № 3. С. 102—109.
- Краткие замечания о горнокаменных породах Енисейской и Иркутской губернии // Горн. журн. 1836. Т. 4, № 10. С. 95—98.
- Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. 1975. С. 8—10.
- Ладохин Н. П. Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала // Материалы по изуч. производ. сил БМАССР. 1957. Вып. 3. С. 125—140.
- Ламакин В. В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье // Землеведение. 1935. Т. 37, № 1. С. 1—26.
- Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала/Под ред. и с доп. В. Н. Сукачева. М.: Географгиз, 1952. 200 с.
- Ламакин В. В. Пеликаны и Гусиное озеро // Природа. 1954. № 3. С. 102—105.
- Ламакин В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 448—478.
- Ласточкин А. Н. Тектонические движения, структуры и морфоструктуры платформенных равнин // Геоморфология. 1976. № 3. С. 15—25.
- Лилленберг Д. А., Орлянкин В. Н. Дискуссия о содержании геоморфологии // Количественные методы в геоморфологии. М., 1963. С. 168—179. (Вопр. географии; Вып. 63).

- Лисовский М. В. Материалы для исследования фауны озер Западного Забайкалья // Тр. Троицкосав.-Кяхтин. отд-ние РГО. 1897. № 5. С. 33.
- Лут Б. Ф., Агафонов Б. П. Морфология котловин некоторых современных озер Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 177—182.
- Львов А. В., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования «Аршана», произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического общества и Общества врачей // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1909. Т. 40. С. 41—77.
- Любимова Е. А., Шелягин В. А. Тепловой поток через дно Байкала // Докл. АН СССР. 1966. Т. 177, № 6. С. 1321—1324.
- Максимов Б. А. Геологический очерк района г. Сохондо: Геол. исслед. в Центр. Забайкалье // Материалы по геологии и полез. ископаемым Вост. Сибири. 1935. Вып. 9. С. 3—47.
- Маринов Н. А. Современные тектонические движения в юго-восточном Забайкалье и на крайнем северо-востоке Монголии // Геоморфология. 1973. № 3. С. 74—80.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 344 с.
- Мартинсон Г. Г. В поисках предков фауны Байкала. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 112 с.
- Мелекесцев И. В. Вулканизм и рельеф // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 350—398.
- Мещеряков Ю. А. Об основных закономерностях строения и развития крупных форм рельефа Русской равнины // Докл. АН СССР. 1951. Т. 79, № 1. С. 117—121.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания // Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964. С. 21—22.
- Мишарина Л. А. К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1963а. С. 50—70.
- Мишарина Л. А. Исследование механизма очагов повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1963б. № 15. С. 81—94.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 6. С. 3—23.
- Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика: Физико-геогр. описание. М.: Географгиз, 1952. 472 с.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 47 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол. Вып. 128, № 49).
- Никифорова К. В., Шорыгина Л. Д., Щукина Е. Н. О принципах составления геоморфологических карт // Геоморфологическое картирование. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 91—103.
- Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники // Сов. геология. 1955. № 48. С. 67—92.
- Николаев Н. И. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР // Там же. 1962. № 5. С. 6—18.
- Николаев Н. И. О содержании и основных задачах геоморфологии // Геоморфология. 1976. № 4. С. 23—45.
- Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 4. С. 25—33.
- Обручев В. А. Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их дальнейшего изучения // Тр. Троицкосав. отд-ние РГО. 1912. Т. 15, № 3. С. 53—67.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии) // Геол. исслед. и развития работ по линии Сиб. ж. д. 1914. Вып. 22, ч. 1. 806 с.

- Обручев В. А. Хребты Яблоновый и Становой по новым данным // За индустр. Сов. Востока. 1933. Вып. 2. С. 5—32.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 85 с.
- Обручев В. А. Геология Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935. Т. 1. 366 с.
- Обручев В. А. Геология Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Т. 3: Мезозой и кайнозой. С. 782—1354.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). Вып. 6. Прибайкалье, Байкальское нагорье, Забайкалье и Алданская плита. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 118 с.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны // Докл. АН СССР, 1949. Т. 68, № 5. С. 905—908.
- Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья // Землеведение. 1950. Т. 3. С. 26—31.
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Изв. ВГО. 1953. № 5. С. 533—546.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А. Докембрий западного побережья Байкала // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1953. Вып. 2. С. 102—150.
- Одинцов М. М. О «Чунской глыбе докембрия» на Сибирской платформе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1942. № 3. С. 66—70.
- Орлов А. П. О бывших в 1869 году чрезмерных наводнениях в Забайкальской области // Изв. Сиб. отд. РГО. 1870. Т. 1, № 1. С. 12—22.
- Отчет Императорской публичной библиотеки. СПб., 1887. 44 с.
- Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 2. С. 351—375.
- Павловский Е. В. Проблема происхождения впадины оз. Байкал // Природа. 1941. № 3. С. 19—31.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948а. 175 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол.; Вып. 99, № 31).
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948б. № 5. С. 25—38.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья // Там же. 1956. № 10. С. 3—22.
- Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. СПб., 1778. Ч. 3.
- Пальшин Г. Б. Оползни на берегах Байкала // Изв. Вост. фил. АН СССР. 1957. № 4/5. С. 36—51.
- Панов Д. Г. Общая геоморфология. М.: Высш. шк., 1966. 427 с.
- Пасекий В. М. Географические исследования декабристов. М.: Наука, 1977. 165 с.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90—106.
- Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.
- Петрушевский Б. А. О некоторых текущих задачах сейсмологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 22, № 5. С. 99—126.
- Пиотровский М. В. Мезозойская морфотектоника Алданской антеклизы // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968а. С. 245—254.
- Пиотровский М. В. Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники // Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968б. С. 62—71.
- Пиотровский М. В. О механизме сводово-блоковой морфотектоники и задачах изучения и картирования систем разрывных нарушений // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968в. Вып. 3(5). С. 260—262.

- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с. (История разв. рельефа Сибири и Дал. Востока).
- Пресняков Е. А. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковка близ Читы // Материалы по геологии и полез. ископаемым Вост. Сибири. 1930. № 3. С. 5—35.
- Пресняков Е. А. Палеогеографические условия происхождения Байкала // Тр./Байкал. лимнол. станция АН СССР. 1940. Вып. 10. С. 369—398.
- Пучков С. В., Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Новое сильное землетрясение в Восточной Сибири // Изв. СО АН СССР. 1958. № 3. С. 42—51.
- Пшеничников К. В. Сейсмичность Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1954. 8 с.
- Рябушкин Г. Е. О геологической структуре Байкала // Сов. геология. 1940. № 5/6. С. 65—75.
- Сажина Н. В. Мощность земной коры и ее связь с рельефом и аномалиями силы тяжести // Сов. геология. 1962, № 8. С. 74—77.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области: В 2 т. М.: Недра, 1964, 1967.
Т. 1: Стратиграфия. 1964. 515 с.
Т. 2: Магматизм, тектоника, история геологического развития. 1967. 699 с.
- Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных // Развитие производительных сил Восточной Сибири: Геол. строение. М., Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. С. 74—88.
- Сахагов В. З. Роль космических снимков при решении задач региональной тектоники юго-восточной части Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 62—67.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 232 с.
- Сельский И. С. Гусиное озеро // Вестн. РГО. 1852. Кн. 1, ч. 6. С. 17.
- Сидоренко А. В. Геоморфология и народное хозяйство // Геоморфология, 1970. № 1. С. 9—19.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 456 с.
- Словарь общегеографических терминов: Пер. с англ. М., 1975. Т. 1.
- Словарь современного литературного русского языка. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 14. 1390 стб.
- Советская геоморфология за 50 лет // Геоморфология. 1972. № 4. С. 17.
- Соколов Д. С. Геологический очерк верхней части бассейна р. Или и Туры // Материалы по геологии и полез. ископаемым Вост. Сибири. 1935. Вып. 9. С. 49—104.
- Соколов Н. И. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории // Тр./Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР. 1957. Т. 14. С. 49—101.
- Солоненко В. П. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири // Докл. АН СССР. Н. С. 1950. Т. 22, № 1. С. 109—112.
- Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58—74.
- Солоненко В. П. Сейсмоструктурная и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 70—74.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 231 с.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Сейсмичность и сейсмическое районирование Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1960. № 10. С. 104—114.
- Тезисы докладов X пленума Геоморфологической комиссии. Фрунзе, 1973. 211 с.
- Тетяев М. М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна // Тр. Центр. геол.-развед. ин-та, 1934. Вып. 2. С. 4—74.

- Тетяев М. М. Основы неотектоники. М., 1941. 356 с.
- Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968. С. 235–244.
- Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. 1972. № 2. С. 3–12.
- Тимофеев Д. А. Пьедестальные горы — начальная стадия развития возрожденных гор // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 51–57.
- Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Мондинское землетрясение 1950 г. // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1952. № 2А. С. 6–18.
- Троицкий С. Л. О предмете и основных методах геоморфологии: Методы геоморфол. исслед. // Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дал. Востока. Новосибирск: Наука, 1967. С. 56–60.
- Трофимов Д. М. Использование космических снимков для изучения тектоники Сахарской плиты // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 75–80.
- Флоренсов Н. А. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет» // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, № 6. С. 81–94.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 3–16.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954а. Т. 1. С. 670–680.
- Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР // Материалы по изуч. производ. сил БМАССР. 1954б. Вып. 1. С. 113–118.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1956. 17 с.
- Флоренсов Н. А. Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае // Природа. 1958. № 7. С. 73–77.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960а. 258 с.
- Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960б. № 10. С. 11–20.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960в. № 1. С. 74–90.
- Флоренсов Н. А. К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964а. С. 124–138.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии // Геология и геофизика. 1964б. № 10. С. 78–89.
- Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа // Междунар. геол. конгресс. XXII сес. М., 1964в. С. 252–262.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965а. № 2. С. 111–118.
- Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965б. № 4. С. 3–15.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968а. С. 40–57.
- Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968б. С. 59–73.
- Флоренсов Н. А. Рифты Байкальской горной области // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. С. 146–150.
- Флоренсов Н. А. О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях // Геоморфология. 1971а. № 1. С. 39–46.

- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях // Там же. 1971б. № 2. С. 3—10.
- Флоренсов Н. А. Тектоника — ведущий фактор рельефообразования // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 58—68.
- Флоренсов Н. А. К изучению научного наследия Н. А. Бестужева (Гусиное озеро) // Сибирь и декабристы. 1983. Вып. 3. С. 77—102.
- Флоренсов Н. А. Иваньев Л. Н. О палеодите в Гобийском Алтае // Археология и этнография Монголии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 218.
- Флоренсов Н. А., Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение углей. Свердловск; М.: ОНТИ, 1937. 104 с. (Тр. Вост.-Сиб. геол. треста. Вып. 13).
- Флоренсов Н. А., Олюнин В. Н. Рельеф и геологическое строение // Прибайкалье и Забайкалье. М., 1965. С. 23—90.
- Флоренсов Н. А., Тресков А. А., Солоненко В. П. О сейсмическом районировании Восточной Сибири // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 8. С. 175—178.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 с.
- Хоменгэвский А. С. Чунская глыба — структурный элемент Сибирской платформы // Сов. геология. 1938. Т. 8, № 8. С. 98—105.
- Хромовских В. С. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 40—54.
- Хромовских В. С. Боргойско-Гусино-Иволгинская система впадин // Сейсмо-тектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., 1968. С. 182—193.
- Худяков Г. И. Общие принципы выделения комплексов горных пород, конформных и коррелятных морфоструктурам // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1975. С. 56—65.
- Чарушин Г. В., Каттерфельд Г. Н. Глубинные разломы Земли и Марса // Планетарная трещиноватость. Л.: Наука, 1973. С. 37—56.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 154 с.
- Чемехов Ю. Ф. Проблема возраста рельефа и методы его определения // Изв. ВГО. 1968. Т. 100, № 4. С. 299—307.
- Чемехов Ю. Ф. Западное Приохотье: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975. 123 с.
- Черский И. Д. Геологическая экскурсия на высокое плоскогорье и берег Байкала между устьями Селенги и Кики // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1882. Т. 13, № 1/2. С. 36—112.
- Шарапов И. П. Методологические проблемы геологии: (О метагеологии) // Геология и геофизика. 1972. № 11. С. 124—128.
- Шейнманн Ю. М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки: (Вост. Забайкалье) // Тр./Вост.-Сиб. геол. трест. 1935. Вып. 7. С. 3—74.
- Шейнманн Ю. М. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии // Пробл. сов. геологии. 1937. № 3. С. 226—237.
- Шостакович В. Б. Отчет о поездке на Гусиное озеро // Изв. РГО. 1916. Т. 52, № 6. С. 459—493.
- Шувалов В. Ф. Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел-палеоген) // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., 1975. С. 243—259.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Н. С. 1948. Т. 3. С. 222.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры // Науч. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки. 1958. № 1. С. 12—21.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 147—150.

