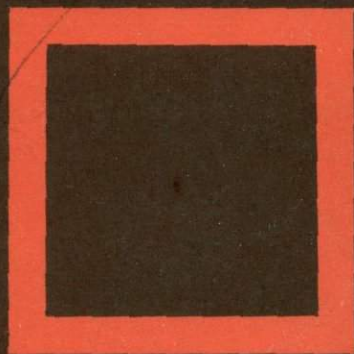


А. А. ТИМОФЕЕВ, В. Ф. ЧЕРЕПОВСКИЙ,  
И. И. ШАРУДО

ЭВОЛЮЦИЯ  
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ  
СССР



А. А. ТИМОФЕЕВ,  
В. Ф. ЧЕРЕПОВСКИЙ,  
И. И. ШАРУДО

553,93

ЭВОЛЮЦИЯ  
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР

1162



МОСКВА, "НЕДРА", 1979



Проведен анализ размещения угленосности на территории СССР и рассмотрена история формирования угольных бассейнов на фоне геологического развития региональных структур земной коры. Охарактеризовано место процесса угленакопления в общем осадочном процессе, изменяющемся в связи с общим геотектоническим развитием земной коры на территории СССР и эволюцией тектонических движений в цикле от их активизации к затуханию и стабилизации. Рассмотрены причинные связи циклического проявления максимумов и минимумов угленакопления в истории развития земной коры от девона до кайнозоя включительно. Приведены генетические основы классификации угольных бассейнов и месторождений, учитывающие с одной стороны, их палеоструктурную форму и положение в основных структурных элементах земной коры, с другой - место процесса угленакопления в этапах и стадиях их развития. Выделены основные типы болотных ландшафтов и фациальных обстановок, обуславливающих генетические типы углей. При этом особое внимание уделено соотношению роли автохтонии и аллохтонии в накоплении растительного вещества и среде его первоначального преобразования.

Для геологов-угольщиков и специалистов, занимающихся изучением осадочных формаций, а также студентов геологических вузов.

Табл. 4, ил. 6, список литературы - 145 назв.

Т  $\frac{20803-111}{043(01)-79}$  91-79. 1904050000

© Издательство "Недра", 1979

Ископаемые угли являются важнейшим видом минерального сырья, необходимого для металлургии, энергетики и многих отраслей химической промышленности. Наша страна по запасам угля занимает первое место в мире. На ее территории расположены такие крупнейшие угольные бассейны, как Донецкий, Печорский, Карагандинский, Кузнецкий, Тунгусский и др.

XXV съезд КПСС наметил программу рационального использования природных ресурсов и дальнейшего совершенствования структуры топливного баланса со значительным увеличением в ней доли угля, добыча которого в 1980 г. должна составить 790-810 млн.т. "Основными направлениями развития народного хозяйства СССР" на 1976-1980 годы" в 10-й пятилетке предусматриваются дальнейшее расширение исследований процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре с целью повышения эффективности геологоразведочных работ и обеспечения промышленности необходимым резервом природных ресурсов, в том числе угля. Это возлагает на геологическую службу нашей страны большие задачи, связанные с совершенствованием методов прогноза, поисков и разведки месторождений угля. Эффективность геологоразведочных работ на уголь в конечном счете зависит от того, насколько достоверен прогноз геологического строения и угленосности каждого конкретного района. Достоверность же прогноза полностью зависит от наших знаний о генезисе бассейна, истории его развития, о возможных эпохах угленакопления, о площадях и закономерностях распространения угольных пластов, их мощности, морфологии и марочного состава.

Угленакопление на территории СССР последовательно и в возрастающем масштабе развивалось от девона до кайнозоя. При этом наиболее оптимальные эпохи угленакопления (средний карбон, пермь, средняя юра, мел, неоген) сменялись эпохами его резкого снижения и даже полного прекращения (конец девона, верхний карбон, нижний и средний триас, середина мела). Прерывистый характер угленакопления объясняется особенностями истории развития структуры земной коры, палеогеографии, эволюции климата и т.д.

Геологи-угольщики СССР, проанализировав большой фактический материал по истории угленакопления на территории нашей

страны, установили, что условия формирования угленосных формаций существенно изменялись от палеозоя к кайнозю. Выявлен, например, закономерный переход областей седиментации угленосных отложений от мобильных структур на пространства с крайне стабильным геотектоническим режимом. Это связано с постепенным разрастанием континентальных платформ, примером может служить увеличение территории Ангарской суши. Последняя в мезозое становится областью максимального угленакопления. Палеозойские паралические условия накопления угленосных комплексов с расширением континента последовательно в мезозое и кайнозое замещаются преимущественно внутриконтинентальным угленакоплением.

В геологической литературе содержится много сведений об эволюции угленакопления в связи с изменением палеогеографии, климата и растительности. Составление карт угленакопления для территории СССР, проводившееся с 1962 г. Лабораторией геологии угля АН СССР, явилось большим вкладом в познание палеогеографии углеобразовательных эпох.

В то же время современная геологическая наука обогатилась новыми теоретическими представлениями об особенностях развития земной коры и получила в большом объеме фактический материал, уточнивший многие детали геологических и тектонических карт СССР и карт размещения в литосфере различных полезных ископаемых. Эти новые данные позволили уточнить понятие геосинклинального процесса, особенности перехода геосинклиналей в складчатые сооружения, а затем платформы, определить место магматических проявлений различного типа в истории развития земной коры, влияния различных типов геосинклинального режима на процесс седиментогенеза и формирование полезных ископаемых осадочного происхождения. Все это накладывает определенный отпечаток и на представления об углеобразовании в земной коре.

Авторы настоящей работы рассматривают особенности формирования угольных бассейнов на фоне геологической истории развития региональных структур земной коры с учетом современной степени их изученности, определяют место процесса угленакопления как в общем историческом преобразовании литосферы, так и в процессе образования частных структурных форм, что является основой для составления карт угленосных формаций и прогнозных карт угленосности различного содержания. Составление прогнозных карт необходимо как для оценки перспектив угленосности территории СССР в целом, так и отдельных ее регионов, для научного обоснования дальнейших направлений геологоразведочных работ на уголь.

В основу анализа и обобщения материала положены представления одного из авторов — А.А. Тимофеева — об определенной этапности направленного развития земной коры, в частности платформ, и их исследования в периоды работы на Дальнем Востоке, в Средней и Западной Сибири, на Урале, в Донбассе, на Кавказе

и посещения Печорского, Подмосковского, Камского бассейнов и угольных месторождений Казахстана. Комплекс угленосных отложений рассматривается авторами как геологическое тело, занимающее определенное место в разрезе и пространстве осадочного бассейна и отвечающее определенному этапу его развития.

При написании работы использованы, кроме того, материал, опубликованный в "Объяснительной записке" к "Атласу карт по истории угленакопления на территории СССР", труды Лаборатории геологии угля АН СССР, многотомное издание по геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР, материалы СНИИГГИМС (авторы И.Н. Звонарев, Э.М. Сендерзон и др.) и ДонбассНИЛ (авторы Н.А. Редичкин, В.А. Ташилкин и др.), а также работы по геологии отдельных районов территории СССР, опубликованные в периодической печати и монографиях. Список авторов, опубликованные работы которых использованы при написании монографии, приведен в конце книги; на авторов, выводы которых привлекались для объяснения тех или иных геологических явлений, сделаны ссылки в тексте.

Анализ перечисленного материала по геологии угольных бассейнов и месторождений СССР сопровождался построением карт, сводных разрезов осадочных толщ и их сопоставлением по регионам. Основные из этих материалов приведены в форме иллюстраций к монографии.

Основная часть текста написана авторами совместно, часть П "Эволюция угленакопления" — А. А. Тимофеевым.

Научное руководство при написании монографии осуществлялось И.И. Шарудо.

За участие в обсуждении рассмотренных в работе материалов и полезные советы авторы признательны профессору Н.И. Погребнову, профессору А.И. Егорову, И.Н. Звонареву, а также товарищам по работе — сотрудникам ДонбассНИЛ А.В. Внукову, Н.Т. Жуковскому, И.А. Крючкову, Н.М. Максимова, И.А. Очеретенко, А. Г. Портнову, А.М. Розентулеру, Н.А. Редичкину, В.А. Ташилкину, О.Е. Файдову и др.

ПРОЦЕСС УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ  
И РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Территория СССР располагается в пределах крупнейшего структурного элемента Земли — Евразийского материка, земная кора которого имеет очень сложную историю формирования, запечатленную в разновозрастных и разнородных по строению структурных элементах. Наряду с древнейшими архейскими ядрами древних платформ на восточной окраине материка располагаются самые молодые складчатые сооружения, возникшие в кайнозое.

Главнейшими подразделениями земной коры материкового типа являются древние платформы и геосинклинальные складчатые пояса. Складчатое основание древних платформ на большей части их территории имеет добайкальский возраст. Между древними платформами расположены складчатые пояса. На юге в пределы СССР на небольшом отрезке входит Средиземноморский пояс, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от Африканской. Сибирскую древнюю платформу от Восточно-Европейской и Китайской отделяет Урало-Монгольский пояс, имеющий на севере меридиональное (уральское) простирание, а на юге отгибающийся к востоку и простирающийся через Тянь-Шань, Центральный Казахстан, Алтай, Кузнецкий Алатау, Монголию, Забайкалье, Приморье и Северо-Восточный Китай. Близ побережья Охотского моря и в Приморье Урало-Монгольский пояс оборван системой разломов (Муратов, 1967).

Основание складчатых поясов на всем их протяжении слагает комплекс докембрийских осадочных и вулканических пород, прорванных многочисленными и разнообразными интрузиями. Однако эти породы более молодые, чем фундамент древних платформ. Их возраст укладывается в интервал 1600–570 млн. лет. В пределах всех складчатых систем и поясов комплекс основания выступает в ядрах антиклинорий и слагает срединные массивы. Имеющиеся определения возраста пород метаморфического основания Карпат, Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Алтая и других массивов дают цифры, укладываемые в упомянутом интервале.

Формирование комплекса основания в течение позднего докембрия явилось первым длительным периодом развития геосинклинальных поясов (Муратов, 1967, 1969). В процессе становления комплекс основания поглотил отдельные более древние участки

гранитизированной земной коры, но в целом, по-видимому, он возник на базе земной коры океанического типа. С образованием комплекса основания поясов контуры докембрийских платформ значительно расширились, и в конце докембрия на территории Евразии существовала единая эпибайкальская платформенная область.

Последующие этапы активизации земной коры, проявившиеся в позднем докембрии, палеозое и мезозое, создали новые геосинклинальные системы, для которых байкальский комплекс явился основанием. Однако на значительных участках байкальских складчатых поясов, как прикрытых позднее осадочным чехлом, так и не закрытых им, комплекс основания не был затронут последующими процессами, не превратился на этих участках в основание для более молодых геосинклинальных систем. Такие участки, сохранившиеся во внутренних частях поясов, представляют собой средние массивы, а непереработанные зоны по окраинам древних платформ образуют их байкальский фундамент, на значительных площадях перекрытый осадочным чехлом. В пределах СССР имеются две области байкалид, развитые по периферии древних платформ. Одна из них обрамляет с севера, запада и частично юга Сибирскую платформу и образует сравнительно неширокую дугу, которая начинается на Таймыре, проходит в виде узкой полосы вдоль Енисея в районе Игарки и Туруханска, слагает Енисейский кряж, узкую полосу вдоль Восточного Саяна и на юге платформы образует большую дугу, вдающуюся глубоко к северу (собственно Байкальская система).

В центральной части Западно-Сибирской плиты под покровом платформенного чехла располагается вторая, Иртыш-Надымская система байкалид (Куликов, 1968, 1971). Она простирается от низовьев Иртыша и широтной Оби до северной оконечности полуострова Ямал и, соединяясь с Приенисейской зоной, возможно, захватывает акваторию Карского моря. В палеоплане Иртыш-Надымская система занимала более обширную территорию и, по-видимому, смыкалась на северо-западе со структурами Тимана.

На Тимане складчатые породы верхнего протерозоя выступают на поверхность в сводах ряда платформенных поднятий. Продолжение байкальских структур в складчатом основании Северного и Полярного Урала позволяет говорить о более вероятном наличии в Печорской впадине байкальского основания Тиманской системы и полагать, что она продолжается под дном Баренцева моря вплоть до Шпицбергена, где вновь выступает на поверхность в его восточной части. Тиманская система служит основанием Урала и на юге снова выходит за его пределы вдоль края древней платформы в бассейне Урала и верхней Эмбы. Здесь, судя по геофизическим данным, она протягивается под платформенным чехлом до берега Каспийского моря (Северо-Устьюртский массив). В виде древних массивов байкалиды залегают под платформенным чехлом и в других районах.

Геосинклинальные пояса, возникшие на месте переработанных байкальских поясов, в более поздние этапы развития имели значительно меньшие размеры, сокращаясь при каждом новом цикле тектогенеза (каледонском, герцинском, мезозойском) с одновременным увеличением площадей, причлняющихся к платформам и не затронутых в последующем геосинклинальной переработкой (рис. 1).

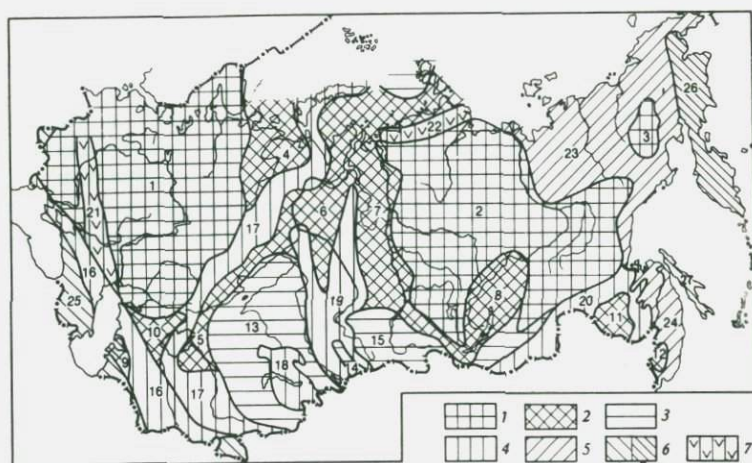


Рис. 1. Тектоническое районирование складчатой структуры территории СССР.

1. Области добайкальской складчатости: 1 - Восточно-Европейская платформа; 2 - Сибирская платформа; 3 - Омолонский срединный массив. 2 - Области байкальской складчатости: 4 - Тиманская, 5 - Южно-Тургайская, 6 - Иртыш-Надымская, 7 - Приенисейская, 8 - Байкальская система, 9 - Кара-Богазский массив, 10 - Северо-Устьюртский массив, 11 - Буреинский массив, 12 - Ханкайский массив. 3 - Области каледонской складчатости: 13 - Казахстано-Тянь-Шаньская, 14 - Горноалтайский антиклинорий, 15 - Алтае-Саянская. 4. Системы герцинской складчатости: 16 - Скифско-Бухарская, 17 - Урало-Тянь-Шаньская, 18 - Джунгаро-Балхашская, 19 - Обь-Зайсанская, 20 - Монголо-Охотская. 5. Системы мезозойской складчатости: 23 - Верхояно-Чукотская, 24 - Сихотэ-Алиньская. 6. Системы раннекайнозойской (а) и позднекайнозойской (б) складчатости: 25 - Альпийская система Горного Крыма и Большого Кавказа, 26 - Анадырско-Курильская, 27 - Сахалино-Хоккайдская. 7. Герцинские авлакогены: 21 - Днепровско-Донецкий, 22 - Таймырский

Материалы глубокого бурения и геофизических работ, полученные в последние годы на обширной территории эпипалеозойских плит, позволили значительно уточнить структуру палеозойских складчатых поясов. Было установлено, что герцинские геосинклинальные образования играют в их пределах значительно меньшую роль, чем предполагалось ранее, и что в фундаменте эпипалеозойских плит широко распространены байкалиды и каледониды, местами интенсивно переработанные герцинским тектогенезом.

Угленакопление проявлялось в процессе развития земной коры, начавшись около 400 млн. лет назад, периодически и непоследовательно, что обусловило неравномерное размещение угля в разрезе и на поверхности Земли. Каковы закономерности размещения угленосности, какое место занимало угленакопление в процессе направленного развития земной коры? Это те вопросы, без решения которых невозможен научно обоснованный прогноз. Особенности размещения угленосных отложений в историко-геологических подразделениях земной коры рассматриваются в последующих разделах. При этом основное внимание уделяется взаимосвязи условий их накопления с местом угольных бассейнов в структуре земной коры и процесса угленакопления в истории осадконакопления.

