

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА УРАЛА

(Объяснительная записка
к тектонической карте Урала)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

557.24

ТЕКТОНИКА УРАЛА

(Объяснительная записка
к тектонической карте Урала
масштаба 1:1 000 000)

2150



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Авторы: А.В. ПЕЙВЕ, С.Н. ИВАНОВ, В.М. НЕЧЕУХИН,
А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, В.Н. ПУЧКОВ

Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000), М., "Наука", 1977 г.

Публикуемая работа содержит описание тектонической карты Урала масштаба 1:1 000 000. Карта отражает новые, мобилистские представления о структуре и развитии этого региона. В основу составления карты был положен анализ эволюции земной коры Урала с использованием формаций в качестве индикаторов состава и строения коры для конкретного места и времени. Были выделены допалеозойские комплексы и комплексы, сформировавшиеся к концу палеозоя, среди последних выделены рифтовые, океанические, переходные, предконтинентальные и континентальные. Отражена направленность структурной эволюции Урала, выразившаяся в общем растяжении, вызвавшем в начале ордовика раскалывание поздневендско-раннекембрийского континента и образование океанической впадины, сменившееся на более поздних этапах мощным сжатием, сгущиванием коры и формированием современной складчато-шарьяжной континентальной структуры.

Рис. 18. Библ. 185 назв.

Ответственный редактор А.Л. Яншин

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ НА НОВОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Разработкой теоретических основ и методов графического изображения структур земной коры занимались многие исследователи. Наибольшим признанием и распространением как у нас, так и за рубежом пользуются принципы составления региональных тектонических карт, впервые предложенные А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским (1937 г.). Тектоническое районирование по возрасту главной складчатости, определяющей время превращения геосинклинальной области в платформенную, лежит в основе этих принципов. Они являются до сих пор основополагающими при составлении тектонических карт.

В настоящее время в связи с разработкой новой теории геосинклинального процесса (Пейве и др., 1971а) появилась возможность этот принцип существенно усовершенствовать, отмечая переход геосинклинального этапа в платформенный не по возрасту главной складчатости (что связано часто с большой неопределенностью выделения ее среди различных деформаций и с другими трудностями), а по смене определенных геологических формаций в процессе становления земной коры. Этот новый подход дает возможность расчленить историю формирования земной коры на более мелкие этапы и более отчетливо проследить весь процесс.

Самые крупные структурные подразделения, принятые при тектоническом районировании Урала — области, различающиеся по возрасту континентальной коры (дорифейской, кембрийской, допалеозойской, палеозойской), более мелкие по времени перехода океанической земной коры в кору переходного типа. При этом в основу тектонического районирования положен анализ геологических формаций. Наиболее характерные формации нанесены на карту. Таким образом, формационный анализ был главным методом составления новой тектонической карты, а изображение формаций — основным ее содержанием, определяющим трактовку тектонических элементов, наблюдаемых в поле и следуемых из геофизических данных. Этим, с одной стороны, определяется главная особенность карты, содержащей обильный фактический материал геологических разрезов, не зависящий от субъективных тектонических построений, а с другой, — ее принципиальная новизна. На всех существующих тектонических картах крупных регионов, кроме тектонической карты Европы, формации не выделены ни на самих картах, ни в объяснительных записках. На тектонической карте Европы показаны формации —

лещитовая и джеспилитовая, угленосная, спилито-кератофировая, геосинклинальных известняков, флиш и моласса. Т.Н. Спизарский, под руководством которого во ВСЕГЕИ составлялись тектонические карты СССР масштаба 1:2 500 000 (1966 г.) и 1:7 500 000 (1967 г.) и Тектоническая карта Русской платформы и прилегающих регионов масштаба 1:500 000 (1974 г.), в своей книге "Обзорные тектонические карты СССР" (составление карт и основные вопросы тектоники) пишет, что геологические формации в настоящее время (за исключением некоторых) не изучены. "При таком состоянии учения о формациях применять формационный анализ для тектонического районирования невозможно даже в качестве вспомогательного метода" (Спиранский, 1973, стр. 39). Тем не менее успехи формационного анализа, особенно магматических пород, достигнутые в последние 6-8 лет в связи с успешным сопоставлением древних геосинклинальных формаций с магматическими образованиями островных дуг и дна океана, позволили нам положить его в основу тектонического районирования.

Для развития принципов тектонического анализа и структурного районирования эвгеосинклинальных областей на формационной основе решающее значение поэтому приобрели данные, которые характеризуют геологическое строение современных океанов, островных дуг и краевых морей. Прежде всего они показали большую роль в строении геосинклинальных областей прошлого - океанической земной коры (Пейве, 1969; Клиппер, 1975; Марков, 1975; Moores, 1969; Bailey et al., 1970).

Как установлено многочисленными геофизическими исследованиями, драгированием и бурением различных структур дна океанов и изучением геологических разрезов океанических островов, обобщенный разрез земной коры современных океанов включает снизу вверх: 1) тяжелые массы ультрабазитов, отвечающих, по-видимому, верхним частям мантии, 2) габбро-амфиболитовый слой с включением серпентинизированных гипербазитов, 3) слой океанических толеитовых базальтов, 4) слой слабоуплотненных осадков (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971а; Буллард и др., 1973; Удинцев и др., 1973; Dewey, Bird, 1971). Как теперь выяснилось, сходного состава разрезы устанавливаются и в древних эвгеосинклиналях, занимающих сейчас как окраинно-континентальное (Аппалачи, каледониды Англии и др.), так и внутриконтинентальное (Урал, Центральный Казахстан, Саяны, Алтай и многие другие) положение. В случае залегания на континентальной коре океанические комплексы этих разрезов имеют аллохтонный характер со следами интенсивного тектонического перемещения (Пейве и др., 1971б; Перфильев, Руженцев, 1973; Dewey, Bird, 1971).

В конкретных разрезах эвгеосинклиналей (Урал, Саяны, Аппалачи и др.) комплексы океанической коры в вертикальной латеральной последовательности сменяются плагтиогранитами и контрастными кварцево-альбитофиро-диабазовыми (бывшими натро-липарит-базальтовыми) ассоциациями, андезитовыми порфиритами, сопровож-

даемыми различными терригенными и вулкано-терригенными образованиями, континентальными молассаами и, наконец, плутоническими гранитами, лежащими часто уже за пределами латеральной зональности (Зоненшайн, 1972; Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1974; Херасков, 1975). По-видимому, переход эвгеосинклинальной области в платформенную заключается прежде всего в смене геологических формаций океанической коры формациями континентальной коры и переработке, гранитизации формаций океанической коры и формаций, возникающих в переходной зоне.

В соответствии с отмеченным тектоническая и вещественная трансформация океанической коры с параллельным накоплением формаций переходного, а на конечных стадиях континентального типов и будет, по-видимому, составлять значительную часть геосинклинального процесса. Выделение этих формаций и их комплексов и определение их структурных соотношений на стадиях накопления и последующего преобразования должно быть положено в качестве теоретической основы тектонического анализа.

Присутствие реликтов океанической коры во внутриконтинентальных эвгеосинклиналях, где они слагают узкие протяженные зоны, трудно объяснить, не приняв положения, что сами эвгеосинклинальные области имеют природу первично-океанических структур и возникли как результат последовательного проявления процессов растяжения континентальных плит и их сжатия. Мобилистские представления позволяют достаточно логично объяснить особенности развития геосинклинальных систем при взаимодействии континентального и океанического сегментов земной коры, включая элементы разрыва первого накопления комплексов океанической коры, их приращения к материку и трансформация в кору континентальную.

Мобилизм дает более полную возможность использовать для тектонического анализа актуалистический подход к оценке тектонических условий геологического прошлого. С этих позиций в последнее десятилетие показано, что многие формации представляют надежный показатель палеотектонических условий и тектонического режима земной коры. Именно это свойство формаций используется при выделении в геологических разрезах складчатых областей древних рифтогенных комплексов и формаций шельфа, континентального склона, океанического срединного хребта и абиссальной равнины, островных дуг, окраинных морей, континентальных орогенов и отчасти других структур. Подход на такой основе к тектоническому анализу позволяет выяснить не только структуру современной геосинклинальной системы, но и получить представление о соотношении различных формационных комплексов в период их образования, т.е. в геологическом прошлом, что ставит сам тектонический анализ на качественно новую ступень. При этом предметом анализа становятся не только структуры верхних частей геосинклинального разреза, но и более глубинные его элементы.

Трактовка тектонических условий накопления выделенных формаций часто не может быть сделана прямо из их положения в сов-

ременной структуре и пространственного соотношения с другими формациями. Последние сильно нарушаются в стадии сжатия и замыкания океанической структуры, в ходе чего образуются и современные структуры и структурные соотношения геосинклинальных комплексов, а также иногда происходят вещественные преобразования этих комплексов, заканчивающиеся формированием континентальной коры и ассоциаций "гранитного" слоя.

Таким образом, главный принцип, который положен в основу составления тектонической карты, состоит в стремлении отразить эволюцию состава и строения земной коры путем постадийного выделения формационных и структурных элементов, что в конечном счете дает возможность выяснить процесс становлений земной коры. Общие принципы, положенные в основу такого анализа, рассмотрены в применении к большим блокам Евразии (Пейве и др., 1972) и развиты применительно к конкретным регионам (Иванов и др., 1974; Херасков, 1975). В эволюции геосинклинальных систем полного цикла развития устанавливаются следующие стадии: рифтовая, океаническая, переходная, континентальная.

Рифтовая стадия соответствует периоду растяжения земной коры, начало которого чаще всего отмечается интрузиями щелочных ультрабазитов, щелочных базитов и гранитоидов. Позже начинается образование системы грабеновых и горстовых структур. Растяжение и раскалывание континентального сегмента сменяется образованием структур континентальных окраин линейного или мозаичного характера (Пучков, 1974). Формирование рифтогена, как можно судить на примере системы кайнозойских Восточно-Африканских рифтов (Белюсов и др., 1974) и структур Красного моря и Аденского залива, сопровождается не только характерными явлениями (изменением фазового состава мантии, увеличением теплового потока и т.д.), но и образованием своеобразного набора осадочных и магматических комплексов. Накапливаются грабеновые формации (континентальные грубообломочные молассоиды), сменяющиеся выше морскими терригенными отложениями, а также магматические породы в виде траптовой формации с широко развитыми дайковыми сериями трахибазальтовой и щелочно-базальтовой формации, карбонатитовая формация. Возможно, сюда же относятся кимберлиты, тяготеющие к зонам рифтогенеза.

Сходного состава геологические ассоциации устанавливаются как протяженные зоны или реликтовые участки в окраинных частях подвижных поясов эвгеосинклинального типа. На Урале грабеновые формации в виде аркозово-граувакковых и молассоидных отложений, сопровождающихся лавовыми и дайковыми сериями траптоидов, а также субщелочных и ультрабазит-щелочных комплексов, выделяются вдоль западной границы сочленения палеозойской эвгеосинклинали и зоны развития миегеосинклинальных отложений (Иванов и др., 1974; Голдин, Пучков, 1974а).

Поясовое развитие молассоидных комплексов и перекрывающих их сланцево-кремнистых и известняково-сланцевых образований

континентального склона и шельфа выявляются вдоль ограничения кембро (?)—силурийского складчатого пояса казахстанид и Алтае-Саянской складчатой области (Зоненшайн, 1972), палеозойских складчатых поясов Аппалач (Пейве, 1973), Североамериканских Кордильер (Пучков, 1974).

Формирование осадочных накоплений рифтогенной стадии связано прежде всего с образованием грабеновых структур и сносом в них продуктов размыва, в связи с чем в составе грабеновых формаций накапливается местный, преимущественно аркозовый материал. В то же время магматические комплексы имеют достаточно неоднородный состав и включают продукты от щелочных ультрабазитов до гипабиссальных гранитоидов и липаритов. Это может быть объяснено неравномерной подачей в верхние зоны земной коры малых щелочных выделок из астеносферы и разной степени вовлечения ими корового сиалического материала в формировании магм. Несмотря на это, магматические продукты рифтовой стадии достаточно характерны.

К океанической стадии относятся образования вулканогенно-осадочных серий первого и второго геофизических слоев и толщ меланократового основания, отвечающего третьему геофизическому слою дна современных океанов. В последних они устанавливаются драгированием, глубоководным бурением, разнообразными методами геофизики, непосредственными наблюдениями на океанских островах и в последнее время из батискафов, в эвгеосинклинальных зонах прошлого — непосредственным наблюдением в разрезах (Пейве и др., 1972, Иванов и др., 1972).

Меланократовое основание океанического дна сложено рядом последовательно сменяющихся комплексов, нижний из которых вне рифтовых долин срединно-океанических хребтов представлен дунитами и гарцбургитами и в современных океанах соответствует верхней мантии. Наряду с дунитами и гарцбургитами встречаются также перцолиты, которые, видимо, слагают более глубокие части этого геофизического слоя. Такое же строение океанической коры, судя по разрезу фанерозойских геосинклиналей, имели и древние океаны. Выше поверхности Мохоровичича, образуя третий геофизический слой, располагаются метаморфогенные габброиды, нередко со скиалитами гипербазитов, габбро-амфиболиты, амфиболиты и зеленые сланцы, сменяющиеся выше вулканогенными и вулканогенно-осадочными сериями второго слоя. В зонах понижения третьего слоя под нагрузкой вулканических и осадочных образований и водных масс, в его нижних горизонтах возможна эклогитизация габброидов. В разрезах современных океанов третий слой именуется геофизиками "базальтовым".

Как можно судить по фрагментарным данным бурения в разных частях современных океанов, меланократовое основание имеет более сложное и неоднородное строение, чем указано здесь. Это выражается в разном количественном соотношении ультрабазитов и габброидов и ряде других признаков, что в древних эвгеосинкли-

нальных разрезах отражается, вероятно, в разной мощности дунитовых и дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций "полосчатого" комплекса, комплекса метаморфогенных габброидов, в разной степени амфиболитизации и деформации вулканогенных отложений¹. Такая неоднородность может быть связана как с тектоническими причинами, обуславливающими разный уровень вскрытия базальт-мантийного слоя в океанических структурах и, возможно, многократностью явлений раздвижения, так и особенностями процессов внутри меланократового основания. Вероятно, прежде всего с этими мало изученными особенностями связана и причина некоторых петрохимических отличий, которые существуют, по мнению Л.В. Дмитриева и других исследователей, между современными океаническими ультрабазитами и ультрабазитами офиолитовых комплексов складчатых поясов фанерозоя (Дмитриев, 1973; Шейнманн, Лутц, 1974). Идентичность по геологическому положению и составу офиолитов современных океанов и офиолитов подвижных поясов не вызывает сомнений.

В современных океанах выше меланократового основания залегают довольно однообразные, главным образом подушечные диабазы, колеблющиеся по составу от распространенных мадокалиевых толеитов до более редких щелочных оливиновых базальтов. Среди драгированных образцов часто встречаются и образцы измененных пород, но, видимо, они относятся к более глубоким зонам, за исключением образцов, подвергшихся океаническому выветриванию. На океанических плато базальты перекрываются кремнисто-глинистыми осадками. В тех случаях, когда базальтовые толщи срединных хребтов выходят над поверхностью океана и становятся доступными для изучения, как это имеет место в Исландии, на о.Мацкуори, на Канарских и других островах, в их основании устанавливается мощное развитие параллельных базальтовых даек.

Сравнение разреза современной океанической коры и нижних частей типичного эвгеосинклинального разреза показывает их полное сходство, хотя нормальные соотношения различных типов пород эвгеосинклинального основания сильно нарушаются тектоническими деформациями. Однако в тектонических пластинах, сохранивших первичные соотношения этих разрезов или их фрагментов, можно видеть, что на гипербазит-габбровых комплексах, отвечающих меланократовому основанию, залегают спилит-диабазовые серии (недифференцированные спилит-диабазовые формации), представленные почти исключительно лавами, геохимически не отличающимися от океанических базальтов. В ряде случаев среди них выявляются зоны развития комплексов вертикальных диабазовых даек, рассматриваемые как реликты зон рифтового растяжения. Они уста-

¹ В подвижных поясах материков, включающих эвгеосинклиналы прошлого, "базальтовый" геофизический слой имеет более сложную структуру в связи с развитием гранулитовой фации метаморфизма и массовой эклогитизации.

новлены на Урале (Иванов и др., 1973б), в Южном Гиссаре (Портнягин, 1974), на Кипре и в Эллинидах (Moores, 1969), в Омане (Glennie et al., 1974) и в других местах. Трещинный тип изгибов этого раннего этапа, крупные зоны параллельных даек диабазов, отсутствие признаков конседиментационных складчатых структур указывают на образование рассматриваемых отложений в условиях тектонического растяжения и, возможно, расширения океанической структуры.

В верхних частях толеитовых толщ эвгеосинклиналей нередко в ассоциации со спилитами и диабазами появляются кварцевые и кварцсодержащие альбитофиры (натриевые липариты и дациты), образующие вместе контрастные серии натриевого ряда (натролипарит-спилит-диабазовые формации). Кварц-плагиоклазовый состав эвтектонидных сростков, отсутствие реликтов калишпатовых выделений и ряд других косвенных признаков свидетельствуют о том, что кислые члены этих ассоциаций представляют продукт дифференциации базальтоидной магмы (Нечеухин и др., 1972). Контрастные серии отчетливо концентрируются в крупных вулкано-аккумулятивных постройках, локализующихся в вытянутые вулканические пояса. Вулканиды здесь в верхней части перемежаются с яшмами, туфами, туффитами и могут ассоциировать с рифогенными известняками.

Аналогами кислых вулканидов натриевых серий эвгеосинклиналей являются, по-видимому, натриевые риолиты некоторых океанических островов (Луцицкий, 1973), а также продукты подводных вулканов, дающих риолитовые туфы в полосе шириной до 500-800 км вдоль цепей островных дуг (Репечка, 1973).

Центральный тип вулканизма, условия дифференциации ликвидационного типа базальтоидных магм, локализация вулкано-аккумулятивных структур в виде поясов, появление рифогенных известняков свидетельствуют о достаточно спокойной тектонической обстановке этапа накопления контрастных серий. Сменяя условия растяжения этапа накопления спилит-диабазовых серий, эта обстановка характеризуется появлением признаков поперечного сжатия в виде ориентировки даек кремнекислых пород, ориентированных перпендикулярно по отношению к более ранним диабазовым дайкам.

Сходство отложений нижних частей разреза эвгеосинклиналей с отложениями океанических бассейнов, а также сходство в строении их фундаментов позволяет выделить раннюю стадию развития эвгеосинклиналей как океаническую. По тектоническим условиям, отраженным в составе формаций, она может быть подразделена на ранний и поздний этапы.

Переходная стадия. По периферии активных континентальных окраин современных океанов выделяются зоны с земной корой переходного типа, которая устанавливается прежде всего под островными дугами и краевыми морями. Эта зона характеризуется пониженной мощностью литосферы, некоторым разуплотнением "базальтового" слоя земной коры, появлением маломощного "гранитного" слоя и имеет, по-видимому, неоднородную природу,

формируясь за счет скупивания океанической коры (Курильские острова), появления процессов гранитизации и соответствующих интрузий в фундаменте островных дуг (Камчатка, Японские острова и др.) и накопления терригенных осадков на континентальном склоне. Некоторые геологи вслед за Д. Каригом (1974) полагают, что в тылу островных дуг, в окраинных морях происходит малый рифтовый процесс с поднятием ультрабазитов и базитов. Островные дуги характеризуются наряду с базальтовыми излияниями преимущественным развитием андезитового и андезито-дацитового вулканизма в существенно эксплозивных фазах. В сторону краевых морей его продукты фациально замещаются турбидитами грауваккового состава, что отражает латеральную зональность приконтинентальных структур.

В геосинклинальных областях наблюдается вертикальная и латеральная зональность сходного характера, когда спилит-диабазовые толщи латерально сменяются мощными накоплениями андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, а в ряде случаев трахиандезитов и трахибазальтов, по составу совершенно аналогичных соответствующим вулканитам островных дуг. Вулканогенные породы сочетаются с туфогенно-граувакковыми турбидитами, мощными граувакками, флишевыми сериями, толщами рифогенных известняков. Характерно появление горизонтов глыбовых брекчий, олистостром. Сходство рассматриваемых геосинклинальных толщ с отложениями островных дуг и краевых морей достаточно отчетливо. Поскольку же у последних по геофизическим данным отмечается переходный тип строения земной коры, то стадия развития эвгеосинклиналей, соответствующая по набору геологических комплексов современным островным дугам и краевым морям, выделяется как переходная.

Отложения переходной стадии формируются в динамических условиях, принципиально отличных от условий океанической стадии. Локальные угловые несогласия, конседиментационные складки, олистостромы и прямые данные, указывающие на шарьяжеобразование, позволяют считать, что это были условия интенсивных тектонических сжатий и связанных с ними горизонтальных движений, интенсивность которых во времени нарастает. Андезитовые и андезито-дациевые комплексы сопровождаются преимущественно туфогенно-граувакковыми турбидитами (Хворова, Ильинская, 1961), образуя с комплексами океанической стадии закономерные латеральные сочетания. Этот ранний этап переходной стадии отмечается, по-видимому, началом тектонического сжатия и шарьирования. С уровня появления грауваккового флиша и трахитовых комплексов отложения переходной стадии выходят на соседние зоны, в том числе и на континентальную кору. Этот более поздний этап характеризуется увеличением интенсивности горизонтальных движений, вертикальным выжиманием крупных пластин и их надвиганием на смежную часть миеосинклинальной зоны.

Континентальная стадия. Отличительные черты континентальной стадии и формирующихся при этом комплексов связаны прежде всего с интенсивными явлениями тектонического

сжатия складчатой системы, что приводит к складчато-блоковым деформациям и горообразованию. Это сопровождается соответственно накоплением в межгорных и краевых прогибах моласс и ассоциирующихся с ними отложений (песчано-сланцевых, песчано-углистых и т.д.). Другие особенности континентальной стадии выражаются в затухании вулканических извержений, характерных для предыдущих стадий, в интенсивном проявлении процессов прогрессивного метаморфизма и гранитизации, сопровождающихся образованием гранито-гнейсовых комплексов и крупных гранитных интрузий батолитового типа, а на более поздних этапах — в формировании посторогенных вулкано-плутонических комплексов. На самых конечных этапах континентальной стадии накапливаются молассоидные, красноцветные и эвапоритовые формации, знаменующие переход складчатой области в платформенную стадию.

Континентальная стадия, как можно судить по составу характеризующих ее формаций, в тектоническом отношении знаменует, по видимому, в некоторых случаях полное замыкание океанической структуры и дальнейшее наращивание мощности континентальной коры главным образом за счет продолжающегося формирования "гранитного" слоя. Поскольку тектонический режим этой стадии определяется явлениями сжатия и складчато-глыбовыми деформациями, пространственное размещение прежде всего осадочных, а также частично и вулканических комплексов не подчиняется системе закономерностей предыдущих стадий. В то же время положение вулкано-плутонических ассоциаций частично определяется границами сочленения блоков континентальной и океанической коры (Моссаковский, 1975 г.).

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ УРАЛА

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

Уральское складчатое сооружение граничит на западе с Русской плитой. На востоке палеозойские складчатые комплексы Урала перекрыты мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом и по геофизическим данным и бурению прослеживаются на восток в глубь Западно-Сибирской низменности на 100-200 км. В южном направлении Уральские структуры также погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Туранской плиты.

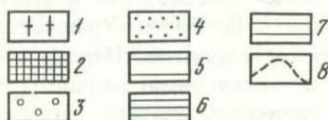
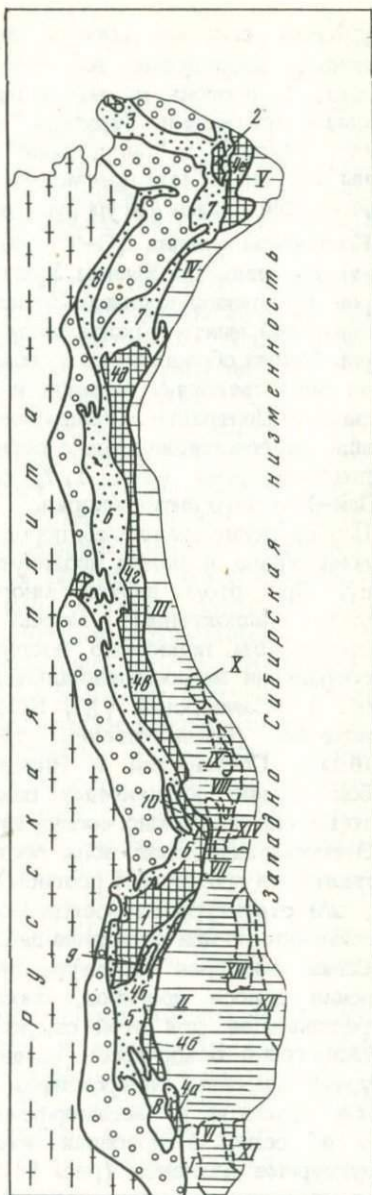
В поперечном сечении Урала выделяется ряд структурных зон, прослеживающихся на всем или почти на всем его протяжении (рис. 1). Уральское складчатое сооружение отделено от Русской плиты Предуральским краевым прогибом, который выполнен многокилометровыми терригенными сериями верхнего палеозоя и триаса. Восточнее выделяются две крупные главные структурно-формационные зоны - миогеосинклинальная западного склона и осевой полосы и эвгеосинклинальная восточного склона. Такое, ставшее традиционным разделение, как следует из самого названия, имеет скорее формационное, чем структурно-морфологическое содержание и, вдобавок, не вполне соответствует современному уровню знаний о формациях Урала.

Отложения, развитые в миогеосинклинальной зоне, образуют крупнейшую структуру Урала - Западно-Уральский мегантиклинорий и традиционно разделяются на два основных структурных этажа, известные под названием доуралиды ($P_{Cm} - C_{m1}$) и уралиды ($O_3 - C_1$). Комплексы доуралид выходят в ядрах крупных положительных структур. На Южном Урале к ним относится Башкирский антиклинорий (рис. 1, 1), на Полярном - Очельрдское поднятие (рис. 1, 2) и Пай-Хойский антиклинорий (рис. 1, 3). Наиболее широкая и протяженная полоса выходов доуралид прослеживается между эв- и миогеосинклинальной зоной. Она известна под названием Центрально-Уральского поднятия, или зоны Уралтау в широком смысле слова (рис. 1, 4), хотя отдельные ее части имеют собственные названия.

Сразу следует оговориться, что термины "поднятия" и "антиклинорий" этой полосы применяются условно. Как выяснилось в последние годы (Перфильев, 1968; Камалетдинов, 1974; Пучков, 1975б),

Рис. 1. Основные структурные элементы Урала

1 - Русская плита, Миогеосинклиналиальная зона (2-4): 2 - докембрийские отложения, 3 - формации Предуральяского краевого прогиба, 4 - миогеосинклиналиальные отложения (Pz_{1-2}). Эвгеосинклиналиальная зона (5-7): 5 - Тагильско-Магнитогорский прогиб, 6 - Восточно-Уральское поднятие, 7 - Восточно-Уральский прогиб, 8 - контуры структурных элементов. Арабские цифры на карте (1-10): Миогеосинклиналиальная зона (1-10): 1 - Башкирский антиклинорий, 2 - Оченырдыкское поднятие, 3 - Пай-Хойский антиклинорий, 4 - Центрально-Уральское поднятие (зона Уралтау): 4а - Эбетинская антиклиналь, антиклинории; 4б - Уралтауский, 4в - Кваркушский, 4г - Вогульский, 4д - Лягинский, 4е - Харбейский, 5 - Зилаирский синклинорий, 6 - Западно-Уральская зона линейных складок и чешуйчатых надвигов, 7 - Лемвинская чешуйчато-надвиговая зона, аллохтоны: 8 - Сакмарский, 9 - Кракинский, 10 - Нязепетровский. Римские цифры на карте. I-XIV, Эвгеосинклиналиальная зона: Синклинории (I-V): I - Западно-Мугодзарский, II - Магнитогорский, III - Тагильский, IV - Войкарский, V - Щучинский. Антиклинории и антиклинальные структуры (VI-X): VI - Восточно-Мугодзарский, VII - Сысертско-Ильменогорский, VIII - Шилово-Коневский, IX - Мурзинско-Адуйская, X - Салдинская антиклинальная структура; XI - Прииргизская синклинальная структура, XII - Денисовская зона, XIII - Еманжельинский синклинорий, XIV - Алапаевско-Каменский синклинорий



доуралиды слагают сложно построенные тектонические пластины (блоки), надвинутые на запад на миогеосинклинальные толщи уралид. С востока на них в свою очередь надвинуты эвгеосинклинальные отложения. Термины "поднятие" и "антиклинорий", как отчасти "прогиб" и "погружение" для более восточной, вулканогенной зоны сохранены для преемственности, так как эти зоны именно под такими названиями фигурируют в геологической литературе.

Комплексы уралид (О-Т) заполняют пространство между выходами доуралид. На Южном Урале палеозойские миогеосинклинальные серии выполняют крупный Зилаирский синклинорий (рис. 1, 5), расположенный между Уралтауским антиклинорием и Башкирским поднятием. Этими образованиями сложена так называемая Западно-Уральская зона линейных складок и чешуйчатых надвигов, обрамляющая с запада Центрально-Уральское поднятие (рис. 1, 6). На Полярном Урале миогеосинклинальные серии развиты в Леминской чешуйчатонадвиговой зоне (рис. 1, 7) по крыльям Оченырдынского поднятия и Пай-Хойского антиклинория.

Палеозойские комплексы пород эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала в целом надвинуты на запад на миогеосинклинальную зону. При этом внутри миогеосинклинальной зоны сохранились крупные аллохтонные массы эвгеосинклинальных образований, частично или полностью изолированных от сплошного поля распространения эвгеосинклинальных серий. С юга на север выделяются (рис. 1) Сакмарский (8), Крайинский (9), Нязепетровский (10), аллохтоны (Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1974; Плюсни, 1969а). Сакмарский и Нязепетровский аллохтоны представляют собой сложно построенные пакеты тектонических пластин, часть которых сложена и миогеосинклинальными образованиями.

Эвгеосинклинальная зона восточного склона традиционно подразделяется на продольные прогибы и поднятия. Как и в миогеосинклинали, эти структуры не всегда морфологически имеют соответственно синклинальную или антиклинальную форму.

Самая западная структура эвгеосинклинали - Тагильо-Магнитогорская полоса прогибов, прослеживающихся вдоль всего Урала. Определяющее для этой структуры - повсеместное распределение вулканогенно-осадочных нижне-среднепалеозойских образований, крупные массивы гипербазитов и габброидов, почти полное отсутствие гранитов и метаморфических, гранитизированных пород. С юга на север. в пределах зоны выделяются следующие крупные структурные элементы (рис. 1): Западно-Мугоднарский синклинорий (I), Магнитогорский прогиб (II), Тагильский прогиб, или мегасинклинорий (III), Войкарский (IV) и Щучьинский (V) синклинорий.

Восточнее выделяется крупная зона, известная в литературе под названием Восточно-Уральское (Соболев, 1969), или Урало-Тобольское поднятие. Наряду с вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями нижнего - среднего палеозоя, содержащими многочисленные тела и массивы серпентинитов и габброидов, в этой зоне широко развиты гранитоиды ("Главная гранитная ось

Урала") и гнейсово-мигматитовые комплексы. Последние обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур разного типа (антиклинорий, куполовидные поднятия и т.д.). Наиболее крупные участки такого типа известны в геологической литературе под собственными названиями. С юга на север обычно выделяются (рис. 1): Восточно-Мугоджарский антиклинорий (VI), Сысертско-Ильменогорский антиклинорий (VII), Шилово-Коневская, или Коневская (VIII), Мурзинско-Адуйская (IX) и Салдинская (X) антиклинальные структуры.

Западная граница Восточно-Уральского поднятия достаточно условна и разными авторами проводится по-разному. При проведении этой границы мы руководствовались отмеченным выше признаком, очертив область распространения крупных гранитных массивов и полей развития гнейсово-магматитовых комплексов.

Восточнее выделяется Восточно-Уральский прогиб, в котором вновь большое значение приобретают относительно слабо метаморфизованные нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования. Однако наряду с ними крупные площади в этой зоне сложены метаморфизованными и гранитизированными породами и крупными массивами гранитов. Граница прогиба с Восточно-Уральским поднятием, таким образом, очень условна. Восточная часть прогиба перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями Западной Сибири. В таком объеме Восточно-Уральский прогиб принимался не всеми геологами. И.Д. Соболев (1969) выделяет Восточно-Уральский прогиб в более узком понимании, относя к нему только узкую полосу преимущественного развития вулканогенно-осадочных пород, обрамляющих с востока Восточно-Уральское поднятие. Соответственно восточнее он выделяет Зауральское поднятие и Зауральский прогиб (последний уже под мезозойско-кайнозойскими отложениями). В предлагаемых ограничениях Восточно-Уральский прогиб отвечает Аятскому прогибу (Херасков, Перфильев, 1963) и включает в себя Зауральское поднятие И.Д. Соболева. Учитывая условность границ, эти расхождения не имеют принципиального значения.

Крупные зоны развития нижне-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород имеют принятые в литературе собственные названия. С юга на север выделяются (рис. 1): Прииргизский синклинорий (XI), Денисовская зона (XII), Еманжелинский (XIII) и Алапаевско-Каменский (XIV) синклинории. Следует иметь в виду, что название "синклинорий" условно и не имеет морфологического смысла.

Приведенный выше краткий перечень основных структурных элементов Урала имеет вспомогательное значение. Он предназначен для удобства чтения последующего материала. Географическая привязка типов разрезов и характера деформаций в тексте сделана к упомянутым выше структурам.

Вопросы морфологии и генезиса структур будут рассмотрены в специальном разделе.

КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В докембрийских образованиях Урала можно выделить по крайней мере два структурных этажа, различающихся по формациям, метаморфизму и структурам: дорифейский и рифейско-вендский.

Структурные комплексы дорифейской континентальной коры Урала неоднородны по составу, структуре и изученности. Наиболее изученным и, вероятно, наиболее древним является тараташский комплекс Южного Урала, выходящий в одноименном блоковом поднятии среди более молодых рифейских образований. По ряду своих особенностей этот комплекс сопоставим с древнейшими архейскими гранулитовыми метаморфическими формациями древних платформ. Он представлен (Ленных, Петров, 1974) двупроксеновыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми метадиоритами и метагаббро-диоритами, гранитоидными гиперстенсодержащими породами с антипертитом и синеватым кварцем, соответствующими эндербитам и чарнокитам, гнейсами и кварцито-гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом; присутствуют рудные магнетит-гиперстен-кварцевые и гиперстен-кварцевые породы, а также дайки пикритов и диабазов разного возраста. Общая мощность — 3500-4000 м.

Комплекс претерпел прогрессивный метаморфизм в условиях гранулитовой фации, имевшей место свыше 2100 млн. лет назад (вероятно, 2700 млн. лет, по данным α -Pb метода); эти наиболее древние цифры абсолютного возраста заставляют предполагать в составе тараташского комплекса нижнепротерозойские и архейские породы. Впоследствии эти породы неоднократно подвергались диафто-резу в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций с образованием зон дробления и бластомилонитов, со значительной структурной перестройкой. Вместе с перекрывающими нижнерифейскими породами, тараташский комплекс прорван гранитами рапакиви Бердяшского плутона с абсолютным возрастом более 1400 млн. лет (до 1560 ± 30 млн. лет).

Особое место на Южном Урале занимает допозднерифейский максютовский комплекс хребта Уралтау. Возраст его не вполне ясен. Комплекс представлен разрезом, близким к эвгеосинклинальному (преобладают измененные основные эффузивы — сланцы, амфиболиты, эклогиты, а также графитистые и слюдястые кварциты и мраморы). Для структуры характерны поперечные (неуральские) простирания, что позволяет отделять максютовский комплекс от более молодого позднебайкальского, простирания которого на Южном Урале близки к уральским (субмеридиональным). Не исключен карельский возраст комплекса.

Судя по геофизическим (преимущественно магнитным и сейсмическим) данным, карельское кристаллическое основание прослеживается под более молодыми образованиями всего западного склона южной части Урала, ровно как и под Русской платформой (Ярош, 1970).

На севере предположительно дорифейские образования обнажаются в ядрах крупных брахиморфных поднятий (Харбейского и Марункеуского на Полярном и Хобеизского на Приполярном Урале). В Хобеизском поднятии они залегают заведомо стратиграфически ниже рифейских (возможно, нижнерифейских) отложений. Надежных радиологических данных для этих серий нет. Они представлены в основном амфиболитами, плагиогнейсами и двуслюдяными кристаллическими сланцами, а в Марункеуском комплексе также и эклогитами. Доказывается, что эти толщи были гранитизированы и прорваны калиевыми гранитами еще до образования рифейских толщ. В отличие от южных районов Урала, здесь нет данных, позволяющих говорить о равномерном развитии дорифейского кристаллического фундамента под более молодыми сериями. Можно предположить, что дорифейский фундамент сильно варьирует по мощности, а блоки дорифейских комплексов в современной структуре доуралид имеют разную тектоническую природу (выступы, аллохтоны, горстовые поднятия и др.).

Рифейско-вендские комплексы и структурно-формационные зоны Урала развиты значительно более широко, обнажаясь в осевых частях положительных структур крупнейшего Западно-Уральского мегантиклинория.

Рифей делится (Семихатов, 1971 г.) на нижний ($1700 \pm 100 - 1400 \pm 50$ млн. лет), средний (до 1100 ± 50 млн лет), верхний (до 680 ± 20 млн. лет) и терминальный, или венд (до 570 ± 20 млн. лет).

Рифей представлен двумя типами разрезов: осадочным на юге и осадочно-вулканогенным на севере. Образование первого происходило на континентальной коре дорифейского возраста, образование второго, — по-видимому, на коре переходного типа.

Рифейские комплексы на дорифейской континентальной коре. Типовой разрез рифея находится на Южном Урале (в Башкирском антиклинории), где он представлен осадочными отложениями миогеосинклинального характера. В основании этого разреза залегает бурзянская серия (Гарань, 1946), относимая к нижнему рифею (Келлер, 1968 г., Семихатов, 1971 г.).

В составе этой серии выделяются три свиты, образующие законченный цикл: от обломочных молассоидных кварц-полевошпатовых и аркозовых пород с подчиненными вулканитами внизу (айская свита, 800–2250 м) к кремнистым доломитам с магнезитом в средней части (саткинская свита, 1200–1400 м) до филлитовидных сланцев и алевролитов с пачками известняков и доломитов сверху (байкальская свита, 1200–1400 м). Доломиты содержат комплекс строматолитов и микрофитолитов, характерный для нижнего рифея.

Вулканиты айской свиты, по последним данным, принадлежат формации щелочных (калиевых) базальтоидов (Ленных и др., 1974), и, возможно, относятся к рифтовым формациям.