- Шульц С. С. Области горообразования: (Соврем. представления и терминология) // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1976. Т. 2, № 12. С. 75–89.
- Щербакова Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна // Материалы по палеогеографии. 1954. Вып. 1. С. 5–27.
- Щукин И. С. Геоморфология // БСЭ. 1952. Т. 10. С. 554–559.
- Щукин И. С. Общая геоморфология: Учеб. пособие для ун-тов. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1. 615 с.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. 399 с.
- Энциклопедический словарь. 1891. Т. 2. 626 с.
- Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с. (История развития рельефа Сибири и Дал. Востока).
- Bad lands // Encycl. Britanica. 1962. Vol. 2. P. 913–914.
- Berkey Ch. P., Morris F. K. Geology of Mongolia: Natural history of central Asia. N. Y., 1927. Vol. 2. 475 p.
- Billings M. P. Diastrophism and mountain building // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71. P. 363–398.
- Chadwick P. Mountain building hypotheses // Continental drift/Ed. S. K. Bun-corn. N. Y.; L., 1962. P. 195–234.
- Cotton C. A. Tectonic scarps and fault valleys // Bull. Geol. Soc. Amer. 1950. Vol. 61, N 7. P. 717–758.
- Davis W. M. Die erlärende Beschreibung der Landformen. 2. Aufl. Leipzig; B., 1924.
- Egyed L. On the mechanism of mountain building and folding // Geol. Rdsch. 1960. Bd. 50. S. 225–234.
- Encyclopedia of geomorphology. 1968. Vol. 3. 126 p.
- Florensov N. A. The Baikal rift zone // The World rift system: Rep. of symp. Ottawa, 1965. P. 173–180.
- Gregory W. H. Apollo repaying Earth geologists // Aviat. Week and Space Technol. 1972. Vol. 47, N 12.
- Kedar E. Y. Space photographs of the Earth in the study of plate tectonics // Intern. Geogr. 1972. Vol. 2.
- Latham E. H. Interpretation of lineaments observed on a 1971 satellite photograph of Alaska and Western Canada // Proc. Geol. Assoc. Canada. 1973. Vol. 25.
- Lee S. P. The map of seismicity of China: (Abstr.) // Acta geophys. sinica. 1957. Vol. 6, N 2.
- Scheidegger A. Theoretical geomorphology. B. etc.: Springer, 1961.
- Suggate R. P. The Alpine fault, South Island, New Zealand // Geography. 1961. Vol. 46, N 1. P. 66–67.
- Tricart J. Cours de geomorphologie. P., 1952.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТРУДОВ Н. А. ФЛОРЕНСОВА

1936

Недостатки геологических работ в Восточной Сибири // Разведка недр. № 13. С. 44—46. Совместно с Одинцовым М. М.

1937

Геологическая карта СССР в м-бе 1 : 5 000 000. Л. VII. М.: Госгеолиздат. Совместно с Ивановым Б. А.

Гусиноозерское месторождение углей. Свердловск; М.: ОНТИ. 104 с. Совместно с Лариной В. А.

К геологии верхней части бассейна реки Аги. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск. Вып. XII. 42 с.

Угли Восточно-Сибирской области. Иркутск: Вост.-Сиб. обл. изд-во. 55 с.
Улан-Удэ — Гусиное озеро // Сибирская экскурсия: Восточная Сибирь: Междунар. геол. конгр., XVII сессия. М.; Л. С. 94—101.

1938

Горючие сланцы Забайкалья // Минеральные ресурсы Восточной Сибири. Иркутск. Т. 1. С. 217—227, 235—241.

1939

Геологическая карта СССР. М-б 1 : 2 500 000. Л. 22; 30. М.: Госгеолиздат. Совместно с Ивановым Б. А.

Проблемы изучения Восточных Саян // Стахановские методы работ в Вост.-Сиб. геол. тресте. Иркутск.

1940

В. В. Домбровский — «Геология Байкало-Патомского нагорья» // Недра Восточной Сибири. Иркутск. С. 109—110.

1941

К вопросу о тектонике центральной части Восточных Саян // Тр./Вост.-Сиб. гос. ун-та. Иркутск. Т. 2, вып. 2. С. 3—14.

Тектоника южной окраины Прибайкальской юры. Иркутск. 79 с. (Тр./Иркут. геол. упр. Вып. 32). Ред.: Данилович В. Н.

1942

Карта-схема орографии Иркутской и Читинской областей и Бурят-Монгольской АССР. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. Ред.: Герасимов А. С., Тюменцев К. В.

1945

Ботогольское месторождение графита // Материалы по геологии месторождений полезных ископаемых Сибири. Вып. 1. Иркутск. 148 с.

1947

Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах // Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования: Материалы по геологии и полезным ископаемым Окинского аймака БМ АССР. Иркутск. Вып. 1. С. 88—164.

К вопросу о положении Яблонового хребта в Забайкалье // Изв. ВГО. Т. 79, вып. 4. С. 478—480.

Месторождения графита в Восточной Сибири. Иркутск. 33 с.

О генезисе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет» // Очерки по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск. Вып. 1. С. 3—15.

О структурном типе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет» // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 22, вып. 6. С. 81—94.

Восточный Саян. Иркутск: Вост.-Сиб. обл. изд-во. 99 с. Ред.: Солоненко В. П., Кобеляцкий И. А.

Рефераты работ Восточно-Сибирского геологического управления. Иркутск. 55 с. (Ред.).

1948

Генезис Ботогольского графита // Сов. геология. № 32. С. 29—35. Совместно с Соболевым В. С.

Геологическая карта СССР. М-б 1 : 1 000 000. Л. М-49. (С объяснительной запиской). М.: Госгеолиздат.

Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. С. 3—16.

Современное состояние геологической изученности, минеральные ресурсы Восточной Сибири и перспективы дальнейших исследований // Народно-хозяйственные проблемы Иркутской области. Геология, полезные ископаемые и горная промышленность. М.; Л. С. 16—23.

1950

Материалы к геологии бассейна верхнего течения реки Ингоды (Забайкалье) // Тр./Иркут. ун-т. Т. 3, вып. 3. С. 28—35. Совместно с Деулей Т. Т. и Криволаповым С. К.

Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4—5 апреля 1950 года). 31 с. Совместно с Тресковым А. А.

1951

Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири // Тр./Иркут. гос. ун-т. Сер. геол. Т. V, вып. 2. С. 3—16. Совместно с Павловским Е. В.

1952

Владимир Владимирович Домбровский (некролог) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. Ч. 81. № 1. М.; Л. С. 80—81. Совместно с Арсентьевым А. А., Великовским Е. М., Кобеляцким И. А. и др.

Мондинское землетрясение 1950 г. // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. № 2. С. 12—13. Совместно с Тресковым А. А.

1953

Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 96—104. Совместно с Лоскутовой Н. В.

1954

Геологическое строение Бурят-Монголии (краткий очерк) // Материалы по изучению производ. сил Бурят-Монгол. АССР. Улан-Удэ. Вып. 1. С. 71—112.