## ГЛАВА 1. ПАЛЕОЗОЙСКОЕ УГЛЕНАКОПЛЕНИЕ

В палеозое угленакопление на территории СССР характеризовалось специфическими палеотектоническими и палеогеографическими обстановками, обусловленными как особенностями геологического развития земной коры в целом, так и характером взаимодействия ее отдельных структурных элементов.

В результате байкальской складчатости Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы консолидированным Урало-Монгольским поясом были соединены в единую эпибайкальскую жесткую структуру с остаточными геосинклиналями. Однако наступившая затем в раннем палеозое тектоно-магматическая активизация земной коры привела, с одной стороны, к замыканию каледонид, с другой — к регенерации геосинклинального процесса во многих районах эпибайкальской платформы. В результате этого снова произошло разобщение Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ Урало-Монгольским палеозойским геосинклинальным поясом; Средиземноморским поясом они отделялись от Африканской и Китайской платформ. Каждая из древних платформ в палеозое характеризовалась своими автономными чертами развития, однако степень влияния на них геосинклинальных поясов была очень велика, поэтому основные этапы их развития нашли свое четкое отображение в разрезе осадочного чехла древних платформ. В связи с этим историю палеозойского угленакопления удобнее начать с геосинклинальных поясов.

В пределах жестких структур Урало-Монгольского пояса и на их стыке с геосинклинальными прогибами в первой половине девона интенсивно проявилась эффузивная деятельность, образовавшая вокруг герцинских геосинклиналей вулканогенные пояса (Центрально-Казахстанский вулканический пояс и др.). Эффузивная деятельность сопровождалась накоплением грубообломочных, часто красноцветных толщ.

Вторая половина девона ознаменовалась погружением геосинклиналей, вовлекшим за собой в прогибание и консолидированные зоны. В геосинклиналях накапливается сланцево-граувакковая или сланцево-карбонатная формация, в консолидированных областях — преимущественно терригенная, местами угленосная.

Девонские углепроявления в структурном отношении приурочены, во-первых, к древним поднятиям внутри герцинид (Северный Урал, западный склон Южного Урала, Центральный Казахстан, северо-восточное Прибалхашье, Юго-Западный Алтай), во вторых, к опущенным краям каледонид, на границе их с герцинскими геосинклиналями (Барзасский и Урбейский районы Кузбасса), в-третьих, к бортам наложенных на каледониды впадин (Южно-Минусинский прогиб и др.).

Верхнедевонские углепроявления на восточном крыле Северного Урала (р. Калья, правый приток р. Северной Сосьвы) представляют собой углистые прослои мощностью до 0,15 м среди терригенных пород. На западном склоне Южного Урала девонские углепроявления приурочены к бокситовому месторождению "Межевой лог", где в пласте красных бокситов заключен 8-10-см прослой черных углисто-глинистых сланцев, содержатся линзочки каменного угля мощностью 1,5-2 см.

Среднедевонские углепроявления известны в Казахстане (Баян-Аульский, Каркаралинский районы) и в Северо-Восточном Прибалхашье. На Айдерлинском месторождении Баян-Аульского района угленосная толща мощностью 20-30 м залегает в красноцветных песчано-галечных отложениях с фауной и флорой живетского яруса. Углистые сланцы и линзовидный пласт угля мощностью до 1 м залегают среди аркозовых песчаников.

Наиболее полно изучены девонские угли в Барзасском районе Кузбасса. Угольные пласты и углистые сланцы здесь приурочены к отложениям барзасской и нижнекрасноцветной свит среднего девона. Углесодержащая толща представлена серыми, зеленовато-серыми и красными аргиллитами, песчаниками, конгломератами и редкими прослоями известняков. В нижней части барзасской свиты лежит основной рабочий пласт угля, сопровождаемый несколькими углистыми прослоями. Мощность пласта 0,8-3,65 м. Пласт представляет собой чередование различных разновидностей угля с прослоями аргиллитов и углистых сланцев.

В Южно-Минусинском прогибе в живецких аргиллитах, чередующихся с мергелями и песчаниками, известны углисто-глинистые сланцы и прослои угля мощностью до 0,7 м.

Девонские угли промышленного значения не имеют, хотя и могут быть пригодны для полукоксования и получения жидкого топлива. Однако девонские углепроявления представляют большой научный интерес как свидетели условий древнейшего на Земле угленакпления.

Каменноугольный период характеризует начало массового угленакпления на территории СССР. В пределах Урало-Монгольского пояса, в его западной части, формируется целый ряд крупных бассейнов, имеющих в настоящее время различное промышленное значение: Восточно-Уральский, Карагандинский, Кузнецкий, Минусинский и др.

Урало-Тянь-Шаньская герцинская система. На этой территории основные угленосные площади каменноугольного возраста сосредоточены в пределах Урала, где они объединяются в Восточно-Уральский угольный бассейн. Месторождения угля приурочены к Восточно-Уральскому поднятию и к бортовым частям Магнитогорского и Верхне-Тобольского синклиналильных погружений.

По мнению А.П.Петренко (1953), восточный склон Урала правильнее будет считать не герцинским сооружением, а более древним, каледонским, подобно расположенной по соседству огромной территории Центрального Казахстана. Восточно-Уральское древнее поднятие вследствие ограничения его с запада и востока крупными глубинными разломами может сопоставляться до известной степени со структурами типа срединных массивов или крупнейших горст-антиклиналей. В его строении участвуют глубоко метаморфизованные орто- и парагнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и кварциты архея и протерозоя. Правильнее будет связывать месторождения, относимые к Магнитогорскому синклиналильному погружению, со склонами древних геоантиклинальных поднятий (Восточно-Уральского и Уралтауского, рис. 2). Этим можно объяснить, почему раннекарбоновые угленосные отложения, хотя и синхронные по возрасту геосинклиналильным формациям уралид, имеют незначительную мощность (первые сотни метров). Фациальная изменчивость и выклинивание угольных пластов объясняются также положением угленосных отложений в краевой части геоантиклиналей с чрезвычайно высокой подвижностью.

В пределах Восточно-Уральского бассейна насчитывается 32 месторождения каменных углей и антрацитов, не считая многочисленных углепроявлений, не имеющих практического значения. К месторождениям турнейского возраста относятся Северо-Сосьвинское, Берчогурское, Зирень-Агачское, Домбаровское, Брединское, Наследничское, Рамеевское, Полтавское, Бородинское, Чесменское, Редутовское, Нижнеджусинское, Ильясовское, Среднегорское, Боевско-Фадинское, Каменское и Подосинское.

К визейскому ярусу приурочены угленосные толщи Багаракского, Сухоложского, Елкинского, Алтынайского, Черемшанского, Егоршинского, Синячихского, Алапаевского и Таборы-Коптеловского месторождений.

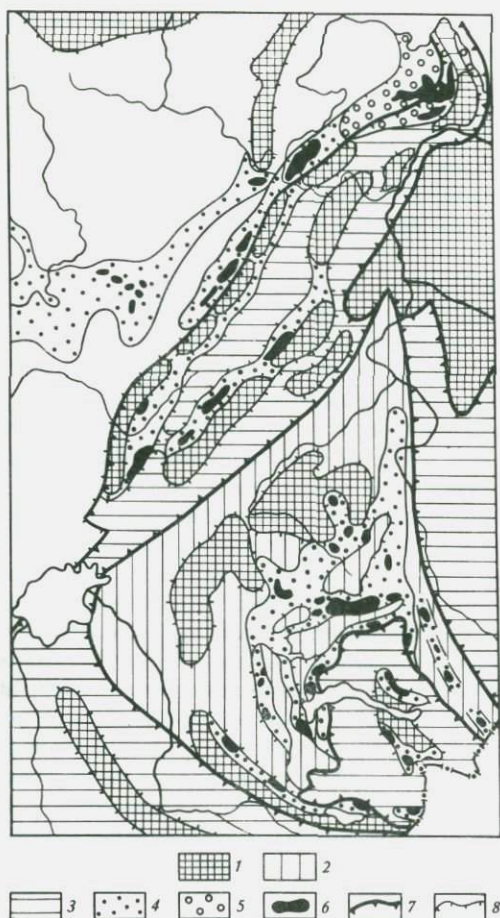


Рис. 2. Палеотектоническая схема палеозойского угленакопления на окраине Восточно-Европейской платформы, на Урале и в Казахстане.

1 - докаледонские древние поднятия; 2 - каледониды; 3 - герцинские геосинклинальные системы; 4 - области карбонового угленакопления; 5 - области пермского угленакопления; 6 - площади с установленной угленосностью; 7 - граница между консолидированными областями и герцинскими геосинклинальными системами; 8 - контуры структур с тенденцией к преимущественному поднятию

С ниже-среднекарбовой толщей (намюрский-башкирский ярусы) связаны Махневское и Еловское месторождения, а также бедные углепроявления, известные главным образом на территории Среднего Урала.

В строении каменноугольных отложений Восточно-Уральского бассейна хорошо различаются три парагенетически связанные между собой толщи: а) нижняя, терригенная, молассового типа, местами угленосная, замещающаяся в ряде случаев терригенно-карбонатной или осадочно-вулканогенной формациями, соответствующими турнейскому времени угленакопления; б) средняя, по преимуществу карбонатная, замещающаяся местами угленосной или осадочно-вулканогенной, соответствующая визе-намюрскому времени, и в) верхняя (средний-верхний карбон) терригенно-карбонатная формация, замещающаяся в ряде случаев континентальной красноцветной, молассовой, местами галогенной.

Угленосные толщи, как правило, приурочены к основанию разреза каменноугольной системы и в большинстве случаев залегают несогласно с размывом на различных толщах девона, нижнего палеозоя, протерозоя и архея. Мощность толщ колеблется от 200-500 до 1000-1600 м.

В строении разреза угольных месторождений почти повсеместно различаются три части, известные под названием подугленосных, угленосных и надугленосных свит, мощность которых колеблется в широких пределах. Наиболее сильные колебания наблюдаются среди подугленосных свит с мощностями от 65-100 до 200-550 м для турнейских месторождений и от 75-200 до 50-1000 м - для визейских.

Большинство угольных пластов приурочено к средним частям циклически построенных угленосных свит. Развиты пласты сравнительно простого строения и выдержанной мощности, но встречаются пласты и сложного строения - переслаивающиеся глинистые (каолинитовые) и углистые сланцы мощностью 5-10 и 20 см с тонкими прослоями углей. Суммарная мощность пластов достигает 10-30 м, местами свыше 100 м (Егоршинское, Еловское, Ильясское, Домбаровское месторождения). Мощность отдельных пластов не превышает 3,5 м. Количество пластов и прослоев также колеблется в широких пределах - от 5-10 в угленосных свитах месторождений западных районов бассейна до 160-165 пластов на месторождениях Восточно-Уральского поднятия.

Приведенные параметры угленосных отложений Восточно-Уральского бассейна достаточно определенно увязываются с внутригеосинклинальной природой зон весьма неустойчивого угленакопления.

В начале карбона (турне-ранний визе) преобладало погружение бассейна. Низменная островная суша, отстававшая в прогибании от синклинальных погружений, часто заболачивалась в прибрежной

зоне, где накапливался в узкой полосе торфяник. Турнейская угленосная толща, трансгрессивно залегающая на различных по возрасту комплексах пород (от докембрия и нижнего палеозоя до верхнего девона включительно), в направлении к центру синклиналильных погружений замешалась терригенно-карбонатными отложениями. Среди угленосных свит бортов Магнитогорского погружения встречаются покровы и пластовые тела порфиринов, часто замещающих на площади угленосные отложения. Это свидетельствует о периодической активизации движений в пределах примыкающих геоантиклинальных поднятий, в результате которой образовались наложенные прогибы с характерными для них перерывами в условиях седиментации.

Начавшиеся в ранневизейское время восходящие дифференцированные движения завершились складчатостью, после которой повсеместно установились континентальные условия с разрывом ранее сформировавшихся осадков, а также локальным образованием моласс и пестроцветных пород. Этот момент повсюду зафиксирован в виде стратиграфического перерыва и углового несогласия между визейской угленосной толщей и подстилающими породами.

Визейские угленосные отложения с каменными углями и антрацитами на Среднем Урале со сравнительно выдержанной угленосностью образуют узкую полосу шириной 10–15 км, окаймляющую внешнюю зону древней суши, расположенной на 50–70 км восточнее (Петренко, 1953).

С началом формирования средневизейской угленосной толщи на Урале начинается новая геотектоническая фаза (миогеосинклиальная стадия), характеризовавшаяся высокочастотными колебательными движениями и продолжавшаяся на протяжении верхнего визе, намюра и башкирского века среднего карбона. Характером колебательных движений обусловлены сложное строение угольных пластов и их незначительная мощность. Стадия заканчивается позднебашкирской тектонической фазой, с которой связано завершение геосинклиального этапа развития Урала и превращение его в складчатую область (Пронин, 1965).

Формирование нижнекаменноугольной угленосной толщи на геоантиклинальных древних поднятиях происходило в то время, когда в эвгеосинклиальных зонах протекал типичный геосинклиальный процесс с накоплением морских терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ. В связи с этим по времени образования она является сингеосинклиальной, а по положению площадей угленакпления внутригеосинклиальной.

В последующее время шло дальнейшее тектоническое усложнение Восточно-Уральского угольного бассейна. Складкообразовательные движения позднебашкирской фазы тектогенеза обусловили интенсивную дислоцированность угленосных отложений. С этой же фазой связана постседиментационная магматическая деятельность, сопровождавшаяся внедрением в угленосную толщу жильных и ин-

трузивных пород. Угленосные отложения, приуроченные к бортам синклинальных погружений (склонам геоантиклинальных древних поднятий), смяты в систему линейно вытянутых, узких и сильно сжатых с боков антиклинальных и синклинальных складок с крутым наклоном крыльев, нередко опрокинутых к востоку. Наряду с ними существуют структуры более простые, типа брахисинклиналей (Берчогурское месторождение). Для внутренних зон Восточно-Уральского геоантиклинального поднятия характерно развитие менее сложных по тектонике узких грабенсинклинальных структур. Угленосные отложения в них менее метаморфизованы и дислоцированы.

Дислоцированные угленосные отложения в последующее время подверглись значительному размыву и на многих площадях были полностью уничтожены. Дислоцированность угленосных отложений дополняется многочисленными разрывными нарушениями, обусловленными последующей раннемезозойской активизацией Урала.

Казахстано-Тянь-Шаньская каледонская система. В пределах каледонид Казахстано-Тянь-Шаньской системы имеется ряд крупных бассейнов и месторождений угля каменноугольного возраста, приуроченных в основном к ее северной части: Карагандинский, Экибастузский и др. Современная сложная структура угленосных площадей не представляет возможности восстановить в деталях их взаимоотношения в прошлом. Однако имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что большинство палеозойских месторождений северной части системы в генетическом отношении тесно связано между собой и в палеоплане они являлись частью единого крупнейшего в Урало-Монгольском поясе бассейна.

Карагандинский бассейн в структурном отношении приурочен к краевой части каледонид Центрального Казахстана, граничащей с Джунгаро-Балхашской складчатой системой. О его месте в ряду структурных единиц земной коры в литературе высказывались различные мнения. Большая мощность и интенсивная дислоцированность каменноугольных отложений Карагандинского прогиба служили основанием Н.С. Шатскому (1963-1965) и А.А. Богданову (1959) считать его краевым гершинским синклиналием, Г.Ф. Крашенинникову (1957) - внутренним прогибом геосинклинальной системы. В последние годы многие авторы высказывают мнение о правомерности применения к нему термина "краевой прогиб". Однако структурная форма бассейна в процессе истории его формирования не оставалась постоянной и менялась в зависимости от палеоплана соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

В конце раннего девона и начале живецкого века резко активизировались сначала восходящие, а затем дифференцированные движения консолидированной области, которая распадается на отдельные блоки. На месте структур субмеридионального простираения типа Улутауского, Еременьтауского, Чу-Илийского и Чингизского антиклинориев появляются новые широтные приразломные структур-

ные элементы: Карагандинский, Нуринский и Айнасуйский опущенные блоки, а также Тектурмасское, Спасское, Жаман-Сарысуйское и Атасу-Моинтинское поднятия (Бекман и др., 1972). В центральной области каледонид регенерируется геосинклинальный режим с образованием Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Территория Карагандинского бассейна отделялась в это время от геосинклинали консолидированным Тектурмасским блоком. В пределах краевой зоны каледонид в раннем девоне начинает формироваться вулканический пояс, развитие которого продолжалось до позднего девона. В западной и центральной частях краевой зоны (в том числе и на площади Карагандинского бассейна) формируются красноцветные вулканогенно-осадочные молассы, состоящие из граувакковых песчаников, конгломератов, базальтовых и андезитовых порфириров, реже кислых лав и туфов. В восточной части зоны происходит накопление морских мелководных осадков, представленных монотонной, преимущественно песчано-сланцевой толщей с прослоями карбонатных пород. Крайний западный залив моря достигал юго-восточной окраины современного Карагандинского бассейна.