Средний рифей представлен юрматинской серией и вышележащей зильмердакской свитой. Юрматинская серия, несогласно залегающая на бурзянской, представлена в низах локально развитой машакской свитой, сложенной песчаниками, конгломератами и эффузивами (до 1500 м). Часть этой свиты, возможно, относится к более молодым (раннепалеозойским?) рифтогенным формациям. Две вышележащие свиты — зигальгинская (200–1500 м) и зигазино-комаровская (600–1600 м) — сложены кварцито-песчаниками, алевролитами и филлитами, а более молодая авзянская (900–1800 м) представлена преимущественно сланцами и доломитами. Последние содержат строматолиты и микрофитолиты среднего рифея. Зильмердакская свита (700–2000 м), несогласно перекрывающая авзянскую, начинает новый седиментационный цикл и представлена переслаиванием кварцевых песчаников, аркозов, алевролитов и аргиллитов.

Верхний рифей Башкирского антиклинория представлен тремя свитами. Разрез начинается катавской свитой (200–600 м), сложенной глинистыми известняками и доломитами, выше залегают инзерская (песчаники, алевролиты и аргиллиты, 200–700 м) и (еще выше) миньярская свита (преимущественно доломиты, 300–600 м); в доломитах содержится верхнерифейский комплекс строматолитов и микропроблематик.

Терминальный рифей (венд) Башкирского антиклинория представлен в низах карбонатно-терригенной укской свитой (250–300 м) с вендскими строматолитами и микрофитолитами; выше залегают полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты ашинской серии (до 1400 м). Глауконит из нижней части ашинской серии имеет возраст 597 и 573 млн. лет.

Близкие по литологии разрезы верхнего рифея и венда развиты севернее — на Кваркушском (Басегско-Синегорском) антиклинории Северного Урала и на Поллодовом крыже (Аблизин и др., 1969).

Особенность разрезов осадочного типа верхнепротерозойского структурного комплекса заключается в мелководности слагающих их толщ (широкое развитие доломитов и биогермных водорослевых построек), а также в том, что для большей части терригенных образований устанавливается снос обломочного материала с запада — с области, где на поверхность выходили дорифейские комплексы Русской платформы. По характеру своего фундамента (дорифейский, континентальный), по набору формаций (преимущественно чередование фалаховых и терригенно-доломитовых формаций) и стилю тектонических движений (спокойные циклические погружения и поднятия) область развития разрезов осадочного типа приближается к платформенной. Лишь в верхах разреза, отвечающих по возрасту венду, появляются отложения иного характера, близкие к молассовой формации (ашинская, чурочная, басегская, серебрянская и сыльвицкая серии) с характерным местным обломочным материалом, что, видимо свидетельствует о наступлении орогенного этапа.

Рифейские образования на западе практически неметаморфизованы, а в восточной части достигают обычно лишь зеленосланцевой фации,

причем возраст этого метаморфизма, возможно, палеозойский. В западной части области распространения этого типа разреза выше-лежащие палеозойские толщи залегают практически согласно с рифейскими толщами и, таким образом, последние существенно деформированы лишь в палеозойское время. В восточной части рифейские отложения испытали достаточно интенсивную байкальскую дислокацию, и палеозой образует с ними четкое несогласие.

Особое место на востоке рассматриваемой зоны занимают образования Уфалейского куполовидного антиклинория, расположенного напротив Уфимского выступа Русской платформы, на сочленении Башкирского и Уралтауского антиклинориев. В ядре Уфалейского купола развит гнейсово-мигматитовый комплекс, датируемый не моложе среднего (возможно, дорифейский) рифея (Кейльман, 1974). Метаморфизм ядра купола достигает амфиболитовой фации (отмечены реликты гранулитовой) и является стабильным, определяясь, видимо, интрузиями гранитов карбонового возраста. На крыльях залегают породы рифейского возраста (сопоставляемого с юрматинской серией) и, возможно, палеозоя (ордовика?), захваченные зональным метаморфизмом (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации), изограды которого располагаются концентрически, подчиняясь структуре купола. Таким образом, не исключено, что протерозойские образования последний раз подвергались интенсивному метаморфизму и деформации в палеозое. Граница между областью развития этих относительно сильно метаморфизованных пород рифейско-палеозойского (?) возраста и более западной областью почти неметаморфизованного рифея и палеозоя проходит по крупному Зюраткульскому разлому.

Рифейско-вендские комплексы на коре переходного типа. В северной части западного склона Урала (к северу от широты Полуодова кряжа) распространены осадочно-вулканогенные рифейско-вендские отложения. Наиболее полный разрез рифейских отложений известен в Ляпинском антиклинории. В основании разреза лежит пачка аркозовых кварцитов, конгломератов с обломочным материалом из подстигающих дорифейских толщ, с линзами известняков, содержащих проблематические водоросли (ошизская свита, мощность 200-300 м). Выше залегает толща метаморфизованных алевролитов и глинистых сланцев с прослоями диабазов толеитового состава. В верхах толщи иногда появляются линзы известняков (пуйвинская и шокуринская свиты, 1500 м). Выше, иногда с размывом, залегает толща кварцитов и аркозов, местами с конгломератами (хобеинская свита, 700 м), которая перекрывается филлитами с линзами доломитизированных известняков, содержащих верхнерифейско-вендские строматолиты и проблематику (нижняя подсвита маньинской свиты или мороинская, 500-700 м). Еще выше залегает мощная толща базальтов и отчасти андезитобазальтов, в различной степени метаморфизованных (часть маньинской или мороинской свит, до 1000 м).

Разрез завершается байкальскими образованиями, представленными молассой (лаптопайская свита, свыше 700 м) и на-

земными кислыми эффузивами натриевого и калий-натриевого ряда (часть маньинской или саблинской свиты). Ко времени формирования молассы приурочено становление гранитов, иногда сопровождаемых экзоконтактными зонами. Вместе с тяготеющими к ним комагматическими липаритами они образуют вулканоплутоническую формацию. Развивающаяся в это время складчатость, по-видимому, преимущественно связана с гранито-гнейсовым диапиризмом. Возраст орогенного комплекса не вполне ясен: вероятно, он отвечает венд-нижнекембрийскому интервалу. На это указывают наиболее древние цифры возраста синорогенных гранитоидов, полученные К-Аг методом (порядка 550 млн лет). Рассмотренный комплекс отложений метаморфизован в разной степени и в разное время. Метаморфизм, связанный с байкальским этапом развития, концентрируется вокруг гранито-гнейсовых куполов и гранитных массивов, постепенно убывая к периферии от амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации до зеленосланцевой.

Рифейско-вендские образования севера Урала имеют некоторые черты эвгеосинклинальных (появление основных вулканитов, габброидов), однако вулканиты развиты в подчиненном количестве среди осадочных пород, в частности аркозов и кварцитов, и, что важно, офиолитовая ассоциация полностью отсутствует. Эти обстоятельства, с одной стороны, резко отличают их от палеозойских эвгеосинклинальных (океанических) образований Урала (Голдин, Пучков, 1974), а с другой — сближают с докембрийскими и палеозойскими комплексами европейских варисцид.

Может создаться впечатление, что громадный рифейский интервал времени отвечает только одному тектоническому циклу развития. Однако в последнее время появляются данные о том, что примерно на уровне среднего рифея на севере Урала происходили тектонические подвижки, складчатость и даже внедрение гранитоидов (предхобейнская фаза тектогенеза).

В отличие от западного склона, на восточном склоне Урала в пределах палеозойской эвгеосинклинальной области предположительно докембрийские образования слагают сравнительно небольшие блоки, и только на самом юге эти блоки достигают значительных размеров.

В восточных районах Урала (Троицкий район, восточная часть Южных Мугодзар) среди пород, относимых к докембрию, имеются и сравнительно слабо метаморфизованные.

Докембрийский возраст, по надежным радиометрическим данным, устанавливается только в отдельных местах. Наиболее обоснован он для самой нижней, селянkinской свиты Ильменогорской зоны и для юга Урало-Тобольского антиклинория.

В первом случае цифры абсолютного возраста акцессорного циркона в гнейсах, полученные тремя свинцовыми методами (и слюды К-Аг методом) и отвечающие скорее всего метаморфизму пород, достигают 1850 ± 70 млн. лет. Нет полной уверенности, что эти цифры не относятся к возрасту толщ, из которых циркон в виде зерен не попал в парагнейсы. Последние исследования рубидий-стронциевым методом

показали, что ильменогорская свита, состоящая из гнейсов и сланцев амфиболитовой ступени, считавшаяся ранее докембрийской, имеет возраст 400 млн. лет и по исходному составу отвечает океанической коре. Во втором случае наиболее древние цифры, полученные К-Аг методом дтя слюд, имеют значение порядка 600-700 млн. лет. Кроме того, имеются находки рифейской микропроблематики не вполне ясных стратиграфических соотношений. Неоспоримых геологических данных, доказывающих наличие докембрийских пород, на восточном склоне Урала не найдено, хотя в некоторых районах, как, например, в Троицком, их присутствие представляется вполне вероятным (Гауэр, 1974).

Предположительно докембрийские серии представлены главным образом плагиопарагнейсами, амфиболитами, кварцитами и двуслюдяными сланцами, метаморфизованными преимущественно в условиях амфиболитовой фации. В Салдинской гнейсовой зоне, расположенной в северной половине Среднего Урала, отмечены реликты пород гранулитовой фации. Метаморфизм этих образований, несомненно, был многоактным и весьма интенсивно проявился последний раз в конце палеозоя.

Структурно-формационные зоны рифейской (байкальской) геосинклинали. Выделяя байкальский этаж в структуре Урала и Байкальский тектонический цикл в его истории, следует иметь в виду условность выделения: главная эпоха складчатости была, видимо, приурочена к концу венда - началу кембрия¹. Вендские орогенные формации везде на западном склоне Урала согласно лежат на подстилающих и с резким несогласием перекрываются верхнекембрийско-нижнеордовикскими отложениями, принадлежащими рифтогенным и фалаховой формациям. В этом отличие байкалид Урала от классических байкалид южного обрамления Сибирской платформы, где главная эпоха складчатости имела место в позднем рифее и четко фиксируется угловым несогласием. Поэтому байкалиды Урала следует считать поздними (в сравнении с тектонотипом) и иметь в виду хорошую сопоставимость этих позднебайкальских движений с кадомской складчатостью Армориканского массива Западной Европы (Келлер, 1973; Иванов, Пучков, 1975).

В эпоху, предшествовавшую формированию моласс, байкальская геосинклиналь характеризовалась определенной структурно-формационной зональностью, сильно отличающейся от зональности Уральской палеозойской геосинклинали. Как уже указывалось, в байкалидах выделяются две крупнейшие зоны: юго-западная с осадочным типом разреза и корой континентального типа и обрамляющая ее с северо-востока (а, возможно, также и с востока) зона развития вулканогенно-осадочных разрезов, где кора имела, по-видимому, переходное строение.

¹ С.Н. Иванов считает, что байкальского геосинклинального цикла в зоне Урала не было, а несогласия и метаморфизм обусловлены платформенным рифтогенезом.

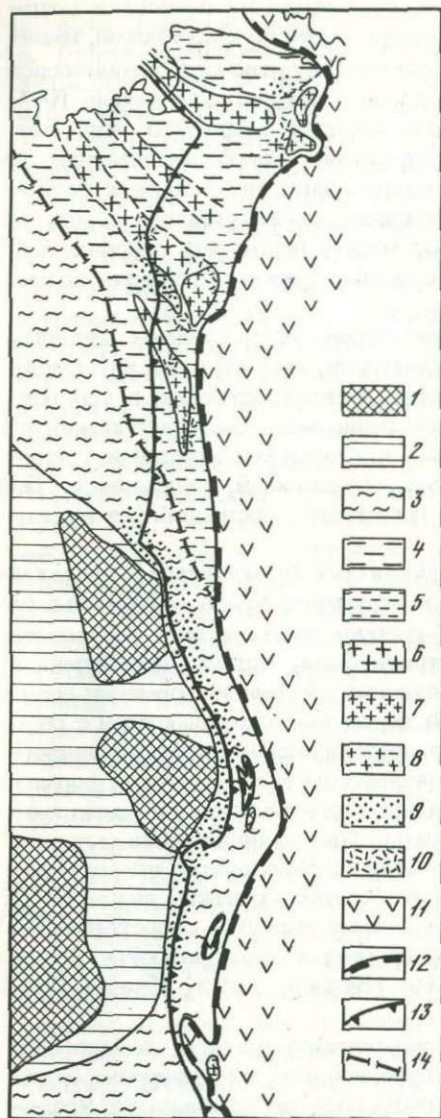


Рис. 2. Схема соотношения докембрийских и палеозойских структур Урала и западного Приуралья

1 - архейские ядра и выступы архейского основания, переработанные более поздними складчатостями; 2 - карелиды. Поздние байкалиды (3-10): 3 - континентальная зона, 4-10 - переходная зона: 4 - синклинии, предполагаемые по геофизическим данным, 5 - то же, по геологическим данным, 6 - области развития гранито-гнейсовых куполов, предполагаемые по геофизическим данным, 7 - то же, по геологическим данным, 8 - области переходной зоны с неясной структурой, 9 - вендско-нижнекембрийские (?) молассы, 10 - вендские липариты вулканоплутонического комплекса; 11 - палеозойская эвгеосинклиналь; 12 - граница палеозойской эвгеосинклинали; 13 - западная граница палеозойской линейной складчатости; 14 - граница континентальной и переходной зон байкалид

Структурный план байкалид Урала дискордантен по отношению к структурам уральских варисид: главная структурная граница между указанными зонами, имеющая северо-северо-западное простирание, проходит от Печоро-Кожвинского мегавала Русской платформы до Улс-Велсовской синклинали Урала и резко срезается палеозойской эвгеосинклинальной зоной (рис. 2). Варисские же структуры Урала имеют отчетливо меридиональные (северо-восточные на севере) простирания. Реконструкция байкальских структур по геологическим и геофизическим данным показывает, что на севере

эти структуры имеют отчетливое северо-западное простирание, в средней части они более или менее параллельны палеозойским структурам, а на юге отклоняются от палеозойских к юго-западу.

Континентальная зона байкалид включает западный склон Южного (Башкирский антиклинорий) и Среднего (Кваркушский антиклинорий) Урала. Зона характеризуется преимущественным развитием мелководных фалаховых и карбонатных фармаций, образующих последовательные трансгрессивные циклы и сменяющихся вверх по разрезу молассой (Беккер, 1965). Моласса формировалась в широкой, открывавшейся в сторону Русской платформы субмеридиональной впадине, которая может рассматриваться как гомолог краевого прогиба. Мощность молассы возрастает с юга на север, достигая максимума (4-6 км) на западном склоне Среднего Урала.

Фундамент байкалид континентальной зоны обнаруживает единство с фундаментом смежной части Русской платформы: судя по наблюдениям в Тараташском выступе и геофизическим данным, структуры фундамента имеют неуральское простирание и уверенно прослеживаются по геофизическим аномалиям вплоть до палеозойской эвгеосинклинальной зоны, а менее уверенно — и в пределах внешней части последней (Ярош, 1970). По новым данным, отраженным на Тектонической карте фундамента СССР (1974), в фундаменте Русской плиты вблизи Южного и Среднего Урала выделяются архейские складчатые области — становиды (аналоги беломорид) — с абсолютным возрастом свыше 2600 ± 100 млн. лет, переработанные карельской складчатостью, и собственно карелиды с верхней возрастной границей 2000 ± 100 млн. лет. Деформации, происшедшие в конце байкальского цикла, были, по-видимому, не очень интенсивными; кроме Полодова кряжа (Чочиа, 1955), достоверных угловых несогласий между палеозоем и рифеем нигде не отмечено, хотя перерыв был значительным, а размыв достаточно глубоким.

Переходная зона байкалид характеризуется широким развитием вулканических формаций наряду с осадочными. В пределах этой зоны рифейские отложения слагают синклинии и крылья куполовидных и валообразных антиклинориев. В ядрах этих антиклинориев (Маньхамбовского, Хобеизского, Харбейского и Марункеуского) залегают древние (возможно, дорифейские) метаморфические комплексы. Все или часть этих комплексов могут рассматриваться как выступы или фрагменты добайкальского сиалического основания. Продукты размыва этого основания (аркозы, кварцевые песчаники) дванды появляются в разрезе рифея как Приполярного, так и Полярного Урала. Офиолитовая ассоциация полностью отсутствует. Все это говорит о наличии более или менее непрерывного добайкальского гранито-гнейсового фундамента в этой зоне. Вместе с тем довольно широко развитие базальтоидов, местами ассоциирующих с метаморфизованными углисто-кремнисто-глинистыми отложениями, свидетельствует о нарушенности, магматической проницаемости и повышенной тектонической мобильности этого фундамента. Поэтому рассматриваемая зона и названа променуточной.

Появление гранит-липаритовой вулканоплутонической и молассовой формаций в верхах разреза докембрия промежуточной зоны указывает на завершение байкальского цикла и на консолидацию территории с формированием континентальной коры. Следует подчеркнуть, что лаггопайская моласса, в тектонотипе заполняющая межгорный прогиб северо-западного (неуральского) простирания, ложится на подстилающие толщи без углового несогласия, смята с ними в опрокинутые складки, и с резким угловым несогласием перекрывается фалаховой формацией ордовика (Пучков, Раабен, 1972).

Анализ геофизических аномалий позволяет проследить байкальские структуры переходной зоны из поднятий северной части Западноуральского мегантиклинория, где эти структуры выходят на поверхность, в пределы Печорской экзогональной впадины, фундаментом которой они здесь являются. Возможно, что фрагменты байкалид переходной зоны выходят и в более южных районах Урала¹ (можно предположить их распространение в Восточно-Мугоджарском поднятии), однако вполне уверенно говорить об этом нельзя вследствие слабой разработанности стратиграфии древних толщ этих районов. Тектоническое положение вендских молассоподобных образований в этих районах также спорно: по И.В. Чермениновой (1969), они заполняют платформенные грабеновые структуры, отделяясь от подстилающих резким несогласием, но тогда эту часть байкальской области нельзя отождествлять с байкалидами западного склона Урала.

Говоря о генезисе структур байкалид, во многом еще очень неясном, следует подчеркнуть, что заложение байкальской геосинклинали, судя по резкому азимутальному несогласию между байкалидами Южного, Среднего Урала и карелидами фундамента, могло происходить тем же путем, что и заложение более поздней, варисской геосинклинали, т.е. путем растяжения эпикарельской коры с образованием рифтовых формаций, примером которых могут служить молассоиды и щелочные базальтоиды айской свиты. Этот процесс мог неоднократно возобновляться, что приводило к повторным вспышкам магматизма и могло обусловить цикличность седиментации, однако он был слишком слаб, чтобы вызвать полный разрыв коры, и не привел к возникновению океанических бассейнов — эвгеосинклиналей.

Орогенный этап развития байкалид, возможно, не характеризовался сильным сжатием. Во всяком случае, возникшая в переходной зоне складчатость в значительной мере была связана с процессами гранито-гнейсового диапиризма, что и обусловило соответствующую специфику ее морфологии.

По-видимому, во время байкальской эпохи складчатости произошло формирование хорошо выраженного гранитного слоя спаявшего древ-

¹ Так, предполагается, что нижнерифейские отложения "эвгеосинклинального" типа выходят в восточной полосе западного склона Южного Урала (Романов, Морозова, 1970 г.).

ний континент Русской платформы с докембрийскими континентальными кристаллическими массивами западной части Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Впрочем, не исключено, что в этой байкальской системе оставались структуры с недоразвитым гранитным слоем и корой переходного типа, как, например, в центральной части Прикаспийской впадины.

Палеозойские комплексы и формации на докембрийской континентальной коре

Палеозойские комплексы, лежащие на докембрийской континентальной коре (в пределах континентального сектора варисцид), развиты на западном склоне Урала и в сопредельных частях Русской платформы. Выделяются два типа комплексов: 1) шельфовые (комплексы западной, внешней структурной зоны) и 2) комплексы континентального склона и подножия (отвечающие восточной, внутренней структурной зоне континентального сектора палеозойского Урала).

Комплексы и структурно-формационные зоны шельфа и континентального склона

Комплексы шельфа, лежащие во внешней (Бельско-Елецкой) зоне, на практически неразрушенном байкальском и добайкальском кристаллическом основании, характеризуются платформенным обликом. Здесь обычно присутствуют рифовые и биогермные, органично-детритовые оолитовые, конгломератовидные и других известняков с толстоотенной макрофауной, различных доломитизированных известняков и доломитов, кварцевых песчаников с признаками прибрежно-морского и континентального генезиса. Разрезы этой зоны ничем принципиально не отличаются от разрезов платформенного чехла смежной с ней Русской плиты, непосредственным продолжением которого они и являются. Возраст указанных отложений в основном ордовикско-каменноугольный (отчасти нижнепермский). Эти отложения были деформированы лишь в заключительные фазы варисской складчатости (поздняя пермь - триас).

Рассматривая вертикальный формационный ряд внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, следует отметить, что он обладает закономерной продольной и поперечной изменчивостью, при которой границы отдельных формаций испытывают сильное возрастное скольжение. В этой изменчивости намечаются определенные закономерности, связанные с тем, что доверхнепалеозойские структуры рассматриваемой зоны были непосредственным продолжением структур восточной окраины Русской платформы. В частности, немаловажно то обстоятельство, что на крайнем севере и юге Урал смыкается с экзогональными впадинами Русской платформы, описанными В.С. Журавлевым (1972 г.), - Печорской и Прикаспийской. В средней же части Уралу противоположит относительно приподнятая часть платформы с Башкирским сводом в качестве наиболее устойчивой

и четко выраженной положительной структуры, смещенной несколько к югу. В пределы западного склона Урала прослеживаются и более мелкие палеоструктуры типа системы Камско-Кинельских впадин или Печорского инверсионного грабена (Щербаков, 1969; Пучков, 19756), которые также влияли на распределение фаций и мощностей. На поздних стадиях (в карбоне - ранней перми) определенное значение имела и продольная неравномерность орогенических процессов, раньше начавшихся на юге западного склона Урала, а затем на севере, с чем были связаны относительно раннее заложение краевого прогиба и более ранняя смена платформенных формаций молассой на юге Урала по сравнению с севером.

И все же наиболее четкой закономерностью является увеличение роли карбонатных формаций на крайнем севере и крайнем юге Урала в результате исчезновения терригенно-олигомиктовых (фалаховых, по Келлеру, 1973) формаций в послеордовикское время, тогда как в остальных частях Урала эти формации появлялись в палеозое несколько раз. Легко видеть, что это - следствие относительной опущенности экзогенальных частей Русской платформы. Определенное увеличение роли карбонатных надформаций в пределах рассматриваемой зоны происходит и в восточном направлении, что связано с образованием пологого наклона восточного края в сторону океанической впадины.

Вертикальный ряд формаций внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, а на севере и смежных частей Русской платформы начинается с тельпосской¹ терригенно-олигомиктовой (фалаховой) формации, залегающей либо на грабеновых формациях, либо непосредственно на байкальском фундаменте. На севере Урала ее возраст ограничивается нижним ордовиком, в южных же частях эта формация охватывает более широкий возрастной диапазон за счет скольжения ее верхней возрастной границы (вплоть до верхов силура в западных районах Южного Урала). Мощность формации - до 1500 м.

Выше она повсюду сменяется терригенно-карбонатными формациями (терригенно-доломитовая и терригенно-известково-доломитовая). На севере Урала они имеют средне-верхнеордовикский возраст, на юге - верхнеордовикско-верхнесилурийский. Общая мощность - до 2000 м. Такое распределение формаций и скольжение их возрастных границ определяется тенденцией к большему погружению северного края Русской платформы по сравнению с южным в ордовике и отчасти в силуре.

В дальнейшем в западной структурной зоне обособляются участки подзоны с формационными разрезами двух подтипов. Первый развит на крайнем севере Урала (часть Полярного Урала и юго-западного Пай-Хоя), а с лудлова - также на юге, в верхнем течении р. Белой и в восточных разрезах Уфимского амфитеатра, и характеризуется

¹ Названия даны лишь наиболее характерным формациям.

практически непрерывным развитием карбонатной надформации. На остальной же территории Урала (подтип II) типичный схематизированный вертикальный разрез важнейших средне-верхнепалеозойских формаций выглядит следующим образом:

1. Карбонатная надформация (формация мелководных слоистых известняков, рифогенных известняков и известняково-доломитовая) на севере Урала по возрасту охватывает весь силур, на юге ее возрастной диапазон сужается до верхнесилурийского и происходит ее переход в терригенно-доломитовую формацию. Мощность надформации — до 1200 м.

2. Терригенно-известняково-доломитовая формация развита на Печорском Урале, где имеет нижнедевонский возраст. Мощность — до 200 м.

3. Терригенно-олигомиктовая (фалаховая) такатинская формация, представленная переслаиванием мелководных и континентальных кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Возраст ее на севере Урала нижнеэйфельский, в более южных районах — нижнедевонско-нижнеэйфельской. Мощность — 100–150 м.

4. Терригенно-известняковая формация охватывает эйфельско-нижнефранский интервал и характеризуется неравномерным переслаиванием известняков и аргиллитов с пачками кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность — до 200–300 м.

5. На среднефранско-турнейском уровне в рассматриваемой зоне обособляются формации двух типов:

а) принадлежащие карбонатной надформации (преимущественно доломито-известняковая и рифогенная формации). Мощность — 800–1200 м;

б) известняково-сланцевая доманиковая формация, представленная переслаиванием битуминозных известняков, глинистых и кремнистых сланцев. Это депрессионная, относительно глубоководная формация со специфическим комплексом фауны и сокращенными (по сравнению с первым формационным типом) мощностями. Залегает в постепенно (со временем) сужающихся протяженных прогибах, которые прослеживаются с территории Русской платформы в область западного склона Урала.

6. Терригенно-олигомиктовая (фалаховая) кизеловская формация нижне-средневизейского возраста по литологии близка к нижнеэйфельской, но на ряде участков характеризуется угленосностью. Мощность — до 200–300 м и более; раздувы мощности наблюдаются над участками развития девонско-турнейских депрессионных фаций.

7. Карбонатная надформация (преимущественно формации мелководных слоистых известняков и рифогенная) развита в интервале от серлуховского до сакмарского ярусов. Мощность — 500–1000 м. Верхняя граница надформации сильно скользит: в восточных разрезах Уфимского амфитеатра и западного склона Южного Урала уже в башкирском веке эта надформация сменяется флишевой формацией (Хворова, 1960 г.). В более северных и западных районах

замещение карбонатных формаций терригенными происходит позже — вплоть до артинского века (Атлас..., 1972).

Еще раз напомним, что тела большинства формаций и надформаций шельфового типа прослеживаются из западной зоны складчатого Урала в смежную часть Русской платформы, а границы их пересекают западную границу складчатого Урала, что подчеркивает платформенную природу этих формаций, которые только в пермско-триасовое время были переработаны линейной складчатостью, осложненной крупными надвигами и шарьяжами.

Комплексы континентального склона и подножия, отвечающие внутренней (Зилаиро-Лемвинской) зоне палеоконтинентального сектора Урала, сформировались на границе эпибайкальского континента и палеозойской океанической впадины. В отличие от формаций континентального шельфа, формации континентального склона и подножия не прослеживаются непрерывной полосой вдоль всего Урала, а образуют отдельные изолированные эрозионно-тектонические останцы, расположенные цепочкой непосредственно к западу от так называемого Главного Уральского разлома (Карская, Лемвинская, Малопечорская, Северо-Зилаирская структурно-формационные подзоны). Основываясь на работах по геологии этих зон (Ожиганов, 1955; Устрицкий, 1961; Енокян, 1971; Войновский-Кригер, 1967; Пучков, 1975а, б) можно прийти к выводу, что вертикальные формационные ряды в этих останцах удивительно похожи, что представляет еще один из аргументов в пользу первичной непрерывности батиальной зоны ("батиклинали") Урала (Пучков, 1974). Ниже в очень обобщенном виде приводится типичный вертикальный ряд формаций батиклинали севера Урала с указанием отличительных черт соответствующих формаций Южного Урала (снизу вверх):

1. Грубеинско-качампыльская известняково-алевро-сланцевая формация (ордовик). Обычно представлена мощной (свыше 1000 м) ритмичной толщей красно- и зеленоцветных филлитов и алевролитов с прослоями песчаников (в низах) и известняков (в верхах); на Южном Урале в аналогичной формации известняков почти нет.

2. Харотская известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая или черносланцевая¹ (ордовик — нижний девон). Представлена фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, комковатыми известняками (на севере Урала в верхах формации повсеместно прослеживается горизонт комковатых тентакулитовых известняков). Формация может включать прослой кварцевых песчаников при почти полном отсутствии известняков (например, на юге Урала). Мощности невелики (обычно первые сотни метров).

3. Кремнисто-терригенная олигомигтовая паганская формация (средний девон). Представлена песчаниками (преимущественно кварцевыми) и (или) алевроитистыми, глинистыми и кремнистыми слан-

¹ Отвечает харотской сланцевой формации Н.П. Хераскова, но возрастной объем ее уточнен.

цами. Изредка присутствуют прослой известняков, иногда линзы конгломератов с мелководной фауной в обломках. Мощность весьма изменчива (может достигать многих сотен метров).

4. Известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая или пестро-сланцевая, колокольненская (верхний девон, нижний и средний карбон; на Южном Урале только франский ярус). Представлена разноцветными глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, плитчатыми кремнями, фланитами на севере Урала с прослоями известняков; мощность - до 500 м.

5. Аспидная (граувакковая) и терригенно-флишевая формации. Мощные (2000-3000 м) терригенные толщи, представленные полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В низах иногда присутствуют прослой известняков, ритмичность здесь более грубая, чем в верхах. Возраст формаций на севере Урала - нижний карбон - нижняя пермь (яйоская аспидная и кечпельская граувакково-флишевая формации), на юге - верхи франа - нижний карбон (зилаирская граувакково-флишевая формация).

Отличительные черты формационного ряда внутренней зоны - континентальный (складчатый) фундамент (там, где отложения не сорваны с фундамента), широкое развитие кремнистых пород, комковатых известняков и турбидитов, господство пелагических комплексов фауны, отсутствие или слабое развитие эффузивов. В палеогеографическом плане эти относительно глубоководные формации располагались между устойчивой неритовой зоной шельфа, с одной стороны, и тектонически активными участками океана, с другой. В современном же плане положение формаций различно. Они практически не смещены на Пай-Хое. На Полярном Урале они сильно надвинуты на более западные шельфовые формации того же возраста. На Северном Урале они, по-видимому, слагают крупный останец шарьяжа, на Южном Урале отчасти залегают на месте, отчасти смещены.

Есть основания предполагать, что фрагменты самых крайних частей батиклинали, или зоны, непосредственно примыкающей к ней с востока (континентальное подножие и океанический чехол), сохранились на западном склоне Урала в аллохтонном залегании, в тектонических покровах Уфимского амфитеатра и Зилаирского синклинория. В Уфимском амфитеатре значительным развитием пользуется своеобразный комплекс палеозойских отложений, выделяемый в качестве бардымской свиты ордовикско-силурийского возраста (Смирнов, 1956; данные В.Г. Варганова и других за 1955-1964 гг., Г.Ф. Селдиверстова и других за 1968-1974 гг., К.П. Плюснина и других за 1972 г.). По новейшим представлениям целого ряда исследователей (Смирнов, Беллавин, 1974; Плюсин, 1969а; Камалетдинов, 1974), недавно подтвержденным бурением в Нижнесергинском районе, эти отложения образуют тектонический покров. Внутреннее строение покрова является, по-видимому, весьма сложным, а слагающая его бардымская свита, стратиграфия которой до сих пор недостаточно изучена, вряд ли

представляет собой единое геологическое образование. Во всяком случае, северо-западная часть аллохтона сложена несколько иной ассоциацией пород, чем восточная. Рассмотрим вкратце разрез бардымской свиты в северо-западной половине аллохтона. Средний - верхний ордовик представлен здесь двумя толщами: кварцевых песчаников с прослоями основных эффузивов и туффовых песчаников, туфоконгломератов, порфиринов, известняков, а также фиолетово-зеленых глинистых и алевритистых сланцев, похожих на грубинские сланцы Лемвинской зоны (нижнесергинская толща, по Смирнову). Мощность - свыше 600 м. Выше залегает толща фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев сипура (ургалинская толща), мощностью порядка 600 м. В одном из разрезов (р. Средняя) В.Г. Варганов среди фтанитов и глинистых сланцев отмечал прослой конгломератовидных (комковатых) известняков и неровнослоистых известняков, содержащих тентакулиты. На протяжении всего Бардымского хребта и вдоль его западного подножия эта кремнисто-сланцевая толща перекрыта плохо фаунистически охарактеризованной толщей кварцевых и субаркозовых песчаников с редкими прослоями фтанитов и кремнистых осадочных брекчий. Мощность толщи - порядка 500 м. Не исключен ее девонский (эйфельский?) возраст. Отмечавшееся рядом исследователей присутствие в бардымской свите наряду с фтанитами пестроцветных кремнистых сланцев и полимиктовых песчаников заставляет подозревать здесь и более высокие горизонты девона. В такой отчасти предположительной интерпретации разрез северо-западной части Нязепетровского аллохтона очень похож на разрез батиклинали. Основное отличие заключается в широком развитии ордовикских эффузивов. При этом, однако, надо учитывать, что эти эффузивы, среди которых описывались преимущественно диабазы, порфириды и спилиты, отличаются от базальтоидов типично океанических серий в трактовке, изложенной в работе С.Н. Иванова и его сотрудников (1973), заметно повышенной калиево-титанистостью, широким развитием пирокластики; возможно, что эти породы, вместе с осадочными толщами, с которыми они связаны, следует относить к эпиконтинентальным рифтогенным формациям. Впрочем, никаких прямых данных о характере первичного фундамента для описанного разреза не имеется.

Близкий, но значительно более фрагментарный разрез палеозоя, представленный песчаниками ордовика и фтанитами с прослоями граптолитовых сланцев сипура, описан в аллохтоне г. Маяк-тау (Смирнов и др., 1963).

В отличие от описанного типа разреза, для юго-западной части аллохтона характерно преобладающее развитие эффузивов (диабазов, порфиринов, спилитов, альбитофинов и туфов), как правило, достоверно не датированных. По данным геологов-съемщиков, магматизм Нязепетровского района представлен почти всеми магматическими формациями, характерными для эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала (Жилин и др., 1973); среди наиболее молодых

магматических образований этого района можно выделить трахитобазальтовую формацию девонского возраста (сопоставима с туринской формацией Тагильского синклиория?). Присутствие же многочисленных тел серпентинитов, образовавшихся по перидотитам, дунитам и пироксенитам в ассоциации с габбро, подушечными лавами и кремнями, дает основание предполагать здесь остатки сильно нарушенного океанического фундамента. По-видимому, фации юго-восточной части Нязепетровского шарьяжа следует считать аналогами фаций Тагильского синклиория.

Еще больше оснований имеется для утверждения о неоднородности внутреннего строения Сакмарского аллохтона. По С.В. Руженцеву (1972), в Сакмарском аллохтоне, расположенном в пределах Зилаирского синклиория, устанавливаются по крайней мере три разнофациальные пластины; при этом предполагается не менее чем пятикратное сокращение первичной ширины зоны. Фации, занимавшие предположительно наиболее западное (близкое к континенту) положение, имеют явные черты сходства с лемвинскими. Разрез от более северных отличается развитием туффитов и туфов альбитофирового состава в среднем - верхнем ордовике, резким преобладанием фтанитов над глинистыми сланцами в силуре, значительно большей, чем на севере, ролью обвальных брекчий в эйфеле, присутствием щелочных базальтоидов в живете и многим другим, но в целом характер и последовательность формаций в формационном ряду, как нам кажется, близки к батиальным. Разрезы, относимые к более восточным фациям, характеризуются широким развитием эффузивов по всему разрезу (для силура характерны спилиты, для девона - трахибазальты). Как и для Нязепетровского аллохтона прямых данных о характере первичного фундамента здесь не имеется; возможно, на западе еще сохранились какие-то остатки растянутой континентальной коры, однако участие офиолитов и серпентинитового меланжа в строении тектонических пластин указывает на океанический фундамент по крайней мере части зоны.

Не будет излишним отметить, что формационные ряды описанных выше внешней и внутренней зон палеоконтинентального сектора Урала тесно связаны: образование наиболее крупных терригенно-олигомиктовых (фалаховых) формаций во внешней зоне сопровождается образованием относительно мощных известняково-алевро-сланцевой или кремнисто-терригенно-олигомиктовой формаций во внутренней зоне (ордовик, средний девон). Наоборот, преобладанию карбонатной надформации во внешней зоне отвечает накопление маломощных карбонатно-кремнисто-сланцевых формаций - во внутренней (силур, верхний девон). Появление полимиктовых толщ аспидной и затем флишевой формаций во внутренней зоне непосредственно предшествует появлению флиша или моласс в западной зоне. Последние появляются лишь после того, как остаточный глубоководный прогиб внутренней зоны полностью оказывается заваленным терригенным материалом, поступающим с суши, расположенной в палеоокеаническом секторе Урала.

Доороженный структурный план: континентального сектора палеозойд. Устойчивый структурный план континентального сектора Уральской палеозойской геосинклинали сложился уже в первой половине ордовика. По мере раздвигания блоков континентальной коры горстограбеновая структура эпиконтинентального рифтогена сменилась структурой рифтогенной континентальной окраины, которая просуществовала, медленно эволюционируя, вплоть до карбона. В ее пределах, как уже указывалось, удается выделить внутреннюю и внешнюю структурно-формационные зоны.

Внешняя (Бельско-Елецкая) структурно-формационная зона континентального сектора, отвечающая неритовой зоне шельфа, характеризуется преимущественным развитием платформенных карбонатных, карбонатно-терригенных и фалаховых формаций. В опущенных краевых участках континента, удаленных от поднятий, в районах, сопредельных с экзогональными впадинами, а также расположенных на краю Уфимского выступа, фалаховые формации обнаруживают тенденцию к выклиниванию и замещению их карбонатными и карбонатно-терригенными.

До недавнего времени считалось, что линейно-складчатые структуры западного склона Урала развивались длительно, унаследованно с девона или даже раньше, являясь конседиментационными. Отсюда делался вывод, что западноуральские формации развивались в условиях, принципиально отличных от платформенных. Однако анализ новых материалов по всему западному склону Урала (Атлас..., 1972; Смирнов, 1967; Смирнов и др., 1974; Перфильев, 1968; Щербаков, 1969; Пучков, 1975б.), равно как и более детальное изучение истории формирования структур севера Урала, заставляет прийти к противоположному выводу. Как было показано (Пучков, 1975б, стр. 36-53, 160-164), внешняя зона западного склона в течение ордовикско-каменноугольного времени по всем структурным и формационным признакам отвечала платформе и лишь с конца палеозоя, в заключительные этапы варисцидского орогенеза (пермь - триас), была захвачена явно наложенной линейной складчатостью уральского простирания. Признание того, что западный склон Урала переживал длительный период пассивного развития и стало необходимым условием для сопоставления его со структурами пассивных (рифтогенных) окраин континентов (Пучков, 1974).