Некоторые вопросы тектоники Забайкалья // Тр./Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 1. С. 3—17.

О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. С. 670—685.

Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР // Материалы по изуч. производ. сил Бурят-Монгол. АССР. Улан-Удэ. Вып. 1. С. 113—118.

1955

К геологии межгорных впадин Прибайкалья и Ближнего Забайкалья // Материалы по изучению производ. сил Бурят-Монгол. АССР. Улан-Удэ. Вып. 2. С. 95—110.

Некоторые структурные особенности угленосных толщ Прибайкалья // Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР/Тез. докл. М.; Л. С. 178—179.

Потухшие вулканы Черского и Домбровского в Восточной Сибири // Изв. ВГО. Т. 87, вып. 6. С. 552—555. Совместно с Калининой К. П.

1956

Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М. 17 с.

Недра Восточной Сибири // Природа. № 12. С. 3—13. Совместно с Павловским Е. В.

Некоторые структурные особенности угленосных толщ Прибайкалья // Тр. Лаб. геологии угля АН СССР. Вып. 6. С. 558—567.

Herrlicher Baikal, du heiliges Meer // Sowjetunion heute. N 48. S. 8—9.

1957

Иосиф Вячеславович Арембовский // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. № 21. С. 141—143. Совместно с Иваньевым Л. Н., Одинцовым М. М., Окладниковым А. П.

Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири // Изв. Вост. филиалов АН СССР. № 2. С. 29—42. Совместно с Одинцовым М. М., Хреновым П. М.

Некоторые геологические закономерности распространения полезных ископаемых в Саяно-Байкальской области // Науч. сес. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, посвящ. 40-й годовщине Великой Окт. соц. революции/Тез. докл. Иркутск. С. 37—38.

Новые данные по палеолиту и четвертичной геологии Забайкалья // Тез. докл. Всесоюз. Междувед. совещ. по изуч. четвертич. периода, 16—27 мая 1957 г. IV секц. История ископаемого человека. М. С. 7—8. Совместно с Окладниковым А. П.

Основные черты геологии юрских и меловых отложений Восточной Сибири // Бюл. кратких науч. сообщ. Иркут. ун-та. Благовещенск. С. 30—31.

Die Bodenschätze Ostsiberiens // Zeitschr. für Angew. Geol. H. 11/12. S. 491—495.

Het Baikalmeer // Nederland — USSR. N 9. S. 12—14.

Il mare della Siberia // Realta Sov. N 3. S. 40—43.

Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР. Иркутск. (Вост.-Сиб. фил. АН СССР). 152 с. Ред.: Ткачук В. Г., Анкудинова А. Г., Ясинская Н. В.

1958

Землетрясения и сейсмическое районирование Восточной Сибири // Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. М. С. 109—119. Совместно с Тресковым А. А., Медведевым С. В., Солоненко В. П.

К оценке геологических условий гидротехнического строительства на р. Селенге // Материалы совещ. по развитию производ. сил Бурятской АССР. Улан-Удэ. С. 245—252. Совместно с Кузнецовым М. Ф.

К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири // Изв. СО АН СССР. № 4. С. 19—28.

Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае // Природа. № 7. С. 73—77.

Муйское землетрясение 27 июня 1957 г. // Тр./Ин-т физики Земли АН СССР. Вопросы инженерной сейсмологии. С. 29—43. Совместно с Солоненко В. П., Тресковым А. А., Пучковым С. В.

Находки остатков гиппариона в долине р. Чикоя // Тр./Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 8. С. 63—83. Совместно с Иваньевым Л. Н.

Новое сильное землетрясение в Восточной Сибири 27 июня 1957 г. // Изв. СО АН СССР. № 3. С. 42—51. Совместно с Пучковым С. В., Солоненко В. П., Тресковым А. А.

О некоторых особенностях кайнозойского вулканизма Прибайкалья и Восточной Африки // Тр./Иркут. ун-т. Сер. геол. Иркутск. Т. XIV, вып. 2. С. 83—98. Совместно с Святловским А. Е.

О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири // Тр./Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 14. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. С. 3—36. Совместно с Одинцовым М. М., Хреновым П. М.

Об одном источнике ошибок при геологических построениях («валуны-свидетели») // Тр./Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Вып. 8. С. 57—62.

1959

Задачи геоморфологических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке // Материалы Первого совещ. географов Сибири и Дальнего Востока/Тез. докл. Иркутск. С. 40—43.

Карта новейшей тектоники СССР. М-б 1:5 000 000 (макет территории Восточной Сибири). Совместно с Логачевым Н. А., Кузнецовым М. Ф.

О геологическом изучении Бурятии // Тр./Бурят. комплекс. ин-т. Вып. 1. С. 89—93.

О характере связи неоген-четвертичного вулканизма и неотектоники Прибайкалья // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому Всесоюз. вулканол. совещ. (15—27 сент. 1959 г.). Ереван. С. 375—376.

Общая оценка геологических условий гидротехнического строительства в бассейне р. Селенги // Тр./Второе совещ. по подземным водам и инж. геологии Вост. Сибири. Иркутск. Вып. 3. С. 75—77. Совместно с Кузнецовым М. Ф.

Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских нагорий: Материалы Второго геоморфол. совещ. М. 20 с.

1960

Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. // Бюл. Совета по сейсмологии. № 10. С. 85—89. Совместно с Солоненко В. П.

Древнее кладбище в Гобийском Алтае // Природа. № 2. С. 61—66. Совместно с Солоненко В. П.

Землетрясения и сейсмическое районирование Восточной Сибири // Развитие производительных сил Восточной Сибири: Геол. строение/Тр. конф., авг. 1958 г. С. 125—131. Совместно с Тресковым А. А., Медведевым С. В., Солоненко В. П.

Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г.: Сейсмогеол. очерк. М.: Госгеолгиздат. 46 с. Совместно с Солоненко В. П., Тресковым А. А.

Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л. Изд-во АН СССР. Тр./Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 19. 258 с.

Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. № 10. С. 11—20.

О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геол. и геофиз. № 1. С. 74—90.

О сейсмическом районировании Восточной Сибири // Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР. № 8. С. 175—178. Совместно с Тресковым А. А., Солоненко В. П.

Памяти Наталии Васильевны Фроловой (1907—1960) // Геол. и геофиз. № 12. С. 133—134. Совместно с Бобковой М. С., Беличенко В. Г., Беловым И. В. и др.

По следам землетрясений в Гоби // Природа. № 1. С. 61—66. Совместно с Солоненко В. П.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Восточной Сибири // Геол. и геофиз. № 10. С. 104—114. Совместно с Солоненко В. П., Тресковым А. А.

Среднебайкальское землетрясение. Иркутск. 34 с. Ред.: Солоненко В. П., Тресков А. А.