Вулканическая деятельность постепенно стихала, перемещаясь в направлении Джунгаро-Балхашской геосинклинали, и уже в ранне-франское время началось длительное опускание значительной части территории Казахстана, обусловившее трансгрессию моря. Территория Карагандинского бассейна, начиная с франского века и на протяжении всего времени, предшествовавшего угленакоплению, сохраняла тенденцию к постоянному погружению, более интенсивному, чем окружающие территории. Во франское время в морском бассейне происходило накопление преимущественно песчаного материала различного гранулометрического состава, а в менее мобильных пониженных зонах продолжала формироваться красноцветная континентальная моласса.

Трансгрессия моря значительно усиливается в раннефаменское время и распространяется на обширную территорию Центрального Казахстана, однако мощность осадков фаменского возраста относительно небольшая, что свидетельствует о незначительном развитии в это время дифференцированных тектонических движений. По своему характеру это был морской бассейн эпиконтинентального типа. Вулканическая деятельность в фаменском веке полностью переместилась в пределы Джунгаро-Балхашской геосинклинали, где она прекратилась в турнейское время. В поздне-турнейское время морская трансгрессия достигла своего максимального развития, и на значительной части Центрального Казахстана установились однообразные палеогеографические условия шельфового мелководного бассейна, в котором шло осаждение глинисто-карбонатных и карбонатных осадков. В самом конце турнейского века началось общее поднятие Казахстана, продолжавшееся до конца раннего визе. Этим воздыманием заканчивается первая стадия послекале-

донской истории развития Казахстана. В Джунгаро-Балхашской области она соответствует ранней (эвгеосинклинальной) стадии геосинклинального этапа развития, характеризующейся вначале контрастными дифференцированными движениями, затем преимущественно однонаправленным интенсивным прогибанием, сменившимся в конце региональным поднятием.

2911

Особенности развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали в значительной мере определили палеотектонические и физико-географические условия на территории краевой зоны каледонид, включавшей Джезказганскую, Тенизскую впадину и территорию Карагандинского бассейна. Краевая зона в целом представляла собой зону перикратонного опускания. Конец первой стадии геосинклинального этапа развития Джунгаро-Балхашской системы, завершившейся поднятием, знаменуется перестройкой структурного плана и на территории Карагандинского бассейна. Тектурмасское поднятие полностью отделило его от морского бассейна Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Море на территорию пригеосинклинального (Мелешенко, Янов, 1960, Шарудо, 1972, Тимофеев, Ташилкин, 1975) Карагандинского прогиба периодически проникает с запада, из районов Джезказганской и Тенизской впадин (Геология Карагандинского бассейна, 1972). В процессе поднятия территории и общей регрессии моря единый бассейн расчленился на ряд лагун и заливов. В результате изменился и характер осадков по сравнению с турнейским веком. Визейские отложения в целом можно охарактеризовать тем, что преобладал терригенный материал, накопление которого происходило уже не в морских, а преимущественно в прибрежно-морских, лагунных и в небольшой степени в континентальных условиях (теректинские слои и нижняя часть аккудукской свиты). Прибрежно-морской режим периодически сменялся кратковременными морскими трансгрессиями. Оживление вулканической деятельности в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, связанное с активизировавшимися поднятиями, нашло свое отражение в широком распространении прослоев туфов в отложениях нижнего визе как на площади Карагандинского бассейна, так и за его пределами. Характер разреза визейского яруса указывает на то, что тектонический режим на территории краевой зоны каледонид был очень беспокойным. На участках, испытавших наиболее интенсивное погружение, в это время происходило накопление сложно построенной толщи, в составе которой на юго-западе (в Джезказганской впадине) преобладали соленосные породы, в средней части (Тенизская впадина) — красноцветная моласса, а на востоке (Карагандинский и Шидертинский прогибы) — угленосные отложения.

Начало следующей стадии приходилось на конец раннего визе и характеризовалось отрицательными движениями, продолжавшимися в течение всего средневизейского времени, когда происходило накопление верхней части аккудукской и ашлярикской свит. Мак-

симум погружения ложа Карагандинского бассейна в аккудукское время переместился в восточную его часть.

Накопление осадков в ашлярикское время имело в целом сходный характер, однако отличалось периодическим, широким по площади, но кратковременным развитием торфяных болот параличского типа, в которые превращались обширные участки морского побережья, характеризовавшиеся высокой подвижностью. Наибольшее развитие торфяники получили во время накопления средней подсвиты ашлярикской свиты. Угленакопление в ашлярикское время не ограничивалось Карагандинским бассейном, а распространялось на значительно большую часть Казахстана, захватывая восток Тенизской впадины, Северный Казахстан и южные склоны Тектур-масского поднятия.

В ашлярикской свите Карагандинского бассейна известно до 26 пластов и прослоев угля мощностью от 0,65 до 2,25 (местами до 4,25 м); суммарная мощность их свыше 35 м. К востоку и западу количество пластов резко убывает. Суммарная мощность углей в Тентекском районе (на западе) не превышает 16 м, а на востоке, в Верхне-Сокурском районе — 18 м. Пласты углей отличаются сложным строением. Угли коксовые и тощие.

На Самарском месторождении в ашлярикской свите установлено до 12 пластов и прослоев, из которых 5 пластов достигают рабочей мощности 0,6–2,5 м; на Завьяловском месторождении в ашлярикской свите выявлено до 7 пластов сложного строения с мощностью 0,7–2,5 м; на Нуринском месторождении — до 18 пластов и прослоев углей.

Угли ашлярикского типа известны также на Экибастузском месторождении, Жамантузской, Аягузской, Тундукской, Акчекинской, Баласаранской, Кошкарской группах месторождений, а также на Кадырском, Комельбекском, Акмая-Сарыкульском и Кашкан-Тенизском месторождениях. Среди них наибольшей угленасыщенностью отличаются Баласаранское (7 пластов суммарной мощностью 52 м), Тундукское (3 пласта суммарной мощностью до 65 м), Караджирское и Аякмалайское (суммарная мощность пластов до 30–38 м) месторождения.

Осадконакопление в позднем визе — наюре (карагандинская свита) происходило в условиях, близких к существовавшим в среднем визе (ашлярикская свита). Палеогеографический фон осадконакопления создавался колебательными движениями, вызывавшими чередование во времени прибрежно-морского и лагунного ландшафта. Однако в самом конце визе роль континентальных фаций значительно увеличилась. С этим временем связано дальнейшее региональное поднятие территории, в результате которого море навсегда покинуло территорию Карагандинского бассейна, лишь иногда заходя в юго-западную его часть. Угленосные отложения средней части карагандинской свиты имеют уже чисто лимнический характер. Одновременно с поднятием территории происходило

изменение климата в сторону его сухости, и верхняя часть карагандинской свиты характеризуется небольшой мощностью угольных пластов.

В целом угленакопление в позднем визе — намюре имело широкое развитие в краевой зоне каледонид, но в отличие от средне-визейского времени не распространялась на Северный Казахстан. Оно было приурочено к пониженным участкам краевой зоны и достигало юго-западных границ Тенизской впадины. В целом на различных участках краевой зоны характер угленакопления существенно различался. В северо-восточной ее части, отличавшейся более постоянной палеогеографической обстановкой и относительно устойчивым тектоническим режимом, формировались мощные пласты высокозольных углей (Экибастуз, Тениз-Коржункуль, Жамантуз). В собственно Карагандинском бассейне, отличившимся неустойчивым тектоническим режимом, образовались более тонкие пласты менее зольных углей. Западнее, где дольше существовали прибрежно-морские и лагунные условия (Самарское, Завьяловское месторождения), сформировались маломощные, но в то же время наименее зольные угольные пласты.

Поздневизейско-намюрским временем заканчивается вторая стадия эволюции краевой зоны каледонид, соответствующая эвгео-синклинальному (инверсионному) развитию соседней геосинклинали.

В карагандинской свите насчитывается до 36-40 пластов и прослоев углей, распределенных более или менее равномерно по разрезу и включающих свыше 18 пластов довольно выдержанной рабочей мощности, которые дают свыше 45 м суммарной мощности. В это число входит 12-15 пластов, пригодных для коксования. Так же как и в ашлярикской свите отмечается уменьшение угленасыщенности в западном направлении и в Чурубай-Нуринском районе известно не более 11 рабочих пластов с суммарной мощностью 20 м. По степени метаморфизма угли относятся к маркам от паровичножирных до коксовых.

На Самарском месторождении в карагандинской свите насчитывается до 20 пластов и прослоев, из которых 11 пластов достигают рабочей мощности 0,6-3,8 м, на Завьяловском месторождении известно до 7 пластов рабочей мощности (0,8-3,9 м), на Нуринском — 6 пластов углей сравнительно простого строения мощностью 0,43-6,5 м.

Отложения, одновозрастные с карагандинской свитой, угленосны также на Экибастузском месторождении, где угленасыщенный горизонт в составе четырех сближенных пластов сложного строения достигает общей мощности 138-240 м, не считая 15 тонких пластов и прослоев.

В Тениз-Коржункульском бассейне к низам карагандинской свиты приурочено до 6 рабочих пластов сложного строения, достигающих мощности около 80 м и содержащих до 24,5 м чистого угля.

Мощный угольный пласт, лежащий в основании карагандинской свиты в Тениз-Коржункульском бассейне, прослеживается также на Акжарском и Борлинском месторождениях, образуя 2-3 сближенных пласта, достигающих суммарной мощности 36-27 м. На Кипчакском и Тасмулинском месторождениях в низах карагандинской свиты выявлены два пласта сложного строения. Первый из них достигает 1 м и содержит до 20 тонких прослоев породы, количество которых на Тасмулинском месторождении возрастает до 80.

В позднем намюре и начале среднего карбона в результате судетской складчатости замыкается Джунгуро-Балхашская геосинклинальная система и на ее месте образуется складчатое сооружение. На месте Карагандинского пригеосинклинального прогиба с этого времени формируется Карагандинский краевой прогиб.

В связи с орогенным развитием территории происходит окончательное отступление моря с территории Карагандинского прогиба. Наступившая аридизация климата вызвала накопление красноцветов и почти полное прекращение угленакопления (надкарагандинская свита). Озерно-болотные отложения, распространенные в основном в нижней половине надкарагандинской свиты, накапливались лишь на пониженных участках, представляющих собой межгорные впадины с внутриконтинентальным режимом. Угольные пласты имеют сложное строение, большинство из них маломощные, что свидетельствует о весьма неблагоприятных условиях угленакопления, происходившего в беспокойной тектонической обстановке, в условиях быстрой смены знакопеременных движений.

Во второй половине среднего карбона Карагандинский краевой прогиб испытывает погружение на фоне воздымающихся окружающих его орогенов, однако прогибание было неравномерным. Благоприятное сочетание тектонического режима и климата обусловило образование наиболее качественных углей (долинская свита и нижняя подсвита тентекской свиты). Самые оптимальные для угленакопления условия существовали в это время в западной половине бассейна, хотя во времени эти условия закономерно мигрировали с востока на запад. Если в собственно Карагандинском бассейне развиты три группы пластов: нижняя, средняя и верхняя, то на Самарском месторождении - средняя и верхняя, на Завьяловском - только самая верхняя, а в Тенизской впадине долинская свита целиком безугольная, пестроцветная. В северном направлении от Карагандинского прогиба интенсивность угленакопления также понижается и в пределах Экибастузского месторождения долинская свита практически безугольная.

На границе среднего и верхнего карбона, в астурийскую фазу тектогенеза, произошли существенные изменения в характере тектонических движений и условиях осадконакопления. С этим временем, позднеорогенной стадией геосинклинальной складчатой системы, было связано региональное поднятие территории, захватив-

шее и площадь Карагандинского прогиба, о чем свидетельствует перерыв в осадконакоплении между нижней и средней подсвитами тентекской свиты. В основании последней залегает горизонт конгломератов, который сопоставляется по возрасту с конгломератами Тенизской и Джекказганской впадин.

Последующее за перерывом в осадконакоплении медленное погружение Карагандинского прогиба явилось благоприятным моментом для широкого развития устойчивых болот, о чем свидетельствует высокая угленасыщенность средней подсвиты тентекской свиты, значительно большая, чем верхней подсвиты. С возрастанием скорости прогибания в период формирования тентекской свиты и замедлением процесса угленакопления увеличивается от средней к верхней свите роль грубообломочных пород, а озерно-болотные отложения сменяются осадками сухих равнин. На Самарском и Завьяловском месторождениях появляются красноцветные осадки. В Тенизской и Джекказганской впадинах также накапливаются красноцветные, меленосные осадки. Все это свидетельствует о прогрессирующем региональном поднятии Казахстана, сопровождающемся увеличением континентальности климата и нарастающей его аридизацией, которая в дальнейшем захватила и Карагандинский прогиб. В тентекское время процесс угленакопления практически завершается и уже в более позднее время не возобновляется.

Средне-верхнекарбонные угленосные отложения являются главнейшими как по масштабу угленосности, так и по качеству углей. С ними связываются все промышленно важные месторождения каменных углей, дающих основную добычу, в том числе все установленные запасы по углям коксовых марок. Угленакопление было связано с континентальной группой фаций.

Угли долинской и тентекской свит локализованы исключительно в западной части собственно Карагандинского бассейна, в пределах Чурубай-Нуринаского и Тентекского районов. Угли относятся главным образом к классу жирных и коксово-жирных. Всего в обеих свитах насчитывается 31 рабочий пласт, суммарной мощностью свыше 34 м, из которых 11 пластов коксовые.

На Самарском месторождении в долинской свите известно 18 пластов и прослоев, из которых 9 пластов имеют рабочую мощность от 0,6 до 3,5 м. В тентекской свите известно 7 пластов, три из которых достигают рабочей мощности 0,6-1,2 м. Угли марок от длиннопламенных до газовых.

На Завьяловском месторождении в долинской свите установлено 7 пластов рабочей мощности 0,4-1,6 м.

Во второй половине позднего карбона (время образования шаханской свиты) продолжается поднятие площадей, расположенных как к северу, так и к югу от Карагандинского краевого прогиба, который хотя и продолжает испытывать относительное прогибание, но площади осадконакопления значительно сокращаются. В резуль-

тате неравномерного относительного прогибания краевой прогиб постепенно разделяется поперечными поднятиями на отдельные впадины. Озера и болота имели незначительное распространение и с течением времени совершенно исчезли.

Учитывая общность в развитии Карагандинского бассейна с Тенизской и Джезказганской впадинами, которые являлись элементами единой краевой зоны каледонид, можно предполагать, что в пермский период в краевой прогибе вновь возобновилось интенсивное осадконакопление, связанное с компенсационным прогибанием относительно воздымающихся герцинских структур. В Тенизской и Джезказганской впадинах сохранились осадки нижней и частично верхней перми. В Джезказганской впадине они имеют озерный и лагунный генезис (соли), в Тенизской — озерный (сероцветные меденосные осадки кайрактинской свиты), в Карагандинском прогибе осадконакопление, видимо, происходило в еще более увлажненных условиях, и не исключено что нижние горизонты перми здесь были угленосными.

Учитывая систематическое сокращение площади осадконакопления в Тенизской впадине в пермское время, можно предполагать, что Карагандинский прогиб прекратил испытывать погружение во второй половине перми. К концу пермского периода заканчивается развитие краевого прогиба.