Анализ фаций и мощностей показывает, что в пределах внешней зоны развивались чрезвычайно пологие структуры, изометричные или с относительно слабо выраженной линейностью. Наиболее крупные из них были общими для этой зоны и современной Русской платформы. В числе таких общих структур устанавливаются своды (Башкирский), экзогональные впадины (Печорская и Прикаспийская), валы (Печорско-Кожвинский), система протяженных впадин Камско-Кинельского типа и др.

Внутренняя (Зилаиро-Лемвинская) структурно-формационная зона континентального

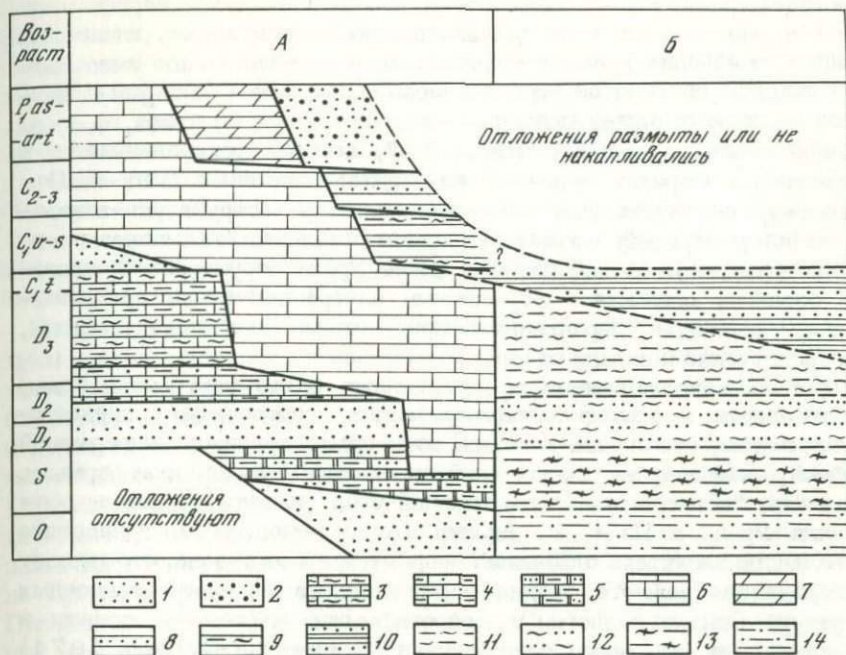


Рис. 3. Схема сопоставления формаций миеосинклиналиной зоны (Южный Урал)

А - формационный ряд внешней зоны (краевой прогиб и крылья Башкирского антиклинория), Б - формационный ряд внутренней зоны (Восточное крыло Зилаирского синклинория)

Формации: 1 - фалаховая, 2 - моласса, 3 - доманиковая, 4 - терригенно-известняковая, 5 - терригенно-карбонатные, 6 - карбонатные, 7 - кремнисто-флишеидная, 8 - флишевая с олигостромами, 9 - кремнисто-глинисто-сланцевая (пестроцветная), 10 - граувакковый флиш, 11 - кремнисто-глинисто-сланцевая (пестроцветная), 12 - кремнисто-кварцевая, 13 - кремнисто-глинисто-сланцевая (черносланцевая), 14 - алевроито-сланцевая

сектора отвечает бативальной области осадконакопления преимущественно в пределах континентального склона и континентального подножия и характеризуется развитием формаций геосинклиналиного облика, в составе которых практически отсутствуют или присутствуют в незначительном количестве вулканиты (туфы, дайки, силты базальтоидов). Наиболее широко распространены известняково-алевро-сланцевая, известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, кремнисто-кварцевая и другие формации. Граница внутренней и внешней зон в современной структуре, как правило, нарушена, и их формации тектонически сближены. Лишь на Пай-Хое переход между ними устанавливается достаточно четко (Устрицкий, 1961). В ряде других мест наблюдаются фрагменты переходных фаций.

Переход выражается в постепенном уменьшении роли карбонатных пород в разрезах за счет увеличения роли алевролитов, глинистых сланцев, появления кремнистых сланцев, изменения (чаще уменьшения) мощностей и смены фаунистического комплекса, который становится по преимуществу пелагическим. Можно предполагать, что эта граница отвечает древней "линии ила", которая устанавливается в современных морских водоемах на глубине примерно 200 м. По-видимому, она проходила близко параллельно структурно-морфологическому перегибу — границе древнего шельфа и континентального склона (рис. 3). В современном плане Урала структурно-эрозионные останцы, сложенные формациями внутренней зоны, прослеживаются цепочкой параллельно краю эвгеосинклинали зоны, непосредственно к западу от нее.

Хорошая сопоставимость формационных рядов внутренней зоны, наблюдаемых в изолированных останцах, подтверждает предположение о том, что в палеозое эта зона прослеживалась непрерывной полосой, окаймляя восточный край континента Русской платформы и, возможно, "обрисовывая" его внешний угол (выступ) в районе сочленения Урала и Пай-Хоя. Анализ фаций и мощностей вследствие батинального характера отложений неприменим к этой зоне, что лишает исследователя важного орудия в изучении ее конседиментационных структур. Однако аналогии с современными рифтовыми зонами и рифтогенными окраинами современных континентов (Пучков, 1974) позволяют предположить для этого времени развитие структур растяжения (сбросов, грабенов) при полном отсутствии складчатости общего смятия. Эти аналогии позволяют также предполагать, что сочленение палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала в раннем и среднем палеозое проходило через зону постепенного утоньшения земной коры и выклинивания "гранитного" слона, отвечающего континентальному склону и подножию.

Рифтогенные комплексы и структурный план рифтогенной стадии

Рифтогенные (грабеновые) комплексы палеозоя. Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя западного склона занимают рифтогенные формации, изученные еще далеко не достаточно. Возраст их, вероятно, ограничен верхами кембрия и ордовиком. Они представляют собой обломочные, иногда молассоидные континентальные и морские толщи, плохо сортированные, образовавшиеся за счет размыва местного материала. Мощность их изменчива — от нуля до сотен метров, что связано с грабеновым характером контролирующих их структур. Характерная особенность рифтогенных молассоидов и их наложенность по отношению к фундаменту и расположение в основании трансгрессивного мегаритма осадконакопления. В качестве примера можно привести грубообломочную погурейскую свиту Полярного Урала, полимиктовые базальные пачки тельпосской свиты на Полярном Урале, безгодовскую свиту Северного Урала, а также, возможно, часть аллохтонных отложений ордовика

Нижнесергинского и Сакмарского покровов — нижняя часть бардымской свиты, кидрясовская свита и др. Терригенные породы нередко сочетаются со своеобразными изверженными породами, которые могут выступать и самостоятельно. Во внешней западной части, лежащей на слабо разрушенном протерозойском фундаменте, последние представлены щелочными калиевыми базальтоидами, андезитоидами, щелочно-ультраосновными породами. Широко развиты диабазы. Местами подчиненную роль играют щелочные калиевые липариты. Восточнее, ближе к оси развивающейся рифтовой структуры, преобладают диабазы, близкие по составу к толеитам, но с несколько повышенным содержанием K_2O .

Не все рифтовые формации континентов по своим петролого-геохимическим признакам в настоящее время легко отличимы от формаций других классов — орогенных, островодужных и пр. (такова, например, базальт-трахитовая формация). Наиболее диагностичны и показательны для рифтовых зон формации щелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, щелочно-ультраосновная и карбонатитовая (Проблемы рифтогенеза, 1975). Карбонатиты на Урале не известны (возможно, что их недостаточно искали). Формация щелочных базальтоидов известна на Приполярном Урале (Голдин, Пучков, 1974б), на Среднем Урале (Остроумова, Румянцева, 1967) и, возможно, на Полодовом кряже (Гринсон, Смирнов, 1973). В типичном выражении она представлена фацциально изменчивыми толщами нефелиновых, меллититовых базальтов, базанитов, нефелинитов, трахибазальтовых и базальтовых порфиритов, либо покровами трахибазальтов, авгититов, лимбургитов, пикритоподобных порфиритов, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и др.

Формация пикритовых порфиритов (Старков, 1967) отмечается по всей территории западного склона Урала — от Башкирского антиклинория до Харбейского — и развита вне прямой пространственной зависимости от других формаций в виде серий даек, сопровождающих разломы. По химизму эти породы достаточно четко отличаются от гипербазитов меланократового основания палеозойской эвгеосинклинали Урала.

Щелочно-ультраосновная формация изучена очень слабо. К ней относятся небольшие дайки и штоки, сложенные преимущественно туфобрекчиями щелочно-ультраосновного состава. Они обнаружены В.И. Митиным в южной части хр. Енгане-Пе (Полярный Урал), Б.А. Голдиным (Голдин, Мизин, 1974), к востоку от горы Тельпос (Приполярный Урал), Б.К. Ушковым, Н.А. Зуевым и Е.М. Чернышевым (1974), Ю.В. Шурубором (1968) на Среднем Урале.

Из других формаций, относимых к рифтогенным, с большей долей предположительности следует упомянуть трапповую, базальт-трахитовую (Голдин, Пучков, 1974), липаритовую (Голдин, Каримов, 1973; Лучини, 1975), Сарановскую дифференцированную дунит-пироксенит-перидотит-габбровую (Иванов, 1974; Попов, 1972).

Структурный план рифтовой стадии палеозойского периода. Образование рифтовых магматических и осадочных формаций связано с процессом

заложения уральской эвгеосинклинали, т.е. с рифтогенезом широкого масштаба, в ходе которого возникли разломы растяжения, обусловившие формирование горсто-грабеновой структуры и контролировавшие вулканизм. Наиболее крупные из этих разломов заложены первоначально как каналы, давшие одновременно доступ магме из очагов, расположенных на разных уровнях, включая весьма глубинные очаги щелочно-ультраосновой магмы. Пространственная разобщенность этих формаций свидетельствует в пользу их связи с различными изолированными очагами.

Магматизм рифтового типа распространен неравномерно, он характеризуется разным сочетанием формаций в каждом из районов. Безусловно, это отчасти объясняется неравномерной изученностью территорий. Однако несомненно и другое, неравномерность распространения — характерная черта рифтовых формаций в районах типичного их развития, в частности в Африке и на Сибирской платформе. Можно выделить следующие "узлы" развития рифтовых формаций (см. рис. 1): Енганпейский, Седьюско-Патокский, Красновишерский, Кваркушский, Нязепетровский (?), Сакмарский (?) и др. Возможно, аналогичные "узлы" будут обнаружены на Оченырдыском, Башкирском антиклинориях и в других районах. Весьма вероятно, что изученные рифтовые комплексы — лишь часть обширной провинции рифтовых формаций, скрытых сейчас в фундаменте восточного края Русской платформы. Образование этой провинции связано с раскалыванием эпипайкальского края более обширной платформы в кембро-ордовикское время с образованием Уральской эвгеосинклинали (океанической впадины) к востоку от современной линии Главного Уральского надвига. Образование "узлов" скопления продуктов рифтового магматизма связано с неравномерной сетью параллельных и ветвящихся разломов различной глубины и протяженности, следовавших, в грубых чертах, главной рифтовой "щели", определившей генеральное простирание Урала.

КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

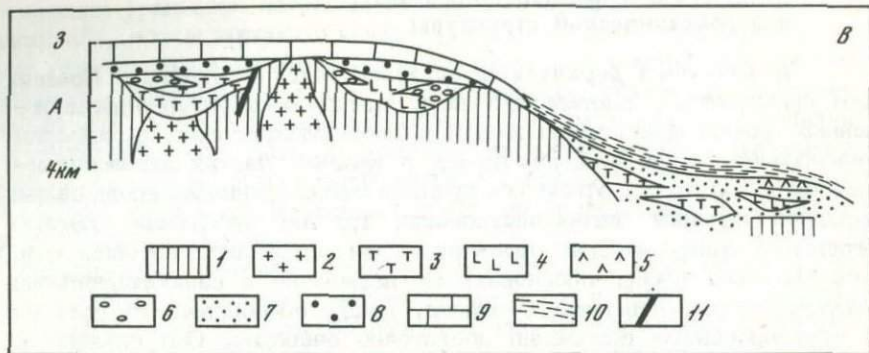
Тектоническое строение палеозойской складчатой области восточного склона Урала определяется ее развитием на месте океанической структуры, образовавшейся при полном разрыве древнего кратона (Иванов и др., 1974, 1975; Хаин, 1974). Последнее сопровождалось обнажением комплексов верхней мантии, образовавшихся вместе с базальтоидами кору океанического типа, которая определяла отнесение палеозойской складчатой области восточного склона Урала к эвгеосинклинали (Пейве, 1968). Ее развитие проходит через несколько стадий геосинклинального процесса, завершившегося образованием земной коры континентального типа верхнепалеозойского возраста и структур современного тектонического плана Урала.

Комплексы и формационные зоны палеоокеанической структуры

Комплексы и формации палеоокеанической структуры. Прежде чем приступить к систематическому описанию структурно-вещественных комплексов океанической и последующих стадий, отметим своеобразие пород, развивающихся в краевых частях эвгеосинклинальной области. На Урале она лучше всего сохранилась вдоль самой западной окраины эвгеосинклинали, где ее отложения слагают отдельные тектонические пластины. Эти ассоциации изучены еще недостаточно, чтобы обосновать их выделение в самостоятельный структурно-вещественный комплекс, однако своеобразие их состава и тектонического положения достаточно очевидно. Они связаны с комплексами описанных выше рифтогенных формаций, но имеют более пестрый состав, так как вместе с аркозовым материалом содержат обломки мафического материала океанической структуры. Характерны обломки кварца, гнейсов, полевого шпата, а кроме того, основных плагиоклазов, гироксенов, габброидов, хромшпинелидов и даже серпентинизированных гипербазитов, что является признаком эдафогенных осадков. Терригенные породы сочетаются со своеобразным набором изверженных пород.

Во внешней западной части, лежащей на слабо разрушенном протерозойском фундаменте, последние представлены базальтоидами со щелочным уклоном, андезитоидами и щелочно-ультрасновными породами, входящими в состав раннепалеозойских рифтогенных формаций (рис. 4). Восточнее, по направлению внутрь развивающейся рифтогенной структуры, количество аркозового материала уменьшается, уступая место грауваккам и далее кремнистым и туфогенно-кремнистым породам. В составе базальтоидов появляются излияния толеитовых разностей, количество которых увеличивается в сторону эвгеосинклинали. Эта достаточно пестрая по составу породная ассоциация может рассматриваться, по-видимому, как аналог "грабеновых фаций" (Dewey, Bird, 1971). Однако, поскольку тектоническая природа грабенов и рифтов различна, ее скорее всего следует рассматривать в качестве породной ассоциации рифтогенных окраин (Пучков, 1974), характеризующей особенности накопления пород на сочленении континентального и палеоокеанического сегментов при условии полного раскрытия эпиконтинентального рифта и образования океанической структуры. Возможно раскрытие не одного, а системы рифтов, и в этом случае ассоциации такого типа могут формироваться неоднократно, локализуясь уже внутри эвгеосинклинальной области как реликтовые следы древнего трассирования рифтогенных окраин.

Комплексы меланократового основания океанической коры. В низах эвгеосинклинальных разрезов, в которых сохраняются признаки первичных соотношений горных пород, наблюдается снизу вверх следующая последовательность их главных комплексов: ультрабазиты и продукты их метаморфизма, габбро и амфиболиты, толеитовые палеобазальты (диабазы) с



Р и с. 4. Схема сопоставления рифтовых формаций

1 - докембрийская континентальная кора; 2 - докембрийские гранитоиды. Р и ф т о г е н н ы й к о м п л е к с (3-7): 3 - субщелочные и щелочные основные вулканы, 4 - базальтоиды, 5 - кислые вулканы, 6 - конгломераты, 7 - полимиктовые песчаники; 8 - базальная фалаховая формация; 9 - карбонатный чехол; 10 - сланцевые формации континентального склона; 11 - разломы

комплексом параллельных даек в основании и прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев сверху. Вулканы иногда подвергаются габброизации, амфиболитизации, а также плагиогранитизации. Такая последовательность разреза в полном виде или во фрагментах установлена на Урале на широте Войкар-Сыньинского массива и его северного блока массива Рай-Из (Дергунов и др., 1975), в пределах Хабаровинского массива (Пейве и др., 1971б), на широте Кытлымского и Качканарского комплексов (Волченко и др., 1974), Алапаевского массива (Рапопорт и др., 1974), в Западных Мугоджарах (Иванов и др., 1973б) и в ряде других участков. Выделенная последовательность хорошо сопоставима с разрезом земной коры современных океанов и служит достаточным основанием рассматривать гипербазит-габбровые и метаморфитовые ассоциации как комплексы меланократового основания, а толеитовые палеобазальты - в качестве океанического чехла.

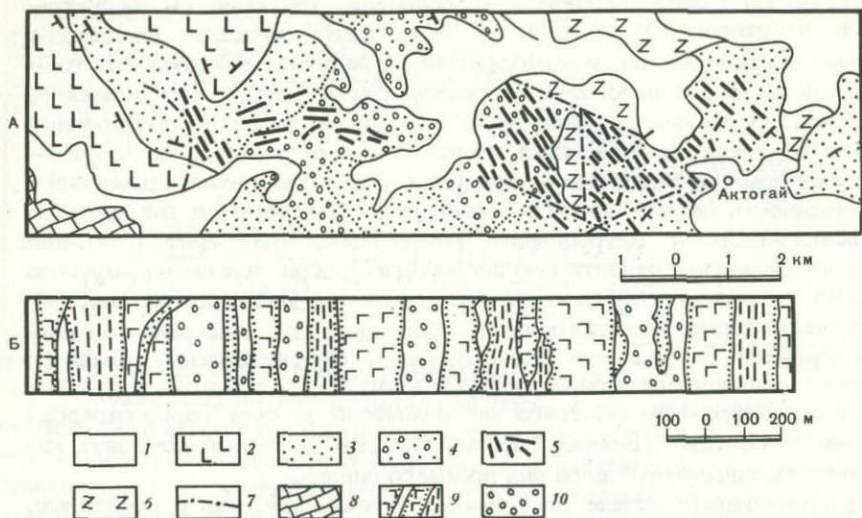
Нижние части разреза гипербазит-габбровых ассоциаций представлены породами дунит-гарцбургитового и дунитового комплексов, которые по своему положению и составу сопоставимы с реститовыми образованиями верхней мантии геологического прошлого. Максимальная видимая мощность этой части разреза меланократового основания в пределах Войкар-Сыньинского массива составляет около 8 км, хотя в целом она будет определяться, по-видимому, уровнем "срыва" внутри мантийного слоя. Дунит-гарцбургитовые и дунитовые комплексы выше по разрезу сменяются двумя разноэтапными ассоциациями.

В сочетании с дунитовым комплексом развивается, как правило, характерный метадунитовый горизонт верлит-клинопироксенитового

состава. Он имеет линзовидно-полосчатое строение со структурами пластического течения и завершается мощным комплексом пород, состоящим из метаморфогенных анортит-пироксеновых габброидов обычно с полосчатыми текстурами и следами пластического течения. Особенность всей этой ассоциации пород — постепенный переход между выделенными комплексами от дунитов до анортит-пироксеновых метаморфитов, продукты фации повышенных давлений и автономность ее внутреннего строения по отношению к вмещающим вулканогенным и интрузивным комплексам. Это дает основание предположительно отнести всю ассоциацию к образованию подкорового уровня и рассматривать горизонт развития полосчатого верлит-клинопироксенит-метадунитового комплекса в качестве возможной древней поверхности Мохоровичича. Соответственно комплекс анортит-пироксеновых пород, сформировавшихся, вероятно, в результате кальциево-алюминиевого метасоматоза за счет пород гипербазитового состава (Ефимов, Ефимова, 1967), можно понимать как реликт "базальтового" слоя дна древнего океана.

Дунит-гарцбургитовые комплексы, отвечающие, как и дунитовые, фрагментам древней верхней мантии, обычно сильно нарушены тектоникой. В сравнительно редких случаях в них также наблюдаются полосчатые габброиды и, кроме того, гранатовые амфиболиты, которые сменяются амфиболитами и аповулканиковыми зелеными сланцами. Вся эта метаморфогенная ассоциация, мощность которой непостоянна (в Кимперсайском массиве на Южном Урале менее 1 км, в Войкар-Сыныинском массиве на Полярном Урале достигает 6 км), также характеризуется постепенными взаимными переходами между отдельными разновидностями пород, но в то же время она имеет единый структурный план со сменяющимися их в разрезе и вмещающими вулканогенно-осадочными толщами (рис. 5, вкладка). В свою очередь полосчатые габброиды и габбро-амфиболиты у контакта с ультрабазитами часто включают их скиалиты, а выше по разрезу содержат реликты вулканических пород.

Габбровые и габбро-амфиболитовые образования, связанные через пятнистую зону габброизации с вмещающими вулканиками, слагают и самостоятельные комплексы. Такие комплексы образуют, например, протяженную на 150 км полосу в восточной части Западных Мугоджар, где толеитовые базальтоиды нижних горизонтов, состоящие в значительной мере из комплекса вертикальных параллельных диабазовых даек, подвергаются габброизации и замещаются кристаллически зернистыми лабрадорowymi габбро (рис. 6). По-видимому, выделенная метаморфогенная ассоциация, включающая габбровые, габбро-амфиболитовые и амфиболитовые породы, формируются преимущественно за счет метаморфизма и интродуирования нижних частей эвгеосинклинального вулканогенного разреза и должна быть отнесена к образованиям нового "базальтового" слоя. По своему структурному положению эта ассоциация входит в состав меланократового основания эвгеосинклинали, однако ее формирование является составной частью геосинклинального про-



Р и с. 6. Рои вертикальных параллельных даек диабазов в бассейне среднего течения р. Шульдак и разрез западного блока в районе Актогай на р. Шульдак (по Кориневскому, см. Путеводитель ..., 1974)

1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - диабазы и яшмы силура; 3 - породы верхней части толщи подушечных лав; 4 - породы нижней части толщи подушечных лав; 5 - дайковый комплекс; 6 - габброиды; 7 - тектонические нарушения; 8 - терригенно-карбонатные толщи девона и карбона; 9 - дайки диабазов нескольких генераций с зонами закалки (точки вдоль контактов); 10 - подушечные лавы

цесса. В своем распространении она ограничивается уровнем появления андезито-базальтовых порфировых формаций.

В пределах палеозойд Урала не выявлены убедительные разрез с одновременным присутствием дунитового и дунит-гарцбургитового комплексов и сопровождающих их метаморфитов. Указываемые примеры совмещения в отдельных массивах дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций (Хабарнинский массив) не относятся к этому случаю, поскольку габброиды здесь принадлежат габбро-норитовой формации, имеют интрузивную природу и прорывают как дунит-гарцбургитовые массивы, так и вмещающие их породы. Соответственно оливиновые породы и пироксениты являются реакционно-контактовыми образованиями. Имеется основание по ряду признаков (составу элементов-примесей, в частности, распределению тяжелых и легких платиноидов) предполагать, что дунит-гарцбургитовые комплексы отвечают более глубоким, а дунитовые более верхним уровням древнего мантийного слоя. В этом случае хорошо объяснима постоянная связь последнего с породами полосчатого и анортит-пироксенитового комплекса, которые отвечают образованиям "базальтового" слоя и переходного горизонта.

Комплексы океанической и переходной стадии. Формации, слагающие эти комплексы, образуют главную массу эвгеосинклинальной призммы пород и отвечают в традиционных представлениях (Муратов, 1964; Хаин, 1964; Штитле, 1964) главной стадии формирования эвгеосинклинальных зон.

Изучение эвгеосинклинальных серий позволяет выделить несколько основных структурно-формационных зон, различающихся по набору и возрасту формаций. Подробное описание этих зон будет дано ниже, а здесь мы ограничимся лишь их перечислением (рис. 7, вкладка).

Западной Тагильской зоне отвечает западная часть Тагильского прогиба и, вероятно, Щучинский синклинирий Полярного Урала. Восточная Тагильская зона выделяется в пределах восточной части Тагильского прогиба.

К Западной Магнитогорской зоне отнесены эвгеосинклинальные серии Сакмарского аллохтона, породы Мугоджарского синклиниория, западного крыла Магнитогорского прогиба, и далее она прослеживается на север, обрамляя с востока Восточно-Тагильскую зону. Восточная Магнитогорская зона охватывает осевую часть и восточный борт Магнитогорского прогиба; к ней же отнесен Алапаевско-Каменский синклинирий. Восточно-Уральской зоне отвечают эвгеосинклинальные образования восточной окраины Южного Урала.

Комплексы океанической стадии раннего этапа. Отложения океанической стадии, ассоциирующиеся с комплексами меланократового основания, всегда начинаются однообразными по химическому составу толщами спилит-диабазовых пород, включающих местами маломощные прослои глубоководных фланитов и кремнисто-глинистых сланцев. В составе эффузивных образований преобладают подушечные лавовые излияния, среди которых устанавливаются мощные протяженные зоны очень компактных пачек вертикальных меридиональных диабазовых (палеобазальтовых) даек, в немногих случаях секущих породы меланократового основания. Такие пачки вертикальных даек диабаза, с наблюдаемой мощностью до 5 км и более, вверху латерально постепенно сменяются подушечными лавами такого же состава с гиадокластитами и силлами диабаза и с быстро возрастающим количеством прослоев красных яшм. Параллельные дайки свидетельствуют об условиях растяжения земной коры и отвечают комплексам палеорифтовых долин древнего океана.

Образования комплекса вертикальных параллельных диабазовых даек встречены в Западных Мугоджарах (Иванов и др., 1973б) в Полевском районе Среднего Урала (Путеводитель, 1974), в пределах Хабаровинского массива, Поляковской и Кумбинской вулканогенных полос (Семенов и др., 1975 г.), в восточной части Войкар-Сынынского массива (Нечухин, Язева, 1976 г.) и в ряде других мест. Вулканогенные породы диабазовых даек и вмещающих их основных лав по своему составу, включая и малые примеси, вполне сопоставимы с океаническими базальтами срединных хребтов, рифтовых зон и талассократонов. Эта

породная ассоциация в стратиграфических схемах входила до настоящего времени в состав ряда местных свит (акгогайской, сакмарской, поляковской, зюзельской), иногда ошибочно выделяясь в самостоятельную поставленную на голову толщу (свиту) лавовых потоков, якобы несогласно перекрываемую подушечными лавами (Кориневский, 1969). В настоящее время можно полагать, что дайковые комплексы составляют прерывистые основания многих (всех?) подушечных комплексов толеитовых палеобазальтов нижних частей эвгеосинклинального разреза. Ассоциация толеитовых палеобазальтов, представленная преимущественно шаровыми лавами с прослоями гиалокластитов и туффицитов и не содержащая в обнаженной части пачек параллельных даек, обычно лежит стратиграфически несколько выше (см. рис. 6). Они отвечают спилит-диабазовой формации. Верхние части ее разреза обычно включают слои и маломощные (первые метры и меньше), но подчас хорошо выдержанные горизонты кремнистых, реже кремнисто-глинистых пород. Кремнисто-углисто-глинистые сланцы встречаются среди основных вулкани-тов преимущественно в самых западных частях вулканогенной области.

При значительной выдержанности распространения в пределах эвгеосинклинальной области ассоциации подушечных палеобазальтов заметно изменяют свой геологический возраст в разных зонах этой области. Это дает основание выделять толщи вулкани-тов в виде местных свит или их частей. В Тагильской структуре верхний возрастной предел толщи толеитовых палеобазальтов в Западной зоне по скудным органическим остаткам определяется поздним ордовиком (Каретин, 1967), а в Восточной — относится к гландоверу. В Магнитогорской структуре верхний возрастной предел спилит-диабаз-кремнистых ассоциаций в Западной и Восточной зонах по достаточно обильной граптолитовой фауне относится к позднему силуру (Захарова, Захаров, 1973; Плюснин и др., 1965; Рапопорт, 1971; Турбанов и др., 1971), тогда как в Центральной Магнитогорской зоне он должен быть поднят до верхних горизонтов раннего девона, учитывая принадлежность к этим ассоциациям нижних частей вулканогенных разрезов хр. Карамальгаш и Домбаровского рудного района (Тесаловский и др., 1969).

С вулкани-тами ассоциации подушечных лав могут быть связаны осадочные породы. На южном Урале и в Мугоджарах — это преимущественно красные, зеленые и пестрые яшмы. В западных окраинах вулканогенной зоны и в северной половине Урала — это главным образом фтаниты, кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы. В таком сочетании эти породы слагают спилит-диабаз-кремнистую формацию. Сланцы и фтаниты обычно слагают сравнительно маломощные (несколько метров — первые десятки метров) протяженные пласты, прослеживающиеся на большое расстояние (до нескольких километров). Сланцы содержат остатки пелагической фауны (граптолиты, радиолярии), многие исследователи считают их достаточно глубоководными.

Значительно реже среди вулканитов встречаются более грубообломочные породы. Это — конгломерато-брекчии, гравелиты и граувакковые песчаники, слагающие быстро выклинивающиеся линзы. Обломочный материал представлен исключительно обломками вмещающих пород, а также породами гипербазит-габбрового комплекса. В очень редких случаях среди вулканитов отмечены линзы известняков.

Формирование пород рассматриваемых формаций следует связывать с условиями растяжения земной коры. За это говорит трещинный характер излияний, широкое распространение комплексов параллельных даек, афировые структуры вулканитов и отсутствие в заметных количествах продуктов магматической дифференциации. Растяжение сопровождалось локальным появлением расчлененного подводного тектонического рельефа, с чем связано формирование линз грубообломочных пород.

Породы спилит-диабазовой и спилит-диабаз-кремнистой формаций в ряде случаев сменяются ниже по разрезу комплексами параллельных даек, образующих корни. Эти последние еще ниже по разрезу сменяются, как видно на Хабаровинском массиве, в Мугоднарах и можно предполагать в ряде других мест, габброидами и ультрабазитами. В других случаях контакт основных вулканитов с толщами, лежащими структурно ниже, — тектонический. В разрезах офиолитовых комплексов (Войкарском, Кемпирсайском) габброиды вверх по разрезу сменяются диабазами, относящимися, по-видимому, к рассматриваемым формациям. Сам контакт здесь завуалирован метаморфическими преобразованиями амфиболитовой фации метаморфизма. Существует, что эти преобразования захватывают как габброиды, так и диабазы.

Диабазы и спилиты Западной Магнитогорской зоны почти на всем протяжении западного крыла Магнитогорского синклиория подстилаются мощной пластиной серпентинитового меланжа. Последний представляет собой тектонизированные и перемещенные образования гипербазито-габбрового комплекса (меланократового основания) с отдельными тектоническими глыбами спилитов и диабазов Западной Магнитогорской зоны. Породы меланжа, таким образом, можно рассматривать здесь как остатки тектонизированного основания спилитов и диабазов рассматриваемого комплекса.

Обломочные породы рассматриваемых формаций содержат обломки уже измененных на стадии зеленосланцевой фации основных вулканитов. Было установлено (Иванов, Нечухин, 1964), что обломки попадали в осадок в уже измененном виде, это доказывало очень раннее (на океанической стадии) зеленокаменное изменение подушечных толщ низов геосинклинального разреза.

Кроме обломков измененных вулканических пород и кремней, в обломочных породах диабазовых толщ встречаются изредка только обломки габброидов и серпентинизированных гипербазитов. Никаких обломков других пород, в том числе пород, сопоставимых с докембрийскими гранито-метаморфическими комплексами, нет.

Вулканиды рассматриваемых формаций характеризуются выдержанностью петрографического и петрохимического состава, малой дисперсией петрогенных элементов, отсутствием признаков контаминации сиалического материала, большим сходством с толеитами срединно-океанических хребтов (Иванов и др., 1973б).

Все сказанное позволяет предполагать, что породы диабазовой и спилит-диабаз-кремнистой формаций накапливались на гипербазит-габбровом основании и отвечают раннему этапу океанической стадии развития Уральской палеозойской эвгеосинклинальной области (Иванов и др., 1972, 1975). По аналогии с современными структурами их можно сопоставить со слоем дна океанической коры океанов.

Такое сопоставление, разумеется, требует дополнительного обоснования, которое пока невозможно. Сейчас есть только единичные скважины, вскрывшие на достаточную глубину второй слой океана. Судя по этим данным, он представлен в основном базальтами, сходными с толеитами океанических хребтов, переслаивающимися с тонкими океаническими осадками. Однако для обоснованного сопоставления необходимы детальные петрологические и геохимические исследования пород второго слоя.

Комплексы океанической стадии позднего этапа. Разрез отложений океанической стадии завершается появлением в ассоциации со спилитами и диабазами кислых пород, представленных натриевыми липаритами и дацитами. Совокупность этих образований слагает контрастную натриевую формацию; к этому же этапу относится накопление кремнисто-сланцевой формации. Имеется значительное число признаков того, что выделенные формации накапливаются в ином тектоническом режиме, чем ассоциации раннего этапа. Но резкая граница между образованиями раннего и позднего этапов фиксируется редко, а кислые образования в этих разрезах появляются довольно рано, хотя широкое проявление кислого вулканизма относится к верхним горизонтам. Все это создает впечатление эволюционной взаимосвязанности образований двух названных этапов; объединяют их также и фациальные условия накопления.

Контрастная натриевая формация сложена преимущественно вулканидами основного и кремнекислого состава. Осадочные породы (яшмы, кремнистые и глинистые сланцы, реже линзы известняков) резко подчинены вулканогенным, составляя не более 10% общего объема пород.

Основные вулканиды (диабазы и спилиты) представлены преимущественно подушечными лавами. Наряду с афировыми породами среди диабазов и спилитов довольно широко распространены лорфировые разности, причем выделяются порфировые вкрапленники нескольких генераций.

Главная масса вулканидов принадлежит пирокластическим разностям дацит-натро-липаритового состава (туфобрекчии, туфы разной размерности). Меньшее значение имеют лавы того же состава. Соотношение основных и кислых вулканидов колеблется от 20:1 до 2:1.

В большинстве случаев основные породы резко преобладают. В вертикальном разрезе наблюдается чередование основных и кремнекислых пород.

В составе лавовых и пирокластических фаций кремнекислых членов комплекса количественно преобладают дацитовые разности, в то время как более кислые разности чаще всего присутствуют в субвулканических и гипабиссальных фациях.

По характеру вулканических проявлений выделяются излияния трещинного типа, небольших цитовых вулканов и довольно крупных вулканических построек центрального типа. В участках распространения крупных вулканических центров мощность пород формации нередко превышает 1000 м. Здесь широко распространены грубая пирокластика, гипабиссальные и экструзивные тела, породы обычно сильно гидротермально изменены.

С удалением от вулканических поднятий мощность пород формаций уменьшается до первых сотен метров, туфогенный материал становится более тонким, появляется много линз кремнистых пород и яшм и еще дальше почти вся формация представлена яшмами и тонкими туфами кремнекислого состава.

Вулканические поднятия и межвулканические депрессии не образуют сколько-нибудь закономерных линейных систем, а сменяют друг друга по простиранию формационной зоны.

Диабазовые породы контрастной формации практически не отличимы от подушечных лав нижележащей недифференцированной формации и залегают, видимо, согласно, замещая иногда друг друга по простиранию.

Разрез огложений океанической стадии завершается появлением натриевых палеолипаритов и дацитов (ныне — кварцевые альбитофиры и кварцевые порфиры).

В составе лавовых и пирокластических фаций кислых членов комплекса количественно преобладают дацитовые разности, в то время как более кислые разности чаще всего присутствуют в субвулканических и гипабиссальных фациях. Красные яшмы и кремнистые туффиты нередко венчают контрастные комплексы (например, бугулыгьские яшмы Южного Урала).

Все породы толеитовой серии океанической стадии, включая и натриевые ацидиты, подверглись в разной степени ранним доороговым зеленокаменным изменениям с привнесением натрия и выносом кальция и отчасти других компонентов (Нечухин, 1969). Однако исходный, почти натриевый характер кислых лав этих комплексов доказывается изучением минералогии синхронных обломочных образований (Иванов, Нечухин, 1964) и составом эвтектидных порфировых вкрапленников (Язева, 1972). Петрологические и геологические данные свидетельствуют о том, что натриевые контрастные комплексы океанической стадии образуются скорее всего в процессе дифференциации обогащенных натрием базальтоидных магм, что сопровождается появлением кремнекислых дифференциатов и параллельно значительных количеств лейкократовых разностей в

базальтовых членах (Румянцева, 1974; Белянина, 1975). Натриевые кремнекислые дифференциаты по составу и структуре похожи на пемзы современных океанических извержений (Gas et al., 1967; Браун, 1968) и резко отличны от кремнекислых продуктов, которые извергаются вулканами зрелых островных дуг и материков (Нечехин и др., 1972). По-видимому, натриевые серии вулканитов характерны лишь для ранних магматических продуктов, которые образуются вне сиалической коры.

Вулканогенные накопления дифференцированных комплексов в разрезах, особенно в их верхних частях, обычно перемежаются с красными и пестрыми яшмами, кремнистыми туффитами, а иногда в самом верху и с линзами рифогенных известняков. Все эти образования концентрируются преимущественно в крупных вулкано-купольных структурах аккумулятивного типа (Иванов и др., 1962; Бородаевская и др., 1971), которые нередко имеют закономерное строение. Основание этих структур слагают спилит-диабазовые толщи, включающие прослой яшм и кремнистых пород. Их сменяют залегающие выше по разрезу спилит-диабаз-натро-дацитовые, а также спилит-натро-липаритовые накопления, которые нередко обильно насыщены гипабиссальными телами палеолипаритов. По латерали образования контрастных серий могут замещаться отложениями выше отмеченной спилит-диабаз-кремнистой ассоциации, что свидетельствует о генетической взаимосвязи между ними.

Концентрируясь в пределах вулкано-аккумулятивных построек, контрастные дифференцированные комплексы и сопровождающие их образования объединяются в протяженные пояса. В пределах этих поясов вулкано-аккумулятивные постройки образуют или единичные крупные структуры (Сибайско-Гайский пояс), или кустовые скопления более мелких вулканических аппаратов (Узельгинский, Моканский, Красноуральский пояса).

Геологический возраст образований контрастных дифференцированных комплексов натриевой серии определяется редкими находками фауны и по соотношению с фаунистически охарактеризованными толщами. Он закономерно изменяется в разных частях эвгеосинклинальной области. В пределах Тагильской структуры возраст отложений западной полосы развития контрастного комплекса характеризуется единичными находками преимущественно лландоверийской фауны (Джанова, 1958; Каретин, 1967). Восточная полоса развития указанных пород характеризуется находками фауны раннего лудлова в ее южной части (Штрейс, 1947) и соотношением с порфирировыми толщами верхнего лудлова, которые отчетливо перекрывают образования этого комплекса. Это позволяет отнести время накопления последнего к венлокско-нижнелудловскому диапазону.