1961

Геоморфология // Геология СССР. Т. 36. Читинская область. Ч. 1. М. С. 478—489.

К орографии Центрального Забайкалья // Изв. ВГО. Т. 93, вып. 2. С. 161—163. Совместно с Соколовым Н. И.

Катастрофические землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне в 1957 г. и сейсмодислокации, связанные с ними // Неотектоника СССР. Рига. С. 213—221. Совместно с Солоненко В. П., Тресковым А. А.

Новые данные по палеолиту и четвертичной геологии Забайкалья (находки на горе Тологой у д. Ошурково) // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М. Т. 1. С. 472—478. Совместно с Окладниковым А. П.

О молодых тектонических движениях и рельефе восточно-сибирских нагорий // Тр./Вост.-Сиб. геол. ин-т СО АН СССР. Вып. 3. С. 6—16.

Профессор Михаил Михайлович Одинцов: К 50-летию со дня рождения // Геол. и геофиз. № 12. С. 137—138. Совместно с Беловым И. В., Даниловичем В. Н., Солоненко В. П. и др.

1962

Жизнь и деятельность Н. В. Фроловой (1907—1960) // Тр./Вост.-Сиб. геол. ин-т СО АН СССР. Вып. 5. С. 7—12.

Землетрясения Прибайкалья (карта). М-б 1:10 000 000 // Атлас Иркутской области. М.; Иркутск. С. 24. Совместно с Солоненко В. П., Тресковым А. А.

Неотектоническая карта. М-б 1:4 000 000 // Атлас Иркутской области. М.; Иркутск. С. 22—23. Совместно с Логачевым Н. А., Кузнецовым М. Ф.

Новейшие движения земной коры // Атлас Иркутской области. М.; Иркутск. С. 21.

О мезо-кайнозойской структуре Прибайкалья // Тектоника Сибири. Новосибирск. Т. 1. Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. С. 218—224.

О характере связи неоген-четвертичного вулканизма и неотектоники в Прибайкалье // Вопросы вулканизма: Тр. Первого Всесоюз. вулканол. совещ., сент.-окт. 1959 г. М. С. 338—339.

А. Л. Чекановский в Прибайкалье // А. Л. Чекановский: Сб. неопубл. материалов А. Л. Чекановского: Статьи о его научной работе. Иркутск. С. 22—30.

Vie et activite scientifique de N. V. Frolova // Geologique et petrographie du Precambrien: Problemes generaux et regionaux Bur. de rech. Geol. et mines. Dep. inform. P. 7—12.

Геология и петрология докембрия: Общие и региональные проблемы. М.: Изд-во АН СССР. 259 с. (Тр./Вост.-Сиб. геол. ин-т. СО АН СССР. Вып. 5). (Ред.).

Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. М.: Изд-во АН СССР. 168 с. (Тр./Вост.-Сиб. геол. ин-т. Вып. 8). (Ред.).

1963

Географическое положение // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 28—43. Совместно с Дувжир Ч.

Геоморфология и неотектоника // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 155—182. Совместно с Логачевым Н. А.

Жизненность научных идей Владимира Афанасьевича Обручева // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Т. 61. С. 7—14.

История исследования Гобийского Алтая // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 17—27. Совместно с Хилько С. Д.

К вопросу о прогнозе землетрясений (вместо заключения) // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 381—383.

Кайнозой // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 114—130. Совместно с Логачевым Н. А., Хилько С. Д., Солоненко В. П.

Описание нормального разреза (введение) // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 391.

Памяти В. Н. Даниловича // Геол. и геофиз. № 1. С. 145—147. Совместно с Бобковой М. С., Беличенко В. Г., Беловым И. В.

Сейсмотектоника // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 358—371.

Тектоника // Гоби-Алтайское землетрясение. М. С. 131—154. Совместно с Логачевым Н. А.

Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР. 391 с. Совместно с Солоненко В. П. (Ред.).

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Тр./Геол. ин-т АН СССР. Вып. 79. 464 с. (Ред.).

1964

Архейские образования прочих районов Бурятии // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. С. 63—64.

Введение // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 7—8.

Геоморфология // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Гл. 9. М. С. 564—580.

История геологического развития // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Гл. 10. М. С. 581—592.

К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М. С. 124—138.

Кайнозойская тектоника // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Гл. 6. М. С. 533—539.

Мезозойская группа // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Гл. 4. М. С. 214—215.

О некоторых общих понятиях в геоморфологии // Геол. и геофиз. № 10. С. 78—89.

Некоторые выводы // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 133—134.

Некоторые итоги и нерешенные вопросы по домезозойской тектонике // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 523—526.

Нерасчлененные юрские отложения // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 227—228.

О статье М. В. Гзовского «Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа» // Геол. и геофиз. № 8. С. 101—102. Совместно с Тресковым А. А., Солоненко В. П.

О статье В. А. Соловьева «О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов» (Геол. и геофиз., 1963. № 4) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. С. 96—98.

Общие черты геологического строения // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 29—35.

Общие черты мезозойских отложений // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 256—258.

Предисловие // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука. С. 3—4.

Протерозойская группа // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 69.

Сейсмичность // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 556—563.

Стратиграфия (главные черты стратиграфии Бурятии) // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. С. 36—37.

Структура и геологическая история впадин байкальского типа // Дефор-

мация пород и тектоника: Междунар. геол. конгр. XXII сес. Пробл. 4. М. С. 252—262.

Тектоника // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М. С. 473—474.

Геология центральной части Восточного Саяна. М.: Недра. 334 с. Ред.: Дибров В. Е.

Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во АН СССР. 195 с. Ред.: Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.

Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука. 144 с. Ред.: Лут Б. Ф.

Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. М. 628 с. (Ред.).

1965

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Вестн. АН СССР. № 6. С. 78—79.

К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. № 4. С. 3—14.

Некоторые механизмы четвертичного горообразования во Внутренней Азии // Тез. докл. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск. С. 7—10.

Памяти Сергея Владимировича Обручева // Геол. и геофиз. № 12. С. 144—145.

Рельеф и геологическое строение // Предбайкалье и Забайкалье. М. С. 23—90. Совместно с Олюниным В. Н.

Что такое структурная геоморфология? // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 2. С. 112—118.

The Gobi-Altai earthquake. Washington-Jerusalem: Published for the U. S. Department of Commerce. 425 p. (Ed.).

1966

Доктор геолого-минералогических наук профессор Нестор Иванович Толстихин: (К 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 11. С. 138—140. Совместно с Ломоносовым И. С., Мариновым Н. А., Одинцовым М. М. и др.

Особенности составления металлогенической карты одного из районов Сибири // Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М. С. 19—25. Совместно с Арсентьевым В. П., Ивановым С. С., Хреновым П. М.