В конце перми — начале триаса (пфальцская фаза тектогенеза) территория Центрального Казахстана испытывает максимальное поднятие, сопровождающееся интенсивным размывом пермских и каменноугольных отложений в пределах собственно Карагандинского бассейна, особенно в восточной его части. Наиболее сильные тектонические напряжения происходили в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, откуда они распространялись на прилегающие области каледонид и на краевой прогиб. Воздымание Тектурмасского поднятия сопровождается образованием на юге и севере широких зон смятия (Успенской и Спасской) с увеличением давления на южный борт Карагандинского прогиба. Это приводит к образованию в пределах последнего сложной системы широтных складок и многочисленных разрывных нарушений. Особенно интенсивная складчатость проявилась на южном крыле, которое было смято в крутые опрокинутые складки, сопровождающиеся широтными надвигами. В результате пласты верхнего девона и карбона по всему южному борту опрокинуты, в отличие от северного борта, строение которого осталось относительно простым. Более поздняя, мезозойская активизация еще более усложнила тектонику бассейна, увеличив количество разрывных нарушений в пределах его площади.

Изложенные особенности формирования Карагандинского бассейна показывают, что с генетических позиций его структурная форма не может трактоваться однозначно. Палеоструктурный план, а вместе с ним площади и характер угленакопления менялись во

времени и зависели от палеоструктуры и активности геотектонического режима в соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Основные особенности осадко-угленакопления в Карагандинском бассейне увязываются с двумя главными этапами развития соседней геосинклинали системы: собственно-геосинклинали (девон-нижний карбон) и орогенным (средний - верхний карбон-пермь). Эти два этапа развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали проявились в Карагандинском бассейне в формировании двух угленосных комплексов в составе осадочной толщи: сингеосинклинали (ашлярикская и карагандинская свита) и синорогенного (долинская и тентекская свиты).

Угленосные отложения разобщенных палеозойских месторождений Центрального Казахстана, расположенных севернее Карагандинского бассейна, сходны с разрезом последнего по составу и строению, хотя и различаются по мощности и характеру угленосности. Это позволяет сделать вывод о существовании в карбоне единого седиментационного бассейна от Экибастузского месторождения и Жамантузского района на востоке до Кокчетава на западе, включая Тенизскую и Джезказганскую впадины. Площади угленакопления в пределах седиментационного бассейна в палеоплане занимали намного большее пространство, чем в современной структуре, и соединялись друг с другом (см. рис. 2).

За пределами Центрального Казахстана на территории Казахстано-Тянь-Шаньских каледонид сколько-нибудь значительные палеозойские угольные месторождения крайне редки. Угленосные нижневизейские (Восточно-Бетпакдалинская, Кызылкемерская, Куланкетпесская, Алакольская, Токрауская впадины), верхне-визейские (Чингизский район) и намюрские (Северный Тянь-Шань) угленосные отложения представляют собой локальные площади, приуроченные в основном к грабен-синклиналиям, и залегают среди терригенно-карбонатных пород с эффузивными образованиями. Они содержат от 3-4 до 6, редко больше сложнопостроенных, часто линзовидных и фашиально изменчивых пластов матового и полуматового каменного угля марок К и Ж мощностью 0,2-1,2 м с большим содержанием минеральных примесей. Часто они представляют собой углистые аргиллиты, включающие прослойки угля.

Джунгаро-Балхашская герцинская система. Известные палеозойские угольные месторождения и углепроявления на территории Джунгаро-Балхашской системы приурочены к изолированным тектоническим блокам, расположенным в дугообразной окраинной зоне, примыкающей к каледонидам.

Разрез отложений карбона в этой зоне начинается мощной (до 1 км) вулканогенно-осадочной толщей турнейского яруса. Роль осадочных пород увеличивается от центра системы к ее периферии и в направлении к каледонидам. Выше согласно залегают прибрежно-морские песчано-глинистые туфогенные отложения нижнего и

среднего визе, сопоставляемые с аккудукской и ашлярикской свитами Карагандинского бассейна. В верхней части присутствуют первые прослои углистых пород угленосной толщи Джунгаро-Балхашской системы (Геология месторождений угля..., т. 5, 1973). На этих отложениях согласно залегают песчано-глинистые континентальные осадки каркаралинской свиты верхнего визе-намура, сопоставляемой с карагандинской свитой Карагандинского бассейна. Разрез заканчивается угленосной свитой, перекрытой местами покровами эффузивов. Возраст ее определяется от верхов нижнего карбона до верхнего карбона включительно.

Угленакопление на территории Джунгаро-Балхашской системы началось в конце среднего визе, что фиксируется присутствием в отложениях, сопоставляемых с верхами ашлярикской свиты Карагандинского бассейна, редких и тонких прослоев углистых пород. В среднем визе окраинные зоны Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, примыкающие к каледонидам, консолидировались и стали развиваться в условиях орогенного режима, выразившегося в проявлении массового наземного вулканизма, отступлении моря и накоплении отложений молассового облика в опущенных блоках (Моссаковский, 1975). На остальной территории в это время продолжалась геосинклинальная терригенная седиментация.

Отложения среднего визе во впадинах резко несогласно залегают на дислоцированных породах турне и нижнего визе и отличаются специфическим сочетанием пород, представленных конгломератами, гравелитами, песчаниками, алеволитами и углистыми сланцами, с существенной ролью вулканогенных пород. На месторождении Баласоран, расположенном к северо-востоку от г. Балхаша, в верхах этой толщи мощностью 250 м залегают два-четыре неустойчивых пласта углистых пород мощностью 0,5-3 м.

В последующее верхневизейское время тектонический режим несколько стабилизируется, и интенсивность угленакопления, охватывающего уже более значительные площади, возрастает. В низах толщи присутствует относительно устойчивый горизонт углистых пород мощностью 10-30 м с редкими пластами и пропластками зольного угля. Мощность их на месторождении Баласоран достигает 1-4 м. Несмотря на относительную стабилизацию тектонических движений, рельеф местности оставался еще расчлененным, что обусловило повышенную зольность (до 50%) угля, вызванную приносом в торфяники терригенного материала. Угленакопление локализовалось в изолированных впадинах, на большей же части территории формировались в это время туфогенно-эффузивные толщи, что свидетельствует об относительно высокой активности контрастных движений отдельных блоков. В геоморфологическом плане эта зона ранней герцинской консолидации представляла собой визейско-башкирский краевой вулканический пояс в виде островных гряд,

к юго-востоку от которых в остаточных геосинклинальных прогибах, а к северо-западу в наложенных впадинах отлагался сносимый с них вулканополимиктовый обломочный материал. Угленосная толща визейского возраста относится к сингеосинклинальному комплексу пород зоны ранней консолидации герцинской системы.

В середине среднего карбона Джунгаро-Балхашская система герцинид замыкается на всей территории, и активизация тектонических движений орогенного этапа ее развития вызвала новый импульс для развития наземного вулканизма (Моссаковский, 1975).

Обь-Зайсанская герцинская система. В обнаженной части Урало-Монгольского пояса Обь-Зайсанская система представлена своей южной Иртыш-Зайсанской зоной.

Угленосный комплекс в Иртыш-Зайсанской зоне локализуется в разобнесенных, сравнительно небольших грабен-синклиналиях, расположенных на блоках более ранней, чем основная, консолидации. Судя по отсутствию фашиального выклинивания угленосной толщи на всех известных месторождениях, первоначально контуры угленосных отложений были шире современных. Возраст угленосных отложений средне-верхнекаменноугольный.

В отдельных районах, например в Южной Калбе и Прииртышье, устанавливаются углепроявления в нижнем карбоне в виде прослоев углистых аргиллитов и углистых алевролитов с редкими и маломощными пластами каменных углей. Средне-верхнекаменноугольные угленосные отложения почти повсеместно залегают на дислоцированных толщах палеозоя, чаще всего девона и нижнего карбона, с отчетливо выраженным угловым несогласием. Угленосный карбон перекрывается отложениями нижней перми (Прииртышье, Кендерлыкская впадина) или кайнозоя.

Угленосная толща на севере зоны, в Прииртышье, сложена конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов и линзами углей, аргиллитами и алевролитами с линзами сидерита, углистыми аргиллитами и пластами углей. В Южно-Калбинском районе угленосная зона содержит прослои вулканогенных образований кислого и среднего состава, в Рудном Алтае — прослои кварцевых альбитофиров и туфов, в Зайсанском районе — прослои лав, туфов и горючих сланцев. Максимальная мощность угленосного комплекса отмечается в Южно-Калбинском районе, где она достигает 3200 м. По направлению на северо-запад (Прииртышье) она уменьшается до 400-1000 м, на восток (Рудный Алтай) — до 250-700 м, на юго-восток (Зайсанский район) — до 100-500 м.

Характер угленосности на территории непостоянен. Общее количество угольных пластов изменяется в довольно широких пределах. Оно колеблется в Зайсанском районе от 1 (Кендерлыкское месторождение) до 14 (Моиракское месторождение в Южно-Калбинском районе), в Прииртышье от 1 (Кумкульское месторождение) до 17 (Кайнаминское месторождение) и превышает 13 в Рудном Алтае (Белокаменское месторождение). Из них на долю рабочих

пластов приходится 1–3, редко 11 (Монракское месторождение) и 13 (Белокаменское месторождение). Мощность угольных пластов изменяется от 0,1–0,2 до 0,5–1,2 м, достигая 2–4,5 м (Кокпектинское, Тологойское месторождения). Угольные пласты характеризуются сложным строением и невыдержанностью по простирацию и падению.

На Кендерлыкском месторождении распространены и пермские угленосные отложения. Верхнепермская угленосная толща мощностью 700–850 м несогласно залегает на сланценосных отложениях нижней перми (Геология месторождений угля ..., т. 5, 1973). Угольные пласты располагаются в верхней части толщи мощностью 195–260 м. Эта часть разреза делится на две пачки. Нижняя аргиллитовая пачка мощностью 100 м включает основные наиболее выдержанные пласты. Общее количество пластов 28–51. Пласты имеют сложное строение и в юго-восточном направлении резко расщепляются. В северо-западном направлении мощность пластов увеличивается и они объединяются в пачки мощностью до 17,7 м. Мощность рабочих пластов 0,6–6,3 м. Верхняя пачка угленосной части разреза имеет мощность 95–160 м и представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Она включает неустойчивые угольные пласты мощностью обычно менее 1 м.

История угленакопления в Иртыш-Зайсанской зоне в общем виде разделяется на два этапа: раннекаменноугольный и средне-верхнекаменноугольный – пермский. Угленакопление начиналось вслед за процессом замыкания геосинклинальных структур и происходило на изолированных площадях. Процесс замыкания и формирования складчатой структуры Иртыш-Зайсанской зоны был растянут во времени от среднего визе (саурская фаза) до середины среднего карбона (Моссаковский, 1975). Раньше всего, в саурскую фазу, замкнулись и претерпели складчатость геосинклинальные прогибы юго-западной и северо-восточной окраинных зон, примыкающих к каледонидам Чингиз-Тарбагатайской ветви Казахстан-Тянь-Шаньской системы и Алтае-Саянской области. В пределах консолидированных Жарминско-Саурского синклинория и Рудно-Алтайского антиклинория, начиная с поздневизейского времени, но особенно в намяре и первой половине среднего карбона, происходило формирование наложенных впадин, выполненных комплексом молассовых, часто угленосных отложений и эффузивных образований (Каскабулакская, Жартаская, Кендерлыкская и Сарыкульская впадины в пределах Жарминско-Саурского синклинория, Буконь-Аркаульский прогиб на Чарском антиклинории, Сержихинская мульда на Рудном Алтае). Во внутренней части Иртыш-Зайсанской зоны, еще не замкнувшейся и продолжавшей прогибаться, в это время формировалась мощная толща морской молассы (рис. 3).

Центральный Калба-Нарынский геосинклинальный прогиб замкнулся позже, в связи с тектоническими движениями середины сред-

него карбона. Со второй половины среднего карбона (московский век) уже вся Иртыш-Зайсанская зона вступила в орогенный этап развития, с которым связано образование наложенных впадин на всей территории зоны (Кайнаминская, Котойская, Актобинская и др.). Впадины заполнялись преимущественно континентальными отложениями и наземными вулканитами. Они отличаются небольшими размерами. Наиболее крупные из них (Буконь-Аркаульская, Кендерлыкская) достигают в длину 60-200 км, в ширину 30-35 км.

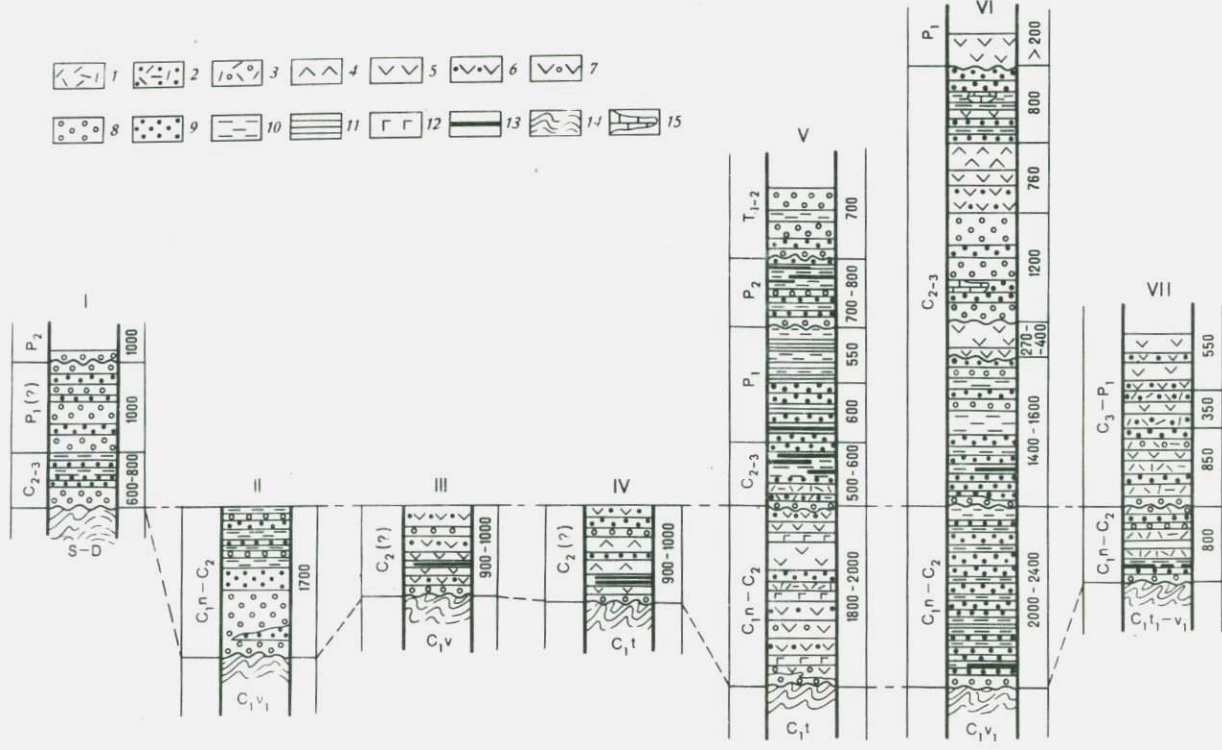
В основании орогенных угленосных впадин обычно залегают мощные (до 200-300 м) базальные конгломераты, присутствуют прослои туфов и туфолов. Угленосная толща характеризуется отчетливой цикличностью. Так, в Кендерлыкской впадине А.С. Кумпан (1966) выделяет три крупных макроцикла, соответствующие свитам, каждый из которых характеризуется грубообломочным составом в основании и тонкообломочными породами сверху. В составе макроциклов насчитывается около 13 мезоциклов, разделенных перерывами. В мезоциклах выделяется множество циклов более высоких порядков (микроциклов).

Нижняя, раннекаменноугольная часть угленосной толщи относится к сингеосинклинальному комплексу зон ранней консолидации, верхняя - средне-верхнекарбоновая-пермская - к орогенному.

Алтае-Саянская область каледонид. Положение крупных угольных бассейнов в структурах Алтае-Саянской области аналогично бассейнам Центрального Казахстана. К краевой части каледонид приурочен Кузнецкий бассейн, к внутренней зоне приурочены Минусинский бассейн, Онкажинское и Актальское месторождения, в структурном отношении представляющие собой наложенные на каледонское основание впадины сбросового типа.

Кузнецкий бассейн по истории геологического развития очень сходен с Карагандинским. Особенности эволюции Кузнецкого бассейна в палеозое обусловлены взаимодействием консолидированной области каледонид (Кузнецкий Алатау и Горная Шория) с герцинской Обь-Зайсанской геосинклиналью.