В пределах Магнитогорской структуры выделяются три крупные зоны развития контрастных дифференцированных комплексов натриевой серии, время формирования которых определяется по крайней мере двумя возрастными интервалами. Крайняя западная зона достаточно охарактеризована многочисленными находками граптолитовой

фауны в Присакмарском районе (Захарова, Захаров, 1973), в Абзелюловском районе (Магадеев, 1974), что позволяет рассматривать ее образование преимущественно в позднесилурийское-лудловское время. Идентичный возраст имеют образования дифференцированного комплекса в восточной зоне, где известны единичные находки фауны. В центральной зоне время накопления дифференцированного комплекса определяется находками фаунистических остатков и ассоциацией их с живетскими известняками.

Кремнисто-сланцевая формация представлена темными глинистыми, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами. Обломочные породы (песчаники, гравелиты и конгломераты) слагают линзы в низах разреза. Обломочный материал представлен породами кремнисто-спилит-диабазовой формации, гипербазитами и габброидами. Для формации характерны выдержанный по простиранию разрез и выдержанная мощность пород (несколько сотен метров). Судя по набору пород и составу фаунистических остатков (граптолиты, радиолярии), осадки скорее всего формировались на достаточной глубине.

Выше отмечалось, что породы кремнисто-сланцевой формации согласно, с постепенными переходами перекрывают подстилающие толщи. Вероятнее всего, они залегают выше отложений контрастной формации, частично фациально замещая их по простиранию.

Ближе всего породам кремнисто-сланцевой формации в современных океанических структурах отвечает так называемый слой неконсолидированных осадков (слой один). Однако доказать полную их идентичность по имеющимся данным не представляется возможным.

Динамическая обстановка в период формирования контрастной и кремнисто-сланцевой формаций отличалась от обстановки раннего этапа океанической стадии. Активное растяжение, характерное для раннего этапа, видимо, сменяется более спокойными условиями, что и обусловило формирование промежуточных магматических очагов. На это указывают появление порфирировых выделений нескольких генераций в лавах, вулканизм центрального типа и другие признаки, характерные для вулканизмов контрастной формации. Предельная дифференциация (ликвационная?) магмы вряд ли могла осуществляться в условиях активного растяжения. Кремнисто-сланцевая формация фиксирует постепенную нивелировку вулканического рельефа.

Комплексы переходной стадии формируются в условиях сильно дифференцированного тектонического рельефа, когда появляются конседиментационные структуры, указывающие на активные тектонические движения. В эту стадию начинается, по-видимому, и интенсивное образование тектонических покровов, а также связанных с ними олистостромов. Сложное сочетание интенсивных тектонических движений и эндогенных процессов обусловило возникновение на этой стадии пестрого литологического и фациального набора пород раннего и позднего этапов.

Комплексы раннего этапа образуют три крупные формации: андезито-дацитовую, андезито-базальтовую и олистостромовую.

Андезит-дацитовая формация сложена дацитовыми, андезит-дацитовыми и андезитовыми порфиридами, сопровождаемыми нередко вулканогенными песчаниками, линзами известняков и кремнисто-глинистыми сланцами. Образования этой формации развиты в виде двух разнофациальных ассоциаций (подформаций).

а. Эффузивно-экструзивная ассоциация (подформация) сложена преимущественно лавовыми, а также субвулканическими и субинтрузивными фациями. Последние могут составлять до 3/4 объема отдельных участков развития образований формации (Каретин, 1969а, б; Серавкин, Салихов, 1969), образуя сложные вулкан-экструзивные серии. Обильно развиваются эксплозивные продукты, количество которых может достигать половины излияний. Экструзивные тела прорывают нижележащие отложения натриевых контрастных серий, и в целом образования рассматриваемого комплекса нередко перекрывают их, смещаясь в разрезе по латерали. В существующих стратиграфических схемах эти два комплекса объединяются. Однако их различный состав, постоянное залегание андезитовых пород в виде самостоятельных образований и нижеприведенные данные свидетельствуют о их формационной самостоятельности.

Дифференциация вулканических продуктов в андезит-дацитовом комплексе идет от кислых лав к более основным. В щелочах несколько преобладает натрий, но количество калия отчетливо более высокое, чем в вулканиках океанической стадии, и достигает в кислых разностях 2,5-3,5%. В породах слабо проявлены зеленокаменные изменения, но широко развиты изменения типа пропититизации и вторичных кварцитов. Излияния пород комплекса связаны с деятельностью подводных и субазральными вулканических аппаратов центрального, нередко кальдерного типа (Каретин, 1967; Колчеданные месторождения ..., 1973). С последним типом вулканизма связано образование значительных толщ пирокластических накоплений, которые представлены преимущественно игнимбритовыми и пемзовыми туфами. Они тяготеют к центрам вулканической деятельности, кальдерам, участкам развития субвулканических тел. В ассоциации с этими образованиями находятся туфопесчаники, туфоконгломераты, агглютинаты, что подчеркивает азральные условия их накопления.

б. Туфогенно-обломочная ассоциация (подформация) сложена преимущественно туфогенным материалом андезит-дацитового состава, характеризуется турбидитовыми отложениями и ритмично-слоистым строением (Хворова, Елисеева, 1963; Червяковский, 1972). Комплекс хорошо развит в центральной зоне Магнитогорской структуры, где ему отвечает средняя часть среднедевонской улугауской свиты и ее аналоги. В пределах Тагильской структуры он выделяется менее отчетливо и, по-видимому, не образует самостоятельной толщи. Однако и здесь известны сходного типа отложения в ассоциации с эффузивно-экструзивными сериями андезит-дацитового комплекса.

Андезит-базальтовая формация сложена вулканами андезит-базальтового и базальтового состава, причем пре-

обладают пирокластические разности. Размерность пирокластитов варьирует в широких пределах от туфобрекчий до тонких кремнистых туффитов. Среди эффузивов наиболее широко распространены порфиритовые разности (плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфириты).

Осадочные породы резко подчинены вулканогенным. Это — полимиктовые песчаники, связанные с размывом вулканитов, алевролиты и глинистые сланцы (иногда кремнисто-глинистые), туфогенно-обломочные породы разной размерности и линзы рифогенных известняков.

Распределение разностей пород в теле формации определяется существованием цепочек и участков развития мелких вулканических центров, разделенных по простиранию и вкрест простирания межвулканическими зонами. В первых разрезы сложены преимущественно массивными туфами и лавами андезито-базальтового состава, в межвулканических зонах развиты туфы, туфогенно-обломочные и терригенные породы, для которых характерны слоистые разности, иногда с градационной слоистостью. Терригенно-туфогенные отложения таких зон часто имеют все признаки турбидитов (Хворова, Ильинская, 1961). В купольных постройках в нижних частях разреза нередко присутствуют подушечные и канатно-подушечные лавы, слоистые мелкообломочные туфы, а в верхних (особенно на Среднем Урале) распространены нагромождения грубообломочных, часто бомбовых туфов, агглютинатов, шлаковых и пизолитовых туфов (Червяковский, 1972; Каретин, 1967).

Олистостромовая формация развита только в Западной Магнитогорской зоне, в самой западной части (в пределах Сакмарского аплотона). Помимо обломочных пород в ней присутствуют вулканиты среднего состава.

Андезито-базальтовая и андезито-дацитовая формации замещают друг друга как вкрест, так и по простиранию формационных зон. Следует подчеркнуть, что в расположении вулканических поднятий не устанавливается чередование островных дуг и разделяющих прогибов. Эти поднятия образуют отдельные "узлы" и мелкие цепочки, для которых в конкретных зонах не удается заметить какой-либо пространственной закономерности.

Петрохимические особенности вулканитов рассмотренных формаций широко освещались в литературе. Все это, а также множество других петрографических и геохимических данных, заставляет считать вулканиты рассматриваемых формаций результатом дифференциации единой базальтовой магмы (Фролова, 1974) известково-щелочного типа. Суммарная щелочность вулканитов (особенно в основных разностях) несколько ниже, чем в вулканитах океанической стадии. Возможно, это связано с тем, что рассматриваемые породы не испытали "метаморфизма захоронения" с натриевым метасоматозом, который предполагается для вулканитов океанической стадии.

По-видимому, мало у кого вызывает сомнение разные родоначальные магмы вулканитов океанической стадии и рассматриваемых пород (Штейнберг, 1964; Фролова, 1974; Белянина, 1975).

Формации раннего этапа переходной стадии вполне оправданно сопоставляют с осадочно-вулканическими комплексами современных островных дуг. Литолого-формационная общность этих образований подробно рассмотрена в работах И.В. Хворовой (1960 г.).

Вулканы андезито-базальтовой и андезито-дацитовой формаций также вполне сопоставимы с современными вулканиками островных дуг.

Строение и тип земной коры раннего этапа переходной стадии могут быть рассмотрены двумя путями. Большое формационное и петрохимическое сходство рассматриваемых комплексов с вулканогенными комплексами островных дуг предполагает и сходство строения коры. Как известно, для молодых островных дуг характерна так называемая геофизическая кора "переходного типа" (утолщенный "базальтовый слой" и прерывисто-линзовидное распространение "гранитного" слоя). Второй путь — оценка строения коры по геофизическим данным. На этом этапе трудно предположить существование гранитно-метаморфического (сиалического) фундамента. Об этом говорит отсутствие признаков контаминации сиалических пород, чего можно было бы ожидать, учитывая медленное и многоактное продвижение магматических камер при общем тангенциальном сжатии. На это же указывает и состав обломочного материала (нет признаков размыта сиалических масс).

В породах меланократового основания с рассматриваемым этапом связано формирование гигантских лежащих складок, в которых многократно чередуются породы "палеомантии" и "палеобазальтового слоя". Естественно, что геофизически эти структуры отражались бы как резкое утолщение "геофизического" базальтового слоя, в котором должны были появиться дополнительные субгоризонтальные отражающие поверхности. Интересно, что в современных островных дугах действительно нередко "базальтовый" слой рассматривается как сложное многослойное образование.

С этим же этапом связано формирование автохтонных линз тоналит-плагиогранитной формации (Полярный Урал, Западно-Мугоджарский синклиниорий), которые вполне могут отвечать линзам "гранитного" слоя современных островных дуг. На это указывает тот факт, что кислые интрузии в современных островных дугах имеют плагиогранитный состав.

Комплексы позднего этапа. В составе образований этого этапа выделяются три формационных типа: трахибазальтовый, базальтоидный порфиритовый и известняково-терригенный. Эти комплексы, как правило, залегают с резким несогласием на подстилающих породах.

Трахибазальтовый формационный тип (впервые выделен Д.С. Штейнбергом в 1964 г. под названием трахибазальтовой формации). Для этого типа характерно сочетание лав, туфов, трахибазальтов, трахиандезито-базальтов, трахитов. Трахиандезиты и субщелочные кислые породы подчинены. Субщелочные вулканы тесно ассоциируют с породами нормальной щелочности

(базальты — андезито-базальты). Для лав в основном характерны порфировые разности, хотя описаны достаточно мощные пачки афировых лав (чанчарская свита Сакмарского аллохтона). Туфы по размерности — от тонких до крупноглыбовых. Соотношение лав и туфогенных пород очень сильно варьирует от места к месту. В некоторых зонах (Сакмарский аллохтон) преобладают лавы, в Тагильской — туфогенные породы, хотя и здесь есть разрезы с преобладанием лав. В отличие от вулканитов нижележащих серий рассматриваемые вулканиты не несут никаких признаков зеленокаменных изменений, и в них нередко сохраняется вулканическое стекло. Вулканиты в разрезе чередуются с осадочными породами. Это — туфогенно-обломочные и обломочные образования и рифтогенные известняки, слагающие иногда крупные массивы. Обломочные породы по размерности колеблются от тонких (глинистые сланцы) до крупноглыбовых осадочных брекчий (олистором ?); отмечаются линзы ритмично-слоистых разностей. В составе обломочного материала помимо пород этой же формации и обломков подстилающих образований почти всегда фиксируются обломки измененных габброидов и гипербазитов комплексов меланократового основания.

Вулканические и осадочные породы не только чередуются, но и латерально замещаются осадочными породами, а в последних грубо- и тонкообломочные разности и известняки быстро замещают друг друга по простиранию. В целом рассмотренный формационный тип напоминает морскую молассу (Червяковский, 1972). В Тагильской структуре в этом типе выделены две конкретные формации: собственно трахибазальтовая и трахибазальт-андезитовая. Их различие — в количественном соотношении пород (в последней меньше субщелочных вулканитов и грубообломочных разностей).

В Западной Магнитогорской зоне трахибазальтовая формация почти исключительно состоит из эффузивов, но возможно, что обломочные породы не отделены от нижележащей олисторомовой формации.

Базальтовая порфиритовая формация распространена только в Восточно-Магнитогорской зоне. Она по своему строению ничем не отличается от трахибазальтовой, за исключением химизма вулканитов. Здесь почти не развиты субщелочные породы.

Для вулканитов рассмотренных формаций характерен трещинный тип излияний и небольшие аппараты центрального типа. Петрохимические вулканиты отвечают базальтам и андезито-базальтам, более кислые разности подчинены.

Известняково-терригенный тип формаций выделяется только в Тагильской зоне (известняковая формация $S_2Id_2D_1$ и бокситоносная D_2). Эти формации замещают по простиранию и вкрест трахибазальтовую формацию.

Фациальная пестрота, обилие грубообломочных пород, быстрая смена разных литологических типов пород по латерали, угловые

несогласия в основании и внутри толщ — все это говорит о достаточно интенсивных тектонических деформациях на позднем этапе переходной стадии. По-видимому, с этим этапом связано движение крупных тектонических пластин, при которых выводились на эрозионный уровень подстилающие их серпентинитовые меланжи. На формирование тектонических покровов косвенно указывают глыбовые (олистостромовые) горизонты.

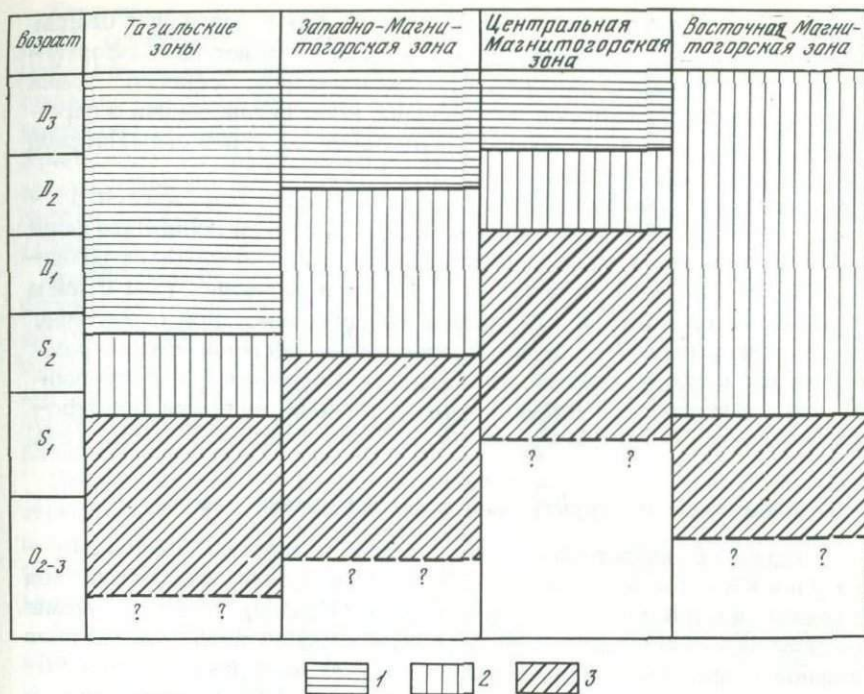
Значительно сложнее установить строение коры на позднем этапе. Напомним, что для раннего этапа переходной стадии предполагается переходный тип коры с утолщенным "базальтовым" и прерывистым "гранитным" слоями, причем последний отождествляется с метасоматическими тоналитами и плагиогранитами. Приведенные выше петрохимические данные и их анализ позволяют высказать предположение о появлении настоящего гранитно-метаморфического слоя, имеющего сиалические петрохимические характеристики (кальцевая щелочность, "гранитный" ряд редкоземельных элементов и т.д.). Этот "гранитный" слой распространялся более или менее повсеместно в пределах формационной зоны. Только Восточная Магнитогорская зона и на позднем этапе переходной стадии, возможно, не имела в основании гранитно-метаморфического комплекса.

Высказанное предположение, разумеется, весьма гипотетично. Ниже мы приведем другие (структурные и формационные) данные в пользу этого.

Структурный план палеоокеанической структуры

Рассмотренный выше формационный ряд выдерживается с некоторыми вариациями в пределах всего океанического сектора. Этот ряд имеет два главных рубежа, разделяющих формационные комплексы и отражающих постепенное изменение строения земной коры. Первый рубеж — граница комплексов океанической и переходной стадий. На этом рубеже изменяется знак тектонических напряжений (растяжение и относительный тектонический покой сменяются сжатием) и типа тектонических движений. Предполагается, что в это же время происходит постепенное перерождение океанической коры в кору переходного типа. Второй рубеж — граница между ранним и поздним этапом переходной стадии. С точки зрения знака тектонических движений существенных изменений в это время не происходит, хотя усиливается интенсивность горизонтальных перемещений. Предполагается, что этому этапу отвечает возникновение широко распространенного по площади гранитно-метаморфического слоя.

Разные структурно-формационные зоны переходят эти рубежи в разное время. Именно этот признак и послужил основным критерием для разделения зон. В Западной Тагильской зоне смена океанической стадии переходной и соответственно формирование коры переходного типа происходит в конце пландовери — начале венлока (рис. 8), в Восточной Тагильской зоне — несколько позднее, возможно, в конце венлока.



Р и с. 8. Схема соотношения формационных комплексов океанической и переходной стадий

1 - переходная стадия (поздний этап); 2 - переходная стадия (ранний этап); 3 - океаническая стадия

В конце лудловского века в западной и восточной зонах формации раннего этапа переходной стадии сменяются формациями позднего этапа, знаменующего становление "гранитного" слоя.

В Западной Магнитогорской зоне оба рассматриваемых рубежа омолаживаются. Океаническая стадия сменяется переходной в позднем силуре, а ранний этап переходной стадии - поздним ее этапом в середине эйфельского века.

Еще более молодыми оказываются рассматриваемые рубежи в Центральной Магнитогорской формационной зоне. Завершение океанической стадии переходной здесь происходит в конце раннего девона, а граница формационных комплексов раннего и позднего этапов переходной стадии отвечает низам верхнего девона.

В Восточной Магнитогорской зоне граница между океанической и переходной стадиями вновь удревняется (проходит в верхнем силуре). Следует подчеркнуть, что в Восточной Магнитогорской зоне нет аналогов формационных комплексов позднего этапа переходной стадии. Ранний этап этой стадии оказывается растянутым во времени до начала позднего девона. Вряд ли это обстоятельство связано с недостаточной изученностью зоны.

Поскольку рассмотренные рубежи характеризуют различные стадии формирования коры, отмеченная закономерность может быть сформулирована следующим образом. В океаническом секторе Урала происходит последовательное превращение коры океанической в переходную. Во времени этот процесс мигрирует от краев океанической структуры к ее осевой части.

Формирование гранитно-метаморфического слоя подчиняется другой пространственной закономерности. Если судить по появлению формаций позднего этапа переходной стадии, то гранитно-метаморфический слой раньше всех появляется в наиболее западных (Западной и Восточной Тагильских зонах) частях палеоокеанической структуры. Процесс становления "гранитного" слоя затем последовательно захватывает все более восточные зоны, причем в Восточной Магнитогорской зоне он образуется только в раннем карбоне, во время формирования комплексов предконтинентальной или флишевой стадий (см. ниже).

Комплексы и структурный план флишевой стадии

Наиболее характерная для этого комплекса формация — граувакковый флиш (D_3-C_1t), выделенный впервые под названием аспидной формации (Келлер, 1949). Термин "граувакковый флиш" для этой формации позднее ввел Г.А.Смирнов (Смирнов и др., 1974). Представляется, что последнее название более точно характеризует особенности формации. Как стратиграфическая единица эта формация под названием зилаирской свиты была выделена Л.С.Либровичем (1932, 1936), позднее, по мере деятельности стратиграфического расчленения, свита была возведена в ранг серии.

Зилаирская свита (граувакковый флиш) очень подробно описана в ряде монографических работ (Смирнов, 1957; Смирнов, Смирнова, 1961; Смирнова и др., 1974; Келлер, 1949; Камалетдинов, 1960). Учитывая это обстоятельство, остановимся лишь на самых главных особенностях состава и строения формации.

Формация сложена почти исключительно песчаниками, алевролитами и глинистыми (глинисто-кремнистыми) сланцами, нередко с ритмичностью флишевого типа. Наряду с ритмичными пачками встречаются мощные (до нескольких сотен метров) пачки массивных и слоистых неритмичных песчаников и пачки глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Грубые обломочные породы крайне редки.

Обломочный материал очень однообразен на всей площади распространения пород формации. Это кварц, плагиоклаз, эпидот, цоизит, пироксены, амфиболиты и обломки пород — порфириты, альбитофиры, кварциты, эгидозиты и черные кремни с остатками радиолярий (Смирнов, Смирнова, 1961). Характерно почти повсеместное присутствие зерен серпентинита. Несомненно, что источником обломочного материала служили палеозойские вулканогенные серии и породы меланократового основания (скорее всего серпентинитовые меланжи). Степень окатанности зерен разная, наряду с окатанными отмечаются и угловатые обломки.

Характерно, что степень окатанности и состав обломочного материала остаются неизменными на всем поперечнике тела формации. Даже там, где песчаники находятся в непосредственной близости от гранитно-метаморфических (?) комплексов (например, западнее и восточнее Уралтауской зоны метаморфид или в пределах Восточно-Уральского поднятия, вблизи поля развития гранитизированных и метаморфизованных докембрийских (?) пород), среди них не появляется обломков из древних гранитно-метаморфических комплексов (Смирнов, Смирнова, 1961).

Вулканические породы в составе формации распространены крайне ограниченно. Они встречаются только в восточной части Магнитогорского синклиория, составляя лишь несколько процентов от общего объема терригенных пород. Это преимущественно пирокласты (чаще грубообломочные) и гипабиссальные тела, отвечающие по составу в основном трахитам, хотя встречаются и породы базальтового и трахибазальтового состава (Аржавитин, 1972).

Петрохимически вулканиды характеризуются несколько повышенной глиноземистостью и соответственно недосыщенностью кремнеземом и самое главное повышенной щелочностью при значительной роли K_2O . Соотношение Na_2O/K_2O примерно равно единице, а иногда даже меньше (Фролова, 1974; Аржавитин, 1972).

Мощность пород формации определить трудно из-за литологического однообразия пород и дополнительных лежащих складок. Очевидно, она не меньше первых тысяч метров.

Возраст формации определяется довольно точно по многочисленным находкам фауны и флоры фаменского и нижнетурнейского возраста (Либрович, 1932; Келлер, 1949; Смирнов, Смирнова, 1961, 1967). Не совсем ясной остается нижняя граница формации. В восточной части (Магнитогорский прогиб) по стратиграфическим, палеонтологическим и палинологическим данным доказывается верхнефранский возраст низов разреза зилаирской серии (Смирнов и др., 1974). Франские брахиоподы известны и западнее, в Зилаирском синклиории западного склона Южного Урала. Однако по данным М.А. Камалетдинова (1960), эта фауна находится в переотложенном состоянии и свидетельствует о более молодом (фаменском) возрасте низов зилаирской серии (грауваккового флиша). Представляется вполне вероятным, что нижняя возрастная граница грауваккового флиша скользящая. На востоке в нее входят франские (во всяком случае верхнефранские) отложения, а западнее — только фаменские.

Граувакковый флиш развит в различных структурно-формационных зонах. Восточная граница его распространения не очень ясна, но, несомненно, он развит как в центральной части Магнитогорской зоны, так и в Алапаевско-Каменском районе (Смирнов, Смирнова, 1961).

В пределах Восточно-Уральского поднятия и восточнее граувакковый флиш, если он и появляется, то пространственно ассоциируется с породами другого типа Центральной Магнитогорской зоны; граувакковый флиш очень тесно связан с подстилающими породами формации базальтовых порфиритов (колтубанская свита) и иногда

фациально замещается породами последней по простиранию (Смирнов и др., 1974). По существу, здесь обе формации принадлежат единому формационному комплексу позднего этапа переходной стадии.

Западнее в пределах Магнитогорской зоны флишевая формация распространена широко, но здесь она отчетливо отделена от ниже лежащих толщ угловым несогласием (Нестоянова, 1959; Шарфман, 1959). В Тагильских зонах верхнедевонские отложения почти не сохранились. Однако там, где они выявлены, появляется граувакковый флиш (север Тагильского прогиба, Волков, 1960; Щучинский синклинорий, Дедеев, 1958). Граувакковый флиш характерен и для миогеосинклинальной зоны (южной ее половины, начиная с Уфимского амфитеатра). Здесь флишевые толщ залегают на подстилающих среднепалеозойских комплексах сланцевой формационной подзоны (Келлер, 1949), а позднее — и на породах карбонатной подзоны. Еще западнее флиш фациально замещается известняками и терригенными породами западноуральской подформации.

В восточной части эвгеосинклинальной области (в Центральной Магнитогорской и в Восточной Магнитогорской зонах) отложения верхнедевонского—нижнекаменноугольного комплекса распространены локально, сильно изменены, и их формационная принадлежность остается неясной.

В первом приближении можно видеть четыре типа разреза. Первый из них изучен в Варненском районе (Смирнов, Смирнова, 1961). Это известняки, глинистые и туфогенные сланцы, лавы и туфы пироксен—плаггиоклазовых порфиритов. В верховьях р. Тобол (Ходалевиц и др., 1969) в их разрезе наряду с известняками и вулканитами появляется довольно большое количество полимиктовых песчаников и углисто—кремнистых сланцев. В основании разреза почти всегда есть базальные конгломераты, содержащие помимо галек вулканитов и осадочных пород обломки диоритов и гранодиоритов, амфиболитов, габброидов и серпентинитов. Мощность разреза достигает 1000 м. Известняки содержат фауну франского, фаменского и нижнекаменноугольного возраста.

Второй тип разреза приурочен к узким грабенам, пересекающим метаморфические образования Западно—Мугоджарской метаморфической зоны. Это пестрые (серые, желтые, зеленые, малиновые) глинистые сланцы, филлиты, алевролиты, слоистые песчаники, гравелиты и конгломераты, чередующиеся между собой (балаталдыкская свита). В верхах разреза появляются темные глинистые сланцы и слоистые известняки. Спорадически отмечаются лавы и туфы андезито—базальтового состава. Обломочный материал представлен кварцем, альбитом, обломками вулканитов, кремней и кварцевых песчаников. Видимая мощность толщ превышает несколько сотен метров. В нижней части разреза найдена флора верхнего девона, а в верхах — фауна турнейского яруса (Костик, Сегедин, 1975).

Третий тип разреза приурочен к полям распространения гранитно—метаморфических (докембрийских?) комплексов и наиболее полно изучен также в Западно—Мугоджарской метаморфической зоне. Толща

преимущественно сложена туфами и лавами андезитового, дацитового и липаритового состава. Среди эксплозивных образований описаны игнимбриты, что в сочетании с краснокаменным изменением пород указывает на субаэральные (по крайней мере, частично) условия формирования (Билибина, 1963). Однако в некоторых разрезах имеются прослои песчаников и кварцитов, содержащих фауну фораменифер (Карагодин, 1972). Вулканиды пространственно тесно сочетаются с субвулканическими телами и дайками дацитов, фельзит-порфиров, трахилипаритовых порфиров и сиенит-порфиров.

Возраст вулканидов определяется как верхнедевонский - нижнекаменноугольный (Карагодин, 1972) по находкам нижнекаменноугольных фораменифер и по абсолютной геохронологии (K/Ar метод - 380-330 млн.лет.).

Вулканидам комагматичны многочисленные интрузивные тела гранитоидов (космопасаиский комплекс, Старков, 1974). В основном это лейкократовые биотитовые и биотит-амфиболитовые граниты, переходящие местами в адамеллиты, граносиениты и сиениты. Граниты имеют отчетливую интрузивную природу и резко дискордантны по отношению к вмещающим толщам.

Комагматичность гранитов и вулканидов доказывается на основе детальных геохимических и петрографических исследований (Карагодин, 1972; Старков, 1974) и цифрами абсолютного возраста (380-330 млн.лет, Старков, 1974). Эти авторы объединяют вулканиды и граниты в единую вулканоплутоническую формацию орогенного типа. Петрохимически формация отвечает щелочноземельной и субщелочной сериям калиевой специализации. По калий-рубиидиевым отношениям формация принадлежит к коровому ("гранитному") ряду (Карагодин, 1972).

В.Д. Старков (1974) выделяет средне-верхнедевонский есектальский комплекс автохтонных биотитовых гранитов. По его данным, они прорываются гранитами вулканоплутонической формации. Однако такой вывод нельзя считать обоснованным, так как цифры абсолютного возраста в них (калий-аргоновый метод) колеблются от 510 до 290 млн. лет (Старков и др., 1973). Эти граниты могут оказаться несколько мобилизованными докембрийскими образованиями.

Четвертый тип разреза пород рассматриваемого комплекса мало отличается от грауваккового флиша. Флишевые отложения встречаются очень редко и занимают небольшие площади. Восточнее Западно-Мугоднарского антиклинория, в бассейне р. Иргиз, по данным Г.А. Костик (1972; Костик, Сегедин, 1975), в них содержится флора верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста.

Отмеченные четыре типа разреза пород комплекса пространственно разобщены, и соотношения между ними неясны. С одинаковым успехом это могут быть соотношения фациального типа и разные фациальные зоны, совмещенные за счет последующих горизонтальных перемещений.

Рассматривая в целом соотношения формаций комплекса можно констатировать, что выделяются две крупные области - западная,

отвечающая области распространения грауваккового флиша (зилаирская серия), и восточная с фрагментами разных формационных комплексов. Граница между ними не обнаруживает заметного отклонения от простираения описанных выше формационных зон.

Формирование флиша, как это показано в ряде работ в последнее время, вероятнее всего связано с интенсивным перемещением тектонических пластин. Флишевые толщи формируются перед фронтом движущихся пластин за счет их размыва и затем тектонически перекрываются этими же пластинами. Такой механизм хорошо объясняет удивительную выдержанность гранулометрического и петрохимического состава флиша вкрест простираения.

В направлении движения пластин должны омолаживаться границы флишевой формации. Как отмечалось выше, такое омоложение нижней границы в западном направлении фиксируется для грауваккового флиша. Тектоническое налегание эвгеосинклинальных серий на граувакковый флиш, состоящий из обломочного материала этих пластин, на Урале очень широко распространено. Именно такое положение занимают Сакмарский, Кракинский и Нязепетровский аллохтоны, а также более мелкие аллохтонные останцы восточнее Уралауского антиклинория. Косвенно в пользу такого механизма формирования грауваккового флиша говорят обломки пород серпентинитового меланжа.

Рассматриваемый комплекс не может быть использован в качестве формационного индикатора типа коры в момент его формирования. Действительно, в западной части флиш накапливался на древней континентальной коре (миогеосинклинальная зона); восточнее, вероятнее всего, существовала кора переходного типа, хотя "гранитный" слой в ней был достаточно хорошо выражен. На это указывает состав вулканитов, которые можно рассматривать как результат мобилизации вещества гранитно-метаморфических комплексов.

Флишевая стадия знаменует собой весьма важный этап в развитии Урала. Это этап интенсивных горизонтальных движений и формирования крупных эвгеосинклинальных аллохтонных масс. Граувакковый флиш, видимо, формировался перед фронтом таких масс, перемещавшихся с востока на запад. В тыловых частях надвигающихся пластин могли существовать локальные зоны растяжений, с которыми связано появление магматических пород, характерных для восточных районов Урала.

Флишевая стадия — стадия интенсивного шарьирования и движения уже существующих тектонических пластин. Судя по распределению формаций и скольжению нижней возрастной границы грауваккового флиша, это движение происходило в основном с запада на восток. Соответственно во фронтальной части накапливался флиш, а в тыловой, в локальных зонах растяжений могли создаваться условия для вулканизма.

Комплексы и структурный план предконтинентальной стадии

Нижнекаменноугольные отложения сохранились в отдельных отрицательных структурах на сравнительно небольших площадях. Крупные поля метаморфических сланцев Восточно-Уральского поднятия, относящиеся на последних геологических картах к нижнему карбону (Геология СССР, т. XII, ч. 1, 1969), включает в себя разновозрастные (в том числе и нижнекаменноугольные) образования. Однако отделить их от более древних, иногда даже докембрийских, толщ удается не всегда. В частности, именно для этой полосы предлагается прямо противоположная концепция, по которой в составе сланцев преимущественным развитием пользуются рифейские и нижнепалеозойские толщи (Мамаев, Черменинова, 1973). Поэтому их приходится исключать из формационного анализа, что, несомненно, создает определенную условность в формационных реконструкциях.

Фаунистически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения изучены очень детально; есть ряд монографических работ, в которых подробно рассмотрены их литологические и петрохимические особенности и закономерности пространственного размещения (Пронин, 1965; Смирнов, 1957, 1971; Смирнов, Смирнова, 1967; Плюснина, 1969б; Пугеводитель ..., 1974; Рапопорт, 1971; Червяковский, 1972). В составе комплекса можно выделить три главные формации: осадочно-вулканогенную (базальт-липаритовую), песчано-сланцевую (угленосную) и слоистых известняков.

Осадочно-вулканогенная формация наиболее широко развита в осевой части Магнитогорского прогиба. Вулканогенные члены формации представлены лавами и пирокластами базальтов, андезитов-базальтов и липаритов (вплоть до трахилипаритов). Вулканизм этой формации подробно описан в работе Г.Ф. Червяковского (1972). Петрохимически вулканыты представляют собой типичную контрастную серию с калиевой (субщелочной) специализацией кислых членов ряда.

Осадочные породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, туфогенно-обломочными породами и рифогенными известняками. Количество вулканогенных разностей очень изменчиво, наблюдаются почти исключительно вулканогенные разрезы и такие, в которых вулканыты отсутствуют. В Восточно-Уральском прогибе в разрезе формаций наряду с вулканытами и известняками появляется большое количество грубообломочных разностей (гравелиты и конгломераты). Мощность пород формаций для осадочных разрезов — 400–500 м, для вулканогенных она превышает 1500 м.

Возраст формации определен по многочисленным находкам фауны. В большинстве случаев это нижний — средний визе. В Магнитогорском прогибе ниже нижневизейской части разреза выделяются условно верхнетурнейские отложения, так что в наиболее полном объеме возраст пород формации индексируется как верхний турне-средний визе. Только на самом юге Урала, в восточных Мугоджарах (Прииргизский

синклиниорий), вулканогенные породы имеют визе-намурийский возраст (Костик, 1972). Отличие вулканитов в этой зоне - их интенсивная альбитизация и зеленокаменное изменение, не свойственное в других районах породам формации.

Угленосная формация детально описана в работах А.А. Пронина (Геология СССР, том. XII, ч. 1, 1969). Наряду с песчано-сланцевыми (часто с прослойками углей) толщами в ее составе отмечены многочисленные линзы полимиктовых конгломератов и гравелитов. Почти повсеместно фиксируются базальные конгломераты. В составе обломочного материала наряду с вулканитами отмечается довольно большое количество аркозового обломочного материала, в основном обломки плагиогранитов. В некоторых случаях большая часть разреза представлена крупнообломочными разностями с прослойками известняков (Челябинский район).

Возраст формаций определяется по многочисленным находкам фауны как ниже-средневизейский (Геология СССР, т. XII, ч. 1, 1969), хотя для отдельных районов на исключается и присутствие верхнетурнейских отложений. Мощность отложений формации колеблется от нескольких сотен до 1500-2000 м.

Формация слоистых известняков. В современной структуре эти отложения сохранились и в мелких грабенах и мульдах, но, судя по однообразию пород, эта формация была распространена очень широко.

Разрезы пород, относящихся к этой формации, детально описаны в многочисленных работах (Либрович, 1936; Смирнов, 1957; Плюснина, 1969б; Пронин, 1960). Это в основном светлые, серые и темно-серые (иногда битуминозные) известняки, обычно толсто-слоистые, реже массивные. Среди слоистых известняков отмечаются линзовидные тела рифогенных разностей. Прослои осадочных пород приурочены преимущественно к нижней части разреза. Это глинистые сланцы, полимиктовые и аркозовые песчаники (обычно известковистые) и гравелиты. В основании формации часто наблюдаются конгломераты, содержащие разнообразную гальку подстилающих пород. Мощность разреза колеблется от 300 до 800 м.

Возраст формации - от верхнего визе (или основание серпуховского яруса) до границы нижнего и среднего карбона.

Интрузивные образования предконтинентальной стадии представлены двумя формациями.

Габбро-гранитная формация (Магнитогорский комплекс) описана в работах В.М. Сергиевского (1936г.), Д.С. Штейнберга (1961), Г.Б. Ферштатера (1966) и др. Массивы этой формации приурочены к осевой части Магнитогорского синклинория и прослеживаются далее на север. Наиболее типичен для этой формации Магнитогорский массив. Обычно выделяются две фазы: ранняя, имеющая состав габбро или габбро-норита, и поздняя, по составу отвечающая калиевым гранитам с биотитом, роговой обманкой и диопсидом. Промежуточные разности (габбро-диориты, диориты и пр.) распространены незначительно и связаны с явлениями гибридизации.

В краевых частях гранитных тел появляются обедненные кварцем разновидности (граносиениты и сиениты).

Массивы габбро-гранитной формации имеют отчетливые интрузивные контакты с роговиками и скарнами. Интрузии прорывают верхнетурнейско-визейские породы базальт-трахипаритовой формации и располагаются в зоне развития пород этой формации. По геологическим и петрохимическим признакам большинство исследователей считают габбро-гранитную формацию комагматом вулканических базальт-трахипаритовой формации. Для Магнитогорского массива это доказывается и прямыми переходами от крупнозернистых гранитов и габбро через габбро-диабазы и гранит-порфиры в вулканиты соответствующего состава (Штейнберг, 1968).

Плагиогранит-гранодиоритовая формация (Львов, 1965; Ферштатер, Бородина, 1975) - гранитоиды Пластовского пояса (Чернореченский, Андреевский, Платоновский массивы) - сложена плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Характерная особенность формации - преобладание натрия над калием во всех разновидностях. Граниты калиевого ряда встречаются, но достаточно редко. Возможно, они представляют собой наиболее позднюю фазу, но не исключено, что их следует относить к более молодой формации биотитовых гранитов (см. ниже).

Гранитоиды рассматриваемой формации испытали метаморфизм, выразившийся в грануляции кварца и низкотемпературных изменениях плагиоклаза и темноцветных минералов (Штейнберг, 1969).

Вмещающие породы вблизи массивов интенсивно метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, контакты в большинстве случаев имеют конкордантный характер, внутри массивов прослеживаются "теневые" структуры вмещающих пород (данные И.И. Бородаевского). Все это указывает на автохтонный тип формирования этих массивов.