The Gobi-Altai earthquake: Translated from Russian. London. 391 p. (Ed.).

1967

Байкал — центр новых научных поисков // Природа. № 8. С. 107—108.

Живые сбросы на западном побережье Байкала // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Иркутск. Т. 65. С. 73—83. Совместно с Галкиным В. И.

О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования // Методы геоморфологических исследований: Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Т. 1. С. 16—20.

The Baikal system of rift valleys. University of Sheffield, England. P. 180. Co-author Solonenko V. P.

1968

Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. // Байкальский рифт. М. С. 40—57.

Вопросы неотектонического районирования горных областей // Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск. С. 86.

Виктор Вениаминович Ермолов // Геол. и геофиз. № 12. С. 138—139. Совместно с Барановым Ю. П., Бискэ С. Ф., Войлошниковым В. А. и др.

Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // Вулканизм и тектогенез: Междунар. геол. конгресс. XXIII сес. Пробл. 2. М. С. 146—151. Совместно с Солоненко В. П., Логачевым Н. А.

Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири М. С. 59—73.

О новой гипотезе происхождения впадины оз. Байкал: По поводу статьи А. Е. Ходькова «К оценке масштаба проявления и геологической роли гидро-геологических процессов в Ангаро-Ленском бассейне» в Вест. Ленингр. ун-та, 1967, № 24. Сер. геол., геогр. Вып. 4 // Геол. и геофиз. № 11. С. 142—144. Совместно с Замараевым С. М.

Предисловие // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М. С. 3. Совместно с Дмитриевым Г. А.

Структурные и морфологические особенности впадины озера Ничатка // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, С. 143—149. Совместно с Галкиным В. И.

Cenozoic volcanism of rift zones // Intern. Geol. Congr. Rep. of the XXIII Sess. Abstr. Prague. P. 4—6. Co-authors: Logatchev N. A., Solonenko V. P.

Байкальский рифт. М.: Наука. 183 с. (Ред.).

Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 262 с. (Ред.).

Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока // Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Т. 2. 366 с. (Ред.).

1969

О книге Н. А. Маринова «Геологические исследования Монгольской Народной Республики» // Геол. и геофиз. № 7. С. 151—153. Совместно с Солоненко В. П.

Rifts of the Baikal mountain region // Tectonophysics. Vol. 8, N 4/6. P. 443—456.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука. 207 с. (Ред.).

Вопросы палеогеографии и биостратиграфии Сибирской платформы (палеозой, мезозой и кайнозой). М.: Наука. 133 с. (Ред.).

1970

Памяти Михаила Михайловича Герасимова // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Т. 67. С. 172—173. Совместно с Одинцовым М. М., Ивашевым Л. Н.

Рифты Байкальской горной области // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М. С. 146—150.

К истории представлений о генезисе месторождений графита // История учения о месторождениях полезных ископаемых: Тез. докл. Междунар. симпоз. (сент. 1970). Фрейберг. С. 79—83. Совместно с Солоненко В. П.

Донные отложения Байкала. М.: Наука. 160 с. (Ред.).

Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири // Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Т. 3. 283 с. (Ред.).

1971

Геологическое описание Санного мыса (долина р. Уды, Западное Забайкалье): (Прилож. к отчету о раскопках в Бурятской АССР в 1968 г.) // Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. 2. С. 84—86.

Historia kontaktov Polsko-Rosijskich w dziedzinie geologii i geographii. W-wa: Wyd-wo Polsk. Akad. Nauk.

Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. 115 с. Ред.: Лопатин Д. В.

Юг Дальнего Востока. М.: Наука. 423 с. (Ред.).

О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях // Геоморфология. № 1. С. 39–46.

О геоморфологических формациях // Там же. № 2. С. 3–10.

1972

Исследования польских геологов в Прибайкалье в XIX столетии // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Иркутск. Т. 104, вып. 4. С. 317.

Мезозой и кайнозой степного Алтая. Новосибирск: Наука. 168 с. Ред.: Адаменко О. М.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука. 358 с. (Ред.).

1973

Предисловие // Поверхности выравнивания: Материалы IX пленума Геоморфол. комис. М.: Наука. С. 3–4.

Сергей Обручев. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во. 167 с. (Замечательные люди в Сибири).

Строение и развитие земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Геолого-геофизические исследования 1972 г. Иркутск. С. 7–20. Совместно с Солоненко В. П., Голенецким С. И.

Поверхности выравнивания: Материалы IX пленума Геоморфол. комис. М.: Наука. 264 с. (Ред.).

Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. 135 с. Ред.: Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др.

1974

Замечательная книга о рельефе Советского Союза // Геоморфология. № 2. С. 102–104. Совместно с Яншиным А. Л.

Предисловие // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука. С. 3–4.

Предисловие // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М. С. 5–6.

Исследователь сибирских недр (к 60-летию М. М. Одинцова) // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Т. 68. С. 215–217. Совместно с Иваньевым Л. Н.

Неутомимый исследователь недр Сибири (к 60-летию со дня рождения М. М. Одинцова) // Геол. и геофиз. № 9. С. 151–152. Совместно с Астраханцевым В. И., Беличенко В. Г., Буряком В. А.

Неутомимый исследователь недр Сибири // За науку в Сибири. 27 окт. Совместно с Комаровым Ю. В., Павловым С. Ф., Солоненко В. П. и др.

О геоморфологических формациях // Геоморфология. № 2. С. 3–10.

О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях // Геоморфология. № 1. С. 39–45.

От редактора // Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М. С. 5–6.

Предисловие // Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М. С. 5–6.

Проблема Байкальского рифта // Геол. и геофиз. Восточной Сибири: Ин-форм. сб. № 2, 1966–1970 гг. Иркутск. С. 49–61. Совместно с Зориным Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука. 168 с. Ред.: Зорин Ю. А.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука. 320 с. (Ред.).

1975

Байкальская система рифтовых долин // Проблемы рифтогенеза. Иркутск. С. 35–36. Совместно с Логачевым Н. А.

К проблеме Байкальского рифта // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 50, вып. 3. С. 70–80. Совместно с Логачевым Н. А.

Введение // Проблемы рифтогенеза: Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск. С. 3–4.

Предисловие // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука. С. 3—4.

Байкальский рифт. Новосибирск: Наука. 135 с. (Ред.).

Проблемы рифтогенеза: Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск. 154 с. (Ред.).

Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука. 208 с. (Ред.).

1976

Возраст рельефа // Проблемы эндогенного рельефообразования. М. Наука, С. 34—48. Совместно с Ганешиным Г. С., Соловьевым В. В., Чемяковым Л. Ф. и др.

Выступление на дискуссии по статье Н. И. Николаева «О содержании и основных задачах геоморфологии // Геоморфология. № 4. С. 39—40.