Региональное поднятие Урало-Сибирского континента, резко проявившееся в начале девонского периода, вызвало оживление и образование серии глубинных разломов и, как следствие этого, заложение целого ряда наложенных структур и мощную вспышку вулканизма. К этому времени относится регенерация Обь-Зайсанской геосинклинали, которая в северном направлении, на территории Западной Сибири, простиралась до рек Таза и Пура. К востоку от нее располагались Приенисейская зона байкалид и Алтае-Саянская область каледонид, в девоне претерпевшая значительные изменения, особенно в пределах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Восточного Саяна. Во внутренних зонах этих структур образуются наложенные приразломные Минусинская, Назаровская, Тегульдетская, Рыбинская впадины и др. Вся эта территория с девона



представляла собой область мощного наземного вулканизма. В краевой зоне каледонид Кузнецкого Алатау и Горной Шории в раннем девоне обособляется и с этого времени занимает опущенное положение Кузнецкий блок. До этого здесь происходил интенсивный размыв каледонского основания, о чем свидетельствует трансгрессивное залегание девонских осадков на отложениях различного возраста.

В среднем девоне Обь-Зайсанская геосинклиналь достигла максимальных размеров и представляла собой единый крупный прогиб с максимальной амплитудой прогибания (3500-4500 м) в Зайсанской и Колывань-Томской зонах. Втягивается в прогибание в это время и краевая зона байкалит и каледонид, в том числе и Кузнецкий блок.

В связи с опусканием обширных территорий, последовавшим за дроблением земной коры и региональной вспышкой вулканизма, среднедевонская эпоха характеризуется дальнейшей трансгрессией моря, образовавшей в эйфеле огромный Обско-Салаирский бассейн. Вулканическая деятельность несколько ослабла, однако границы областей ее проявления остались такими же, как и в раннедевонское время. Морской бассейн, в эйфельский век несколько сместившийся на восток, продолжал покрывать западную часть современного Кузбасса, где происходило накопление аналогичных раннедевонским карбонатно-терригенно-вулканогенных пород. В западной зоне значительно увеличилась роль терригенных пород, содержание которых увеличивается в восточном направлении от 10 до 40% (Муромцев, 1959). Конец эйфельского века ознаменовался региональным поднятием территории, вызвавшим кратковременную регрессию моря с западной окраины Кузнецкого блока и интенсивное воздымание восточной его части. Однако в начале живетского века вновь наблюдается трансгрессия, распространившаяся на юго-западную окраину Кузбасса (восточный склон современного Салаира). Большая же часть Кузнецкого блока представляла собой в

---

Рис. 3. Сопоставление верхнепалеозойских угленосных отложений орогенных структур Иртыш-Зайсанской зоны (по А.А. Моссаковскому, 1975).

1 - лавы кислого состава; 2 - липаритовые туфы; 3 - туфо-конгломераты; 4 - лавы дацитового состава; 5 - лавы андезитового состава; 6 - андезитовые туфы; 7 - туфоконгломераты из андезитовых обломков; 8 - конгломераты; 9 - песчаники, 10 - алевролиты; 11 - аргиллиты; 12 - диабазовые порфириты; 13 - каменный уголь; 14 - складчатые подстилающие комплексы; 15 - известняки. I - Кайнаминская мульда, II - Каскабулакская синклиналь, III - Сарыманская синклиналь, IV - Сарыкульский грабен, V - Кендерлыкская мульда, VI - Буконь-Аркаульский прогиб, VII - Сержихинская мульда в Рудно-Алтайской зоне

это время область сноса. Региональный характер среднедевонской трансгрессии повлек за собой значительное смягчение климата Алтае-Саянской области, вызвав появление в приморской зоне довольно пышной растительности.

В северо-восточной части Кузбасса в живетское время образуется зона приморской заболоченной равнины, на которой происходило торфонакопление. Осадки этой зоны представлены аргиллитами и мергелями, в меньшей степени конгломератами и песчаниками, включающими выдержанный пласт липтобиолитового угля. Живетские отложения формировались в бассейне лагунного типа, воды которого отличались некоторой подвижностью. В юго-восточном направлении, вдоль склона Кузнецкого Алатау, живетские угленосные отложения переходят в красноцветные вулканогенно-туфогенные породы. Западнее распространяется зона мелководных морских терригенных осадков, представленных туфогенными алевролитами, песчаниками и конгломератами, в меньшей степени мергелями и известняками. Живетский век заканчивается крупным региональным поднятием, вызвавшим регрессию моря с территории Кузнецкого блока и прекращение осадконакопления. В дальнейшем море снова постепенно распространяется со стороны Томь-Колываньской зоны в юго-восточном направлении на все большую территорию Кузнецкого блока, лишь временно покидая его на короткий период. Областью сноса постоянно являлись Кузнецкий Алатау и Горная Шория, в периоды регрессии — Салаир, занимающий неоднократно в верхнем девоне островное положение.

Максимальной трансгрессии море достигает в начале раннекаменноугольного времени (турне-ранний визе), что было обусловлено устойчивым прогибанием Обь-Зайсанской геосинклинали. Морской бассейн распространяется не только на Кузнецкий блок, но и на территорию Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Лишь отдельные их участки занимали в это время островное положение в пределах обширного морского бассейна.

Историко развития Кузнецкого бассейна в каменноугольный и пермские периоды И.Н. Звонарев (Карбоновое угленакопление..., 1972) делит на три этапа: первый — до середины визейского века, второй — с середины визе до московского века и третий — московский век, поздний карбон и пермь. Эти этапы хорошо увязываются с основными этапами развития Обь-Зайсанской геосинклинали.

В раннем карбоне (турне — начале визе), в период продолжающегося погружения Обь-Зайсанской геосинклинали, Кузнецкий блок входил в состав краевой части каледонид, представлявшей собой зону перикратонного опускания. В этой зоне формировались различные типы известняков от среднекристаллических до пелитоморфных, иногда глинистых, а также известковистых аргиллитов и алевролитов. Западные (пригеосинклинальные) участки Кузнецкого бассейна характеризуются наименьшим содержанием терригенного

материала. Восточная зона на протяжении всего этого времени была занята мелководным морем, расположенным вблизи пенепленизированной суши.

К концу раннего визе Обь-Зайсанская геосинклиналь в результате проявления саурской фазы тектогенеза переходит в следующую — инверсионную стадию развития. В это время происходит коренное изменение палеоландшафта Алтае-Саянской области. Существенно изменился структурный и геоморфологический план и Кузнецкого блока.

В конце раннего — начале среднего визе вышел из-под уровня моря и окончательно превратился в область поднятия Салаир. На северо-западе, на границе с Колывань-Томской геосинклиналью испытало значительное воздымание Митрофановское поднятие. На месте зоны перикратонного опускания в пределах Кузнецкого блока формируется пригеосинклинальный прогиб. Изменился в связи с этим и характер осадконакопления. Если до среднего визе наиболее глубоководные отложения накапливались в Присалаирской полосе, то в последующее время они отлагались лишь на ограниченной площади северо-западной части бассейна.

Во второй половине визейского века и в намюре на большей части Кузнецкого пригеосинклинального прогиба произошло замедление прогибания вплоть до полной стабилизации тектонических движений на некоторых участках. В Кемеровском, Чумьшском и Томь-Усинском районах в это время накапливалась пестроцветная толща. Обособление Кузнецкого прогиба в связи с возникновением поднятий на границе с Обь-Зайсанской геосинклиналью и их воздыманием сопровождалось размывом ранее образовавшихся осадков. На отдельных площадях размыв продолжался в течение позднего визе, намюрского и частично московского веков, достигая нижних частей разреза турне (Карбоновое угленакопление..., 1972).

В визе-намюрское время существенная перестройка палеоландшафта произошла в районах, расположенных к востоку от Кузнецкого прогиба. Она была обусловлена поднятием, захватившим область байкальско-каледонской складчатости. Поднятия вызвало значительное отступление Обь-Зайсанского моря на запад, откуда узкими заливами оно проникало в крупные прогибы шельфа: северо-западную часть Кузбасса, Тегульдетскую, Касскую и другие впадины, временами заливая прибрежные равнины.

Частая смена знака тектонических движений в Иртыш-Зайсанской зоне и их дифференцированный характер в области Кузнецкого Алатау и Горной Шории наложили свой отпечаток на характер осадконакопления в Кузнецком прогибе, где формировались тонкопереслаивающиеся терригенные осадки верхотомской и острогской свит. Пригеосинклинальный прогиб в это время не ограничивался территорией современного Кузбасса, а распространялся на юго-запад через Неня-Чумьшскую впадину на Ануйско-Чуйский прогиб, где в острогское время накапливались осадки, аналогичные отложениям Кузнецкого прогиба.

Начавшееся в острогское время угленакопление было неустойчивым и очень непродолжительным. Оно было приурочено к восточной, Приалатауской зоне. В пределах Ермаковской площади угольные пласты, достигающие 1 м мощности, на коротком расстоянии выклиниваются (Карбоновое угленакопление..., 1972). В том же районе по р. Кайзасу распространено уже значительное количество угольных пластов, а в ближайшем Конюхтинском разрезе пластов угля не установлено. Резко различная угленосность близкорасположенных разрезов Назасской линии и Камешковского обнажения наблюдается в Томь-Усинском районе. Угли в ряде случаев представлены достаточно чистыми, относительно малозольными пластами, но чаще всего они засорены минеральными примесями и представляют собой углистые аргиллиты. Единичные линзовидные прослойки угля имеют мощность 0,03-0,13 м.

Образование заболоченных равнин и торфяников заметно усиливается в период формирования каезовской свиты, угленосность и углепроявления которой превосходят острогскую свиту в несколько раз. Значительно увеличиваются размеры площадей угленакопления, распространившихся в юго-западную часть Присалаирской зоны бассейна.

Замыкание Иртыш-Зайсанской зоны и образование в начале среднекаменноугольного времени на ее месте складчатого сооружения привело к тому, что Казахстанский континент соединился с континентом Алтае-Саянской области, а оставшаяся часть Обь-Зайсанской геосинклинали превратилась в полузамкнутый внутриконтинентальный бассейн, открытый на север, в сторону Таймыра. В этом бассейне накапливались терригенно-карбонатные осадки. В связи с изменением палеотектонической обстановки существенно изменились в среднем карбоне структурная позиция и геоморфологический план Кузнецкого бассейна. На месте пригеосинклинального прогиба формируется краевой прогиб перед фронтом Иртыш-Зайсанского складчатого сооружения. Однако горные сооружения не примыкали непосредственно к краевому прогибу, а были отделены от него консолидированным ранее Салаиром. В связи с относительно слабым орогенным развитием Иртыш-Зайсанской складчатой зоны в начальный период ее роль в процессе осадконакопления на территории Кузнецкого прогиба была несущественной.

Салаир в карбоне не испытывал ни устойчивых поднятий, ни контрастных опусканий, но постоянно сохранял условия, при которых ослабленные движения на различных его участках приводили к колебаниям переменного знака, превращая ту или иную его территорию то в область аккумуляции, то в область сноса. Этим объясняется относительно второстепенная роль западного складчатого ограничения Кузнецкого краевого прогиба (как питающей провинции), а Кузнецкий Алатау вместе с Горношорским массивом занимали в это время ведущее положение в питании терригенным материалом Кузбасса (Карбоновое угленакопление..., 1972).

Северо-западная часть Кузбасса и продолжающая ее на север Красноселькупская краевая зона байкалит непосредственно примыкали в среднем карбоне к остаточному геосинклинальному Томск-Тазовскому бассейну и в структурном отношении продолжали сохранять положение зоны перикратонного опускания.

Тектоническая зональность, определившаяся в Кузнецком краевом прогибе в конце раннего — начале среднего карбона, унаследованно проявлялась на протяжении всего последующего времени, оказывая существенное влияние на процесс осадконакопления в бассейне. Зональность режима колебательных движений определила и различия отдельных районов Кузбасса по фашиальному облику пород и их угленосности. Выделяются четыре зоны, имевшие в это время различный режим колебательных движений (Карбоновое угленакпление ..., 1972).

1. Приалатауская зона дифференцированного опускания выделялась на северо-востоке прогиба. Сюда входят весь Анжерский район, восточная половина Кемеровского и Крапивинский район до северного склона одноименного купола. Уже в острогское (визе-намюр) время внутри зоны обособляются участки с неодинаковой скоростью опускания. Так, Яйский вал вместе с Невским куполом отставал от сопредельных территорий, а в отдельные моменты, видимо, совершенно утрачивал мобильность. При общей тенденции территорий этой зоны к опусканию относительно интенсивнее прогибались отрицательные структуры, охватывающие более обширные площади. Чередованием их на площади с положительными структурами, несколько запаздывающими в опускании, создавалась благоприятная обстановка для более интенсивного торфонакопления преимущественно в отрицательных структурах зоны. Эта зона является наиболее угленасыщенной. Характер колебательных движений в Приалатауской зоне в карбоне запечатлен в строении угленосных отложений, имеющих отчетливое циклическое строение.

Начало развития Кузбасса как краевого прогиба относится к среднему карбону (мазуровское время), центр максимального угленакпления располагался в северо-восточной части Приалатауской зоны. В нижнемазуровское время наиболее благоприятная зона располагалась в Кемеровском районе, захватывая всю Заломенскую депрессию и на юге достигая широты с. Крапивино. Суммарная мощность угля здесь превосходит 5 м. Южнее угленосность была незначительной. В пределах Томь-Усинского, Мрасского и Кондомского районов суммарная мощность редко достигает 5 м, несколько превышая эту величину лишь в Томь-Мрасском междуречье. Аналогичные условия угленакпления сохраняются и в верхнемазуровское время.

Общая угленосность мазуровской свиты, нарастая вверх, имеет максимум в средней ее части, а в верхней половине наблюдается спад угленосности до полного исчезновения пластов угля рабочей мощности. Преобладают в свите нерабочие пласты. Средняя мощ-

ность пластов колеблется в пределах 0,4–0,6 м. Строение угольных пластов в большинстве случаев простое, и лишь редкие пласты содержат 1–2 породных прослоя.

2. Зона замедленного компенсированного прогибания располагалась в пределах Крапивинского купола и его склонов. Зона характеризуется сокращенными разрезами отложений, своеобразным их фашиальным составом, особенно углей. Относительно устойчивый характер тектонических движений способствовал более длительному существованию в пределах района спокойных заливов и лагун с водорослями. Эта зона также являлась достаточно благоприятной для угленакопления в карбоне.

3. Зона интенсивного компенсированного опускания занимала основную часть территории краевого прогиба, располагаясь в приосевой его части и на крайнем юго-востоке и юге. К этой зоне приурочены максимальные мощности угленосных отложений. Отличительной особенностью зоны является в целом неустойчивый характер как разреза, так и особенно угольных пластов, что свидетельствует о различной мобильности отдельных районов и в связи с этим о неравномерном прогибании зоны. Условия для торфонакопления были изменчивы даже в пределах ограниченных территорий. В отдельные отрезки времени на одних участках торфяники вообще не формировались, в то время как на других синхронные по возрасту отложения содержат довольно мощные пласты угля.

4. Присалаирская зона переменного режима располагалась вдоль Салаира. Положением зоны обусловлен крайне изменчивый на относительно коротких расстояниях характер разреза или спорадическое выпадение отдельных его элементов. Высокая мобильность Салаира создавала обстановку подвижного мелководья в Присалаирской зоне и практически препятствовала угленакоплению.

Позднекаменноугольное (алькаевское) время характеризуется поднятием обширных территорий Западной и Средней Сибири, в том числе и западных районов Обь–Зайсанской геосинклинали, в результате чего здесь происходит горообразование, а территория остаточного Томск–Тазовского бассейна приобретает черты прибрежной равнины, временами заливавшейся морем. К концу каменноугольного времени большая часть Западной и Средней Сибири представляла собой сушу. В связи с изменением региональной палеотектонической обстановки значительно стабилизируется геотектонический режим Кузнецкого краевого прогиба. Физико-географические условия становятся менее разнообразными и как бы выравниваются на всей площади бассейна.

Фашиальные комплексы в разрезе алькаевской свиты отличаются от мазуровской большим участием пород континентальных групп. В алькаевское время увеличивается продолжительность существования обстановок заболоченных равнин. Граница открытого моря, трансгрессирующего периодически, отходит еще далее на северо-

запад, а обстановки опресняющегося бассейна сокращаются, ограничиваясь главным образом северо-западной частью прогиба.