Возраст пород плагиогранит-гранодиоритовой формации, вероятнее всего, нижнекаменноугольный (Штейнберг, 1969), геологические и радиологические данные имеют противоречивый характер. Есть довольно много геологических данных (Ферштатер, Бородина, 1975), указывающих на то, что гранодиориты древнее верхнепалеозойских гранитов. Плагиограниты и гранодиориты не всегда отделены от более молодых верхнепалеозойских гранитоидов, так что сейчас трудно говорить о пространственных закономерностях его распространения. В основном они распространены восточнее Магнитогорского прогиба.

Взаимоотношение выделенных формаций. Палеогеографический анализ был проведен в ряде фундаментальных работ (Смирнов, 1957; Смирнов, Смирнова, 1967). Материалы, полученные за последнее время, лишь уточнили выводы этих исследователей. Вулканоогенно-осадочная и песчано-глинистая (угленосная) формации примерно одновозрастны ($C_1t_1 - C_1v_2$). Формация слоистых известняков моложе этих формаций (C_1v_3-s). Выделяются три основные структурно-формационные зоны. Западная, отвечающая Магнитогорскому прогибу, где развиты породы вулканоогенно-осадочной

формации, центральная, с распространением пород песчано-сланцевой формации, и восточная, с преимущественным развитием пород вулканогенно-осадочной формации.

Палеогеографически центральная зона всеми исследователями рассматривается как зона относительных поднятий островного типа, где в локальных впадинах происходило накопление терригенных толщ. Это сказывается на характере обломочного материала, состоящего преимущественно из обломков подстилающих толщ. Песчано-сланцевые отложения с размывом и несогласием залегают на нижележащих отложениях и содержат в основании базальные конгломераты. В прогибах, обрамляющих центральную зону с запада и востока, где накапливались вулканогенно-осадочные серии, несогласие в их основании неповсеместно.

Границы отмеченных формационных зон не только не совпадают с границами выделенных ранее Западной, Осовой и Восточной формационных зон, но и отличаются от них, имеют секущее по отношению к ним простирание, близкое к меридиональному (рис. 9).

Формация слоистых известняков (C_1v_3-s) трансгрессивно перекрывает породы вулканогенно-осадочной и песчано-сланцевой формаций, а также самые разные по возрасту подстилающие отложения. В современной структуре породы формации сохранились только в ядрах синктинальных структур и в грабенах. Однако, как это показал Г.А. Смирнов (1957, 1971), они слагали более или менее непрерывный чехол, сливающийся на западе с известняками Русской плиты. По своему облику отложения формации напоминают платформенные. В нижних частях разреза еще оказываются конседиментационные структуры, что отражается в колебании мощностей и местами в полноте разреза; верхние части разреза принципиально мало отличаются от типично-платформенного чехла, хотя мощность отложений несколько больше, чем в прилегающей части Русской плиты (Смирнов, 1957).

Породы известняковой формации залегают трансгрессивно, причем с нижележащими верхнетурнейско-средневизейскими образованиями они обычно связаны постепенными переходами, а на более древних отложениях залегают с угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании.

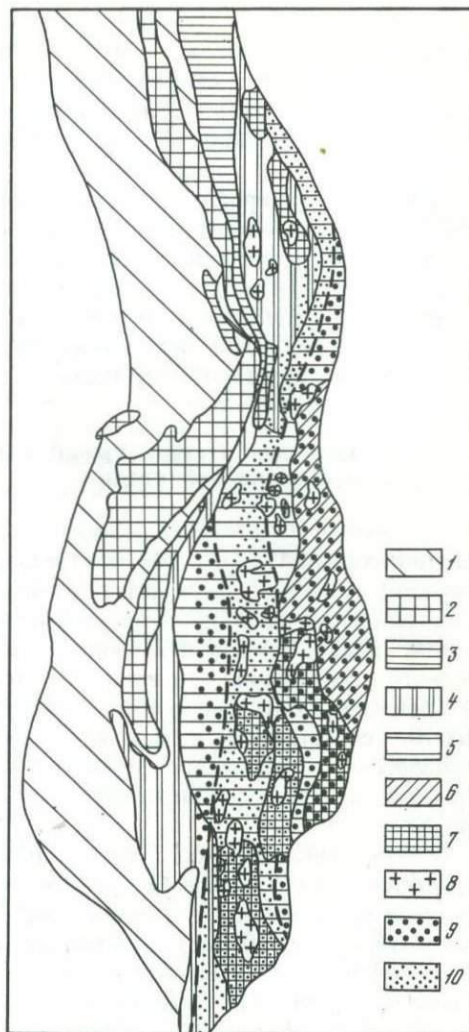
В целом рассматриваемый этап характеризуется появлением крупных конседиментационных прогибов и поднятий, которые в дальнейшем оформились в виде главных структур восточного склона Урала: Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб. В прогибах распространены в основном породы вулканогенно-осадочной формации, а к частным прогнутым структурам поднятия приурочены отложения песчано-сланцевой формации.

Конец рассматриваемого этапа характеризуется общей нивелировкой структур и палеорельефа, резким снижением тектонической активности и формированием чехла карбонатных пород.

Формации комплекса накапливались на коре с хорошо выраженным гранитно-метаморфическим слоем. Об этом свидетельствует непо-

Рис. 9. Соотношение докаменноугольного и каменноугольного структурных планов палеоокеанического сектора

Палеоконтинентальный сектор (1-2): 1 - палеозойские комплексы, 2 - рифейско-вендские комплексы. Палеоокеанический сектор (3-10): 3 - Тагильские зоны, 4 - Западная Магнитогорская зона, 5 - Центральная Магнитогорская зона, 6 - Восточная Магнитогорская зона, 7 - гнейсо-мигматитовые комплексы, 8 - гранитоиды, 9 - области распространения вулканогенно-осадочной формации нижнего карбона, 10 - области распространения песчано-сланцевой (угленосной) формации нижнего карбона



средственное стратиграфическое налегание визейско-серпуховских известняков на гранитизированные и метаморфизованные докембрийские образования в южной части Восточно-Уральского поднятия (Абдулин, 1973). Такие взаимоотношения хорошо видны по западному обрамлению Балкымбайского грабена Мугоджар, где сохранились небольшие пологие мульды известняков, резко несогласно залегающих на докембрийских метаморфидях. Помимо метаморфических пород (плаггиогнейсы, двуслюдяные сланцы, кварциты), в базальных конгломератах содержатся обильные обломки порфирировидных гранитов. В других частях Восточно-Уральского поднятия отмечена галька метаморфических пород и гранодиоритов в основа-

нии известняковой формации (Пронин, 1965; Кейльман, 1974). Обломки гранодиоритов и плагиогранитов (наряду с другими породами эвгеосинклинальных серий) отмечены в основании угленосной формации в долине р. Исеть (Пронин, 1965).

На существование гранитно-метаморфического слоя косвенно указывает состав вулканитов (липариты, трахилипариты) и аркозовый обломочный материал, проявляющийся среди терригенных образований вулканогенно-осадочной и песчано-глинистой формации. Однако интенсивный гранитоидный магматизм, в результате которого произошло окончательное формирование гранитного слоя в пределах эвгеосинклинали, связан с более поздней стадией развития. Рассматриваемая стадия лишь предвещает массовую гранитизацию и условно может быть названа предконтинентальной.

Комплексы и структурный план континентальной стадии

Комплексы раннего (орогенного) этапа знаменуют формирование континентальной коры. Это этап тектонического скупивания, складчатости, гранитизации и формирования горного сооружения. В эвгеосинклинальной зоне преимущественное развитие получили процессы гранитизации. Именно эта зона слагала основную часть складчатого горного сооружения, поэтому молассовая формация, характерная для данного этапа, распространена здесь лишь в локальных впадинах, причем сохранились в основном самые низы разреза молассовых комплексов. Молассами орогенного этапа сложен Предуральский краевой прогиб, сформировавшийся на миогеосинклинальном основании.

В эвгеосинклинальной зоне в основном развита морская моласса, представленная полимиктовыми известняковыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и глинисто-известковистыми сланцами с линзами (иногда крупными) известняков (Пронин, 1965), которые в наиболее прогнутых впадинах сменяются пестроцветными молассами нижнепермского (?) возраста. В составе обломочного материала преобладают вулканиты, габброиды, песчаники, реже встречаются метаморфические сланцы и гранитоиды. Возраст нижней, морской молассы определяется как средне-верхнекаменноугольный. В пестроцветных верхних молассы содержится нижнерорийский спорово-пыльцевой комплекс. С подстилающими толщами морская моласса чаще всего связана постепенными переходами, и нижняя возрастная граница обломочных пород несколько меняется от места к месту (от низов до верхов башкирского яруса). Пестроцветная моласса, по-видимому, может ложиться на подстилающие толщи с несогласием. Мощность молассовых образований не менее 500 м.

Наиболее характерна для рассматриваемого этапа формация нормальных гранитов (Штейнберг, 1961). Граниты этого типа подробно описаны в работах Б.К. Львова (1965) и Г.Б. Ферштатера (1974). Это очень устойчивые по составу биотитовые микроклиновые

(часто порфиroidные) граниты с некоторым преобладанием калия (коэффициент 0,4–0,55). По данным Б.К. Львова, это – многофазные массивы с последовательным уменьшением роли контаминации в более поздних фазах. Поздние фазы приближаются к нормальным биотитовым гранитам мирового типа, очевидно, отвечающим по составу гранитной эвтектике.

Массивы гранитов имеют в большинстве случаев конкордантные контакты с вмещающими породами. Вокруг них образуются ореолы фельдшпатизированных и метаморфизованных пород, иногда достигающих в ширину первых десятков километров, но обычно до нескольких километров. Г.Б. Ферштатер (1974) указывает на два типа экзоконтактовых ореолов. В первом случае вокруг гранитов распространены мигматиты амфиболитовой фации, изофациальной гранитам. Многие из таких массивов по геологическим и петрологическим особенностям квалифицируются Г.А. Кейльманом (1974) как автохтонные граниты. Вопрос о мигматитовых комплексах и вмещающих их гранитах будет рассмотрен ниже специально. Второй тип ореола представляется породами зеленосланцевой фации в той или иной степени фельдшпатизированными. Эти граниты Г.Б. Ферштатер рассматривает как несколько перемещенные гранитные массы тех же гранитов. Кроме того, выделяется менее многочисленная группа гранитных тел с дискордантными контактами, вдоль которых во вмещающих породах развиты роговики.

В большинстве случаев крупные согласные и полусогласные со структурой вмещающих масс гранитные тела приурочены к ядрам положительных (нередко куполовидных) структур, где они слагают крупные пластообразные залежи (Ферштатер, Бородина, 1975; Трифонов и др., 1968). Массивы, смещенные к периферии куполов, чаще имеют форму *клина*, сужающегося вниз. Такая форма гранитных тел хорошо подтверждается не только геологическими, но и геофизическими данными (Беллавин, 1963; Беллавин, Алейников, 1968).

Вмещающие породы гранитных массивов – гнейсо-мигматитовые комплексы (о которых речь пойдет ниже), песчано-сланцевые отложения нижнего карбона и вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя. Основная масса гранитоидов приурочена к Восточно-Уральскому поднятию; они слагают широкую полосу, известную в литературе под названием "Главной гранитной оси Урала". Распределение гранитов, таким образом, наследует структуру предконтинентальной стадии.

Возраст гранитоидов определяется как верхнепалеозойский. Они прорывают все отложения вплоть до намюрских включительно. Соотношения с верхнепалеозойскими отложениями не установлены. Абсолютный возраст гранитоидов – 270 млн. лет.

Основной зоной накопления моласс и других формаций орогенного этапа континентальной стадии был Предуральский краевой прогиб – крупнейшая сингенетическая отрицательная структура этого этапа. Формации краевого прогиба, его строение и история развития рассмотрены во многих фундаментальных работах, и мы здесь оста-

новимся только на отдельных особенностях, имеющих значение для общих выводов.

Краевой прогиб заложился на миогеосинклинальном основании, по границе складчатого сооружения с Русской плитой. Это резко асимметричная структура, выполненная преимущественно молассами, которые западнее фациально замещаются карбонатными отложениями платформенного чехла. В восточной части прогиба терригенные толщи начинают формироваться с середины карбона. Средне-верхнекаменноугольные отложения восточной части прогиба представлены флишевой формацией (Хворова, 1960; Перфильев, 1968; Устрицкий, 1961), которая залегает согласно на миогеосинклинальных толщах западнее и замещается платформенными известняками. По мере развития прогиба зона осадконакопления постепенно перемещается на запад. Такое "перекатывание" оси краевого прогиба было пре-красно показано в работах А.А. Богданова (1947) и И.В. Хворовой (1960 г.), В.П. Горского (1962) и др. Сакмарские и артинские отложения представлены морской (шпировой) молассой, согласно перекрывающей флиш в восточной части прогиба, а западнее согласно перекрывает известняки платформенного чехла. В составе морской молассы преобладают обломки пород эвгеосинклинальной зоны и обломки метаморфид Центрально-Уральского поднятия. Вверх по разрезу молассы увеличивается роль обломков пород миогеосинклинальных серий.

Морская моласса местами (южная часть прогиба) замещается мало мощными, относительно глубоководными глинисто-известковистыми породами некомпенсированного прогиба. Западнее моласса замещается платформенными карбонатными отложениями.

Морская моласса вверх по разрезу постепенно замещается континентальной пестроцветной молассой, охватывающей по возрасту кунгурский ярус, верхнюю пермь и нижний (на севере весь) триас. В кунгурское время моласса местами замещается эвапоритовой, а в северной части прогиба - угленосной формацией.

Осевая зона прогиба постепенно смещается на запад, так что верхнепермские пестроцветные отложения выплескиваются далеко в пределы Русской плиты. Мощность молассовых комплексов в пределах краевого прогиба изменчива и местами превышает 6 км.

Как видно из краткого описания, орогенный этап характеризуется массовой гранитизацией эвгеосинклинальной зоны и формированием на ее месте горного сооружения с корой континентального типа. Краевой прогиб представляет собой компенсационную отрицательную структуру, аккумулирующую обломочный материал. Судя по изменению состава обломочного материала в вертикальном разрезе моласс, поднятие начинается в эвгеосинклинальной зоне и постепенно расширяется в западном направлении, захватывая и миогеосинклиналь.

Комплексы континентальной стадии. Начиная с триаса на восточном склоне Урала формировалась трапповая формация ($T_1 - T_2$), представляющая собой чередование траппов и континентальных обломочных пород (песчаники, гравелиты, конгломераты).

Вверх по разрезу трапповая формация сменяется отложениями угленосной формации верхнего триаса — нижней юры.

Породы трапповой, пестроцветной и угленосной формаций залегают обычно с резким несогласием на породах палеозоя восточного склона Урала и выполняют отдельные грабены и впадины, в основном перекрываемые мезозойско-кайнозойскими толщами. На дневную поверхность они выходят только в пределах Челябинского грабена. Близкие по облику и возрасту отложения на севере Урала практически согласно ложатся на пермскую молассу Предуралья Краевого прогиба.

Начиная с верхней юры на Урале формируется платформенный чехол. Только в южной части западного склона нижние части разреза чехла имеют верхнетриасовый возраст.

Гнейсово-мигматитовые комплексы эвгеосинклинальной зоны

Рассматриваемые комплексы широко распространены на восточном склоне Урала. В основном они приурочены к Восточно-Уральскому поднятию, слагая в его пределах достаточно крупные участки. Несмотря на весьма длительную историю изучения этих комплексов, многие основные вопросы их геологии до сих пор не решены. Геолого-петрологическое описание этих комплексов можно найти в многочисленных конкретных (Роненсон, 1959; Водорезов, 1963; Глушкова, 1969; Грачев и др., 1969; Крылов, Закожурников, 1970; Панков, 1971; Чесноков, 1971; Плюсин, 1971) и обобщающих (Пронин, 1960; Соболев, 1963; Штейнберг, 1963; Минкин, 1969; Абдулин, 1973) работах. Наиболее полное описание геологии и петрологии гнейсовых комплексов сделал Г.А. Кейльман (1974) в недавно вышедшей фундаментальной монографии.

Гнейсово-мигматитовые комплексы во всех известных случаях приурочены к ядрам сложных антиклинальных структур. Г.А. Кейльман выделяет в составе комплекса две группы пород — гнейсы и амфиболиты, слагающие ядра структур (гнейсовые ядра), и метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, обрамляющие эти ядра (сланцевое обрамление).

Помимо структурного положения, породы гнейсовых ядер и сланцевого обрамления существенно различаются и по другим признакам. Гнейсовым ядрам свойствен достаточно стабильный метаморфизм амфиболитовой фации, интенсивная гранитизация и широкое развитие мигматитов. Все это спаивает гнейсовые ядра, имеющие свою сложную внутреннюю структуру.

Породы сланцевого обрамления характеризуются градиентным метаморфизмом, который быстро снижается от амфиболитовой фации вблизи гнейсового ядра до фонового метаморфизма на расстоянии первых километров. Метаморфиты сланцевого обрамления образовались за счет палеозойских эвгеосинклинальных серий. Во многих случаях — это породы океанического формационного комплекса, часто насыщенные телами серпентинитовых тектонитов и серпентинитовых

меланжей. В Мугоджарах в состав сланцевого обрамления Талдыкского гнейсового комплекса входят габброиды меланократового фундамента.

В составе гнейсовых ядер во многих случаях выделяется два структурно-формационных комплекса. Нижний из них в основном сложен биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, содержащими большее или меньшее количество прослоев амфиболитов, кварцитов и кварц-полевошпатовых сланцев. Это так называемая южномугоджарская серия Мугоджар (Абдулин, 1973), нижняя толща мурзинской серии Мурзинско-Адуйского комплекса, шумихинская, селякинская и вишневогорская серии Сысертско-Ильменогорского комплекса и др.

Общее для этого комплекса — преобладание плагиогнейсов и четкие признаки первично терригенного субстрата в этих породах (обломочный циркон, реликты слоистых текстур и обломочных структур). Для этих комплексов не характерны габбро-амфиболиты и апогипербазитовые породы. Преобладание парагнейсов в нижних частях разреза отмечается и там, где разделение на два комплекса в составе ядра провести не удается (Салдинский комплекс).

Подчеркнем еще одну особенность, установленную Г.А. Кейльманом. Среди гнейсов описаны реликтовые участки дупироксеновых гнейсов гранулитовой ступени метаморфизма. Такие реликты встречаются крайне редко, однако этот факт позволил Г.А. Кейльману сделать вполне правомерный и принципиально важный вывод о том, что гнейсы могли образоваться в результате регрессивного метаморфизма амфиболитового уровня по породам гранулитовой фации.

Наиболее сложен вопрос о возрасте гнейсовой части разреза. Приходится согласиться с Г.А. Кейльманом, что во многих (если не во всех) случаях эта часть разреза имеет докембрийский возраст. Наиболее достоверные данные как по представительности и качеству исследованного материала, так и по точности аналитических работ имеются о возрасте образования гнейсов (т.е. возрасте метаморфизма) селякинской и вишневогорской серий Сысертско-Ильменогорской структуры. Это — 1850 ± 70 млн. лет, определенные альфа-свинцовым и уран-торий-свинцовым методами с изотопным контролем (Краснобаев и др., 1976).

Значительно меньше данных о возрасте южномугоджарской серии. Имеющиеся цифры абсолютного возраста (преимущественно по калий-аргоновому методу) дают широкий диапазон, но наиболее древние из них — (1100-955 млн. лет (Миловский, Кнорре, 1965). Предположение о докембрийском возрасте этой серии вполне правомерно.

Верхняя часть разреза гнейсовых ядер — наиболее сложная и спорная для интерпретации части комплекса. В пределах Сысертско-Ильменогорской структуры, по данным Г.А. Кейльмана (1974), этой части разреза отвечает черновская серия. По составу — это амфиболиты, содержащие прослойки слюдяных микрогнейсов и графитовых

кварцитов. Амфиболиты рассматриваются в качестве метадиабазов, а кварциты — как первично хемогенные кремнистые осадки. Породы насыщены многочисленными телами метаморфизованных гипербазитов и габброидов. Г.А. Кейльман вполне справедливо рассматривает всю совокупность пород в качестве офиолитовой ассоциации. В отличие от нижележащих гнейсов породы черновской серии не содержат реликтов минеральных образований более высокой, чем амфиболитовая, фации метаморфизма.

Черновская серия, по данным Г.А. Кейльмана, залегает несогласно на гнейсах, причем значительное увеличение количества гипербазитовых тел вблизи контакта позволило ему предположить не стратиграфический, а тектонический характер этого налегания.

Общим для верхнего структурного яруса гнейсовых ядер является вулканогенно-осадочный состав пород и многочисленные тела гипербазитов. Наиболее сложен вопрос о возрасте пород верхнего структурного яруса. Г.А. Кейльман (1974), основываясь на стабильности метаморфизма, отдает предпочтение представлению об их рифейском возрасте. Многие исследователи отмечали большое сходство (если не тождество) ордовикско-силурийского разреза сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского комплекса с черновской серией гнейсового ядра (Панков, 1971), для которой предполагается соответственно тот же возраст. По устному сообщению А.А. Краснобаева, метаморфогенный циркон из пород черновской серии и ее аналогов дает устойчивые цифры на уровне 370 млн. лет, т.е. такие же, как и для метаморфизованных пород сланцевого обрамления (Кейльман, 1974). Все это скорее подтверждает нижне-среднепалеозойский возраст исходных пород черновской серии. Для талдыкской серии Мугоджар Г.А. Кейльман (1974) допускает возможность нижнепалеозойского возраста пород.

Гнейсово-мигматитовые комплексы в других частях эвгеосинклинали построены в целом аналогично (Кейльман, 1974). В ядрах также устанавливается двухъярусное строение, хотя соотношения между этими ярусами не всегда ясны (Мурзинско-Адуйский комплекс); иногда на эрозионный уровень выходят только породы верхнего яруса (Мариинский комплекс).

Характерная особенность гнейсово-мигматитовых комплексов — широкое развитие процессов гранитизации. В основном гранитизация распространена в пределах гнейсовых ядер, выходя, однако, и в пределы сланцевого обрамления. В ядрах максимум гранитизации приурочен к породам нижнего структурного яруса (гнейсовые комплексы). Г.А. Кейльман (1974) выделяет более раннюю — плагиогранитизацию и следующий этап — калиевую гранитизацию. По характеру проявления выделяются метасоматическая и инъекционная гранитизации и интрузивные граниты. Граниты слагают межформационные пластообразные тела, приуроченные к границе гнейсового ядра и сланцевого обрамления.

Изучение процессов метаморфизма, гранитизации, кислотного выщелачивания и метасоматической базификации гнейсово-мигмати-

товых комплексов привело Г.А. Кейльмана к выводу об анатектической природе гранитизации, причем на прогрессивном этапе метаморфизма возникают метасоматическая и инъекционная гранитизации, а интрузивные гранитоиды имеют реоморфическое происхождение (Кейльман, 1974).

Г.А. Кейльман провел статистический анализ данных абсолютного возраста, полученных по разным гнейсово-мигматитовым комплексам. Выделяются три четких максимума, по-видимому, отражающие основные этапы метаморфизма и гранитизации — 440, 370 и 310 млн. лет. Это не исключает более древнего метаморфизма (реликты гранулитовой ступени в гнейсах). Сравнение гистограмм для пород гнейсового ядра и сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского комплекса показало, что только два последних этапа проявляются и там, и там. Ранний (440 млн. лет) этап в обрамлении не проявился. Представляется вполне правомочным предположение о том, что породы гнейсового ядра и сланцевого обрамления были пространственно совмещены только начиная с верхнего девона (этап гранитизации 370 млн. лет).

Подчеркнем некоторые выводы, следующие из краткого рассмотрения гнейсово-мигматитовых комплексов (большинство этих выводов было сделано Г.А. Кейльманом и принимается авторами):

1. Гнейсово-мигматитовые комплексы состоят из сланцевого обрамления, сложенного палеозойскими эвгеосинклинальными сериями и гнейсового ядра, для которого характерен равномерный метаморфизм амфиболитовой ступени.

2. Гнейсовое ядро в свою очередь состоит из двух структурных ярусов. Нижний представлен парагнейсами докембрийского возраста, верхний — эвгеосинклинальными породами, возможно, палеозойского возраста.

3. Выделяется три основных этапа метаморфизма и гранитизации (ранний силур, поздний девон и конец раннего карбона), причем в породах сланцевого обрамления ранний этап метаморфизма, возможно, не проявляется.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР УРАЛА

Описание современной структуры палеозоид Урала представляет собой тему крупной самостоятельной работы, здесь же мы рассмотрим лишь наиболее важные вопросы, имеющие значение для понимания основных моментов истории формирования земной коры этого региона.

Современный структурный план палеозоид Урала сформирован в конце палеозоя — начале мезозоя, когда на его территории завершились последние интенсивные тектонические деформации. Несмотря на то, что структурный план доорогенного этапа подвергся в эту эпоху радикальной перестройке и формационные комплексы океанического сектора сместились по отношению к континентальному, местами явно перекрыв край последнего, все же в первом приближении мы

можем говорить о палеоконтинентальном и палеоокеаническом секторах в современной структуре Урала.

Палеоконтинентальный сектор включает две крупнейшие структуры, прослеживаемые вдоль всего Урала: Предуральский краевой прогиб и Западноуральский мегантиклинорий.

Предуральский краевой прогиб, расположенный на границе Уральской складчатой области и Русской платформы, возник в начале перми. На Южном Урале его образованию предшествовало накопление флишевой формации средне-верхнекаменноугольного возраста (Хворова, 1961). На севере Урала средний и верхний карбон в ложе прогиба представлены карбонатными формациями. Накоплению моласс, заполняющих прогиб, на севере обычно предшествовало образование депрессионной мергелистой ассельско-сакмарской или ассельско-артинской (на Южном Урале) формации незагруженного прогиба. Причиной образования этой формации, по-видимому, является опускание края континентального сектора под действием веса пластин океанических пород, надвигавшихся на него с востока (явление, известное под названием обдукции). По внешней стороне незагруженного прогиба формировался структурный уступ, обращенный к востоку. Край уступа, с течением времени смещавшийся к западу, трассировался цепочками рифовых массивов. Молассы, как правило, согласно залегают на породах ложа прогиба, образуя четко выраженный регрессивный ряд. В низах выделяется морская моласса (нижнемолассовая, или шлифовая формация), по ряду признаков (ритмичность, гиероглифы и др.) близкая флишу. Верхи разреза занимает лагунно-континентальная (верхняя) моласса. Различаются сероцветные, угленосные, пестроцветные формации в зависимости от климата, в котором они образовались. На уровне кунгурского яруса в ряде районов между нижней и верхней молассой вклинивается эвапоритовая формация. Возраст орогенных формаций в южной части Урала ограничивается пермью; на значительной части севера Урала в пределах прогиба развиты и триасовые молассоподобные образования, во многих участках отделенные от пермских моласс покровами траппов. Молассы "выплескиваются" за пределы прогиба далеко на платформу, однако его западный борт проявляется достаточно четко в виде уступа, выраженного в увеличении угла наклона ложа прогиба в сторону Урала. Возраст ложа прогиба меняется, омолаживаясь (в пределах нижней перми) в сторону платформы вследствие направленной миграции прогиба с востока на запад. Наступавшие с востока вслед за прогибом поднятия и складчатые деформации модифицировали восточный борт прогиба, выраженный в современной структуре резким подъемом ложа. В крайних частях Западноуральского мегантиклинория, с которым прогиб граничит, орогенные формации местами сохраняются в ядрах синклиналей в виде эрозионных останцов, свидетельствуя о том, что прежде прогиб был более широким. Глубины прогиба сильно меняются, достигая максимальных величин, — 5 км и более в северных районах. Прогиб делится на ряд впадин поперечными поднятиями, образование которых связано с глубокими и

складчато-глыбовыми подвижками, унаследованными от поперечных к Уралу структур древнего фундамента (Каратауское и Поллодовское поднятия, Печоро-Кожвинский вал, южная часть гряды Чернышева, гряда Чернова). Соответственно с юга на север выделяются Бельская, Юрюзано-Сылвенская, Верхнепечорская, Большесыбинская, Косью-Роговская и Коротаихинская впадины.

В пределах всех впадин без исключения намечается продольная структурная зональность, выраженная в наличии внешней и внутренней структурных зон. Первая из них, отвечающая полого наклонному внешнему борту прогиба и его осевой части, характеризуется развитием пологих структур платформенной морфологии. Вторая отвечает приосевой части прогиба, переработанной линейной складчатостью, и крутому восточному борту прогиба. Здесь выделяются преимущественно валобразные и гребневидные антиклинали, осложненные надвигами, падающими к востоку, и разделенные более широкими, нередко корытообразными синклиналями. В областях развития эвапоритовой формации кунгура морфология валобразных антиклиналей в значительной мере определяется отжиманием солей в своды этих структур, что наиболее четко показано для Бельской впадины (Камалетдинов, 1974). Подобное явление, по-видимому, имеет место и в ряде более северных районов — до Верхней Печоры включительно.

Западноуральский мегантиклинорий — крупнейшая структура палеоконтинентального сектора Урала — резко асимметричен: в его составе можно выделить две структурные зоны — краевую зону преимущественного развития доорогенного палеозоя и более поднятую Уралтаускую зону преимущественного развития докембрия. Считать пластины эвгеосинклинальных формаций восточного склона Урала восточным крылом этого мегантиклинория вряд ли оправдано: как будет показано ниже, по всему восточному краю Уралтауской зоны проходит крупнейший надвиг, амплитуда которого неясна и может быть очень значительной.

Западноуральский мегантиклинорий обнаруживает элементы поперечной неоднородности — относительно поднятые участки чередуются с прогнутыми. В его пределах в связи с этим выделяются Башкирский, Уралтауский, Кваркушский, Ляпинский, Харбейский и другие антиклинории и поднятия (см. рис. 1).

Краевая зона Западноуральского мегантиклинория представляет собой погружающуюся к западу моноклинорную складчато-шарьяжную структуру, сложенную на поверхности преимущественно формациями континентального сектора палеозойской геосинклинали; в отдельных шарьяжах присутствуют и формации океанического сектора. Структуры этой зоны можно разделить на параавтохтонные и аллохтонные. В параавтохтоне выделяются структуры нескольких морфологических типов:

1. Складчато-блоковые структуры I порядка (длиной свыше 10 км при ширине до 3–5 км):

1. Простые линейные складки, обычно симметричные, реже наклонные и опрокинутые, осложненные надвигами сравнительно

небольшой амплитуды. Их можно рассматривать в качестве почти прямого повторения волнообразно изогнутой и нарушенной разломами поверхности байкальского фундамента. Эти складки развиты в участках, где фундамент перекрыт палеозоем небольшой мощности и близко подходит к поверхности (Кожимское, Тимаизское поднятия, периферия Башкирского антиклинария и др.).

2. Складчато-блоковые структуры с "нарушенной" линейностью — изометричные или неправильной формы, связанные с проявлениями резко выраженной анизотропии фундамента, приводящей к возникновению поперечных перегибов и отклонений от основного уральского простирания (антиклинальные поднятия Енгане-Пе, Манита-Ныр, системы поднятий Полюдова кряжа и Каратау).

II. Складчато-чешуйчатые структуры в пределах краевой зоны развиты преимущественно в участках, где глубины до фундамента достигают первых километров и между деформациями поверхности фундамента и структурами верхних уровней палеозойского чехла наблюдается дисгармония. Складки I порядка, шириной 3–5 км и амплитудой 1–3 км, обычно линейные, близкочастотные, асимметричные, часто опрокинутые на запад; как правило, они разорваны надвигами, переходящими в небольшие нескладчатые шарьяжи. Видимая минимальная амплитуда горизонтальных перемещений по этим надвигам обычно может достигать 4–5 км; иногда бурением и сейсмикой устанавливаются и более крупные амплитуды — до 7–8 км. Общее направление перемещения деформированных масс, судя по морфологии структур, — с востока на запад (относительное перемещение фундамента соответственно имеет обратное направление).

Раннескладчатые аллохтонные структуры западного склона Урала также довольно разнообразны, а их амплитуда различна.

В бассейнах рек Лемвы и Большого Ельца на Полярном Урале достаточно уверенно устанавливается шарьяжное перекрытие карбонатных шельфовых формаций сланцевыми формациями континентального склона. Минимальная амплитуда в бассейне р. Большой Елец устанавливается в 7–8 км, а в верхнем течении р. Лемвы — порядка 18–20 км (рис. 10). В этих районах внутренняя структура области развития батиальных формаций представляет собой сочетание участков чешуйчато-покровного строения (причем поверхности покровов складкообразно изогнуты) и участков, где палеозойские отложения не сорваны с докембрийского фундамента. В первом случае внутренняя структура чрезвычайно сложна, с массой мелких осложняющих чешуй и изоклинальных складок; во втором преобладают крупные линейные антиклиналии и синклиналии, прослеживающиеся на далекие расстояния.

В бассейне р. Малой Печоры наблюдается, по-видимому, останец шарьяжа, сложенный сланцевыми батиальными фациями в окружении неритовых фаций, причем все границы резкие — переходных фаций во фронте надвига не наблюдается. Предполагаемая амплитуда шарьяж-

ного перемещения здесь может быть оценена в десятки километров. Внутренняя структура шарьяжа изучена плохо из-за неудовлетворительной обнаженности. Тем не менее можно отметить, что для нее характерны довольно мелкая чашуйчатость (ширина чешуй в 1,5–2 раза меньше, чем в параавтохтоне) и мелкая складчатость, далеко не всегда улавливаемая в монотонных сланцевых толщах.

Как уже указывалось в описании пород Нязепетровского аллохтона, здесь возможно присутствие двух крупных совмещенных пластин, формации которых первоначально образовывались на значительном удалении друг от друга. Амплитуды перемещений здесь также составляют многие десятки километров. Детали структуры аллохтона изучены плохо. Вместе с тем нельзя не подчеркнуть такую ее особенность, как общие с автохтоном деформации, что указывает на сравнительно ранний (доскладчатый) характер шарьяжеобразования.

В Кракинском шарьяже развиты ордовикские и силурийские отложения эвгеосинклинального (океанического) облика в ассоциации с гипербазитами (преобладают гарцбургиты и дуниты; заметным развитием пользуются породы полосчатого комплекса, незначительным — габбро и диориты). Такое количественное сочетание пород само по себе указывает на сложность структуры аллохтона: слабое развитие габброидов и отсутствие дайкового комплекса может объясняться тектоническими причинами (наличием, по крайней мере, двух пластин: эффузивно-осадочной и перекрывающей ее гипербазитовой). По Казанцевой (1970б), породы, слагающие Кракинский шарьяж, сложно дислоцированы, раздроблены и брекчированы. В основании шарьяжа развиты офиолитовые тектониты (меланж). Как показывают структурные наблюдения, породы аллохтона и автохтона были смяты совместно, после того как произошло шарьяжеобразование в заключительные фазы варисского тектогенеза.

Из крупных шарьяжей западного склона Урала наиболее сложен по своему строению Сакмарский. По Руженцеву (1971), он был образован целым пакетом тектонических пластин, различных по своему фациальному составу, "перетасованных" в вертикальном разрезе и сочетающихся с габброидами и гипербазитами. В дальнейшем эти пластины были смяты в систему антиформных и синформных складок. Палинспастическое разворачивание разнофациальных пластин позволило С.В. Руженцеву предположительно оценить минимальную амплитуду шарьяжа величиной свыше 100 км.

Зона Урала тау представляет собой почти непрерывный от севера до юга Урала выступ байкальского кристаллического основания, и структуры, развитые здесь, в своей основе созданы добайкальскими движениями. Однако варисские деформации, возникшие в условиях сильного тангенциального сжатия, значительно усложнили эти структуры. Эти деформации, в частности, сильно сгладили азимутальные несогласия между байкальскими и варисскими структурами на Приполярном Урале, так что сам факт существования этих несогласий порою становится предметом дискуссии. Морфология наложенных варисских структур может изучаться в основном лишь по

деформациям подошвы палеозоя на периферии крупных структур зоны или в ее внутренних частях — там, где сохранились от эрозии синклинали, сложенные палеозойскими породами. Здесь наиболее обычны широкие линейные складки продольного изгиба, осложненные довольно крутыми разломами, не переходящими, как правило, в пологие надвиги и шарьяжи. Вблизи крупных интрузивных тел или при наличии других элементов анизотропии байкальского фундамента морфология варисских структур может испытывать резкие локальные изменения с образованием структур облекания, структур с нарушенной линейностью и т.д.

Говоря о генезисе варисских структур, обычно не учитывают, что их основа, их генеральное простирание и многие другие особенности — в значительной мере были predeterminedены уже в течение раннепалеозойских деформаций рифтовой стадии развития. И хотя грабены не сохранились, присутствуют свидетели их существования — грабеновые формации. Несмотря на то, что многие разломы того времени прекратили свое существование, остались линейные цепочки интрузий и серии даек, размещавшиеся вдоль них, причем петрологические данные свидетельствуют о том, что некоторые из таких разломов уходили на глубины 100–200 км. Эти деформации, безусловно, вложили свою лепту в формирование структуры Урала. Современный же структурный план палеоконтинентального сектора Урала оформился в конце палеозоя, когда океаническая впадина Урала полностью замкнулась, и напряжения сжатия распространились на континентальный край. При этом образовывалась весьма примечательная дисгармония между фундаментом и чехлом этого континентального края. Если варисская структура байкальского фундамента характеризуется развитием более или менее простых складок и надвигов, то вышележащие толщи чехла образуют интенсивные, часто изоклинальные складки, крупные надвиги и шарьяжи. Такая дисгармония лишь частично может быть объяснена некомпетентностью чехла. Требовался, по-видимому, мощный штамп, действовавший с востока преимущественно на верхние уровни и вызывавший тектонические срывы, образование пластин и значительные поверхностные перемещения масс на запад. Таким штампом мог быть мощный покров океанических формаций, сохранившийся в палеоконтинентальном секторе лишь в виде отдельных останцов.

Палеоокеанический сектор. Структура пород меланократового основания. Породы меланократового основания в виде серпентинитовых меланжей или более или менее ненарушенных массивов обычно слагают нижние участки крупных тектонических пластин и перекрываются эвгеосинклинальными сериями. Для относительно ненарушенных блоков выделяется два типа структур. Породы полосчатого комплекса и троктолиты "Платиноносного" пояса слагают довольно простые тектонические пластины, надвигавшиеся в горячем состоянии. На последнее указывает развитие высокотемпературных тектонитов (кытлымитов) в подошвах пластин.