Геоморфологические формации // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. С. 399—419.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Геол. и геофиз. № 1. С. 157—160.

Крупный вклад в общую и региональную геоморфологию // Геол. и геофиз. № 3. С. 149—153.

Международный симпозиум по рифтовым зонам Земли. Иркутск, сент. 1975 г. // Геоморфология. № 1. С. 118—119.

Некоторые аспекты понятия «возраст рельефа» // Геоморфология. № 1. С. 13—21.

Предисловие // Проблемы эндогенного рельефообразования. М. С. 5—10.

Предмет изучения геоморфологии и палеогеоморфологии // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. С. 11—33.

Рельеф и сейсмичность // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. С. 259—279. Совместно с Хилько С. Д.

Существо проблемы и несущественность разногласий // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. С. 58—68.

Тектоника — ведущий фактор рельефообразования // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. С. 79—82.

Предальтайская впадина и проблема формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука. 184 с. Ред.: Адаменко О. М.

Проблемы прикладной геоморфологии. М.: Наука. 224 с. (Ред.).

Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. Рельеф ледниковый, криогенный, оловый, карстовый и морских побережий. М.: Наука. 430 с. (Ред.).

Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 2. Поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, речные долины. М.: Наука. 319 с. (Ред.).

Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука. 452 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). (Ред.).

History of the Baikal lake in the Late Cenozoic period // Abstr. II Intern. Symp. of Paleolimnology. Warsaw. P. 33—34. Co-authors: Belova V. A., Goldyrev G. S., Lut B. F. et al.

1977

Байкальская рифтовая зона и другие зоны континентального рифтогенеза // Фундаментальные исследования: Науки о Земле. Новосибирск. С. 108—113. Совместно с Солоненко В. П., Пузыревым Н. Н.

Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск. С. 19—29. Совместно с Логачевым Н. А.

Исследования неотектоники Сибири и Дальнего Востока // Геол. и геофиз. № 11. С. 144—149.

История развития рельефа // Фундаментальные исследования: Науки о Земле. Новосибирск: Наука. С. 152—154. Совместно с Яншиным А. Л., Адаменко О. М.

Предисловие // Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука. С. 3—4.

Предисловие // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск.: Наука. С. 3—4.

Сейсмология, сеймотектоника, инженерная сейсмогеология областей вечной мерзлоты // Фундаментальные исследования: Науки о Земле. Новосибирск: Наука. С. 113—117. Совместно с Тресковым А. А., Солоненко В. П.

Лимнология прибрежно-соровой зоны Байкала. Новосибирск: Наука. 310 с. (Ред.).

Осадочно-вулканогенные формации Восточно-Африканской рифтовой системы. М.: Наука. 174 с. Ред.: Логачев Н. А.

Очерки по глубинному строению Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. 152 с. (Ред.).

Письма. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во. Т. 1. 200 с. Ред.: Потанин Г. Н.
Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. 223 с. (Ред.).

1978

История озера Байкал // Проблемы Байкала. Новосибирск. С. 9—17. Тр./Лимнол. ин-т. Т. 16/36.

Крупный сдвиг в познании геологии Монголии // Геол. и геофиз. № 6. С. 136—141.

О палеолите в Гобийском Алтае // Археология и этнография Монголии. Новосибирск. Совместно с Ивашевым Л. Н.

Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 237 с.

Предисловие // Москаленко Б. К. Байкал сегодня и в 2000 году. Иркутск 128 с.

Понятие «морфоструктура» и его эволюция // Геоморфология. № 4. С. 33—39.

Сеймотектонические линеаменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая // Сеймотектоника южных районов СССР. М.: Наука. С. 75—88. Совместно с Хилько С. Д., Курушиным Р. А. и др.

Some stages of the Baikal lake development in the Late Cenozoic era // Pol. Arch. Hydrobiol. Vol. 25, N 1/2. P. 135—143.

The Baikal system of rift valleys // Tectonophysics. Vol. 45, N 1. P. 1—13. Co-author Logatchev N. A.

1979

Главные черты неотектоники и сейсмогеологии Монголии // Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 30. Геология и магматизм Монголии. М.: Наука. С. 46—60. Совместно с Хилько С. Д.

Байкал — окно в недра Земли // Природа. № 5. С. 70—80. Совместно с Зориным Ю. А.

К геодинамике новейших поднятий Центральной Азии // Типы гор и механизмы горообразования/Тез. докл. к XVI Геоморф. комис. АН СССР (Иркутск, 14—16 нояб. 1979). Иркутск. С. 59—60. Совместно с Зориным Ю. А.

К истории изучения фитопланктона и донных водорослей Байкала // Бюл. МОИП. Отд. биол. Т. 84. Вып. 1. С. 118—123. Совместно с Вотинцевым К. К., Скабичевским А. П.

Непроторенным путем: Жизнь и творчество М. М. Герасимова.

Замечательные люди в Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во. Совместно с Медведевым Г. И., Флоренсовым В. А. 111 с.

История озер СССР в позднем кайнозое: Материалы к V Всесоюз. симпози. Ч. 2. Средняя Сибирь, Байкал, Забайкалье, Якутия, Дальний Восток. Иркутск: Б. п. 167 с. (Ред.).

История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука. 160 с. Совместно с Николаевым В. А. (Ред.).

История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск: Наука. 215 с. Совместно с Николаевым В. А. (Ред.).

Терминология структурной геоморфологии и неотектоники (материалы по геоморфологической терминологии). М.: Наука. 256 с. Ред.: Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С., Тимофеев Д. А.

On geodynamics of Cenozoic uplifts in Central Asia // Tectonophysics. Vol. 61. P. 271–283. Co-author: Zorin Yu. A.

1980

Карта четвертичных отложений Монголии // Граница неогена и четвертичной системы. С. 136–144. Совместно с Мурзаевым В. Э., Сырневым И. П., Девяткиным Е. В.

Памяти Михаила Михайловича Одинцова // Геол. и геофиз. № 10. С. 156–157.

XVI пленум Геоморфологической комиссии // Геоморфология. № 2. С. 109–111. Совместно с Ендрихинским А. С.

1981

Академик Александр Леонидович Яншин: (К 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 3. С. 157–160. Совместно с Алексеевым А. С., Боголеповым К. В., Борукаевым Ч. Б. и др.

Академик Андрей Алексеевич Трофимук: (К 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 8. С. 143–145. Совместно с Боголеповым К. В., Вышемирским В. С. и др.

Введение // Урванцев Н. Н. Открытие Норильска. М.: Наука. 174 с. (Сер. Страницы нашей Родины).

Евгений Владимирович Павловский: (К 80-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 6. С. 158–159. Совместно с Беличенко В. Г., Боголеповым К. В., Голдыревым Г. С. и др.