Наиболее широкое участие континентальных обстановок относится к северо-восточной, прибрежной полосе — от Анжерского до Крапивинского районов включительно. Длительность торфообразования в каждом цикле чередования заливно-лагунных и континентальных обстановок в южном направлении несколько снижается.

Изменение палеотектонических и палеогеографических условий в позднем карбоне обусловило высокую степень устойчивости мощностей и строения угольных пластов алыкаевской свиты. Особенно это относится к северо-восточной части бассейна, где пласты угля прослежены детальными разведочными и эксплуатационными работами на расстояниях до 60–70 км. Здесь же, в Анжерском районе располагался и центр максимального угленакопления, где общая мощность углей превосходит 25–30 м. Отсюда угленакопление распространилось к югу, но на Крапивинском куполе и южнее наблюдается заметный спад угленакопления, что связано с усиленным сносом грубообломочного материала и менее благоприятными для торфонакопления условиями на территории между Крапивинским и Макарьевским поднятиями из-за некоторого омоложения рельефа Кузнецкого Алатау. Постепенное нарастание мощности углей намечается далее в Терсинском и Томь-Усинском районах. В пределах Кондомского района и Абашевской площади алыкаевская свита почти не содержит углей.

В целом средний — верхний карбон (мазуровское и алыкаевское время) представляли собой единый средне-верхнекарбонный (нижнебалахонский) цикл истории развития и угленакопления Кузбасса. В это время южная его половина находилась под влиянием затухающих движений орогенной Иртыш-Зайсанской зоны и активизированных каледонид, а северная (Приколывань-Томская) — под влиянием еще не замкнувшейся Колывань-Томской геосинклинали, с которой периодически осуществлялась непосредственная связь.

Наибольшее количество пластов угля в мазуровской и алыкаевской свитах приурочено к северной части бассейна. Максимальное количество как всех пластов угля, так и рабочих установлено в Кемеровском районе — 64 пласта, из них 11 имеют рабочую мощность. Второе место по количеству пластов угля занимает Анжерский район — 51 пласт угля. Меньшее количество пластов угля наблюдается в Присалаирской зоне бассейна, где свиты содержат не более 9 пластов, имеющих рабочую мощность.

Наиболее мощные пласты сосредоточены в северной части, но и здесь они редко имеют мощность более 2 м. Мощность отдельных пластов возрастает снизу вверх: в мазуровской свите самый мощный пласт 1,8 м, а в алыкаевской свите 2,31 м. Снизу вверх возрастает и общее количество пластов: максимальное количество пластов в мазуровской свите не более 25, из них рабочей

мощности не более 4, а в алыкаевской свите общее количество пластов достигает 41, в том числе рабочих пластов — до 7.

Пермский период в истории развития Кузнецкого бассейна занимает особое положение (Яворский, 1957). Обь-Зайсанская геосинклиналь, вступившая на юге в орогенный этап развития в каменноугольное время, в перми повсюду представляла собой область мощных орогенических движений, складчатости и становления гранитных массивов на всей территории (Моссаковский, 1975). Интенсивными глыбовыми движениями характеризуются в это время каледониды Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Северо-западная зона Кузбасса становится частью огромного Прикольвань-Томского краевого прогиба, в то время как южная часть уже в верхней перми представляла собой краевую синеклизу типа Вилуйской на Сибирской платформе.

В нижнепермскую эпоху в Кузбассе накапливалась мощная толща осадков верхнебалахонской подсерии. Структурный план был относительно простой по сравнению с карбоновыми. В центральной части существовала единая область прогибания, окруженная поясом моноклиальных областей. Начавшееся орогеническое движение в Колывань-Томской геосинклинали привело к образованию Северо-Западной (Прикольвань-Томской) зоны поднятий, моноклиально погружающейся к центру бассейна. Значительно расширилась Приалатауско-Горношорская моноклиальная область с одновременным постепенным во времени сокращением Восточно-Салаирской моноклинали, круто переходящей на западе в четко выраженное в это время Зайсанско-Салаирское складчатое сооружение.

В самом начале нижней перми (промежуточное время) активизация движений в значительно пенеценизированных к концу карбона окружающих структурах обусловила и резкую контрастность рельефа дна седиментационного бассейна. Центральная область прогибания, занимающая почти симметричное положение относительно окружающих областей поднятий, испытала максимальное прогибание (мощность промежуточной свиты более 700 м). В пределах крутого склона Восточного Салаира в сравнительно узкой полосе мощность промежуточной свиты изменяется от 100 до 400 м, в то время как более пологий наклон Приалатауской моноклинали определил распределение этих же значений мощностей в более широкой полосе.

Структурный план обусловил и характер размещения палеогеографических обстановок. В наиболее погруженной осевой части бассейна накапливались в основном глубоководные тонкообломочные осадки. Эта часть бассейна по направлению к моноклиальным склонам переходила в прибрежную зону мелководья, часто компенсированную осадками. Площади часто затопляемой предгорной и озерно-аллювиальной равнины на Приалатауском моноклиальном склоне унаследованно сохранились от мазуровско-алыкаевского времени, однако на Горно-Шорском склоне и в Присалаирье они

значительно увеличились. Расширились обстановки заболачиваемого водоема по его периферии и даже в центральной части бассейна, где широтной зоной мелководья он разделялся на северную и южную половины относительно глубоководной зоны осадконакопления. Одновременно сокращаются площади длительного заболачивания побережья и озерно-аллювиальной равнины на северо-востоке бассейна за счет увеличения пространства, занятого предгорной суши в результате воздымания южной части Кузнецкого Алатау.

В Анжерском районе продолжали сохраняться участки длительного заболачивания, даже расширившиеся в западном направлении. Суммарная мощность угольных пластов здесь на большей части площади составляет 10-20 м и более. Значительно усилилось торфонакопление на юге Кузбасса, обусловленное увеличением площади и длительностью заболачивания низменной прибрежной и озерно-аллювиальной равнины. Суммарная мощность пластов увеличивается к югу, достигая здесь 20 м. В северной части Присалаирья обстановка остается неблагоприятной для торфонакопления. На юге, на месте Бунгуро-Чумьшского залива образовалась обширная зона озерно-болотной равнины с интенсивным торфонакоплением. На отдельных участках суммарная угленосность промежуточной свиты составляет 5-10 м, на большей же части зоны она превышает 10 м, а в центре достигает 50 м. Мощности угольных пластов, как правило, более 0,7 м. В значительном количестве встречаются пласты 0,7-2,5 м, а отдельные достигают 4,7-10,4 м.

Количество угольных пластов на моноклиальных склонах колеблется в пределах 1-15, увеличиваясь в сторону Центрального погружения Кузбасса до 26 и более.

В последующее за промежуточным ишановское время в связи с частичной пенеппенизацией окружающих бассейн областей в условиях снижения активности тектонических движений относительное прогибание Центральной области уменьшилось (мощность ишановской свиты до 500 м) и одновременно произошло ее расширение за счет вовлечения в опускание окраинных зон.

Изменение палеотектонической обстановки привело и к перераспределению палеогеографических обстановок, в том числе и заболоченных пространств. Значительно увеличилось и стабилизировалось торфонакопление на пологих моноклиальных склонах южной половины Кузбасса, где преобладала обстановка периодически затопляемой озерно-болотной равнины. На востоке Терсинского и на большей части Томь-Усинского, Мрасского, а также в пределах Кондэмского районов суммарная мощность угольных пластов превышает 20 м, в центральной части Томь-Усинского района 30 м. На западе южной половины Восточно-Салаирского склона, а также в пределах относительно повышенной Кинеркинско-Редаковской зоны торфонакопление также было стабильным. Суммарная мощность угольных пластов в этих районах превышает 20 м.

В целом ишановское время характеризуется дальнейшим заболачиванием Кузнецкого водоема и расширением болотных обстановок на суше за счет сокращения пространств предгорных равнин.

Рабочая угленосность ишановской свиты ограничивается в основном площадью между изопахитами 100–400 м. Мощность угольных пластов в этой зоне 0,7–1,3 м, а отдельные пласты достигают 4–6 м. В юго-восточной части Кузбасса (Томь-Усинской и Мрасской), однако, пласты мощностью 1–3 м, а отдельные до 10 м, распространяются на зоны с мощностью до 600 м. Максимальное количество (6–13) рабочих угольных пластов приурочено к краевой полосе юга Кузбасса.

Распределение всех угольных пластов свиты по площади Кузнецкого бассейна имеет более сложный характер. В Присалаирье свита содержит от 10 до 20 угольных пластов, реже 20–23. В восточном направлении, в сторону погружения, количество их снижается до 6. В центральной части Бунгуро-Чумышского района количество пластов угля 15–20. В направлении к центру Кузбасса оно снижается до 10, а к обрамлению на западе – до 6. В пределах Пригорношорской моноклинали (Кондомский-Томь-Усинский районы) количество пластов уменьшается с запада на восток с 20–30 до 10 и менее; в Приалатауской моноклинали оно не превышает 8; на северной окраине Кузбасса (Прикольвань-Томская моноклинали) количество пластов угля находится в пределах 8–18.

Кемеровское время нижней перми характеризуется структурным планом, близким к предшествующему времени, однако прогрессирующее затухание активности тектонических движений обусловило незначительную амплитуду прогибания седиментационных зон. В центральной области прогибания мощность кемеровской свиты не превышает 300 м, в Присалаирской моноклинали она колеблется от 50 (восток) до 200 (запад) м. Прогрессирующее затухание активности на фоне общего воздымания Алтае-Саянской области происходит вместе с изменением и геоморфологического рисунка Кузбасса. В связи с этим в кемеровское время большая часть территории бассейна превращается в низменную озерно-болотную равнину с относительно чистым и более длительным по времени торфонакоплением. Суммарная мощность угольных пластов кемеровской свиты в обрамлении менее 10 м, в то время как в центральной (осевой) части Кузбасса на значительной площади она превышает 40 м. Более дифференцирована по частным палеогеографическим обстановкам северная половина Кузбасса, где суммарная угленосность колеблется от 10 до 40 м.

Интенсивное угленакопление кемеровского времени в условиях относительного равновесия между областями сноса и зонами осадконакопления обусловило почти полное совпадение контуров общей и рабочей угленосности, а изученные разрезы свиты почти не содержат угольных пластов менее 0,7 м.

Максимальной рабочей угленосностью (более 40 м) свита характеризуется в пределах Центрально-Кузбасской зоны прогибания (мощности угольных пластов 1-8 м, отдельных пластов до 10-24 м) и минимальной - в Приалатауской зоне, а также на севере Присалаирья и Прикольвань-Томской зоны.

Усятское время завершает позднебалахонский цикл истории формирования Кузбасса. Оно характеризуется еще меньшей активностью тектонических движений на фоне плавного воздымания Алтае-Саянской области. Мощность усятской свиты едва превышает 300 м. Южная часть Кузбасса в это время представляла собой единую зону прогибания, окруженную поясом пологих моноклиналей. Северная половина бассейна в это время пережила более сложное развитие. На востоке и северо-востоке продолжалось воздымание Крапчинского свода и зоны Яйского вала, отделяющего Кемеровский район от Анжерского. Испытывала положительные движения и зона Митрофановско-Буготакских поднятий, являющаяся частью формирующихся складчатых сооружений Томь-Кольванской геосинклинали. В связи с этим значительная часть северной половины Кузбасса полностью осушается и превращается в обширную аллювиальную равнину, где практически заболачивание и торфонакопление полностью прекращаются. И только в южной (большей) половине бассейна сохраняется озерно-болотная обстановка. Однако частые периоды осушения и здесь значительно сократили масштабы торфонакопления. Максимальное торфонакопление происходило в центральной, несколько смещенной к западу (относительно оси Кузбасса) части озерно-болотной равнины. Суммарная мощность угольных пластов усятской свиты здесь превышает 30 м, уменьшаясь в сторону обрамления с преобладающей обстановкой аллювиальной равнины до 10 м и менее. Характер распределения по площади угленосности в усятской свите в целом повторяет кемеровскую, за исключением северной половины Кузбасса, практически неугленосной. Увеличение мощности свиты от 200-300 м сопровождается возрастанием мощностей угольных пластов от 4-6 до 10-15 м. В периферийных зонах угольные пласты чаще всего отсутствуют, а спорадически встречающиеся имеют нерабочую мощность (менее 0,7 м).

В конце ранней-начале поздней перми начинается новый - кольчугинский цикл истории геологического развития Кузбасса, который связан с саальскими и близкими к ним по времени тектоническими движениями. Активизация земной коры в это время привела к усилению складкообразовательных процессов в Кольвань-Томской геосинклинали и интенсивному воздыманию ранее консолидированных Обь-Зайсанских герцинов, а также каледонид Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Все это вызвало весьма значительное относительное прогибание территории Кузбасса, представляющей собой единый прогиб, в который в кузнецкое время

ингрессировало море. Весьма большая скорость осадконакопления, вызванная активизацией, привела к накоплению мощной (500–1200 м) сравнительно однородной толщи песчано-алевритовых пород практически неугленосной кузнецкой свиты.

В казанково-маркинское время поздней перми палеотектоническая обстановка сохранилась от предыдущего времени, амплитуда прогибания Кузбасса даже еще более увеличилась (с 500 до 1000 м), однако в северной и северо-западной части с этого времени интенсивное прогибание сменяется поднятием. Это поднятие, вызванное усилением горообразовательных процессов в Кольвань-Томской геосинклинали, вызвало регрессию моря. Последующее время характеризовалось дифференциацией структурного плана Кузбасса. Орогенное развитие Кольвань-Томского складчатого сооружения сопровождалось опусканием прилегающей зоны Кузбасса, входившей с этого времени в состав Горповско-Красноселькупского краевого прогиба, в котором накопилась мощная толща так называемых "красноярских песчаников".

Наиболее благоприятная обстановка для торфонакопления в казанково-маркинское время существовала в Присалаирье, а также на крайнем юго-западе Кузбасса. Здесь на низменном затопляемом побережье часто возникали заболоченные пространства. Суммарная мощность угольных пластов свиты увеличиваясь в сторону обрамления, достигает здесь 30 м и более. На значительной площади юго-западной части Кузбасса она составляет 10–20 м. В Приалатауской зоне бассейна за полосой распространения "красноярских" песчаников в пределах периодически затопляемой предгорной равнины суммарная угленосность едва превышает 5 м. Количество угольных пластов изменяется от 1 до 10 м в Приалатауской зоне до 30–50 в Присалаирье и Центрально-Кузбасском погружении. Средняя мощность угольных пластов меньше 1 м и на большей части бассейна свита не содержит рабочих пластов. Последние приурочены к западной (Присалаирской) и юго-западной окраинам Кузбасса. Количество их колеблется в пределах 2–10, мощность достигает значений 1–2 м, иногда 2,2 м.

В ускатское время единая область прогибания распадается на ряд впадин с максимальными мощностями осадков 450–550 м, приуроченных к центральной и западной частям Кузбасса. Относительно приподнятое положение занимает Приалатауско-Горношорская моноклиналиная область с мощностью отложений менее 300 м.

Максимальная суммарная рабочая угленосность (более 10 м) свиты приурочены к южной части Кузбасса (Тутуянский район), к северному Присалаирью и к локальным зонам Центрального погружения. На отдельных участках этих зон суммарная мощность рабочих угольных пластов превышает 20 м. Количество угольных пластов наибольшее (20–40, иногда до 60) в области максимальных мощностей свиты. На поднятиях количество пластов умень-

шается до 15–20. В пределах Приалатауско–Горношорской и Прикольвань–Томской моноклиналильных областей количество пластов угля уменьшаясь к востоку и северу, имеет значения 20–10 и менее. Средние мощности угольных пластов в западной части бассейна колеблются в пределах 0,3–0,8 м, увеличиваясь к востоку и достигая значений 2–3 м. Количество рабочих угольных пластов максимальное (5–10) в центральной части и уменьшается к востоку и западу до 2–4. Мощности отдельных пластов имеют значения 3–6 м.

Во время накопления ленинской свиты верхней перми происходит еще большая дифференциация структурного плана Кузбасса. Значительно расширяется территория Приалатауско–Горношорской моноклиналильной области с мощностями отложений ленинской свиты до 400 м. Максимальная мощность отложений ленинской свиты в прогибах колеблется от 400 до 700 м, на поднятиях – от 400 до 600 м.