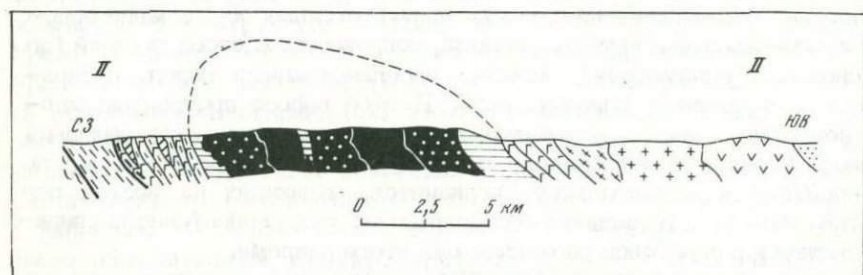
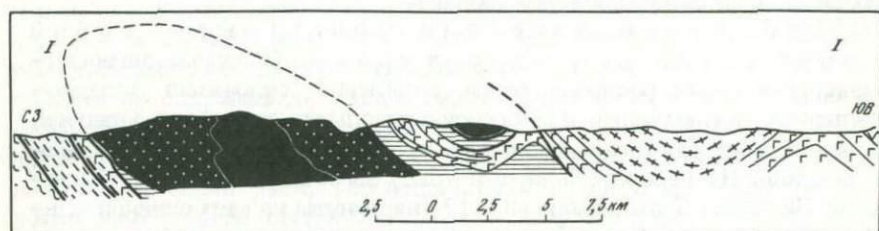
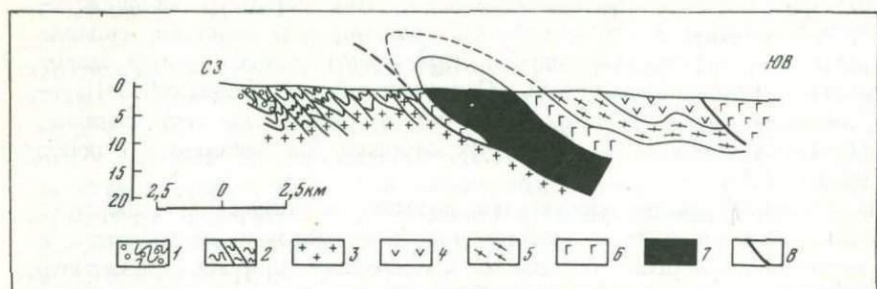
Второй, наиболее распространенный тип структур меланократового основания — гигантская опрокинутая, или лежачая, складка с дунит-гарцбургитовым ядром. Примерами таких складок могут служить Войкаро-Сыншинский, Сьумжеуский, Хабаровинский, Кемпирсайский и другие массивы. Обычно это пережатые антиклиналии, дунит-гарцбургитовое ядро которых оторвано от материнских пород (рис. 11, 12).

В лежащем крыле породы полосчатого комплекса и габброиды частично или полностью превращены в гранатые амфиболиты и гранат-глаукофановые породы с чрезвычайно широким развитием текстур пластического течения. Этот метаморфизм непосредственно связан с образованием лежащих складок.

Соотношение эвгеосинклинальных серий с обрамляющими структурами. Западнее эвгеосинклинальных серий распространены рифейские отложения Западно-Уральского антиклинория и миогеосинклинальные отложения палеозоя. Западный контакт эвгеосинклинальных образований повсеместно тектонический. На севере (Полярный Урал) эвгеосинклинальные образования Западной Тагильской зоны (?) надвинуты на миогеосинклинальные комплексы. Надвиг, как и породы кровли и подошвы, наклонен на восток под углом 40–50°. Южнее, на Северном Урале, Западная Тагильская зона ограничена с запада от рифтогенных образований ордовика сложной зоной крутого разлома, сопровождающегося мощной (до нескольких километров) полосой рассланцеванных пород, превращенных в зеленые динамосланцы. К этой полосе приурочены многочисленные тела серпентинитовых тектонитов (Салатимский пояс). Кливаж динамосланцев почти вертикален и резко секущ по отношению к напластованию вулканитов, падающих на восток под углом 30–40°. Кулисное распространение тел серпентинитов свидетельствует о сдвиговой составляющей этого разлома.

Южнее, на широте г. Нижние Серги и Тагильского массива разлом становится более пологим (падение на восток порядка 40°). Зеленокаменные серии Западной Тагильской зоны, подстилаемые габброидами Тагильского массива, надвинуты здесь на рифейские толщи. Надвиг доказывается не только геологическими, но и сейсмическими данными. Амплитуда надвига значительна (минимально — первые десятки километров). Западнее рифейских отложений сохранился крупный, сложно построенный Нязепетровский аллохтон, выполняющий ядро большой синформной складки. Аллохтон залегает на силурийских и девонских отложениях миогеосинклиналии и на граувакковых образованиях верхнего девона — нижнего карбона. Сам аллохтон состоит, как минимум, из двух пластин: нижняя, сложенная ордовикскими и силурийскими песчано-сланцевыми комплексами (фашии континентальных подножий), и верхняя, сложенная вулканитами Тагильской зоны.

На Среднем и Южном Урале эвгеосинклинальные серии повсеместно надвинуты на рифейские комплексы Уралтауского антиклинория (рис. 13). Практически повсеместно в подошве надвинутой эвгео-

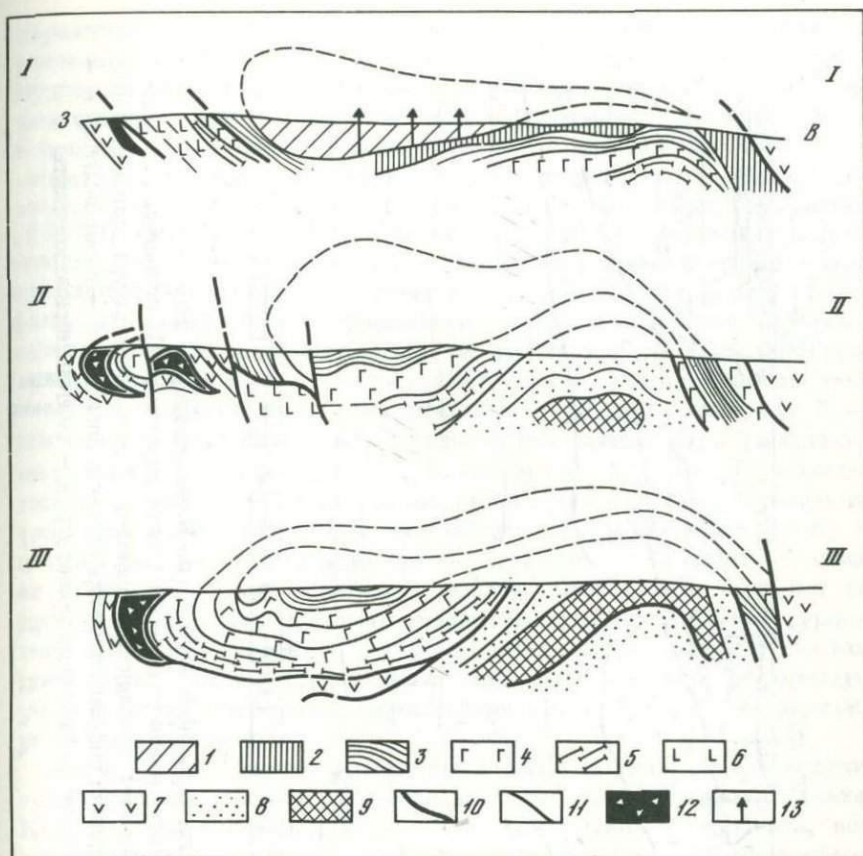


Р и с. 11. Принципиальный геологический разрез (А) через Полярный Урал и конкретные разрезы (Б) по Войкарскому массиву

1 - верхнепалеозойские отложения; 2 - сланцевые толщи миеогосинклинальной зоны; 3 - доордовикский комплекс; 4 - силурийско-девонская эвгеосинклинальная серия; 5 - плагиограниты; 6 - габброиды и амфиболиты; 7 - гипербазиты; 8 - главные надвижки; для профиля I-I и II-II условные обозначения и расположение см. на рис. 5

синклинальной пластины распространена мощная зона мономиктового (а на юге и полимиктового) серпентинитового меланжа, включающая иногда довольно крупные целиковые массивы гипербазитов и менее крупные габброидов. Западнее Уралтауского антиклинория в ядрах крупных синформных синклинальных структур сохранились аллохтонные останцы этой пластины (Сакмарский и Кракинский аллохтоны).

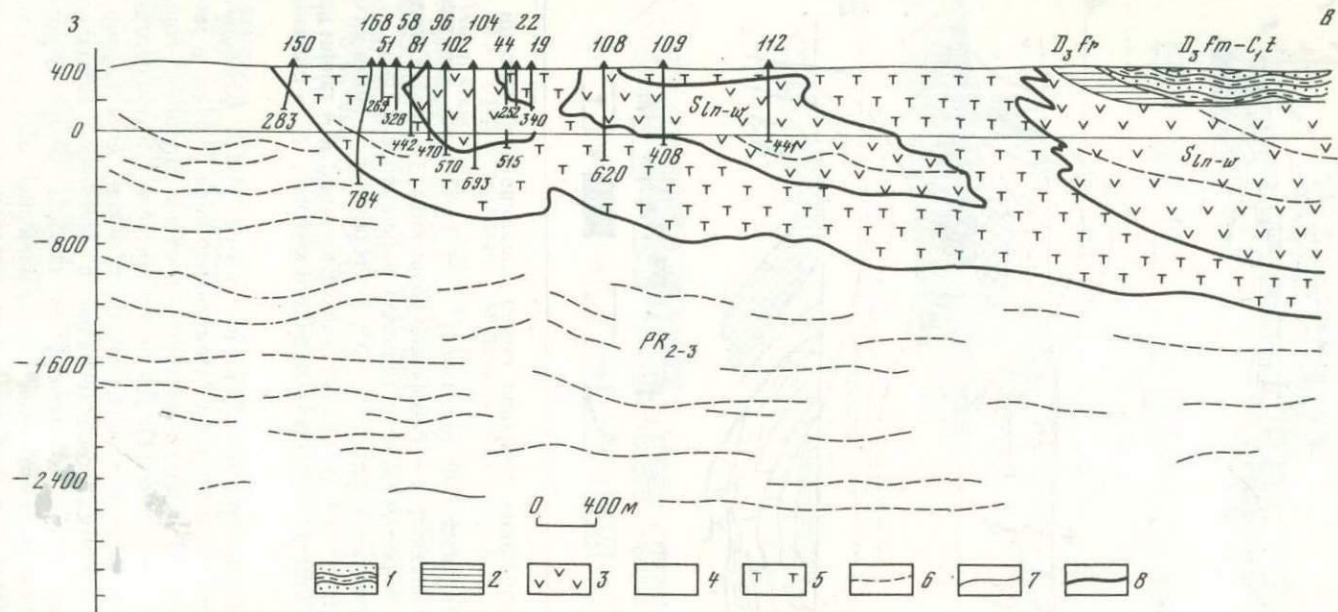
Амплитуда надвигания пород палеоокеанического сектора на палеоконтинентальный не известна. Однако вывод о сильном тектоническом сближении этих секторов подтверждается следующими со-



Р и с. 12. Геологические разрезы через Хабаровинский массив (с севера на юг)

1 - дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 - дунитовый комплекс; 3 - полосчатый комплекс; 4 - габбровый комплекс; 5 - амфиболиты; 6 - диабазы и габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 7 - вулканогенно-осадочные толщи ($O_2 - S$); 8 - терригенно-вулканогенные отложения (O_{1-2}); 9 - доордовикские отложения; 10 - линии надвигов; II - разломы; 12 - серпентинитовый меланж; B - скважины

ображениями. Как уже указывалось, на севере Урала батиальные осадки были вовлечены в тектонические деформации только в нижней перми, а снос терригенного материала с востока ощущался только с карбона (на юге - с девона). До этого времени континентальная окраина переживала период спокойного погружения, совершенно не компенсировавшегося осадконакоплением в восточной батиальной зоне. Непосредственно же к востоку от полосы распространения батиальных формаций располагается эпиокеаническая область, стиль развития которой был совершенно иным: интенсивные деформации



Р и с. 13. Геологический разрез через Байгускаровский массив (по Камалетдинову, 1974)

1 - фаменский ярус верхнего девона - низы нижнего карбона (зилаирская серия): песчаники, аргиллиты; 2 - франский ярус, мукасовский горизонт: кремнистые сланцы; 3 - нижний силур: вулканогенно-осадочные образования; 4 - средний и верхний рифей: метаморфические сланцы; 5 - гипербазиты; 6 - сейсмические отражающие площадки; 7 - стратиграфические границы; 8 - тектонические контакты

переходной стадии развития, связанные со сжатием и образованием размывавшихся поднятий, начались еще в силуре (венлок на севере, лудлов на юге), т.е. значительно раньше, чем в смежной части континентального склона. Более того, в офиолитовом комплексе вблизи его основания в зоне Главного разлома прерывистой полосой прослеживаются проявления среднепалеозойского эклогит-глаукофан-сланцевого метаморфизма с абсолютным возрастом, по Ленных (1974), 400±20 млн. лет (возраст диафоритовых изменений). Есть мнение, что подобный метаморфизм отражает условия сверхдавлений и трассирует поверхности грандиозных надвигов (Добрецов, 1974). Тот факт, что допускаемые грандиозные среднепалеозойские события в палеоокеаническом секторе Урала не нашли отзвука в развитии края палеоконтинентального сектора, может быть объяснено лишь тектоническим сближением этих секторов в позднем палеозое. Действительно, гипотетическая среднепалеозойская зона глубинного надвигания, наиболее ярким проявлением которой является эклогит-глаукофановый пояс, прослеживается на Урале далеко не повсеместно (например, она практически отсутствует на юге Среднего Урала). Но и там, где она развита довольно широко, часто наблюдается срезание ее более молодыми надвигами, выраженными в виде широких зон дробления, рассланцевания и зеленосланцевого диафореза, серпентинитовых тектонитов и меланжа, образование которых местами достоверно датируется поздним палеозоем (в этих деформациях участвуют фаунистически охарактеризованные девонские и каменноугольные отложения).

Каков же был характер переходной зоны, потерянной в результате тектонического сближения указанных секторов по Главному разлому? Как уже указывалось при описании батинального комплекса, есть основания предполагать, что фрагменты этой зоны локально сохранились на западном склоне Урала в аллохтонном залегании, в Сакмарском аллохтоне и, возможно, в западной части Нязепетровского покрова.

Восточная граница эвгеосинклинальной зоны повсеместно перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом, и ее строение практически не изучено. Косвенным указанием на характер этой границы является строение Денисовской зоны на Южном Урале, в наиболее восточном из обнаженных участков эвгеосинклинали. Здесь распространены типичные эвгеосинклинальные образования того же возраста, имеющие многоэвгеосинклинальный характер. В пределах этой зоны необычайно широко распространен серпентинитовый меланж, который нередко приурочен к контактам двух упомянутых типов разреза. Вся обстановка очень напоминает ту, которая хорошо изучена в пределах Сакмарского аллохтона. Вполне правомерно предположить поэтому, что и по восточной границе эвгеосинклинали надвинута на образования восточного ее обрамления.

Соотношение эвгеосинклинальных серий с докембрийскими метаморфическими комп-

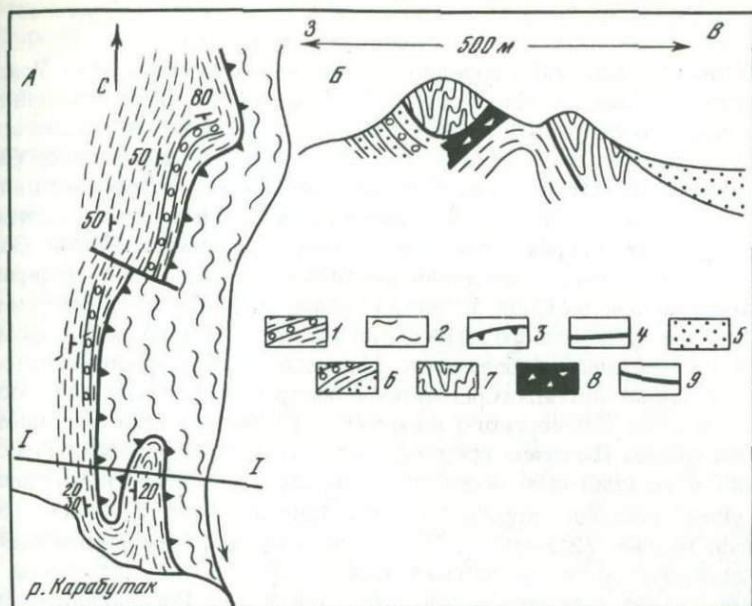
л е к с а м и, расположенными внутри эвгеосинклинали зоны, изучено недостаточно. Объем метаморфических образований, который может быть отнесен к докембрию, разными исследователями оценивается по-разному. В настоящее время наиболее достоверны два участка. В Сысертско-Ильменогорской антиклинальной структуре, в ядрах частных гранито-гнейсовых куполов выведены на поверхность парагнейсы (плагиогнейсы), по метаморфическим цирконам которых α -свинцовым изохронным методом получены дорифейские цифры абсолютного возраста (1400 млн. лет). На плагиогнейсах залегают структурно согласно метаморфические породы (амфиболиты, кварциты), образовавшиеся за счет основных вулканитов и кремнистых сланцев. Эти породы обрамляют ядра гранито-гнейсовых куполов и слагают межкупольные депрессии. Возраст метавулканитов неясен. Однако при детальном картировании были прослежены постепенные переходы к слабо метаморфизованным сплитам и кремнисто-глинистым сланцам с фауной силура.

Метавулканиты насыщены большим количеством согласных тел метаморфизованных серпентинитов. Особенно много таких тел отмечается на контакте плагиогнейсов и metabазитов, что указывает на тектоническую природу этого контакта. Отсутствие постепенных переходов между metabазитами и плагиогнейсами доказывается также присутствием в последних реликтовых минералов гранулитовой фации, тогда как metabазиты метаморфизованы прогрессивно в амфиболитовой фации.

Все приведенные данные говорят скорее всего о том, что в Сысертско-Ильменогорской антиклинали metabазиты представляют собой тектоническую пластину палеозойских вулканитов, залегающую в виде покрова на дорифейских плагиогнейсах. После шарьирования в связи с формированием гранито-гнейсовых куполов породы параафтохтона и аллохтона были метаморфизованы и деформированы.

Другой крупный блок метаморфических пород докембрийского возраста расположен на самом юге Урала (южная часть Восточно-Мугоджарского антиклинория). Здесь распространены гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, для которых K/Ar методом получены достаточно древние цифры (800 млн. лет). С востока этот блок ограничен системой крупных разломов. Обрамляющие его с запада силурийские эвгеосинклинали комплексы залегают структурно выше докембрийских метаморфид, отделяясь от них зоной бластомилонитов. Тектонический контакт деформирован конформно с деформацией зеленокаменных толщ и имеет генеральное восточное падение.

Докембрийские образования рассечены поздними грабенами (Балкымбайский и Карабутакский), внутри которых отложения имеют синклиналичную структуру. Крылья этих синформ сложены девонско-нижнекаменноугольными песчаниками и алевролитами, содержащими обломки метаморфических пород, а ядра - вулканическими и кремнистыми образованиями силура, представляющими собой останцы тектонических покровов. Контакт аллохтона часто фиксируется серпентинитовым тектонитом (рис. 14).



Р и с. 14. Схема геологического строения внутренней части Карабу-
такского грабена (А) и геологический разрез (Б) по линии I—I

1 — песчаники и сланцы (D_3-C_1); 2 — кремнистые сланцы (S_1);
3 — граница тектонического покрова; 4 — разлом; 5 — четвертичные
отложения; 6 — песчаники, сланцы и гравелиты (D_3-C_1); 7 — кремни-
стые сланцы (S_1); 8 — берберитизированные серпентиниты; 9 — граница
тектонического покрова

Таким образом, палеозойские эвгеосинклинальные серии во всех случаях имеют тектонические контакты с неэвгеосинклинальными отложениями палеозоя или с докембрийскими образованиями. В ряде мест удается установить, что эвгеосинклинальные серии слагают тектонические пластины.

Соотношение формационных зон эвгеосин-
клинали между собой. Выделенные выше формационные
зоны Уральской палеозойской эвгеосинклинали закономерно соче-
таются друг с другом в пространстве. Тагильские зоны выделяются в
северной половине Урала, прослеживаясь с меридиональным и север-
нее с северо-восточным простираем вдоль Урала.

В структурном отношении они представляют собой несколько де-
формированную моноклиаль, погружающуюся на восток. В западной
части моноклиаль осложнена синклинальной структурой, в ядре ко-
торой сохранились пластины меланократового фундамента (платино-
носные массивы). Это, видимо, один из самых ранних этапов шарьи-
рования, так как шарьяж запечатывается верхнесилурийскими габбро-
норитами и плагиогранитами. Отложения Западной Тагильской зоны,

как говорилось, надвинуты на комплексы западного обрамления и представляют собой крупную тектоническую пластину.

Восточнее Тагильской структуры на Среднем и Северном Урале располагается Западная Магнитогорская зона, имеющая северо-северо-восточное простирание. В северной части Западная Магнитогорская зона надвинута на Восточную Тагильскую. Контакт отвечает Серовско-Маукский пояс серпентинитовых меланжей, располагающийся в основании этой тектонической пластины. Надвигание этой пластины на Тагильскую подтверждается сейсмическими данными. Южнее Западная Магнитогорская тектоническая пластина постепенно перекрывает Тагильскую и на Южном Урале (Сакмарский аллохтон) тектонически залегает уже непосредственно на комплексах западного обрамления. В ее основании повсеместно прослеживается серпентинитовый меланж. Западная Магнитогорская зона построена очень сложно, особенно в пределах Сакмарского аллохтона. Ее более внутренние части построены проще. Пластину представляет собой деформированную моноклинали с генеральным восточным падением пластов. На Среднем Урале углы наклона крутые (почти вертикальные), южнее они становятся положе ($30-40^{\circ}$). Плоскость надвига, ограничивающего снизу пластину, согласна напластованию пород и деформирована в целом конформно с деформацией самой пластины. Рассматриваемая пластина в свою очередь состоит из тектонических пластин второго порядка, однако такие шарьяжи выявлены только в отдельных местах (север Сакмаро-Вознесенской зоны). Время шарьирования устанавливается довольно точно по проявлению нижнедевонских олистостромовых толщ и по запечатыванию шарьяжей верхнедевонскими отложениями (а в Сакмарской зоне — и среднедевонскими).

Центральная Магнитогорская зона прослеживается с северо-северо-восточным простиранием, обрамляя с востока Западно-Магнитогорскую зону. Соотношение этой зоны с Западной Магнитогорской неясно. На Среднем Урале в ряде мест геологическими и геофизическими данными доказывается надвигание Западной Магнитогорской зоны на восток, на Центральную Магнитогорскую зону. Однако — это молодые дискордантные по отношению к внутренней структуре самой зоны разломы, которые по простиранию уходят внутрь Центральной Магнитогорской зоны. Вдоль этих надвигов, там, где они разграничивают зоны, нередко появляется серпентинитовый тектонит. На широте Магнитогорска Центральная Магнитогорская зона надвинута на Западную Магнитогорскую, а к ее контакту приурочен серпентинитовый меланж. Внутренняя структура Центральной Магнитогорской зоны неясна. Породы ее смяты в сложные складки, в которых отмечается как западная, так и восточная вергентность. Восточная вергентность характерна для восточных частей зоны. Судя по многочисленным зонам серпентинитового меланжа, согласным со складчатой структурой вулканогенно-осадочных пород, можно предполагать, что наиболее ранними структурами здесь были частные тектонические покровы, смятые впоследствии в складки.

Соотношение Центральной Магнитогорской зоны с Восточной Магнитогорской практически не изучено. В большинстве случаев их контакт стратиграфически перекрыт каменноугольными отложениями, залегающими несогласно на более древних толщах. В некоторых местах (обрамление Челябинского массива) граница зон трассируется серпентинитовым меланжем, образующим полосу, согласную (в плане) со структурой вмещающих пород. Однако характер этого контакта неясен. Внутреннее строение Восточной Магнитогорской зоны также неясно. Отметим только отчетливую восточную вергентность складчатых структур.

Из краткого обзора можно сделать несколько выводов. Формационные зоны, которые выделены по времени смены в них океанической стадии переходной, представляют собой крупные и сложные тектонические пластины, последовательно надвинутые друг на друга. Вполне логично связывать начало процессов надвигания со сменой океанической стадии переходной в соответствующей зоне. Хронологическое совпадение начала надвигания с возрастной границей океанической и переходной стадий подтверждается появлением на этом уровне олистостром. На этом же уровне в Западной Магнитогорской зоне появляются серпентинитовые песчаники, слагающие отдельные блоки внутри серпентинитового меланжа подошвы Западной Магнитогорской пластины.

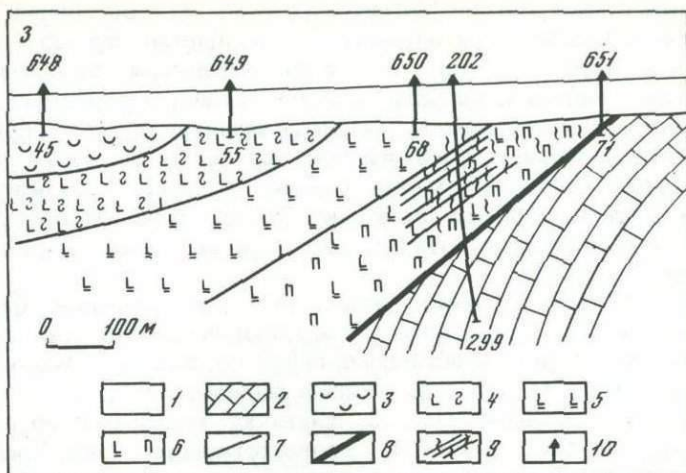
Тагильские, Западная и Центральная Магнитогорские тектонические пластины перемещались в западном направлении, последовательно надвигаясь друг на друга и на континентальное обрамление палеоокеанической структуры.

В восточной части палеоокеанической структуры вергентность, как отмечалось, становится восточной и появляются наклоненные на запад надвиги, по которым перемещение масс происходило в восточном направлении.

Надвиги с восточным перемещением масс появляются и в Центральной Магнитогорской зоне (Кизильский надвиг и др.) (рис. 15), но здесь они сравнительно редки. Для некоторых из таких надвигов геологически доказан сравнительно молодой (послеинижекаменноугольный) возраст (Камалетдинов, 1974; Червяковский, 1972). По геофизическим данным также установлено, что надвиги с западным падением сместителя моложе надвигов, погружающихся на восток (Соколов и др., 1972).

Вполне правомерно предположение о том, что восточная вергентность структур появилась позже, нежели началось движение масс на запад. С конца раннего карбона в западной части происходило надвигание эвгеосинклинальных серий на запад, в восточной — на восток.

На рассмотренную выше структуру накладываются крупные положительные и отрицательные структурные элементы, выделяющиеся на Урале под названием прогибов и поднятий (рис. 16, 17). В южной части Урала к таким структурам относится Магнитогорский прогиб на западе, Урало-Тобольское поднятие в центральной части (на



Р и с. 15. Геологический разрез через Кизильский надвиг в районе озера Котлубан, по Куваевскому (1964) из книги Р.А. Камалетдинова (1974)

1 - четвертичные отложения: глины, пески; 2 - известняки кизильской свиты визейского яруса; 3-6 - средний девон, живетский ярус, улутауская свита: 3 - туфы и туфопесчаники; 4 - порфириды плагиоклазовые; 5 - то же, пироксеновые; 6 - то же, пироксен-плагиоклазовые и вулканические брекчии; 7 - стратиграфические контакты, 8 - тектонический контакт; 9 - зона дробления; 10 - скважины

юге ему отвечает Восточно-Мугоджарский антиклинорий) и Восточно-Уральский прогиб на востоке эвгеосинклинальной зоны. Прогобы выполнены преимущественно эвгеосинклинальными сериями, поднятия характеризуются необычайно широким распространением гранитоидов ("Главная гранитная ось" Урала) и наряду с эвгеосинклинальными образованиями метаморфических пород, среди которых, несомненно, появляются и докембрийские метаморфиды. Это поднятие прослеживается с меридиональным простиранием до среднего Урала. Здесь появляется несколько параллельных поднятий того же типа (Сысертско-Ильменогорское, Салдинское и др.) и, по существу, почти весь обнаженный поперечник эвгеосинклинали представляет собой зону распространения гранитоидов и метаморфических пород, среди которых, несомненно, присутствуют и древние метаморфиды. Гранитная ось Урала с долготным простиранием прослеживается, по данным геофизики, далее на север под чехлом вдоль всего Урала.

Данные глубинного сейсмического зондирования и гравиметрические однозначно указывают на утолщение гранитного слоя в зонах таких "гранитных" поднятий по сравнению со смежными прогибами.

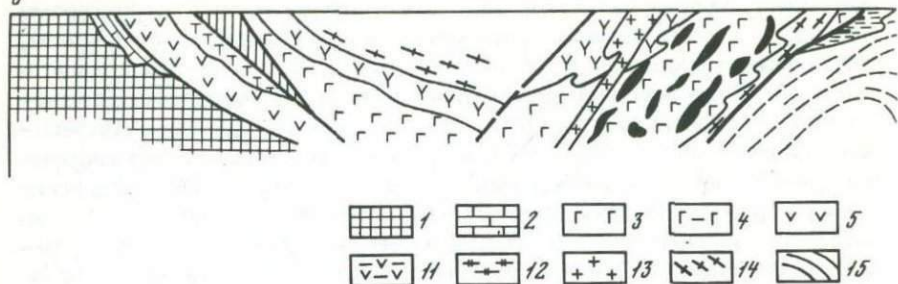
Помимо весьма сложных складчатых деформаций, приуроченных к рассматриваемым поднятиям, весьма характерны для них гранитно-

гнейсовые купола с присущими им тектоническими структурами (складки наволакивания, межкупольные *калевидные синклинали*, дугообразное простираание складчатых структур, огибающих купола, и т.д.). Наиболее изучена внутренняя структура Сысертско-Ильменогорского "гранитного" поднятия. Это, по существу, система сближенных гранитно-гнейсовых куполов, образующих вместе с метаморфизованными эвгеосинклинальными сериями межкупольных депрессий единое поднятие. В ядрах куполов, как отмечалось, среди гранитов или подстилалась гранитами, нередко выходят докембрийские метаморфические комплексы. Хорошо изученная южная часть этого поднятия представляет собой сравнительно простую периклиналь, полого погружающуюся на юг. Крылья поднятия крутые, иногда запрокинутые, что, вероятно, следует связывать с последующей деформацией. Такие же гранитно-гнейсовые купола (или их зоны) в самые последние годы устанавливаются и в других частях Урало-Тобольского поднятия. На юге, в Мугоджарах, видимо, мы имеем более глубокий эрозионный срез, в результате чего докембрийские метаморфиды занимают большую площадь. Севернее, напротив, более распространены погребенные купола, а гранитоиды представляют собой слегка перемещенные массы. Однако и среди них появляются метаморфические породы докембрийского возраста.

Отмеченные выше прогибы и поднятия не считаются с рассмотренной ранее структурно-формационной зональностью. Более того, на юге они включают в себя часть Центральной Магнитогорской зоны, севернее "гранитная ось" под острым углом пересекает ее и уходит в пределы Западной Магнитогорской зоны, а Центральная Магнитогорская формационная зона оказывается восточнее "гранитных" поднятий.

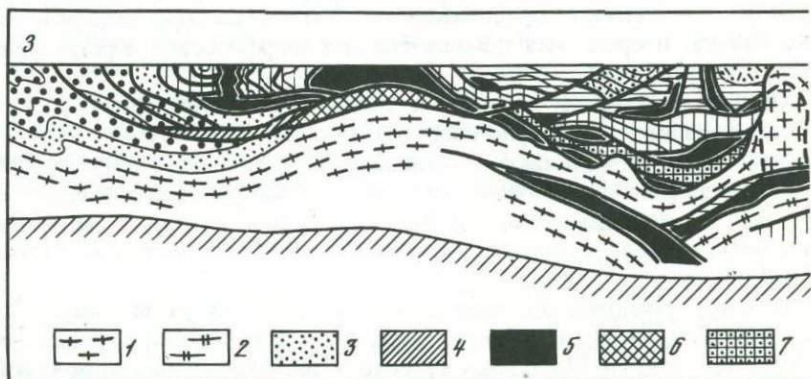
Возраст гранитоидов, слагающих основную часть массивов "гранитной оси", — верхнепалеозойский, хотя в некоторых местах (особенно на юге, в Мугоджарах) есть и верхнедевонско-нижнекаменноугольные гранитоиды. Анализ фаций нижнекаменноугольных отложений привел многих исследователей к выводу о том, что отмеченные выше крупные структуры в какой-то мере контролируют осадконакопление и вулканизм этого времени. К осевой части Магнитогорского прогиба приурочены базальт-трахиитовая формация и формация слоистых известняков. Для Урало-Тобольского поднятия ("гранитная ось") больше характерны песчано-сланцевые, иногда угленосные отложения, а в Восточно-Уральском прогибе вновь широко распространены нижнекаменноугольные вулканы. Таким образом, вполне допустимо предположение о нижнекаменноугольном времени заложения этих крупных структур.

Горизонтальные движения, которые наряду с покровообразованием приводили и к складчатым деформациям, развивались длительно не только до формирования рассмотренных выше структур, но и одновременно или после этого. Это показано для детально изученных структур Сакмарской зоны и подтверждается в более внутренних зонах. Так, в Сакмаро-Вознесенской зоне (западный борт Магнитогорского прогиба) отложения зилаирской свиты несогласно пе-



Р и с. 16. Геологический разрез через палеоокеанический сектор Урала на широте г. Асбест (по Самыгину)

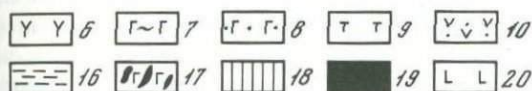
Отложения: 1 - рифейские, 2 - палеозойские шельфовые, 3 - среднеордовикско-нижнелудловские, 4 - лландоверийские, 5 - венлокско-нижнелудловские, 6 - венлокско-лудловские, 7 - силурийские, 8 - верхнесилурийские, 9 - силурийско-нижнедевонские, 10 - средне-верхнедевонские, 11 - верхнетурнейско-серпуховские, маг-



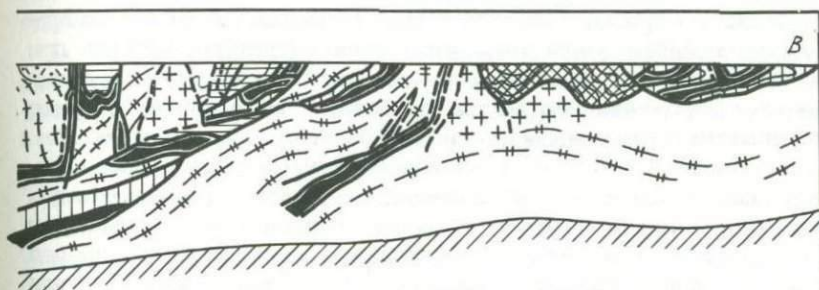
Р и с. 17. Схематический разрез через Южный Урал.

1 - докембрийские комплексы западной палеоконтинентальной структуры; 2 - докембрийский комплекс западной палеоконтинентальной структуры; 3 - палеозойский шельфовый комплекс; 4 - палеозойский комплекс континентального склона; 5 - породы меланократового основания (включая серпентинитовые меланжи); 6 - рифтогенный комплекс; комплексы океанической и

рекрывают серпентинитовый меланж основания Западной Магнитогорской пластины и вместе с ней в свою очередь надвинуты на метаморфические породы Уралтауского антиклинория. Горизонтальное сжатие определено продолжалось и позднее, в посленижнекарбонное время. На юге Урала оно не было существенным (каменноугольные отложения Берчогурской мульды лежат почти горизонтально), а на север, к Уфимскому выступу платформы, интенсивность сжатия увеличивается. Уже в Магнитогорском синклинии каменноугольные отложения круто наклонены, и здесь появляются надвиги, по которым



матические и метаморфические породы (12–19): 12 – плагиограниты и тоналиты нижнедевонские, 13 – гранитоиды верхнепалеозойские, 14 – гранодиориты нижнекаменноугольные, 15 – гнейсо-магматитовый комплекс, 16 – метаморфизованный палеозойский чехол, 17 – нерасчлененная офиолитовая ассоциация, 18 – дуниты, гарцбургиты, 19 – серпентинитовый меланж, 20 – габбро



переходной стадий (7–9): 7 – Тагильских зон, 8 – Западной и Восточной Магнитогорской зон, 9 – Центральной Магнитогорской зоны, 10 – комплекс предконтинентальной стадии (C₁), П₁' – моласса Предуральяского краевого прогиба, 12 – верхнепалеозойские граниты; 13 – современный раздел Мохоровичича; 14 – шарьяжи и другие разломы

девонские породы надвинуты на каменноугольные в восточном направлении. Такой надвиг доказывается геологическими, геофизическими и буровыми данными на широте пос. Бакр–Узяк. Севернее, в районе рек Синара и Багаряк (как отмечалось выше), откартированы надвиги с восточным движением масс на границе Западной и Центральной Магнитогорской зон. На широте Уфимского амфитеатра структуры сжаты наиболее интенсивно, породы практически стоят на головах и развит повсеместный вертикальный кливаж. Часто породы в этой

зоне превращены в динамосланцы. По-видимому, с этим же сжатием связана современная структура Сысертско-Ильменогорского "гранитного" поднятия, которое в южной части имеет форму запрокинутой на запад, а в северной части - на восток - изоклинальной складки.

В северном направлении (в Тагильских зонах) напряженность этих деформаций вновь уменьшается. Тагильская зона в конечной структуре представляет собой довольно пологую, слегка покоробленную моноклиналль, девонские отложения которой в целом наклонены на восток под углом 20-30°.

Все эти деформации завершились к концу палеозоя - началу триаса. Во внутренних зонах эвгеосинклинали пермские отложения деформированы конформно с каменноугольными, а верхнетриасовые толщи лежат в виде чехла.

Наиболее молодая система дислокаций, все более широко выявляемая на Урале в последние годы, связана с формированием сдвигов, имеющих близкое к меридиональному или северо-северо-восточное простирание. Рассмотрим эти дислокации на примере упоминавшегося ранее Балкымбайского грабена Мугодзар.