Мы шли по следам землетрясений // Страницы братской дружбы: Воспоминания. М. С. 157–171.

Предисловие // Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. М.: Недра. 239 с. (Тр./Сиб. НИИ геол., геофиз. и минерал. сырья. Вып. 285).

Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. М.: Недра. 239 с. (Тр./Сиб. НИИ геол., геофиз. и минерал. сырья. Вып. 285). Совместно с Варламовым И. П. (Ред.).

1982

В поисках основ геоморфологической концепции (о некоторых итогах новейших геоморфологических исследований в Монголии) // Геоморфология. № 2. С. 13–19. Совместно с Коржувым С. С.

Важный этап в изучении «континентальной» геологии Центральной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 129–133.

Валентина Георгиевна Ткачук: (К 80-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 3. С. 141–142. Совместно с Дзюбой А. А., Друговой З. И., Иваниловой Р. Ф. и др.

Введение // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука. С. 7–8.

Деструкция и деструктивный рельеф: (К итогам геоморфологических исследований в МНР) // Геоморфология. № 3. С. 22–29. Совместно с Коржувым С. С.

Заключение // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука. С. 246–249. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 28).

История развития впадины оз. Байкал // Позднекайнозойская история озер в СССР: К XI Конгрессу ИНКВА в СССР, Москва, Новосибирск. С. 6–11. Совместно с Лутом Б. Ф., Беловой В. А., Голдыревым Г. С.

Наталья Васильевна Фролова // Геол. и геофиз. № 11. С. 138–140. Совместно с Беличенко В. Г., Ескиным А. С.

Неотектоника и динамика литосферы областей материкового горообразования // Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы: Тез.

докл. Всесоюз. совещ. Таллин. Т. II. С. 95—96. Совместно с Уфимцевым Г. Ф. Палеозой // Геоморфология Монгольской Народной Республики: (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 28). С. 202—204.

Плиоцен-плейстоценовый Байкал // XI Конгр. ИНКВА (Междунар. ассоциация по изуч. четвертич. периода). Москва, авг.: Тез. докл. Т. 1. М. С. 90. Совместно с Голдыревым Г. С., Поповой С. М., Мацем В. Д. и др.

Предисловие // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука. С. 5—6.

Юрий Алексеевич Кузнецов // Геол. и геофиз. № 9. С. 142—144. Совместно с Алексеевым А. С., Белоусовым А. Ф. и др.

Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука. 259 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 28). Совместно с Коржуевым С. С. (Ред.).

Осадкообразование и четвертичная история Байкала. Новосибирск: Наука, 181 с. Ред.: Голдырев Г. С.

Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука. 193 с. (Ред.).

Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа: Основные направления в развитии геоморфологической теории. Новосибирск: Наука. 146 с. Совместно с Николаевым В. А. (Ред.)

Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа. Основные направления в развитии геоморфологической теории. Новосибирск: Наука. 130 с. Совместно с Николаевым В. А.

1983

Владимир Афанасьевич Обручев: К 120-летию со дня рождения // Вестн. АН СССР. № 10. С. 123—131.

О тектоническом бедленде // Геоморфология. № 1. С. 85—88.

К изучению научного наследия Н. А. Бестужева // Сибирь и декабристы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во. С. 77—102.

Скульптуры земной поверхности. М.: Наука. 172 с.

1984

Академик Борис Сергеевич Соколов: (К 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 4. С. 143—145. Совместно с Алексеевым А. А., Архиповым С. А., Борукаевым Ч. Б. и др.

Загадки земной коры. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во. 174 с.

Игорь Владимирович Лучицкий (некролог) // Геол. и геофиз. № 2. С. 142—143. Совместно с Алексеевым А. С., Башариным А. К., Берзиным Н. А. и др.

Морфодинамическая модель рельефа Монголии // Тез. XXVII Междунар. геол. конгр. Т. 9. Ч. 2 (дополн.). М.: Наука. С. 73—74. Совместно с Коржуевым С. С.

Николай Никитович Пузырев: (К 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз. № 10. С. 143—145. Совместно с Алексеевым А. С., Антоновым Ю. Н., Архиповым С. А. и др.

Новый вариант карты новейшей тектоники южной части Восточной Сибири // Геотектоника. № 5. С. 110—112.

О геодинамике кайнозойских поднятий Центральной Азии // Проблемы геоморфологии гор. М. С. 160—170. Совместно с Зоринным Ю. А.

Предисловие // Проблемы геоморфологии гор. М. С. 3—5.

Предисловие // Тектонический анализ рельефа (на примере Северо-Востока СССР). Новосибирск: Наука. С. 3—4.

Типы и динамика материкового горообразования // Геол. и геофиз. № 1. С. 20—38. Совместно с Уфимцевым Г. Ф.

Проблемы геоморфологии гор.: Материалы XVI пленума Геоморфол. комиссии. М.: Наука. 214 с. (Ред.).

Тектонический анализ рельефа (на примере Северо-Востока СССР). Новосибирск: Наука. 183 с. Ред.: Уфимцев Г. Ф.

1985

Предисловие // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 41.) М. С. 5—7.

1986

Проблемы корреляции рельефа и геологических тел // Коррелятивные отложения в геоморфологии. Новосибирск. С. 3—6.

Еще раз о понятии «рельеф». Геоморфология. № 2. С. 24—29. Совместно с Коржуевым С. С.

1987

Введение // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск. С. 3—6.

Основные этапы геологического изучения Байкала и окрестной суши // Путь познания Байкала. Совместно с Афанасьевой Э. Л., Бекман М. Ю., Безруковой Е. В. и др. Новосибирск: Наука, 1987. С. 13—34.

СОДЕРЖАНИЕ

Николай Александрович Флоренсов (1909—1986). *Н. А. Логачев* 3

НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ

Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья	20
О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа	36
Об одном источнике ошибок при геологических построениях («валуны-свидетели»)	54
О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области	60
К вопросу о прогнозе землетрясений	79
О молодых тектонических движениях и рельефе восточно-сибирских нагорий	82
Структура и геологическая история впадин байкальского типа	95
К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии	107
Рифты Байкальской горной области	122

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

О некоторых общих понятиях в геоморфологии	129
Что такое структурная геоморфология?	142
Понятие «морфоструктура» и его эволюция	151
О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определений	159
Некоторые аспекты понятия «возраст рельефа»	168
О тектоническом бедленде	179
Тектоника — ведущий фактор рельефообразования	183
Геоморфологические формации	188
История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока	217

ИСТОРИЯ НАУКИ И ПЕРСОНАЛИЯ

К изучению научного наследия Н. А. Бестужева («Гусиное озеро»)	222
Академик Александр Леонидович Яншин	241
Литература	249
Хронологический указатель трудов Н. А. Флоренсова	258

5046