Дифференциация структурного плана определила и сложный характер геоморфологии бассейна. На месте мелководного водоема формируется озерно–болотная равнина, значительно продвинувшаяся в направлении Приалатауско–Горношорского моноклиналильного склона. Однако по частным палеогеографическим обстановкам озерно–болотная равнина не была однородной, что существенно сказалось на характере торфонакопления во время формирования ленинской свиты. Пониженные участки рельефа по суммарному времени заболачивания превосходили разделяющие их поднятия, часто осушаемые в процессе осадконакопления. Наибольшее торфонакопление было приурочено к понижениям южной половины Кузбасса, где суммарная угленосность в Тутуясской, Бунгарапской и южной части Присалаирской синклиналильных зон превышает 40 м. На большей же части Центрально–Кузбасской области прогибания суммарная мощность угольных пластов превышает 30 м, а в пределах поднятий и на моноклиналильных склонах она менее 20 м.

В целом ленинская свита характеризуется высокой общей угленосностью на большей части Кузнецкого бассейна. Максимальные значения средней мощности угольных пластов приурочены к центральной и юго–восточной частям Кузбасса (1,3–3,6 м), уменьшаясь в юго–западном и северо–восточном направлениях. Минимальные значения (менее 0,4 м) фиксируются в Приалатауской зоне и Присалаирье. В центральной зоне прогибания отмечается и максимальное количество угольных пластов (20–40), уменьшаясь до 10 и менее к моноклиналильным склонам. Изменение количества рабочих пластов подчиняется той же закономерности, достигая в центре значения 15–20. В соответствии с этим и максимальная суммарная мощность (более 20 м) рабочих пластов также приурочена к центральной части Кузбасса, в отдельных зонах превышая 40 м.

Грамотеинское время характеризуется снижением активности тектонических движений, выравниванием контрастного структурного плана, восстановлением единой (центральной) области прогибания с мощностью отложений 500 м, окруженной поясом моноклинальных областей с мощностью свиты менее 300 м. Снижение активности тектонических движений на общем фоне воздымания Алтае-Саянской области привело к значительной пенеппенизации территории и сглаживанию геоморфологической неоднородности Кузбасса. На его территории формируется относительно однородная озерно-болотная равнина, ось которой была переориентирована в западном направлении. На северо-восточной половине обширные, значительно расширившиеся пространства были заняты аллювиальной, иногда заболочивающейся равниной.

Центр максимального заболачивания и торфонакопления был локализован в южной части Кузбасса, где суммарная угленосность превышает 40 и даже 50 м. К обрамлению она уменьшается до 30 м. Распределение рабочей угленосности по площади бассейна в целом повторяет контуры общей, с незначительным сокращением зон максимальных значений в направлении к центральной зоне прогибания — от 20–40 м. С увеличением мощности свиты от 200 до 500 м максимальные мощности угольных пластов растут от 5 до 11 м, средняя мощность угольных пластов достигает 4,5 м. Одновременно увеличивается общее количество угольных пластов до 10–20 и рабочих до 10–18.

В первой половине тайлуганского времени еще сохраняется структурный план грамотеинского времени, обусловленный значительной пенеппенизацией окружающих областей сноса и значительным выравниванием значений мощностей отложений в бассейне. Однако уже во второй половине тайлуганского времени наблюдается усиление относительного прогибания Кузбасса, обусловленного активизацией окружающих складчатых сооружений, знаменующей собой начало нового геотектонического цикла в истории развития Кузбасса. Мощность тайлуганской свиты в изученных разрезах достигает 600 м.

В центральной части Кузбасса установлены 15–30 угольных пластов, 5–20 из которых имеют рабочие мощности (2–12 м).

Прогрессирующее орогенное развитие северного ограничения Кузбасса вызвало огромные тангенциальные напряжения в пределах прилегающей территории Кузбасса. Начался грандиозный и длительный процесс горизонтального перемещения масс со стороны Кольвань-Томской зоны и Кузнецкого Алатау (Юзвический, 1970). Эти движения значительно активизировались в триасе, когда консолидированные структуры вновь подверглись дроблению и дифференцированному перемещению отдельных блоков относительно друг друга. В результате воздействия всего комплекса дифференцированных вертикальных и тангенциальных движений на осадочную угленосную толщу вдоль западной и северо-западной окраин Куз-

басса образовались крупные надвиги (Томский и др.) и сложно-складчатые структуры вдоль Салаира и Кольвань-Томской дуги.

Изложенные основные черты истории формирования Кузнецкого бассейна свидетельствуют о том, что условия осадко-угленакопления не только менялись во времени от этапа к этапу, но в одни и те же стадии были различными в отдельных палеоструктурных зонах. Особенно различались условия торфонакопления на протяжении всей истории палеозойского угленакопления в северной и южной половинах Кузбасса. Эти различия в той или иной степени могут быть объяснены с генетических позиций, если проанализировать во времени структурные взаимоотношения северной части Кузбасса и Горловского бассейна, Салаира и Томь-Кольваньской зоны, северо-восточных районов Кузбасса и структур, продолжающихся на север под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Горловский бассейн в генетических классификациях обычно относят или к геосинклинальной группе, обосновывая это очень сложной современной тектоникой месторождений и высоким метаморфизмом углей, или однозначно определяют его как краевой прогиб перед Кольвань-Томской складчатой зоной.

А.Л. Матвеевская (1969) в истории развития Горловского бассейна выделяет три этапа: заложения Горловского прогиба (верхи среднего девона); развития его как составной части Кольвань-Томской складчатой зоны в периферической части последней (верхний девон-турне-визейское время) и развития в качестве звена краевого (Горловско-Зарубинского) прогиба (начиная с намюра). Если сопоставить ряд формаций Горловского бассейна, выделенный А.Л. Матвеевской, с результатами изучения типов краевых структур, возникающих на разных стадиях развития консолидированных областей и смежных с ними геосинклиналей, то становится очевидным непостоянство геотектонической позиции Горловского бассейна во времени.

Формирование структуры Горловского бассейна следует рассматривать на фоне развития смежных с ним структур - Кольвань-Томской складчатой зоны и Салаирского геоантиклинального поднятия, принадлежащего в региональном плане к Алтае-Саянской складчатой области. Северо-западная окраина Салаира на протяжении всего периода формирования герцинской Обь-Зайсанской геосинклинальной системы представляла собой положительную структуру, игравшую роль консолидированного блока, ограничивающего Кольвань-Томскую геосинклиналь.

Заложение Горловского прогиба относится к раннему девону, когда завершилось геосинклинальное развитие Алтае-Саянской области и на ее территории установился платформенный режим. По данным А.Л. Матвеевской (1969), особенностями разреза верхов среднего девона в Горловском прогибе являются появление в юго-восточном борту прогиба конгломератов обрушения, а также со-

крашение мощности эффузивно-осадочной буготакской свиты, которое происходит за счет выпадения из ее разреза нижних горизонтов. Одновременно здесь наблюдается возрастание мощности мелководных осадков следующей по возрасту филихинской свиты до 1 км при почти полном ее отсутствии на соседних структурах. Эти данные позволяют предполагать, что в период формирования верхних горизонтов буготакской свиты на северо-западной окраине Салаира произошло заложение Горловского продольного блока в период дробления каледонид.

В конце среднего и в верхнем девоне в пределах Горловского блока происходит накопление красноцветной вулканогенно-осадочной формации. В период активного прогибания Обь-Зайсанской геосинклинали и ее Кольвань-Томской ветви, соответствующий раннему карбону (турне-визейское время), в Горловском бассейне накопилась мощная (до 1,1 км) морская сероцветная терригенно-кремнисто-карбонатная толща, существенно отличающаяся по составу от разрезов Кольвань-Томской складчатой зоны и в то же время весьма сходная с отложениями Кузбасса. Эти факты позволяют говорить о сходной структурной позиции обоих бассейнов в рассматриваемый период, представляющих собой зоны перикратонного опускания. В дальнейшем преобразование структурной формы Горловского бассейна идет с некоторым отставанием по сравнению с Кузбассом, что связано с более продолжительным существованием геосинклинального режима в Кольвань-Томской геосинклинальной зоне, чем в Иртыш-Зайсанской, на месте которой уже в среднем карбоне образовалось складчатое сооружение.

Следующая (инверсионная) стадия развития Кольвань-Томской геосинклинальной зоны характеризовалась преобладанием дифференцированных движений ее отдельных участков. В южной ее части, на границе с Горловским бассейном, к концу визейского времени обособились Ордынское, Буготакское и Митрофановское поднятия, в результате чего на площади Горловского бассейна, наложенного на северо-западный край Салаира, произошло значительное сокращение водоема и началось формирование пригеосинклинального прогиба. В прогибе шло накопление морской (низы острогской свиты) и континентальной циклически построенной сероцветной терригенной (песчано-алевролито-сланцевой) угленосной моласовой формации (балахонская серия).

Воздымание поднятий на границе с Кольвань-Томской геосинклинальной зоной вызвало денудацию ранее отложившихся образований, о чем свидетельствует залегание в основании острогской свиты в северной части бассейна горизонта базальных конгломератов. Формирование терригенной острогской свиты происходило при заметно усилившемся влиянии континентальной обстановки, что подтверждается наличием в верхних горизонтах тонких прослоев углистых сланцев и углей. В дальнейшем на территории Горловского пригеосинклинального прогиба установился благоприятный

для угленакопления тектонический режим. Малоамплитудные колебательные движения высокой частоты, имевшие место на фоне общего погружения, приводили в отдельные эпохи к прекращению угленакопления, однако накопление осадочной толщи не прерывалось. Такая тектоническая обстановка существовала до конца ранней перми.

В конце ранней перми в результате саальской фазы складчатости началось интенсивное воздымание Кольвань-Томской складчатой зоны, вступившей в орогенный этап своего развития. Этот период соответствует окончательному оформлению Горловского краевого прогиба как крайней юго-западной части крупной Горловско-Красноселькупской компенсационной системы, с позднепалеозойской толщей которого связывают наибольшие перспективы угленосности Западной Сибири (Егоров, 1960).

Складкообразовательные движения в Кольвань-Томской складчатой зоне вызвали ингрессию моря на территорию Горловского прогиба, о чем свидетельствует постепенное уменьшение (усятское время) и исчезновение (кузнецкое время) угленакопления на этой площади. В дальнейшем, в период мезозойской активизации Алтае-Саянской области, на месте Горловского прогиба сформировалась межгорная впадина, в которой на отложениях палеозоя и их коре выветривания отлагалась юрская грубообломочная моласса. Наличие юрских отложений было подтверждено проведенными в последние годы геолого-геофизическими работами в юго-западной части бассейна. Площади их распространения приурочены к палеозойским зонам погружения.

Наконец, в современном структурном плане Горловский бассейн представляет собой ограниченный глубинными разломами сложный грабен-синклинорий, на крыльях которого выступают девонские и нижнекаменноугольные отложения, затем отложения балахонской серии, а в осевой части — верхнепермской кузнецкой свиты.

Формирование угленосной толщи Горловского бассейна происходило на моноклиналином склоне Салаира. Максимумы угленосности в бассейне приурочены к отложениям ишановской свиты, которой подчинено до 18 угольных пластов (16 рабочих, общей мощностью до 60 м). Как правило, угольные пласты невыдержанные на площади, их мощность уменьшается от Салаира в северном направлении. Еще более не выдержаны на площади пласты ишановской свиты в Кузбассе, угленосность которой ограничена юго-западной, южной и восточной окраинами бассейна. В кемеровской свите Горловского бассейна угленосность сокращается до 6-7 рабочих пластов, а в усятской почти совсем исчезает. Сокращение, а затем прекращение угленакопления в Горловском бассейне в послешановское время было вызвано ингрессией моря, связанной с началом орогенного этапа развития Кольвань-Томской складчатой зоны и формированием на территории бассейна краевого прогиба.

Складкообразовательные движения первой половины поздней перми в Кольвань-Томской геосинклинали, сопровождавшиеся значительным подъемом складчатого сооружения, вызвали усиленный снос грубообломочного материала (красноярские песчаники) в смежный компенсационный прогиб, что препятствовало скольку-нибудь значительному угленакоплению на территории Северного Кузбасса. По мере стабилизации тектонического режима условия угленакопления изменились в сторону более благоприятных и оптимальные условия установились в ерунаковское время.

Об условиях формирования угольных пластов в Горловско-Красноселькупском краевом прогибе в кольчугинское время судить трудно, так как в современной структуре Горловского бассейна эти отложения отсутствуют. Но их предполагаемая мощность должна была быть не менее 4000-5000 м, о чем свидетельствует высокая степень углефикации угольных пластов (марка А).

В связи с изложенным встает вопрос о первоначальных границах углеобразования в Горловском бассейне. Высокую (антрацитовую) степень метаморфизма углей бассейна В.П. Шорин и А.И. Марус (1975) объясняют совместным влиянием регионального метаморфизма и динамометаморфизма, вызванного стрессовым воздействием со стороны центральных частей Обь-Зайсанской геосинклинальной системы. Условиями же проявления регионального метаморфизма являются большая глубина погружения угленосной толщи в зоне высоких температур и достаточная продолжительность температурного воздействия. А.В. Тьжнов (1975) предполагает, что нижнепермские угленосные отложения Горловского бассейна, по аналогии с Кузбассом, были перекрыты мощной (до 6 км) толщей верхнепермских и мезозойских отложений. Однако накопление такой толщи могло происходить в пределах территории, значительно превышающей современную площадь Горловского бассейна. На основании этого делается вывод о том, что в настоящее время бассейн является остатком некогда более обширной угленосной площади. Не исключено возможное продолжение первоначальной площади Горловского бассейна на северо-западную часть Салаира. В это время Салаир не представлял сплошной возвышенности, а являлся выровненным денудацией антиклинальным поднятием, занимавшим низкое гипсометрическое положение и на большей части являвшимся областью седиментации. Относительная устойчивость Салаира, наряду с другими факторами, должна была обусловить накопление на его площади мощных угольных пластов. Подтверждением этому служат результаты проведенных в последнее время геолого-геофизических работ, позволившие установить большую угленасыщенность юго-восточного, присалаирского, крыла Горловского синклиория по сравнению с северо-западным. Тем самым границы площади углеобразования простирались восточнее современных, однако последующей денудацией угленос-

ные отложения на этой площади были уничтожены и сохранились лишь в пределах современной структуры Горловского бассейна, отделенного от Салаира глубинным разломом. Однако не исключена возможность, что при более детальном геолого-геофизическом изучении северо-западных районов Салаира могут быть выявлены погребенные впадины в нижнепалеозойском фундаменте, выполненные угленосными отложениями позднего палеозоя. Таким образом, в течение среднего и верхнего палеозоя структурная позиция Горловского бассейна не оставалась постоянной, а изменялась в соответствии с изменением структурного плана смежных структур — Кольвань-Томской геосинклинальной зоны и консолидированного Салаирского поднятия.

Развитие структурных форм Кузнецкого и Горловского бассейнов происходило по одному плану, однако основные стадии их развития сдвинуты во времени (табл. 1).

Отмеченные закономерности в развитии структурных форм Горловского и Кузнецкого бассейнов нашли свое отражение и в распределении угленосности. Максимальная угленосность в Горловском бассейне приурочена к отложениям ишановской свиты, формировавшимся на моноклинальном склоне Салаира в условиях пригеосинклинального прогиба; Кузнецкого — к отложениям кемеровской и нижней части усятской свит, образовавшихся в условиях краевого прогиба. Горловский бассейн и северная часть Кузбасса являются частью более крупного Горловско-Красноселькупского краевого прогиба, развитие отдельных звеньев которого происходило по единому плану (рис. 4).

Угленосная толща Горловского бассейна относится к сингеосинклинальному комплексу краевой зоны консолидированного Салаира. В составе же верхнепалеозойской угленосной толщи Кузбасса участвуют сингеосинклинальный и синорогенный структурно-формационные комплексы.

Минусинский бассейн расположен к востоку от Кузбасса, во внутренней зоне каледонид Алтае-Саянской области. В современном структурном плане это синеклиза, вытянутая субмеридионально между Кузнецким Алатау и Восточным Саяном. С юга она ограничена Западным Саяном, с севера — хребтом Арга и Красноярским древним выступом. Солгонским и Батеневским краями синеклиза разделена на Чулымо-Енисейскую, Сыдо-Ербинскую и Южно-Минусинскую впадины. К последней приурочены главные месторождения: Черногорское, Изыхское, Аскызское и Бейское.