Балкымбайский грабен расположен внутри докембрийских метаморфических толщ. Это узкая меридиональная структура, которая при ширине от 1 км до нескольких прослеживается на многие сотни километров. Внутренняя структура грабена - синформная. Крутые крылья сложены верхнедевонско-нижнекаменноугольными карбонатными терригенными породами (балатагдыкская свита), а ядро - аллохтонно залегающими ордовикско-силурийскими зеленокаменными породами (тайманская свита). С обеих сторон грабен ограничен четкими крутыми притертыми разломами, вдоль которых иногда наблюдается незначительная милонитизация. Терригенные породы западного крыла смяты в классические аксиональные складки с северо-западным простиранием осей этих складок. Их амплитуда увеличивается по мере приближения к разлому, ограничивающему грабен, где простирания пород становятся параллельными простиранию грабена. Породы в целом на крыле залегают почти вертикально. Аналогичные структуры и такое же крутое залегание фиксируются и вдоль восточного края грабена. В ядре его породы быстро выполаживаются и иногда залегают практически горизонтально; они только слегка деформированы в пологие складки. В раме грабена с восточной стороны прослеживается несколько типичных кластических даск, сложенных мраморизованной и перекристаллизованной брекчией нижнекаменноугольного известняка. Эти кластические дайки, имеющие вертикальные стенки шириной от первых метров до первых десятков метров, примыкают одним концом к ограничивающему грабен разлому и четко прослеживаются в сторону от него в северо-восточном направлении на расстояние до 10-15 км. Вся совокупность структур, связанных с грабеном, не оставляет сомнения в его сдвиговой (в данном случае правосторонней) природе. По простиранию Балкымбайский сдвиг трассируется через Домбаровский район на север и его продолжение составляют структуры Челябин-

бинского грабена, имеющие уже не меридиональное, а северо-северо-восточное простираие. Челябинский грабен сложен триасовыми и юрскими вулканическими (триасового типа) и угленосными образованиями большой мощности. Появление здесь мощного мезозойского грабена динамически вполне оправдано (отклонение линии сдвига к востоку от меридиана), если учесть правостороннее движение по этому сдвигу. Время формирования этой структуры устанавливается как раннемезозойское по отчетливо конседиментационному характеру мезозойских отложений в Челябинском грабене.

Раннемезозойские субмеридиональные сдвиги широко распространены на восточном склоне Урала. Нередко они совпадают с более ранними поверхностями шарьяжных пластин, сопровождающихся меланжем, круто наклоненных в процессе последующей (но досдвиговой) деформации (Дегтярский сдвиг). Наряду с левосторонними широко распространены и правосторонние сдвиги.

Анализ палеозойских структур Урала позволяет выделить несколько главных генетических типов деформаций. Следует иметь в виду, что разные типы деформаций могут проявляться одновременно в одних и тех же зонах и быть разновременными в разных зонах.

1. Крупные доскладчатые шарьяжи с относительным движением масс на запад. В палеоокеаническом секторе они проявляются уже в среднем палеозое, достигая максимума интенсивности в верхнедевонско-турнейское время. В палеоконтинентальном секторе шарьярование запаздывает ($S_2 - P_1$).

2. Надвиги и тектонические пластины с относительным перемещением масс на восток. Проявлены только в восточной части палеоокеанического сектора. Время движений — верхний палеозой.

3. Крупные прогибы и "гранитные" поднятия в палеоокеаническом секторе. Время заложения — конец раннего карбона.

4. Линейные складчато-чешуйчатые структуры с западной вергентностью. Максимально проявлены в палеоконтинентальном секторе. Время формирования — поздняя пермь, ранний мезозой.

5. Сдвиги и сопряженные с ними грабены и мелкие шарьяжи. Время формирования — ранний мезозой.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Уральская складчатая система имеет сложное строение. В ее состав входят разновозрастные складчатые образования, а земная кора формировалась многоэтапно, и, по-видимому, механизм формирования коры в разных зонах и в разное время был различен. К сожалению, докембрийская история Урала еще не достаточно расшифрована, и накопленный сейчас материал не позволяет построить даже очень гипотетической модели формирования коры доуралид. Можно лишь констатировать, что в пределах многоэпизодической зоны западного склона в раннем кембрии, вероятно, существовала

достаточно хорошо выраженная континентальная кора. Для южного сектора миогеосинклинали, как отмечалось, несомненно это тот же дорифейский фундамент, который широко распространен под смежной частью Русской плиты, существовавшей как континентальный блок к началу рифея. Конечно, более сложен вопрос о северном секторе миогеосинклинали и прилегающей части Большеземельской тундры. Широкое распространение вендско-нижнекембрийских вулканоплутонических ассоциаций, гранитоидов и моласс указывает на существование в кембрии достаточно зрелой континентальной коры.

К востоку от Урала в пределах западной части Центрального Казахстана и севернее, под мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири, к началу палеозоя существовал, по-видимому, мощный гранитно-метаморфический слой (Пейве и др., 1972). Достаточно указать рифейские гранитизированные и метаморфические образования Улугтауского и Кокчетавского поднятий, слагающие фундамент нижнепалеозойских осадочных серий.

Вероятно, массивы с хорошо выраженным "гранитным" слоем разделялись зонами, где этот слой был маломощен или отсутствовал вовсе. К таким зонам, очевидно, следует отнести Калмыкульский прогиб с его спилито-диабазовыми сериями вендско-нижнекембрийского (?) возраста и выделяемые по геофизическим данным вулканогенные прогибы, расположенные западнее.

Возникает естественный вопрос, не продолжает ли палеозойская палеотектоническая структура развитие более древней, рифейско-кембрийской структуры того же типа? Нам кажется, что имеющийся материал заставляет ответить на это отрицательно. Действительно, ниже палеозойских океанических формаций отсутствуют (в стратиграфическом соотношении) более древние отложения, а сами они подстилаются породами меланократового основания (океаническая кора). Альтернативная гипотеза предполагает раскалывание сформировавшейся ранее структуры, ее раздвижение и образование новой структуры океанического типа. С таким механизмом вполне согласуются дискордантность структурного плана доуралид и уралид, рифтогенный характер наиболее древних формаций уралид и другие признаки, отмечавшиеся выше.

Раздвижение начинается с образования сложной рифтовой зоны, заполнявшейся соответствующими формациями (St_3-O_1). На начальном этапе, по-видимому, существовала система кулисообразных грабенов (эпиконтинентальных рифтов). Западные рифты довольно быстро отмирают, и к концу кембрия - началу ордовика раздвижение концентрируется в виде единого большого рифта, в котором от периферии к оси наблюдается закономерное изменение осадочных и вулканических пород в сторону океанических образований.

По мере раздвижения в позднем ордовике сформировалась структура с океанической корой, в пределах которой накапливались формации раннего этапа океанической стадии (Тагильские зоны). С запада сформировался континентальный склон со своими формационными комплексами, которые перекрыли рифтогенные образования.

Дальнейшее раздвигание привело к тому, что в раннем силуре Тагильские зоны сместились на запад от области активного растяжения и в них начали формироваться контрастные натриевые вулканы позднего этапа океанической стадии. В области активного растяжения (Западная и Восточная формационные зоны) в это время образуются спилито-диабазовые серии раннего этапа океанической стадии.

В дальнейшем раздвигание отводит Западную зону на запад, а Восточную — на восток от области активного растяжения, и в них соответственно формируются контрастные серии и сланцы океанического чехла. В активной области образуются недифференцированные толеитовые серии ($S_2 - D_1$) Осевой зоны.

Предлагаемая схема, как видно, мало чем отличается от модели спрединга, которая лежит в основе новой глобальной тектоники. Мы не приводим целый ряд других деталей, вполне отвечающих таким представлениям (комплексы параллельных даек, линзы обломочных пород меланократового основания в низах разреза океанического чехла и пр.). Некоторые сложности связаны с отсутствием полной симметрии эвгеосинклинали относительно Центральной (осевой) зоны, которая в принципе должна следовать из гипотезы.

Наиболее сложный вопрос — это вопрос о формировании меланократового основания в процессе спрединга. Как следует из этой концепции, верхняя мантия и базальтовый слой (в нашем случае дунит-гарцбургитовый комплекс и вышележащие габброиды) непрерывно формируется в зоне спрединга. Геологически мы должны в каждой формационной зоне иметь строго определенный возраст габброидов, близкий к возрасту формаций раннего этапа океанической стадии. Никаких данных о возрасте дунит-гарцбургитового комплекса на Урале нет. Более того, как отмечалось, геологические данные скорее свидетельствуют о его более древнем, чем габброиды, возрасте.

Габброиды, амфиболиты и диабазы комплекса параллельных даек связаны с вулканистами океанической стадии и формировались, по-видимому, практически одновременно с ними. Хотя прямых данных о возрасте габброидов нет, вполне допустимо предположение о том, что время их становления, как и возраст вулканистов, закономерно изменяется от периферии палеоокеанической структуры к ее осевой части.

В этом случае приходится допускать, что при раздвигании происходило горизонтальное движение по границе гарцбургита и габброидов, что хорошо коррелируется со строением полосчатого комплекса, разделяющего гипербазиты и габброиды. Напомним, что полосчатый комплекс представляет собой зону пластического течения материала в условиях довольно высоких температур и низких давлений. Это соответствует условиям, существующим в современных областях активного растяжения (рифтовые долины срединно-океанических хребтов, зоны раздвигания Японского моря и т.д.), где известен необычайно высокий тепловой поток.

Разумеется, "проскальзывание" на границе Мохоровичича не исключает горизонтального движения и по более глубоким тектоническим поверхностям (поверхность волновода). Однако совершенно очевидно, что геологических данных о движении на столь глубоких уровнях не имеется.

Одновременно с раздвиганием и расширением палеоокеанической структуры, начиная с венлокского времени, в ее западной краевой части (Западная Тагильская зона) начинается процесс тектонического скупивания и формирования коры переходного типа. Краевое положение этой зоны обусловило некоторые особенности тектонического скупивания. Породы меланократового основания были сорваны примерно на границе гарцбургита с вышележащими габброидами (палеограница Мохоровичича) и надвинуты на диабазы океанического комплекса (тектонические пластины пород платиноносного комплекса). На раннем этапе переходной стадии происходило надвигание пород океанической коры с востока на запад на океаническую же кору. В связи с крайним положением зоны в ее западной части практически не успели сформироваться комплексы позднего этапа океанической стадии.

Тектоническое скупивание пород океанической коры и формирование переходной произошло позднее (в течение раннего девона — в начале эйфельского времени).

В отличие от начальных стадий процесса в тектоническое скупивание вовлекались породы контрастной серии и океанического осадочного чехла. На нижних горизонтах коры это скупивание начинается с формирования лежачей складки, описанной выше. Движение масс происходит в западном направлении. Этот процесс в среднем девоне захватил всю Уральскую палеоокеаническую структуру (включая Осевую зону).

Относительное движение на запад океанической коры приводит в конечном счете к их надвиганию на континентальный блок Русской плиты. В Центральной Магнитогорской зоне в раннем девоне формировались спилито-диабазовые серии океанической стадии.

Позднее, начиная со второй половины эйфельского века, весь поперечник эвгеосинклинали был охвачен процессом тектонического скупивания, так что с этого времени приходится предполагать относительное сближение континентальных масс западного и восточного обрамления палеоокеанической структуры и их активную роль в этом скупивании.

В середине девона кристаллическое основание Русской плиты оказалось перекрытым всем или большей частью Западной Тагильской зоны, что фиксируется сменой формаций раннего этапа переходной стадии формациями позднего ее этапа. Вероятно, многократный процесс надвигания океанической коры на континентальную сопровождался локальным полигенным гранитообразованием в последней и формированием гранитно-гнейсовых куполов с их метаморфическими ареалами.

Наиболее интенсивно надвигание на запад эвгеосинклинальных серий происходило, по-видимому, в позднем девоне — нижнем кар-

боне (флишевая стадия). Можно предположить, что в это время деформированный край кристаллического фундамента оказался под Центральной Магнитогорской зоной.

Разумеется, это представляет собой лишь очень приблизительную модель.

Видимо, значительно сложнее был механизм формирования "гранитного" слоя в восточной части палеоокеанической структуры; она хуже изучена, и ее восточное ограничение практически не обнажено. Напомним факты, которые могут помочь решению этого вопроса. В восточной формационной зоне комплексы океанической стадии в конце ситюра сменяются андезито-базальтами раннего этапа переходной стадии. Однако субщелочные вулканиты позднего этапа здесь отсутствуют. Только в нижнекаменноугольных образованиях предконтинентальной стадии появляются калиевые липариты (Дианова, 1974 г.).

В Восточно-Мугоднарском антиклинории известна типичная вулканоплутоническая ассоциация верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Вулканиты этой формации со статиграфическим несогласием перекрывают докембрийские метаморфиты.

С востока эвгеосинклиналь обрамлена структурами казахстанид с докембрийским гранитно-метаморфическим слоем, перекрытыми вулканоплутоническими комплексами и молассами девона и турнейско-визейским карбонатно-сланцевым чехлом (Тургайский прогиб). Выше залегает валерьяновская свита визе-намиорского возраста, сложенная морскими, а в верхах - субаэральными вулканогенно-осадочными породами андезитового состава с подчиненным количеством липаритов. Эти вулканиты по геофизическим данным прослеживаются вдоль Урала далеко на юг, где они смыкаются с Кураминским вулканоплутоническим комплексом Среднего Тянь-Шаня.

Валерьяновская свита многими исследователями вполне оправданно относится к вулканоплутоническим ассоциациям, а полоса ее распространения выделяется в качестве краевого вулканического пояса.

Наконец, следует иметь в виду, что восточное перемещение масс, отмечавшееся для Урала, возникает довольно поздно, только с начала каменноугольного времени.

По всей вероятности, в отличие от западной части палеоокеанической структуры, где наблюдается типичный механизм обдукции, по восточному ее краю формирование коры происходило (на ранних этапах) в результате субдукции и последовательного надвигания восточных гранитно-метаморфических масс на запад, на эвгеосинклиналь. Перед фронтом надвигающейся массы начиная с позднего ситюра формируется переходная кора автохтонного типа. На надвигающемся докембрийском блоке, по крайней мере с позднего девона, существовал вулканический пояс.

Верхнедевонская вулканоплутоническая ассоциация Восточно-Мугоднарского антиклинория представляет собой фрагмент внутрен-

ней части этого пояса, а его внешней части отвечает валерьяновская свита ($C_{1v} - S$). Омоложение вулканического пояса от внутренних частей к внешним, как известно, — характернейшая черта всех кревых вулканических поясов.

В раннем карбоне условия существенно меняются. Метаморфический блок "расклинивает" эвгеосинклинальную призму. Это "расклинивание" приводит к образованию гигантских ретрошарьяжей эвгеосинклинальных масс, надвинутых на кристалликум восточного обрамления. Западному краю этого клина метаморфит, вероятно, отвечает Западно-Мугоджарский антиклинорий, поддвинутый под эвгеосинклинальные серии.

Можно предположить, что поддвигающийся на восток кристалликум Русской плиты идвигающийся на запад клин метаморфит восточного обрамления палеоокеанической структуры столкнулись где-то в осевой части эвгеосинклинали, вызвав резкое утолщение гранитно-метаморфического параавтохтона и соответственно утолщение "гранитного" геофизического слоя. С этим "гранитным" корнем связано палингенное гранитообразование, приведшее в конце палеозоя к диапиризму гранитных масс и формированию Восточно-Уральского поднятия и главной гранитной оси Урала. Соответственно с запада и с востока от поднятия оформились крупные прогибы. Таким образом, основные структурные элементы эвгеосинклинали связываются нами с вертикальными движениями, возникшими в результате диапиризма и изостатического воздымания Восточно-Уральского поднятия. Эти вертикальные движения происходили на фоне интенсивных тангенциальных движений продолжающегося шарьяжеобразования и складчатости.

Формирование континентальной коры палеоокеанической структуры завершилось к концу палеозоя. Начиная с триаса на восточном склоне закладываются своеобразные структуры северо-северо-восточного простирания, представляющие собой узкие грабены со сдвиговой компонентой обрамляющих разломов (описанные выше грабены Западно-Мугоджарского антиклинория, Челябинский грабен и др.). С этими грабенами связано формирование вулканитов траппового типа и угленосных отложений.

Предложенную схему формирования Уральской эвгеосинклинали, разумеется, следует рассматривать лишь в качестве весьма предварительной. Особенно недостаточно обосновано формирование коры в восточной части эвгеосинклинали. Однако схема удовлетворительно синтезирует имеющийся в настоящее время фактический материал и может служить одной из рабочих гипотез для дальнейших исследований.

Уральская складчатая система расположена на западном фланге гигантской палеозойской складчатой области, разделяющей Восточно-Европейскую и Сибирскую докембрийские платформы. На юге палеозойды смыкаются со структурами Палеотетиса, который фрагментарно прослеживается с широтными простираниями через весь Евразийский континент (рис. 18).

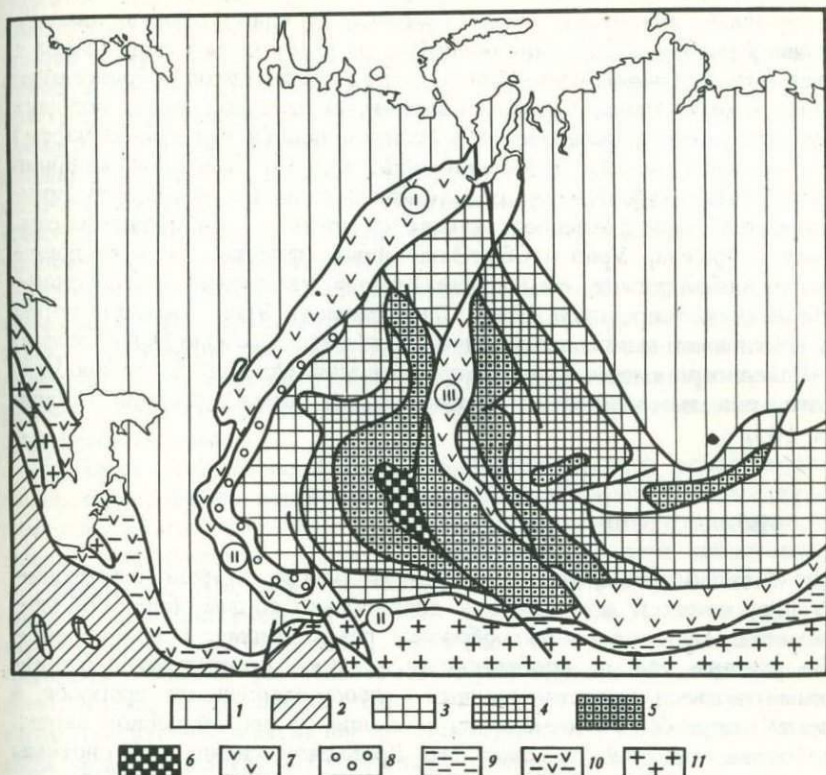


Рис. 18. Схема формирования коры палеозойд Урало-Сибирской области

1 - континентальная кора северного ряда платформ, сформировавшихся в докембрии; 2 - докембрийская континентальная кора платформ южного ряда в аллохтонном (?) залегании; континентальная кора, сформировавшаяся в основном к раннему девону (3-6): гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся: 3 - к началу кембрия, 4 - в начале-середине ордовика, 5 - в конце силура, 6 - в конце девона, системы с континентальной корой, сформировавшиеся (7-10): 7 - в позднем палеозое, 8 - краевой вулканический пояс Урало-Тяньшанской системы, 9 - в раннем мезозое, 10 - в позднем палеозое - раннем мезозое, 11 - внутренние массивы Палеотетиса (частично в аллохтонном залегании); Римскими цифрами обозначены: I - Урал; II - Южный Тянь-Шань; III - Зайсанская зона

В пределах палеозойд по способу и времени формирования континентальной коры, а также по структурному рисунку довольно отчетливо выделяются два основных типа структур: центральная часть поля палеозойд выделена в литературе под названием "палеозойды мозаичного типа" (Пейве и др., 1972). Континентальная кора мозаичной области образовывалась длительно, в течение ниж-

него-среднего палеозоя, и на основной площади сформировалась к раннему девону. Мозаичная область с запада и юго-запада (Урал - Кызыл-Кум - Южный Тянь-Шань) и с юга (Палеотетис) обрамляется линейными системами, формирование континентальной коры в которых произошло в конце палеозоя, а в Палеотетисе (в его южной части) даже в раннем мезозое (Моссаковский, 1975). Еще одна линейная система (Обь-Зайсанская) с верхнепалеозойским возрастом континентальной коры пересекает мозаичную систему в ее средней части.

Таким образом, Урал и Обь-Зайсанская линейная системы представляют собой гигантские меридиональные ответвления от трансконтинентального широтного пояса Палеотетиса. Урал проходит через весь континент и выклинивается только где-то в районе Новой земли; Обь-Зайсанская система менее протяженная. Судя по геофизическим данным, она выклинивается в центральной части Западной Сибири (рис. 18).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В связи с тем, что предлагаемая работа посвящена тектонике Урала, имеется возможность дать только общий обзор его металлогении. При этом целесообразно, по-видимому, основное внимание уделить тем ее особенностям, которые определяются развиваемыми новыми представлениями о геосинклинальном процессе и которые могут быть получены из составленной тектонической карты.

В состав сложной по строению Уральской складчатой системы входят как минимум образования трех возрастных этапов (тектономагматических циклов). Их отличают в первую очередь характер фундамента, на котором они формировались, и содержание процесса образования земной коры.

Металлогения комплексов дорифейской континентальной коры. Дорифейские комплексы на современном эрозионном срезе Урала, как известно, имеют фрагментарное распространение, обнажаясь в виде тектонических выступов. Достоверно дорифейскими являются комплексы Тараташского блока, в то время как для других выходов (Хобеизского, Харбейского) возраст определен предположительно. Для металлогении дорифейских комплексов существенны два положения, которые следуют из результатов изучения этих комплексов.

Прежде всего устанавливается, что дорифейские комплексы в южных выходах, включая Тараташский выступ и условно относимые к раннедокембрийским образованиям комплексы Максютинской полосы, включают ассоциации эвгеосинклинального характера (Ленных, 1974). Здесь развиты метаморфические и метаморфизованные породы, в составе субстрата которых определяется набор пород, достаточно характерный для комплексов океанической коры (ультрабазиты, спилиты, диабазы, кремнистые сланцы). Отметим, что и в пределах фрагментов древней коры, расположенных среди отложений палео-

зойской эвгеосинклинали, также выявляется широкое развитие амфиболитовых пород, а также включений ультрабазитов, представленных берберитами (Милановский и др.). В противоположность этому в выходах дорифейских пород северной половины Урала основная роль принадлежит терригенно-осадочным накоплениям, превращенным в разнообразные метаморфические сланцы. Таким образом, можно предполагать элементы пространственной зональности, которая складывается из намечающегося развития в южной части раннедокембрийской океанической структуры, а в северной — комплексов ее континентального обрамления.

Другая особенность дорифейских комплексов связана с их интенсивной трансформацией при формировании коры континентального типа, образования эвгеосинклинали и миогеосинклинали характера. Специфические особенности глубокой степени гранитизации и разный состав субстрата нашли отражение в металлогении комплексов дорифейской коры.

Глубокая гранитизация регионального характера сопровождается перераспределением вещества горных пород. При этом легкие подвижные компоненты, по-видимому, преимущественно рассеиваются, в то время как инертные (железо, титан и др.) могут накапливаться в отдельных участках, подчиняясь закономерностям метаморфической дифференциации (Жданов, 1975). При гранитизации эвгеосинклинали отложений, включающих в своих разрезах значительные объемы фемического материала, наименее подвижны железо, титан, марганец, которые могут дать заметные концентрации своих соединений вблизи или по периферии зон базификации. К такого типа рудным проявлениям относятся железистые метасоматиты Тараташского выступа, а также, по-видимому, рудные метасоматиты с соединениями железа и марганца среди метаморфитов восточного склона и Уфалейского купола (Черменинова и др., 1975).

Рудные тела железистых метасоматитов Тараташского выступа концентрируются в ореоловую зону, приблизительно комплементарную зоне гранитизации. Отдельные рудные скопления имеют зональное строение, обусловленное развитием в центральной части магнетит-гематит-кварцевых метасоматитов, а к периферии — магнетит-амфибол-кварцевых и, наконец амфиболитовых пород.

Гранитизация терригенно-осадочных пород сопровождается образованием метаморфических сланцев, несущих иногда высокоглиноземистую минерализацию (кианит, сиддиманит). Возможно образование также графитсодержащих гнейсов, скоплений гранулированного кварца.

Металлогения рифейско-вендских комплексов формировалась в двух тектонических позициях. В южной части Урала они накапливались на континентальной коре, а в северной, — предположительно, на коре переходного типа.

В Башкирской части западного склона Урала среди древних осадочных толщ в настоящее время известны лишь незначительные проявления полезных ископаемых. Особенно это относится к ниж-

не-среднерифейским отложениям. Только в ассоциации с верхнерифейскими комплексами проявляются сульфидно-баритовые рудопроявления. Снос обломочного материала со стороны Русской платформы, сложенной к этому периоду сильно гранитизированными породами континентальной коры, мелководный характер осадконакопления, мощная континентальная кора фундамента, изолировавшая эту область от эндогенных источников, как будто бы объясняют эти особенности металлогении рифейских отложений Башкирского Урала. С наших позиций, расположение мощных осадочных толщ, особенно верхнерифейских и вендских, менее консолидированных ко времени предрифтового растяжения и магматизма вблизи и в области рифтового растяжения и разрыва континентальной допалеозойской коры, создает благоприятные теоретические предпосылки для нахождения здесь крупных стратиформных гидротермальных месторождений. Известные крупные месторождения полиметаллов долины р. Миссисипи в США предположительно связывают с южной ветвью рифтовой структуры, идущей от Аппалачей; с рифтовым разломом связывают сейчас и происхождение богатейших медных месторождений Катанги в Африке.

Металлогения северной части развития рифейско-вендских комплексов Урала еще менее изучена. В гранитных интрузиях здесь известны проявления полиметаллической минерализации (Фишман, 1964; Юшкин, 1972), а среди известняково-осадочных отложений отмечаются признаки полиметаллической минерализации стратиформного типа. Последние требуют своего пристального изучения с позиций формационной принадлежности и тех теоретических предпосылок, о которых говорилось выше.

Отдельно должны быть отмечены стратифицированные базит-ультрабазитовые комплексы, появляющиеся в зонах растяжения, и месторождения платины, хромита, титаномагнетита (тип Великой дайки Южной Африки). На Урале к этому типу относятся Сарановское хромитовое месторождение. Можно надеяться на открытие новых месторождений такого типа в широких зонах рифтового и предрифтового растяжения.

Металлогения, тесно связанная с магматическими комплексами, возможно, раннепалеозойского доокеанического этапа, рассмотрена также в следующем разделе.

Металлогения комплексов верхнепалеозойской коры

Палеозойские комплексы формировались в пределах сложной складчатой системы, включавшей область преобразования океанической коры в континентальную кору верхнепалеозойского возраста (океанический сектор) и область накопления отложений на древнем континентальном сегменте (континентальный сектор шельфовых отложений и отложений континентального склона).

Металлогения континентального сектора. В пределах зоны палеошельфа и континентального склона выделяются фрагменты магматических формаций предрифтовых структур, с которыми связа-

ны редкометалльные месторождения, вольфрам, молибден, золото, пьезокварц. Здесь следует ожидать новых открытий эпигенетических месторождений типа забайкальских, богатых флюоритом и обусловленных редкометалльными щелочными магматитами различной кремнекислотности, начиная от ультрабазитов и кончая гранитами, сопровождаемыми эффузивами. Не исключено обнаружение пятиэлементной формации европейского типа. Можно полагать, что на Урале выявится несколько систем растяжения, возраст которых будет отвечать всей стадии растяжения. В настоящее время известны только доордовикские. Особый интерес представляет восточный борт эвгеосинклинали, где как будто бы должны быть встречены те же рифтовые металлогенные формации.

Области шельфа и континентального склона современных раздвигающихся океанических структур (Северное море, окраины Атлантического океана) оказались весьма перспективными в отношении нефтегазоносности. Это позволяет надеяться на появление новых месторождений в палеоструктурах такого типа как на западной, так и на восточной континентальных окраинах Уральского палеоокеана.

В западном борту океанической структуры (на западном склоне Урала) бурятся поисковые скважины на нефть, в то время как восточный борт бывшей океанической структуры Урала не является еще предметом внимания нефтяников. Одним из перспективных районов обследования должна быть область к востоку от Денисовской зоны. Верхние части разреза шельфа и континентального склона должны представлять интерес на бариты, медистые песчаники, фосфориты, ванадиеносные сланцы.

Металлогения океанического сектора. В пределах бывшей океанической структуры и образованной затем на ее месте эвгеосинклинальной области распространены формации океанической переходной (островодужной) и континентальной стадий. Им предшествуют генетически с ними связанные рифтовые формации, находящиеся еще в континентальной коре.

Рифтовая стадия. Металлогения этой стадии рассмотрена выше при характеристике континентального сектора. Здесь только отметим, что к океанической структуре следует, по-видимому, отнести своеобразные "грабеновые" фации, которые образовались в поздние этапы эволюции рифтов и тесно связаны с комплексами океанического чехла. Наблюдения показывают, что при их формировании могут создаваться условия для концентрации ряда компонентов путем адсорбции. В частности, иногда отмечается повышение в кремнисто-углистых породах "грабеновых" фаций фонового содержания золота, ванадия, марганца, урана (Хворова, 1968). В стадию тектонического сжатия эти комплексы могут попадать в зоны интенсивных деформаций, способствующих метаморфической мобилизации этих компонентов. Возможно, этим объясняется появление участков окварцевания в черносланцевой полосе на Среднем Урале, имеющих повышенную золотоносность. Вопрос требует дальнейшего изучения для практической реализации поисковых работ.

Океаническая стадия. Металлогения океанической стадии не очень разнообразна, но характеризуется крупными рудными месторождениями в ультрабазитовых и базальтоидных породах.

С ультрабазитами и метаморфитами комплекса меланократового основания связаны крупнейшие в мире месторождения хромитов Кимперсайского массива, а также месторождения платиноидов и скопленений хромитаномagnetитов.

Приуроченность месторождений хромитов к границе дунитов и гарцбургитов в дунит-гарцбургитовых формациях может быть истолкована скорее всего как свидетельство накопления хрома при оливинизации гарцбургитового слоя в верхних горизонтах мантии (Москалева, 1970; Савельев, Савельева, 1973). Накопление хрома происходит, видимо, за счет его освобождения при метасоматическом замещении хромосодержащего пироксена оливином и (или) при инконгруэнтном плавлении хром-диоксида и хромосодержащего граната лерцолитовой мантии. Освобождающийся хромшпинелид частично выделяется, частично попадает в решетку оливина и выделяется позже при падении давления и температуры. П.Я.Ярош (неопубликованные данные) проследил постепенную концентрацию выделений хромита (в зернах оливина) в более крупные самостоятельные обособления.

Альпийские массивы проявляют промышленные концентрации хромитового оруденения в том случае, когда они находятся в области далекого надвигания океанической коры на континентальную (Кемперсайский, Уралинский, Войкарский массивы) или на блоки переходной коры внутри океанической структуры (Алапаевский, Ключевской массивы). Массивы внутренних частей эвгеосинклинали, подвергнутые интенсивным деформациям, не содержат промышленного оруденения. С.В. Москалева (1974) предполагает, что в этих тектонических условиях происходит рассеивание концентрации хромитов.

В ультрабазитах и габбровых комплексах Урала присутствует два генетических типа платинового оруденения, один из которых формировался в океаническую, другой скорее всего — в островодужную стадию развития земной коры. Первый тип платиновой минерализации связан с дунитами Платиноносного пояса Урала (тип концентрических гипербазит-базитовых комплексов), относящихся, видимо, к образованиям фундамента океанической структуры), а также с альпийскими гарцбургитами. Он характеризуется преобладанием тяжелых платиноидов (Pt, Os, Ir), выделяющихся в самородной форме и в виде интерметаллических соединений. При этом альпийские дунит-гарцбургитовые комплексы, исходя залегавшие в более глубоких частях мантии, имеют осмисто-иридиевую специализацию, в то время как в дунитовых массивах, лежащих непосредственно под слоистым пироксенит-габбровым комплексом, резко преобладает платина. Второй тип платиноидной минерализации развивается в пироксенитах, сопровождающих контактовые зоны интрузий габбро-норитов (Волченко и др., 1975). Интрузии габбро-норитов прорывают отложения океанической стадии и

нижние образования островодужной. Накопление платиноидной минерализации происходит в процессе формирования титаномагнетитовых руд. Платиноиды представлены главным образом более легкими элементами — Pd, Pt, Rh, Ro, находящимися в виде соединений с серой, мышьяком, сурьмой и теллуrom.

С процессом метаморфической дифференциации и метасоматоза связывается образование хромтитаномагнетитовой вкрапленности, приуроченной к фронту выноса железа в разрезе "полосчатого" комплекса Платиноносного пояса. А.А. Ефимов (1967), а вслед за ним и ряд других исследователей (Фоминых и др., 1977), склонны этим процессом объяснять и формирование крупных концентраций ванадийсодержащих титаномагнетитов качканарского типа. Однако имеются основания связывать эти руды с этапом становления крупных массивов габбро-норитов, всегда присутствующих в рудных полях (Нечеухин, Бельков, 1974).

Спилит-диабазовые, спилит-диабаз-кремнистые и кремнисто-сланцевые ассоциации, относящиеся к продуктам раннего этапа океанической стадии и формирующие отложение океанического чехла, практически не содержат полезных промышленных концентраций, если не считать поделочных, исключительно красивых яшм и строительных материалов. Диабазовые породы, включающие в ряде зон Южного Урала колчеданные залежи, по ряду признаков относятся, возможно, уже к образованиям нижних частей разреза дифференцированных формаций более позднего этапа (Бородаевская и др., 1974; Бельков и др., 1972). Отсутствие промышленных концентраций согласуется с современными данными о слабой продуктивности вулканогенно-осадочных отложений дна современных океанов (Смирнов, 1975).

Поздний этап океанической и ранний этап переходной (островодужной) стадий. С комплексами указанных этапов связаны месторождения медноколчеданных руд, а также ванадийсодержащие титаномагнетиты, платиноиды, золото-сульфидное и сульфидно-полиметаллическое оруденение, марганцевые руды.

Медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения залегают преимущественно среди натриевых дифференцированных вулканогенных серий океанической стадии, хотя сульфидные концентрации известны и среди андезито-дацитовых формаций переходной стадии. Последние отличаются золото-баритовым и полиметаллическим составом руд.

Более многочисленные и крупные типичные медноколчеданные залежи связаны с подводными вулканами центрального типа, сложными продуктами натриевой дифференцированной (контрастной) формации, начинающей накапливаться еще на океанической стадии и, возможно, заканчивающей накопление в переходную стадию. Колчеданные месторождения этой формации сопровождаются исходно натриевыми дацитами и липаритами и интенсивными кварцево-серицитовыми изменениями.

Наиболее характерные черты колчеданных месторождений (согласное залегание рудных тел, зональное строение рудных залежей, состав руд и т.д.) обусловлены механизмом образования руд, при котором рудоносные растворы выходят на дно моря (океана).

С андезито-дацитово-гранитной стадией переходной стадии связана группа мелких золотоносных сульфидных залежей цветных металлов с баритом (Баймакская группа, проявления Павдинской дачи и др.). Для этих руд характерен сиалический спектр элементов-примесей (As, Sn, Pb, Bi, Mo). В локализации рудных залежей значительная роль принадлежит субинтрузивным и субвулканическим массивам ацидитов (Колчеданные месторождения..., 1974; Нечухин, Бельков, 1974), а залегание имеет более выраженные черты эпигенетичности по отношению к вмещающей толще.

Месторождения ванадийсодержащих вкрапленных титаномагнетитовых руд связаны преимущественно с клинопироксенитами, оливиновыми роговообманковыми пироксенитами, развивающимися на контакте ультрабазитов "концентрических" комплексов и более поздних габбро-норитов (месторождения Качканарское, Гусевогорское, Хабарнинское и др.). Габбро-нориты прорывают блоки аподунитового "полосчатого" комплекса и вмещающие их вулканы. Интрузии габбро-норитов в контакте с последними образуют роговики, а в контакте с перидотитами - метасоматические пироксениты с вкрапленностью титаномагнетитов. Метасоматическая природа титаномагнетитовых руд и их дискретное развитие по мафическим метаморфитам полосчатого комплекса, как это установлено при изучении хорошо вскрытого горными работами Гусевогорского месторождения (Волченко, 1972; Волченко и др., 1974), подтверждается реликтовыми блоками незамещенных аподунитовых пород, реакционными зонами, сложенными оливиновыми пироксенитами, и другими данными.

В ассоциации с рудными пироксенитами и ванадийсодержащими титаномагнетитами в последнее время установлен упоминавшийся выше новый тип платиноидной минерализации в комплексах Платиноносного пояса (Волченко и др., 1975). Накопление платиноидной минерализации происходит в процессе формирования титаномагнетитовых руд. Платиноиды представлены главным образом более легкими элементами (палладием, платиной, рутением, родием), находящимися преимущественно в виде соединений с серой, сурьмой, теллуrom. Отмеченными особенностями этот тип платиноидной минерализации сопоставим с составом минерализации в габброидных платформенных комплексах.

Поздний этап переходной и предконтинентальная стадии. Металлогения комплексов, относящихся к данному этапу, разнообразна по составу полезных ископаемых и разнообразию их генетических типов. Интрузивные внедрения здесь представлены габбро-гранитными, гранодиорит-тоналитовыми, гранодиорит-плагιοгранитными и формационными типами гранитоидов, а эффузивы - дифференцированными вулканиками калиево-натриевой серии, трахитовыми и андезитовыми разностями. В составе

осадочных отложений преобладают флишевые, известняково-терригенные и известняково-вулканогенные породы.

С интрузивными породами связаны скарново-магнетитовые, скарново-медно-магнетитовые, золото-кварцевые, золото-мышьяковые месторождения, а с более поздними образованиями — меднопорфировое, медно-молибденовое рудопроявление. В осадочных комплексах располагаются бокситы; по-видимому, некоторые пластообразные магнетитовые месторождения, относимые обычно к скарновому типу, ассоциируются с осадочными отложениями, имея, возможно, гидротермально-осадочное происхождение (Овчинников, 1960).

Закономерности размещения выделенных эндогенных рудных формаций подчиняются закономерностям положения магматических образований, с которыми они ассоциируются. Габбро-гранитные комплексы тяготеют к эвгеосинклинальным зонам, отражая пространственную и возрастную эволюцию базальтоидного магматизма, отмеченную Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной. Гранодиорит-тоналитовые комплексы смещаются к внутренней части эвгеосинклинальной области. Следует отметить, что гранодиорит-порфировые массивы фиксируются преимущественно вблизи границ сочленения океанических и континентальных сегментов (западные части Западно-Мугоджарской и Восточно-Уральской метаморфических зон, Денисовской зоны) или океанической и переходной коры (Ирендыкская зона). В целом это создает латеральную зональность в размещении интрузивных комплексов и ассоциирующих с ними рудных формаций (скарновая золоторудная меднопорфировая).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К концу шестидесятых годов в геотектонике произошли большие изменения. К этому времени была разработана и стала широко известна концепция глобальной тектоники плит, которая носила существенно геофизический характер. Одновременно началось геологическое осмысливание этой концепции и разработка новой геологической теории становления и эволюции земной коры. Многие ученые пошли по пути полной замены основной тектонической концепции — теории геосинклиналей, разрабатывавшейся в течение почти целого столетия, новыми формулировками и понятиями тектоники плит, другие — и в дальнейшем совершенствовали геосинклинальную теорию, считая по-прежнему, что формирование новых участков континентальной земной коры происходит в геосинклинальном процессе.

К 1969 г. был открыт разрез океанической коры геологического прошлого, залегающий в виде тектонических фрагментов в различных по возрасту складчатых сооружениях континентов. Большую работу проделали советские и зарубежные геологи по изучению офиолитов, слагающих, как было установлено, разрез океанической коры. Нами был сформулирован вывод о том, что эвгеосинклинали представляют собой участки земной коры, характеризующиеся корой океанического типа. В результате наметился историко-палеогеографический подход к изучению геосинклинального процесса, в котором особо важное место занимает изучение эволюции магматических формаций как показателей определенного тектонического режима и степени зрелости континентальной земной коры. Такой подход к изучению геосинклинального процесса позволил выдвинуть новый принцип составления тектонических карт на формационной основе (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1975), который мы впервые применили при составлении тектонической карты Урала.

Важным условием реализации выдвинутого принципа составления этой карты было формационное расчленение осадочных (Хворова, Ильинская, 1961; Смирнов и др., 1974; Атлас..., 1972), магматических, метаморфических (Иванов и др., 1974) и особенно магматических пород (Иванов и др., 1972), а также появление сводной геологической карты всего Урала масштаба 1:1 000 000.

Анализ нового материала был сделан, разумеется, с определенных тектонических и петрологических позиций. Однако в основе его

ленит огромный фактический материал и объективный методический прием выделения определенных формаций, не зависящий от гипотез. Поэтому достаточно определенно можно сделать некоторые выводы, имеющие научное и практическое значение. Основные среди них нижеследующие.

1. В конце нижнего протерозоя на всей территории Русской платформы и частично на территории Центрального Казахстана и Западно-Сибирской плиты сформировалась континентальная земная кора. В конце кембрия — начале ордовика произошло ее раскалывание примерно по линии современного Уральского хребта. Раскалыванию предшествовал предрифтовый щелочной магматизм различной кремнистости. Вслед за раскалыванием и раздвиганием последовало образование грабеновых и шельфовых отложений и затем океанической структуры с новообразованной океанической корой. Процесс широтного растяжения сопровождался накоплением толеитовых базальтов и кремнисто-сланцевых отложений.

Раздвижение континентальных глыб продолжалось, видимо, до раннего ситюра, с рубежа которого на краях океана начинается и обратный процесс: приращение океанической коры к континенту. Оба процесса имели дискретный характер, отмечаемый периодичностью возникновения океанических и переходных формаций. Приращение океанической коры к континенту и замыкание океанической структуры сопровождалось надвиганием эвгеосинклинальных комплексов на борта океанической структуры, их скучиванием, диапировым перемещением гипербазитов из области фундамента, а также, видимо, сложными субдуктивными явлениями на восточном борту замыкающейся океанической структуры. Окончательное закрытие последней с образованием континентальной коры отмечается орогенными формациями Центральной Магнитогорской зоны и приходится на карбон.

2. Исходный фундамент уральской эвгеосинклинали составляли гипербазиты и базиты океанического дна, претерпевшие сложные тектонические и метаморфические преобразования. Развитие континентальной земной коры происходило в обстановке островных дуг и более позднего орогенного процесса. Оно сопровождалось закономерным во времени и пространстве образованием гранитоидов различных формационных типов.

3. В складчатом Урале имеются равновозрастные зоны с примерно одинаковым набором формаций, который образует не повторяющийся внутри каждой зоны ряд, включающий офиолиты, андезитовые порфириты, флишииды, карбонатные толщи. Орогенные липариты и базальты появляются спорадически и развиты независимо по отношению к более ранним структурно-вещественным комплексам.

4. Указанные зоны по возрасту располагаются закономерно относительно центра и бортов палеозойской эвгеосинклинали: от ордовика по краям, до карбона — в центре. Более молодые центральные зоны в разной мере надвинуты на более древние периферические. По западному борту эвгеосинклинальные толщи шарфированы в

область экстернид, по восточному — пододвинуты под причлененные новообразования и, возможно, под край Западно-Сибирской плиты. Признаки шарьирования (обдукции) здесь отмечаются с карбона.

5. В ранних звеньях формационного ряда во многих случаях полностью отсутствует влияние гранито-гнейсовых образований на осадконакопление, магмаобразование и метаморфизм, хотя в современной структуре продукты этих процессов часто находятся в непосредственной близости от них.

6. Состав и характер разных членов формационного ряда (гранито-гнейсы и отчасти другие породы) указывают на участие в их образовании сиалического вещества. Глубинный метасоматоз гипербазитов говорит о привносе кальция и алюминия из мантии Земли. Однако вопрос о том, что исходно формирует гранито-гнейсы, т.е. вещество соседнего континента или дифференциаты глубин Земли, не может считаться решенным.

7. Взаиморасположение разновозрастных эвгеосинклинальных формационных рядов и гранито-метаморфических комплексов в современной Уральской складчатой зоне не может быть объяснено без очень крупных (минимум сотни километров) горизонтальных широтных движений, приведших в соприкосновение некогда удаленные друг от друга формации.

8. Повторение в разных возрастных зонах океанических и остро-водужных образований может служить основой для выделения колчеданосных, скарново-магнетитовых, золоторудных и других формаций, несущих ценные полезные ископаемые в тех зонах, где они еще не выделены или известны лишь в отдельных точках.

Еще, видимо, большее значение для металлогенических прогнозов будет иметь установленная симметрия в расположении исходных вулканических формаций в плане интернид. Мы вправе в первую очередь ожидать открытия крупных месторождений колчеданных руд в крайней восточной вулканогенной зоне. Предстоит выяснить, в какой мере более значительное развитие гранитоидов в этой зоне по сравнению с крайней западной изменило облик исходных колчеданных месторождений и не привело ли это к их рассеянию.

Не менее перспективно в прогнозном отношении формационное разделение гранитоидов. Выделение и уточнение на карте областей развития гранитоидов разной формационной принадлежности определяет прогнозно-металлогеническую оценку различных зон и районов.

Установление на Урале преокеанической рифтовой стадии с проявлением типичных для нее магматических пород требует дальнейших исследований, а также постановки настойчивых крупных поисковых работ на комплекс полезных ископаемых рифтовой стадии, к числу которых относятся карбонатитовые редкие элементы, комплекс элементов, связанных с редкометальными маловодными гранитоидами и щелочными породами. Особого внимания как объектов стратиформных месторождений меди и полиметаллов заслуживают районы развития рифтовых структур в толщах терригенных и карбонатных пород (месторождения типа Катанги и Каратау).

Выявление зон шельфовых отложений палеозойской океанической структуры позволяет рекомендовать их для поисков нефти и газа.

Главнейшая задача исследований — пересмотр с новых позиций магматизма и металлогении западного склона Урала и более обстоятельного изучения восточной, закрытой части Урала. Здесь помимо важных научных проблем геотектоники и палеозойской металлогении мы можем встретиться с неизвестными еще месторождениями мезозойской магматической активности.

Авторы не ставили своей задачей дать здесь систематическое описание структур Урала, показанных на карте, или полностью расшифровать все имеющиеся на ней условные обозначения. Главная задача — по возможности подробное изложение теоретических основ и принципов, на которых построена эта карта, поскольку они коренным образом отличаются от принципов составления тектонических карт, применявшихся прежде как у нас, так и за рубежом. Цель данной работы состояла в стремлении показать историю становления континентальной земной коры Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алта-Ата, 1973.
- Аблизин Б.Д., Курбацкий А.М., Корнилов П.Н. К статиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1969, № 9.
- Аржавитин П.В. Вулканогенно-осадочные формации Магнитогорского мегасинклинория. - Автореф.канд.дис. Харьк. ун-т, 1972.
- Атлас литолого-палеогеографических карт. Палеозой и мезозой Северного Приуралья. Л., "Наука", 1972.
- Беккер Ю.Р. Древняя моласса Урала. - "Труды ВСЕГЕИ, нов. серия," 1961, 121, вып. 1.
- Беккер Ю.Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. - "Сов.геол.", 1965, № 2.
- Беллавин О.В. О морфологии Верх-Исетского и Мурзинского гранитных массивов по данным гравиметрии. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды I Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1963.
- Беллавин О.В., Алейников А.Л. Определение гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Конево-Карасьевого массива, Средний Урал). - "Сов.геол.", 1968, № 2.
- Бельков Ю.П., Нечухин В.М., Пономарева Р.П. О геологическом строении, составе геохимических ореолов и генезисе колчеданных месторождений Домбаровского рудного района (Южный Урал). - В кн.: Ежегодник - 1971. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.
- Белянина Г.П. Основные вулканы дифференцированных комплексов эвгеосинклиналей и их соотношение с колчеданным оруденением (на примере Карамалыташского комплекса на Южном Урале). - Автореф.канд.дис. Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975.
- Билибин Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1948, № 4.
- Билибина Т.В. Интрузивные комплексы Мугоджар и их металлонность. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды I Уральского петрографического совещания, т. I. Свердловск, 1963.
- Богданов А.А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. - В сб.: Вопросы теоретической и прикладной геологии, № 4, 1947.
- Бородаевская И.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К. Происхождение рудовмещающих структур и морфология рудных тел колчеданных месторождений Южного Урала. - Труды ИЦ ИГРИ, вып. 99. 1971.
- Бородаевская М.Б., А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов, Б.А. Попов, Б.П. Потапенко, Е.П. Ширай. Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклинальных систем как основа прогнозирования колчеданных месторождений - В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Водорезов Г.Н. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. - Труды V Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала). Статья 1. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1966, т. 41, № 4.
- Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала). Статья 2. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", т. 42, вып. 3.

- Волков С.Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. - "Труды Геол.музея им. Карпинского", 1960, вып. 4.
- Волченко Ю.А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса. - В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
- Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Нечехин В.М. О парагенетических породных ассоциациях и типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала. - "Ежегодник - 1973". Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Волченко Ю.А., Нечехин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов. - "Д.АН СССР", т. 224, № 1, 1975.
- Восточно-Африканская рифтовая система, том. III. М., "Наука", 1974.
- Авт. В.В. Белоусов, В.И. Герасимовский, А.В. Горячев, В.В. Добровольский, А.П. Капица, Н.А. Логачев, Е.Е. Милановский, А.И. Поляков, Л.Н. Рыкунов, В.В. Седов.
- Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит Западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Гауэр К.Е. Стратиграфия и литология докембрия и нижнего палеозоя в бассейне р. Уя на Восточном склоне Южного Урала. - Автореф.кандидис. Свердловск, 1974.
- Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., "Наука", 1968.
- Геология СССР, том. XII. Часть 1. Геологическое описание. 1969.
- Глушкова Г.А. К петрологии Мариинского гнейсового комплекса. - Труды II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.
- Голдин Б.А., Мизин В.И. Щелочно-базальтовый вулканизм севера Урала. - Тезисы докладов III Уральскому петрографическому совещанию, т. I. Свердловск, 1974.
- Голдин Б.А., Каримов Н.А. Липаритовые комплексы Полярного и Приполярного Урала. - "Сов.геол.", 1973, № 10.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления уральской эвгеосинклинали на севере Урала. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1974а, № 1.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение. - "ДАН СССР", 1974б, т. 216, № 6.
- Голдин Б.А., Мизин В.И. Щелочно-базальтовый вулканизм севера Урала. - Тезисы докладов III Уральскому петрографическому совещанию, т. I. Свердловск, 1974.
- Горский В.П. Закономерности размещения палеозойских геологических формаций в Предуральском прогибе. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, нов.серия, 1962, вып. 86.
- Грачев В.А., Кейльман Г.А., Крылов Р.А. Геологический очерк Салдинского гнейсового комплекса. - Труды II Уральского петрографического совещания, V, 1969.
- Гринсон А.С., Смирнов Ю.Д. О строении кристаллического фундамента Русской платформе на границе с северо-восточным складчатым обрамлением. - "ДАН СССР", 1973, т. 208, № 1.
- Дедеев В.А. Стратиграфия, фаши и геологическая история развития северных районов восточного склона Полярного Урала (Щучьинский синклинорий). - "Труды ВНИГРИ, геол. сб.", 1958, № 4.

- Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдавандцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Поллярный Урал). - "Геотектоника", 1975, № 1.
- Дианова Т.В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. - "Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР", вып. 53. 1958.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. - Автореф. докт. дис. М., ГЕОХИ, 1973;
- Добрецов Н.Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Енокан В.С. Палеозойские отложения и история тектонического развития Пай-Хоя и о. Вайгач. - Автореф. канд. дис., 1971.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., "Недра", 1967.
- Жданов В.В. Металлогения метаморфо-метасоматических процессов в докембрии. - В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Ленинград, 1975.
- Жилин И.В., Петров В.И., Селиверстов Г.Ф. Палеозойский магматизм юго-восточной части Уфимского амфитеатра (Нязепетровский район). - Труды Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 95. - Свердловск, 1973.
- Захарова А.А., Захаров А.А. Стратиграфическое расчленение и петрохимические особенности силурийских вулканогенных образований Присакамарской синклинали зоны на Южном Урале. - В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 16. 1973.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. - Труды НИИЗарубежгеол., вып. 26. М., "Недра", 1972.
- Иванов О.К. Новые данные по петрологии Сарановского хромитового пояса. - Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания, т. I. Свердловск, 1974.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Смирнов Г.А. Природа Уральской геосинклинали. - "ДАН СССР", 1972, т. 206, № 5.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Молдавандцев Ю.Е. К происхождению офиолитов Урала. - Тезисы докладов международному симпозиуму "Офиолиты в земной коре". М., 1973г.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. - "ДАН СССР", 1973б, т. 211, № 4.
- Иванов С.Н., Нечухин В.М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натровых и существенно калиевых серий в геосинклинальных образованиях Урала. - "ДАН СССР", 1964, № 3.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала. - "ДАН СССР", 1975, т. 221, № 2.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б. Палеозойская история Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов К.Г. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале, 1962, т. I. вып. 5б.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н. Вопросы тектоники на международном коллоквиуме "Варисиды Центральной и Западной Европы". - "Геотектоника", 1975, № 4.

- Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклинали Урала (Южного) в связи с перспективами нефтегазоносности. — Автореф. канд. дис., М., 1970а.
- Казанцева Т.Т. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования (тезисы докладов научной сессии), ч. I. Уфа, 1970б.
- Камалетдинов Р.А. Возраст и стратиграфия зилаирской серии на западном склоне Южного Урала. — "ДАН СССР", 1960, т. 132, № 6.
- Камалетдинов Р.А. Покровные структуры Урала. М., "Наука", 1974.
- Карагодин С.С. Позднекаледонская андезит-липарит-гранитовая формация Мугодзар. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала, сб. 2. Свердловск, 1972.
- Каретин Ю.С. Новая схема развития сипурийского вулканизма северной части Среднего Урала. — "ДАН СССР", 1967, № 5, 173.
- Каретин Ю.С. Условия формирования и геоструктурная позиция эффузивных формаций Тагильского погружения. — "Сов. геол.", 1969а, № 2.
- Каретин Ю.С. Сипурийский вулканизм северной части Среднего Урала. — В кн.: Магматизм, формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды II Уральского петрографического совещания, т. III. 1969б.
- Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Кейльман Г.И. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., "Недра", 1974.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинали на Южном Урале и сходные с ней образования. — "Труды ИГН АН СССР", 1949, вып. 104, серия геол., № 34.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. "Итоги науки и техники", серия "общая геол.", т. 5. М., ВИНТИ, 1973.
- Козин Б.П., Коровин Н.Ф. Вулканогенные формации бывшей Павдинской дачи на Среднем Урале. — Тезисы III Уральского петрографического совещания. Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М., "Наука", 1973. Авт.: П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Серавкин, Л.Н. Сопко.
- Кориневский В.Г. Нижнедевонская вулканогенная формация западных Мугодзар. — Автореф. канд. дис. Ин-т геол. КазССР, 1969.
- Костик Г.А. Магматические формации Прииргизья. — Автореф. канд. дис. Актюбинск, Зап.-Каз. комп. эксп., 1972.
- Костик Г.А., Сегедин Р.А. Тектонические покровы в восточной части Мугодзар. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., "Наука", 1975.
- Краснобаев А.А., Грачева Т.В., Бибилова Е.В. К проблеме возраста субстата Сысертско-Ильменогорского антиклинария. — В кн.: Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. Труды 18-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста. М., "Наука", 1976.
- Крылов Р.А., Закозужников В.П. Геологическое строение и метаморфические фации Салдинского комплекса. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.
- Ленных В.И. Химический состав главных типов пород эклогит-глаукофансланцевой формации Южного Урала и специфика исходных образований. — Ежегодник-1972. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973.

- Ленных В.И. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Ленных В.И., Петров В.И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород Тараташского комплекса. — Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания, т. I. Свердловск, 1974.
- Ленных В.И., Петров В.И., Панков Ю.Д. Диабазы Тараташского комплекса и щелочные (калиевые) базальты в его обрамлении. — Там же. Свердловск, 1974.
- Либрович Л.С. К геологии южной части Башкирского Урала. — "Труды Всес. геологоразвед. объедин.", 1932, вып. 144.
- Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — "Труды ЦНИГРИ", 1936, вып. 81.
- Лучинин И.Л. Нижнепалеозойская липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия. — Автореф. канд. дис. Свердловск, 1975.
- Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. — "Геотектоника", 1973, № 5.
- Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
- Магадеев Б.Д. Геология и рудоносность западной части Абзелиловского района (Южный Урал). — Автореф. канд. дис. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Мамаев Н.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегаантиклинория. М., "Недра", 1967.
- Мамаев Н.Ф., Черменинова И.В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М., "Наука", 1973.
- Мамаев Н.Ф. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М., 1958.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука", 1975.
- Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л. "Наука", Авт.: Н.П. Юцкий, М.В. Фишман, Б.А. Голдин, Е.П. Калинин, В.Н. Охотников, В.В. Буканов.
- Милковский А.В., Кнорре К.Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоднар по данным калий-аргонового метода. — Вест. МГУ, 1965.
- Минкин Л.М. Карта метаморфизма Урала. — Труды II Уральского петрографического совещания, т. I, 1969.
- Минкин Л.М., Раппопорт М.С., Соколов В.Б. Геология южной части Мурзинско-Адуйского гнейсогранитного комплекса и его обрамления. — Труды Свердловского горного ин-та, вып. 108. "Геология метаморфических комплексов Урала". Свердловск, 1974.
- Москалева С.В. Роль процессов метасоматизма в образовании полезных ископаемых гипербазитовых формаций складчатых поясов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра", 1970.
- Москалева С.В. Ультрабазиты и хромитоносность. М., "Недра", 1974.
- Муратов М.В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. — "Изв. АН СССР", 1964, серия геол., № 6.
- Нестоянова О.А. Сидур и девон восточного склона Южного Урала. — В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношение древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. Свердловск, 1959.

- Нечуехин В.М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулкано-генных пород Баймакского района на Южном Урале. - В кн.: *Метаморфизм горных пород Главной вулканогенной зоны Урала*. М., "Наука", 1969.
- Нечуехин В.М., Бельков Ю.П. Основные типы вулканических рудоносных структур Урала и особенности их реконструкции. - В кн.: *Палеовулканизм и оруденение*. (Тезисы докладов к II Уральскому палеовулкано-логическому совещанию). Свердловск - Миасс, 1974.
- Нечуехин В.М., Челноков В.П., Язева Р.Г. К петрологическим основам формационного анализа эвгеосинклинальных магматических комплексов. - "Ежегодник-1970". Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1972.
- Новохатский Н.П., Беляшов Н.М., Чугуевская О.М. О генезисе магнетитовых руд Тургая. - "Геол. рудных местор.", № 2, 1974.
- Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. (Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1939). Свердловск, 1960.
- Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау Южного Урала. - "Уч. зап. Башк. гос. педин-та", 1955, вып. IV.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., "Недра", 1967.
- Панков Ю.Д. Ильменогорский метаморфический комплекс. - В кн.: *Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород*, т. I. "Метаморфические толщи". Труды Ильменогорского гос. заповедника, 1971.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - "Геотектоника", 1969, № 4.
- Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей. Сравнение. - "Геотектоника", 1973, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. - "ДАН СССР", 1971а, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.Н., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М., "Наука", 1971б.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - "Сов. геол.", 1972, № 12.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. - "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 128.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габброгипербазитовых комплексов в складчатых поясах. - "Геотектоника", 1973, № 3.
- Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Под ред. Э. Булларда, Дж. Канна, Д. Мэтьюза, М., "Мир", 1973.
- Плюснин К.П. Шарьяжи западного склона северного и среднего Урала, их возраст и структурное положение. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1969, № 4.
- Плюснин А.А. Каменноугольная система, Магнитогорский синклиниорий. - В кн.: *Геология СССР*, т. XII, ч. 1. Стратиграфия. М., "Недра", 1969.
- Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь, 1971.
- Плюскин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала. - "Изв. АН СССР, отд. геол.", 1965, № 11.

- Попов И.Б. Ультрабазиты западного склона Среднего и Северного Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала, Свердловск, 1972.
- Портнягин Э.А. Комплексы параллельных даек Южного Гиссара. — "ДАН СССР", 1974, т. 217, № 4.
- Проблемы рифтогенеза. Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск, 1975.
- Пронин А.А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. — "Труды ГИ УФАИ СССР", 1960, вып. 51, № 5.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., "Наука", 1965.
- Путеводитель геологических экскурсий к III Уральскому петрографическому совещанию, Свердловск, 1974.
- Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозооидях Лавразии. — Докл. на заседании Президиума Коми филиала АН СССР, 7.П.74. В серии "Доклады Президиуму Коми филиала АН СССР". Сыктывкар, 1974.
- Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, М., "Наука", 1975а.
- Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., "Наука", 1975б.
- Пучков В.Н., Раабен М.Н. Байкальская моасса на севере Урала. — "ДАН СССР", 1972, т. 254, № 3.
- Рапопорт М.С. Геология и магматизм района Шиловско-Коновской группы гранитоидных массивов на Северном Урале. — Автореф. канд. дис. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1971.
- Репечка М.А. Некоторые химические особенности пирокластического материала пепловых прослоев в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. — "ДАН СССР", 1973, т. 213, № 6.
- Роненсон Б.М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. — Изв. вузов, серия "Геология и разведка", 1959, № 1.
- Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Руженцев С.В. Основные фаунистические комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. — "ДАН СССР", 1972, т. 207, № 5.
- Руженцев С.В. Шарьяжи и их роль в развитии глинистых складчатых поясов. — Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитовосность Войкаро-Сынинской интрузии. — В сб.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и Севера Урала. Труды VII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1973.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — "Труды ГИН АН СССР", 1971, вып. 256.
- Серавкин И.Б., Салихов Д.И. Субвулканические породы на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1969.
- Смирнов В.И. О металлогении океана. — Геология рудных месторождений, № 1, 1975.
- Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр. — "Труды Горно-геологического ин-та УНЦ АН СССР", 1965, вып. 25.
- Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. — "Труды Горно-геологического ин-та УФАИ СССР", 1957, вып. 29.

- Смирнов Г.А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фашиальных исследований. - "Геотектоника", 1971, № 2.
- Смирнов Г.А., Беллавин О.В. Покровные структуры в Уфимском амфитеатре Урала. - "ДАН СССР", 1974, т. 219, № 5.
- Смирнов Г.А., Засядчук И.М., Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А. К статиграфии ордовика и силура Уфимского амфитеатра. - "ДАН СССР", 1963, № 1, т. 148.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. - "Труды Горно-геологического ин-та УФАИ СССР", 1961, вып. 60.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. - Труды Горно-геологического ин-та УФАИ СССР, 1967, вып. 60.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. М., "Наука", 1974.
- Соболев И.Д. О гранитных формациях Урала. - Труды I Уральского петрографического совещания, III, Свердловск, 1963.
- Соболев И.Д. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969.
- Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М. Основные черты глубинного строения земной коры восточного склона Среднего Урала по профилю Камышлов - Асбест - оз. Таватуй. - "Труды ИГ УНЦ АН СССР", 1972, вып. 49.
- Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. "Недра", 1973.
- Старков В.Д. Гранитоидные комплексы среднего и позднего палеозоя Восточно-Мугоднарского поднятия. - Автореф. канд. дис. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Старков В.Д., Краснобаев А.А., Степанов А.И., Знаменский Н.Д., Подлесова Р.Г., Панова Н.Д. Новые данные о геохронологии гранитоидов Восточно-Мугоднарского поднятия. - "Ежегодник-1972". Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973.
- Старков Н.П. Древняя формация пикритовых порфиритов Западного склона Урала. - "ДАН СССР", 1967, т. 177, № 1.
- Тайер Т.А. Некоторые аспекты тектонического влияния на структурные соотношения альпийских перидотито-габбровых комплексов и серии параллельных даек. - Тезисы международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., 1973.
- Тектоническая карта складчатого фундамента СССР. Гл. ред. Д.В. Наливкин, отв. ред. В.А. Дедеев. М., 1974.
- Тесаловский М.Д. Палеозойские магматические формации Южного Урала (Оренбургская область), их корреляция и некоторые вопросы металлогении. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды II Уральского петрографического совещания т. I. Свердловск, 1969. 1969.
- Трифонов В.П., Влох Н.П., Алейников О.А., Беллавин О.В., Зубков А.В. Явление выдавливания гранитных массивов. - "ДАН СССР", 1968, № 1.
- Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицина В.С., Паршина Т.Н. Стратиграфия района южного периклинального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория в связи с проблемой возраста его высокометаморфизованных пород. - Труды Ильменогорского госуд. заповедника УНЦ АН СССР, вып. IX. Свердловск, 1971.
- Устрицкий В.И. О фашиальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. - Труды Ин-та геологии Арктики, 1961, вып. 123.

- Ушков Б.К., Зуев Н.А., Чернышева Е.М. О находке щелочно-ультраосновных пород на западном склоне Среднего Урала. - Тезисы III Уральского петрографического совещания, т. I. Свердловск, 1974.
- Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Ферштатер Г.Б. Главные типы гранитоидов Урала, их геологическая позиция и металлогения. - В сб.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М., "Наука", 1975.
- Фишман М.В. Магматизм и рудоносность западного склона Приполярного Урала. Труды Коми филиала АН СССР, вып. 4, 1964.
- Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Особенности зональности дунит-пироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала на примере Иовского дунитового тела Кытымского массива. - В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 127). Свердловск, 1977.
- Фролова Т.И. О типе базальтоидных порфиритовых формаций геосинклиналей. - В сб.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1974.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., "Наука", 1968.
- Хворова И.В., Елисеева Т.Г. Вулкано-обломочные (псаммитовые) породы улугауской свиты. - "Литол. и полезн. ископ.", 1963, № 1.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1961, № 11.
- Херасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. - "Геотектоника", 1975, № 1.
- Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1948, № 5.
- Херасков Н.П. Геосинклинальные формации уральд западного склона Урала. - В кн.: Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука", 1967.
- Херасков Н.П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале. - "Геотектоника", 1971, № 4.
- Ходалевиц А.Н., Мухина В.П., Мамаев Н.Ф., Пронин А.А. Девонская система. Восточный склон Урала. - В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969.
- Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., "Наука", 1972.
- Черменинова И.В., Лукошков В.Н., Гордиенко В.Т. Железисто-кремнистые формации в докембрии Урала. - В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Ленинград, 1975.
- Чернышева И.В. Тектоника венда и нижнего палеозоя восточного склона Урала. М., "Наука", 1969.
- Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород. - В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. II, М., "Наука", 1972.
- Чесноков С.В. Проблема ильменогорских гнейсов. - В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород, т. I. Труды Ильменогор. госуд. запoved., УНЦ АН СССР, вып. IX. Свердловск, 1971.

- Чочиа Н.Г. Геологическое строение Козло-Вишерского края. - "Труды ВНИГНИ, нов. серия", 1955, вып. 91.
- Шарфман В.С. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклиналия Баймакского района Башкирии. - "Сов.геол.", 1959, № 8.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1949, № 1.
- Шатский Н.С. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М., Госгеолгиздат, 1957.
- Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Вещественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа. - "Геотектоника", 1974, № 4.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала. - В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, 1961, вып. 8.
- Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. - Труды I Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. - "Труды Ин-та геологии УФАИ СССР", 1964, вып. 71.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. - В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969.
- Штле Г. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменных пород Кировградского района Свердловской области и особенности размещения в них залежей колчеданов. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1947, № 1.
- Штрейс Н.А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968.
- Шуробор Ю.Б. Интрузивные фации базальтоидов в Пашийском районе на западном склоне Среднего Урала. - Автореф.канд.дис. Свердловск, 1968.
- Щербак в О.А. О типовых разрезах турнейского яруса на западном склоне Среднего Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала. Сб. науч. трудов № 38 Перм. политехн. ин-та. Пермь, 1969.
- Язева Р.Г. Состав и петрология кремнекислых натровых вулканитов эвгеосинклинальных формаций Урала. - В кн.: Информационный бюллетень Постоянного (VII) семинара по палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 1972.
- Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии. М., 1960.
- Ярош А.Я. Структурные связи Русской платформы и Урала. - "Труды ИГГ СО АН СССР", 1970, вып. 125.
- Bailey E.H., Blake M.C., jr., Jones D.L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. - *U.S. Geol. Surv. Paper.*, N 0700-C, 1970.
- Bird J.M., Dewey I.F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 0000, v. 81.
- Dewey J., Bird J. Origin and Emplacement of the Ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. - *Journ. of Geophys.*, 1971, v. 76.
- Gass L.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? - *Nature*, 1968, 220, N 5162.
- Glennie K.W., Boeuf M.G.A., M.W. Huges Clarke, M. Moody-Stuart, W.F.H. Pilaar, B.M. Reinhardt. Geology of the Oman Mountains. *Verhandl. van het Koninkl. Nederl. geologisch mijnbouwkundig Genootschap. Deel 31*, 1974.
- Ivanov S.N., Perfiliev A.S., Evimov A.A., Smirnov G.A., Necheuhin V.M., Fershtater G.B. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals. - *Am. Journ. of Science*, 1975, v. 275-A.
- Moore E.M. Petrology and structure of the Vourinos Ophiolitic complex of Northern Greece. - *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1969, N 118.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ НА НОВОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ	3
ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ УРАЛА	12
Главные черты геологического строения Урала	-
Комплексы и формации докембрийской континентальной коры	16
Палеозойские комплексы и формации на докембрийской континентальной коры	25
Комплексы и структурно-формационные зоны шельфа и континентального склона	-
Рифтогенные комплексы и структурный план рифтогенной стадии	34
Комплексы и формации верхнепалеозойской континентальной коры ..	36
Комплексы и формационные зоны палеоокеанической структуры	37
Структурный план палеоокеанической структуры	52
Комплексы и структурный план флишевой стадии	54
Комплексы и структурный план предконтинентальной стадии	59
Комплексы и структурный план континентальной стадии	64
Гнейсово-мигматитовые комплексы эвгеосинклинальной зоны ..	67
Некоторые черты морфологии структуры Урала	70
Формирование земной коры Уральской складчатой системы	91
Металлогения	98
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	106
ЛИТЕРАТУРА	110

ТЕКТОНИКА УРАЛА

(Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000)

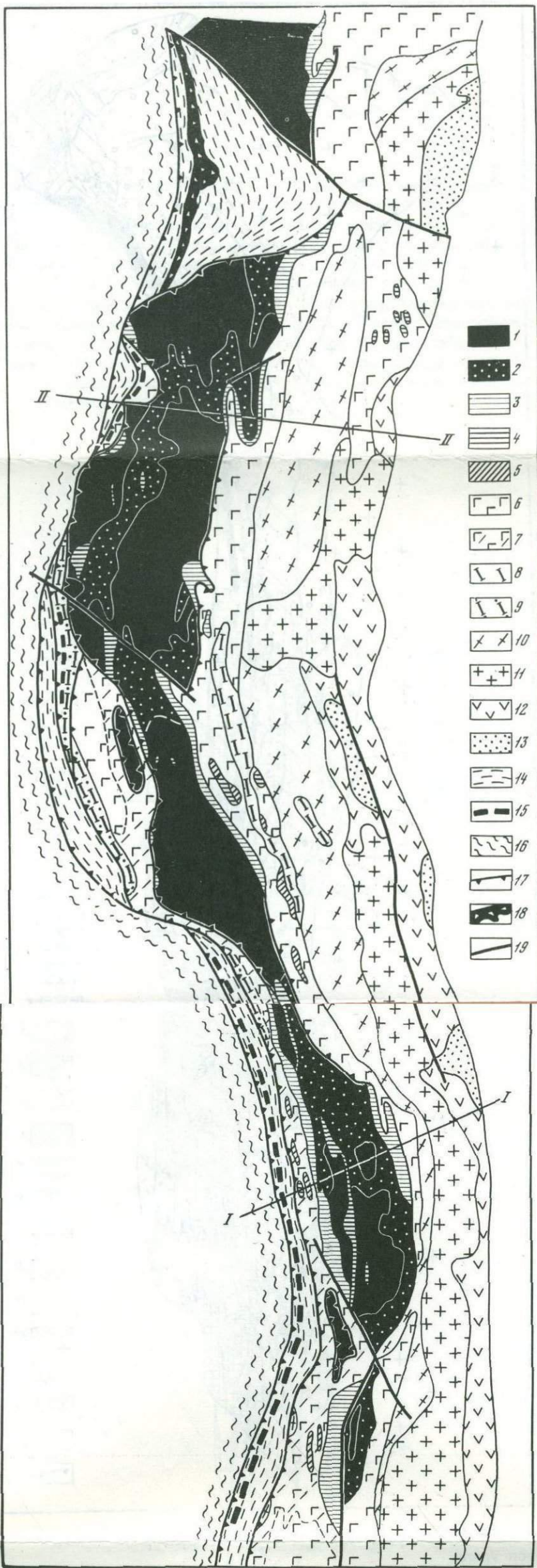
Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор Л.В. Миракова. Технические редакторы Н.А. Посканная, Н.М. Бузова

Подписано к печати 4/VIII-77 г. Т - 14915. Усл.печ.л. 7,5 + вкл. 0,3. Уч.-изд.л. 9,8
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. №1. Тираж 850 экз. Тип. зак.2818 Цена 1 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., д. 40



Р и с. 5. Геологическая карта Войкарского гипербазито-габбрового массива (составлена по материалам А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, В.Ф. Морковкиной и авторов записки)

Комплексы меланократового основания (1-9): 1 - дунит-гарцбургитовый, 2 - оливин-антигоритовые гнейсы (войкариты), 3 - дунит-верлит-клинопироксенитовый (полосчатый) комплекс, 4 - изолированные тела дунитов, 5 - то же, пироксенитов в габброидах, 6 - габброиды, 7 - апогаббровые гранатовые амфиболиты и бластомилониты, 8 - аподиабазовые амфиболиты, 9 - гранатовые амфиболиты неясной первичной природы; Эвгеосинклинальные комплексы (10-15): 10 - плагиограниты и плагиогнейсы, 11 - гранодиориты, 12 - силурийско-девонские вулканиты, 13 - среднедевонские вулканогенно-осадочные породы, 14 - нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи преимущественно в зеленосланцевой фазии метаморфизма, 15 - зоны глаукофановых сланцев, местами с эклогитами, 16 - палеозойские отложения континентального склона, местами вместе с докембрийским фундаментом, 17-19 - структурные элементы: 17 - шарьяжи, 18 - шарьяжи с серпентинитовым меланжем, 19 - прочие разломы, I-I, II-II - профили

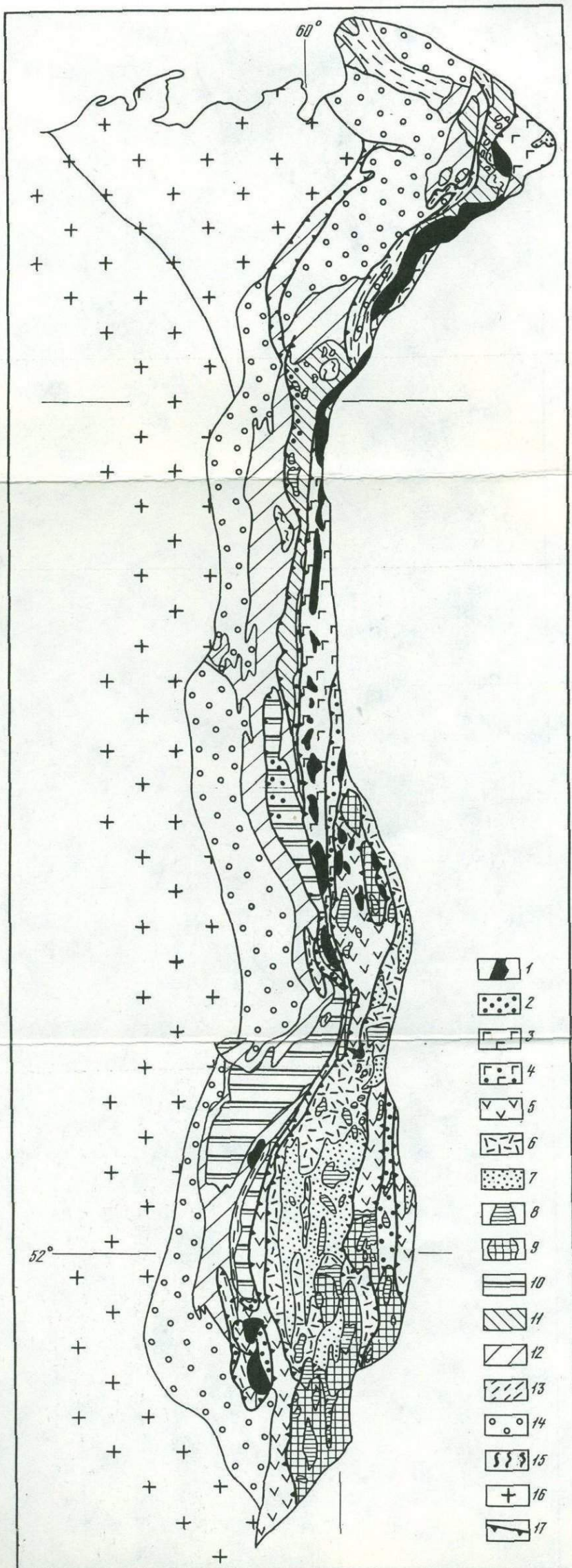


Рис. 7. Схема расположения главных структурно-формационных зон Урала

Палеоокеанический сектор (1-9): 1 - породы меланократового основания, 2 - рифтогенные комплексы, 3 - Западная Тагильская зона, 4 - Восточная Тагильская зона, 5 - Западная Магнитогорская и Восточная Магнитогорская зоны, 6 - Центральная Магнитогорская зона, 7 - комплексы предконтинентальной стадии, 8 - гранитоиды, 9 - гнейсово-мигматитовые комплексы. Палеоконтинентальный сектор (10-16): 10 - рифейско-вендские комплексы на дорифейской континентальной коре, 11 - рифейско-вендские комплексы на коре переходного типа, 12 - палеозойские шельфовые комплексы, 13 - палеозойские комплексы континентального склона, 14 - молассы Предуралья Краевого прогиба (Р-Т), 15 - выходы дорифейских метаморфитов, 16 - Русская плита, 17 - главные шарьяжи

1 руб.

2130