Угленосные отложения Минусинского бассейна подразделяются на подсиньскую (визе), мощностью 125 м, сохельскую (визе-намюр) — 200–300 м, черногорскую (средний карбон) — 130–150 м, побережную (верхний карбон) — 70–150 м, белоярскую (верхний карбон—нижняя пермь) — 500–600 м и нарылковскую (нижняя пермь) — 400–500 м свиты (Звонарев, Анфиногенова, 1975).

Таблица 1

## Эволюция структурных форм Горловского и Кузнецкого бассейнов

| Время                       | Свиты  | Горловский бассейн и северная часть Кузбасса | Кузнецкий бассейн                                    |
|-----------------------------|--|--|--|
| Верхняя пермь               | Тайлуганская<br>Грамотеинская<br>Ленинская<br>Ускатская<br>Казанково-Маркинская<br>Кузнецкая | Краевой прогиб                               | Краевая синеклиза (юг)<br><br>Краевой прогиб (север) |
| Нижняя пермь                | Усятская<br>Кемеровская<br>Ишановская<br>Промежуточная                                       | Пригеосин-клинальный прогиб                  | Краевой прогиб                                       |
| Верхний карбон              | Алькаевская  |  |  |
| Средний карбон              | Мазуровская  |  | Пригеосин-клинальный прогиб                          |
| Визе-намюр                  | Острогская   |  |  |
| Верхний девон<br>Турне-визе | Морская терригенно-карбонатная толща   | Перикратонное опускание                      |  |

Залегающие в основании угленосной толщи конгломераты не изохронны по возрасту и приурочены к различным стратиграфическим уровням. Поднимаясь вслед за исчезновением угленосности вверх по разрезу, они являются пограничными слоями, отделяющими угленосную толщу от подстилающих безугольных отложений нижнего карбона.

В нижних горизонтах угленосной толщи заметное участие принимают аллювиальные грубообломочные осадки, которые к верхней части черногорской свиты почти совершенно исчезают, замещаясь

бассейновыми отложениями. Побережная и белоярская свиты сложены исключительно бассейновыми осадками, а в низах нарыльской снова появляются аллювиальные образования.

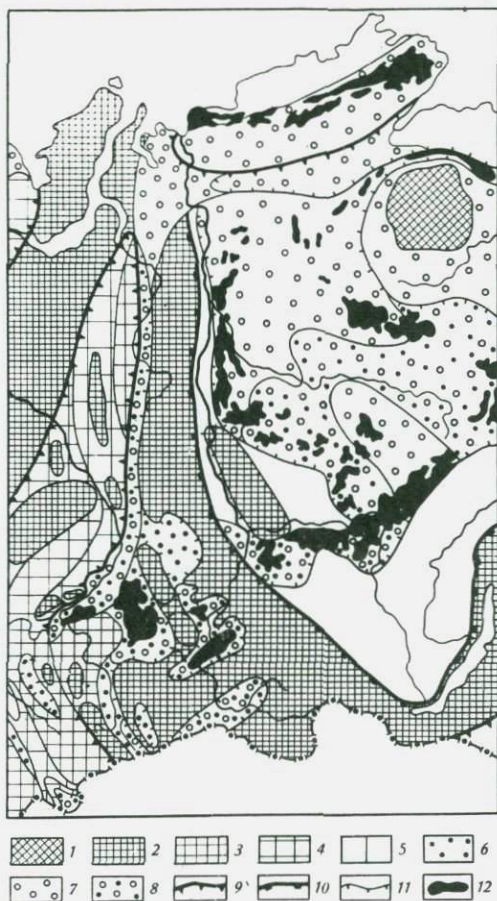


Рис. 4. Палеотектоническая схема палеозойского угленакопления Сибири.

1 - Анабарский добайкальский массив; 2 - байкалиды и ранние каледониды с тенденцией к преимущественному поднятию в позднем палеозое; 3 - поздние каледониды; 4 - ранние герциниды; 5 - поздние герциниды; 6 - области карбонового угленакопления; 7 - области пермского угленакопления; 8 - области карбонового и пермского угленакопления; 9 - границы герцинских геосинклиналей; 10 - границы добайкальской Сибирской платформы; 11 - бассейны с позднепалеозойским угленакоплением; 12 - установленная угленосность

Перечисленные свиты характеризуются различной угленасыщенностью и резкими изменениями мощностей угольных пластов при относительной устойчивости их положения в разрезе, за исключением самых нижних горизонтов. По угленасыщенности и мощности угольных пластов в разрезе угленосной толщи отчетливо выделяются три крупных макроцикла: подсиньский, сохкельско-черногорский и побережно-нарылковский. Подсиньский макроцикл, представленный отложениями одноименной свиты на Аскызском и Бейском месторождениях, характеризуется частым переслаиванием пачек углистых аргиллитов мощностью до 2,5 м и тонких (0,1–0,5 м) пластов зольного угля. К востоку и северу угленосные отложения генетически замещаются пестроцветными осадками. На Изьхском месторождении присутствует всего один пласт углистых аргиллитов, а на Черногорском месторождении они исчезают совсем.

Сохкельско-Черногорский макроцикл характеризуется частым размещением в разрезе угольных пластов и постепенным возрастанием их мощности вверх по разрезу. На разных месторождениях макроцикл начинается с различных стратиграфических уровней. Нижние его горизонты, подобно подсиньскому макроциклу, постепенно замещаются безугольными отложениями: на Черногорском месторождении исчезает угленосность в сохкельской свите, а в восточной части Бейского месторождения – в сохкельской свите и почти во всей нижнечерногорской подсвите. В разрезе установлено до 60 пластов угля, 26 из которых имеют мощность 0,5–10 м.

Побережно-нарылковский макроцикл, начинаясь почти безугольным горизонтом (побережная свита), характеризуется разрежением угольных пластов и возрастанием их мощности вверх по разрезу, хотя в центральной части Бейского и на Изьхском месторождениях отдельные пласты нижних горизонтов местами также достигают значительной мощности (4–8 м). Всего в макроцикле установлено более 65 угольных пластов, 36 из которых имеют мощность 0,5–12,45 м.

Охарактеризованные три макроцикла разреза угленосной толщи соответствуют трем основным этапам ее формирования. Каждый этап, начинаясь усилением эрозионной деятельности, сопровождался расширением области компенсированного осадконакопления, происходящего в условиях прибрежно-аккумулятивной равнины, постепенно оттесняющей область открытого водного бассейна в восточном и северном направлениях.

По мнению И.Н. Звонарева и др. (1975), генетические особенности строения угленосной толщи не подтверждают устоявшиеся представления о формировании угленосных осадков Минусинского бассейна в условиях замкнутой межгорной впадины с почти всесторонними областями питания и близкими к современному контурами области седиментации. Непрерывность осадконакопления с закономерным замещением угленосных отложений безугольными осадками от площадей наиболее раннего углеобразования Аскыз-

ского месторождения в восточном и северном направлениях свидетельствует о формировании угленосной толщи в условиях прибрежной аккумулятивной равнины с односторонней областью питания, расположенной к западу от бассейна. Угленакпление происходило в широкой прибрежной зоне обширного, постепенно отступающего к востоку и северу водоема, временами, по-видимому, соединяющегося с Обь-Зайсанской геосинклинальной системой.

Основные этапы развития Минусинского бассейна и формирования угленосной толщи по времени сопоставляются с главными этапами геологической истории Кузнецкого бассейна, формировавшегося под непосредственным влиянием Обь-Зайсанской геосинклинали. Это обусловлено положением обоих бассейнов в пределах одной и той же региональной структуры — Алтае-Саянской области каледонид, основные этапы преобразования которой в герцинский цикл сопоставляются с главными моментами истории Обь-Зайсанской геосинклинальной системы.

В раннем девоне — времени, когда заложилась Обь-Зайсанская геосинклинальная система Алтае-Саянская область на всей территории была вовлечена в дифференцированное сводово-глыбовое поднятие, сопровождавшееся резкой структурной перестройкой и возникновением большого количества новых наложенных на складчатое основание впадин. Одной из таких впадин, заложенных после длительной (на протяжении всего силура, ордовика и части кембрия) денудации фундамента — раннекаледонских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, была Минусинская. Впадина заполнялась сначала ниже-среднедевонским вулканогенно-молассовым комплексом, а затем — верхнедевонскими красноцветными осадками — продуктами разрушения созданного горного рельефа.

На протяжении турне и раннего визе в Минусинскую впадину периодически проникает море со стороны Обь-Зайсанской геосинклинали. На востоке Алтае-Саянской области одновременно периодически активизируется вулканическая деятельность, обусловившая поступление воздушным путем в Минусинский бассейн огромной массы пирокластического материала. За этот период накопилась мощная (до 2000 м) толща терригенно-карбонатно-вулканогенных пород. Одновременно происходило интенсивное выравнивание расчлененного рельефа путем денудации положительных структур и компенсационного заполнения впадин терригенными осадками. Все это привело к тому, что во второй половине визейского века (начало подсиньского времени) в мелководном бассейне на фоне пенепленезированного окружения накапливаются тонкообломочные зеленоцветные терригенные осадки с прослоями и линзами известняков.

Начавшееся в конце визе медленное поднятие территории Алтае-Саянской области, сопряженное по времени с началом инвер-

сионной стадии развития Иртыш-Зайсанской геосинклинальной зоны, способствовало обмелению водоема, разобшению его на ряд озер, часть которых впоследствии полностью зарастает и превращается в торфяные или проточные болота. Начало намюрского времени знаменуется некоторой активизацией тектонических движений, вызвавшей усиление контрастности рельефа территории, на фоне которого Минусинский бассейн испытывает погружение: в областях сноса возобновляется эрозионная деятельность, способствовавшая поступлению в водоемы терригенного материала и приостановке угленакопления. Однако уже в середине намюра погружение полностью компенсируется осадками и вновь возобновляется угленакопление. Медленное погружение не было равномерным на всей площади бассейна. Сказывалась неоднородность рельефа дна, осложненного положительными структурами, заложенными еще в раннем-среднем девоне (Батеневское и Солгонское поднятия, Каньевский купол и др.) и расчленявших единый бассейн на ряд впадин.

Максимальное угленакопление происходило в Южно-Минусинской впадине. Начавшийся здесь в намюрском веке второй (сохкельско-черногорский) этап угленакопления максимальное развитие получает в конце черногорского времени (вторая половина среднего карбона). Возобновление интенсивного терригенного осадконакопления во второй половине среднего карбона (побережное время), связанное с новой активизацией дифференцированных тектонических движений, совпадающей по времени с замыканием Иртыш-Зайсанской геосинклинальной зоны и началом ее орогенного развития, снова приводит к прекращению угленакопления в Минусинском бассейне.

Третий (побережно-нарылковский) этап угленакопления, начавшийся в позднем карбоне, непрерывно продолжался до конца нижней перми. Изменения в характере тектонических движений сказывались в этот период в увеличении или уменьшении роли крупнообломочного терригенного материала, а также в сгущении или разрежении в разрезе угольных пластов, уменьшении или увеличении их мощности. Дифференцированные тектонические движения в верхнем карбоне приводят к разобщению единого бассейна на ряд мелких озер. Во второй половине верхнего карбона, вследствие усиления роли положительных движений, процессы заболачивания становятся более длительными. Особенно возрастает роль положительных движений на территории всей Алтае-Саянской области в начале перми. В связи с этим наряду с продолжающимися существовать озерными водоемами появляются реки с присущим им набором аллювиальных фаций. Начиная с середины нижней перми геотектонический режим региона несколько стабилизировался, и возникающие периоды регионального заболачивания были более длительными.

Таким образом, и в Минусинском бассейне, так же как и в Кузнецком, история формирования угленосной толщи разделяется на этапы, по времени соответствующие основным этапам преобразований в расположенной на западе Обь-Зайсанской геосинклинальной системе. В соответствии с этим в разрезе угленосной толщи выделяются два крупных структурно-формационных комплекса: сингеосинклинальный (подсиньская, сохкельская и черногорская свиты) и синорогенный (побережная, белогорская и нарылковская свиты).

Таймырская герцинская система. В ряду складчатых систем Урало-Монгольского пояса Таймыр занимает особое положение. Региональную структуру Таймыра различные авторы относят к области то герцинской, то мезозойской складчатости. Это связано с тем, что многие вопросы геологического строения Таймыра и его взаимосвязи с окружающими структурными элементами еще недостаточно расшифрованы.

Выделение историко-геологических подразделений, отвечающих соответствующим этапам развития территории Таймыра, в общем согласуется у большинства исследователей, однако отнесение осадочных формаций палеозоя к геосинклинальным комплексам не является общепризнанным и вызывает справедливые возражения.

Современная складчатая структура Таймыра в пространстве не остается постоянной. Данные сейсморазведочных работ в низовьях Енисея, в бассейне р. Танама и в Енисейской губе показывают, что складчатость палеозойских толщ при движении от гор Бырранга на запад и юго-запад быстро выполаживается, и они приобретают вид платформенного слабо дислоцированного покрова. Этот покров на юге непосредственно сочленяется с кембрийско-девонскими отложениями, вскрытыми бурением на нескольких разведочных площадях в Малахетском и смежных с ним районах. На западе, судя по геофизическим данным, пологоскладчатые структуры Таймыра переходят в поле развития почти горизонтально залегающих палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты, в составе которых известны верхнепалеозойские отложения (Ярудейская площадь). Эти данные свидетельствуют о том, что в палеозое вся северная половина Западной Сибири, исключая Приуралье и Пур-Тазовское междуречье, являлась областью формирования платформенного чехла на докембрийском (байкальском) фундаменте (Куликов, 1971).

Стратиграфический разрез отложений кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона (турне-визе) на Таймыре представлен маломощными глинистыми и карбонатными толщами негеосинклинального характера, сходными в общем с одновозрастными образованиями Сибирской платформы (Муратов, 1972). Все это позволяет считать, что докембрийский фундамент севера Западной Сибири и байкалиды, протягивающиеся вдоль Енисея от Енисейского кряжа в район Туруханска и Игарки, находят свое продол-

жение в структурах Северного Таймыра и прилегающих островов Северной Земли, а залегающие выше ниже-среднепалеозойские отложения являются продолжением осадочного чехла Сибирской платформы, сформировавшегося в широкой зоне перикратонного опускания.

По Ю.Е. Погребницкому и В.В. Захарову (1964), платформенные условия образования осадков существовали на Таймыре в течение нижнего, среднего, а отчасти и верхнего палеозоя. До конца нижнего карбона изменения в условиях осадконакопления полностью совпадали во времени с тектоно-палеогеографическими преобразованиями на Сибирской платформе.

Ю.М. Пушаровский (1961) Южный Таймыр назвал зоной затухания огромной Верхояно-Чукотской геосинклинали, история их развития весьма сходна. Этот вывод он обосновывает тем, что мощный терригенный комплекс верхнего палеозоя на Южном Таймыре, как и в Верхоянье, резко сменяет преимущественно карбонатные серии ниже-среднепалеозойского возраста и ложится на них, по крайней мере в восточной части, с таким же перерывом во времени. Формационно терригенные комплексы Таймыра близки к верхоянскому комплексу.

Поскольку Южно-Таймырский верхнепалеозойский прогиб является крайним замыканием Верхоянской геосинклинали в теле консолидированной области, то геосинклинальные тенденции развития в нем были подавлены. Даже в пределах самого Таймыра наблюдается продольная фациальная и структурная зональность. По Ю.М. Пушаровскому (1961), на Восточном Таймыре нижняя часть верхнего палеозоя сложена морскими аргиллитовыми и песчано-алевролитовыми толщами. Над ними залегают угленосная толща с углями, встречающимися обычно в виде линзовидных прослоев. Выше снова залегают морские терригенные отложения, принадлежавшие нижней половине верхней перми, которые сменяются второй угленосной толщей, относимой к татарскому ярусу; она также содержит лишь маломощные угольные пласты.

В западном направлении наблюдаются значительные фациальные изменения верхнепалеозойской толщи и происходит замещение морских осадков, распространенных на востоке, континентальными или прибрежными на западе Таймырского полуострова. В этом направлении уменьшается также и общая мощность верхнепалеозойской толщи.

Отмеченные общие черты развития и строения Южно-Таймырского верхнепалеозойского прогиба сближают его с авлакогенами типа Донбасса (пригеосинклинальная часть).

М.В. Муратов (1967) приходит к выводу о том, что южная часть Таймыра, где проявилась позднепалеозойская складчатость, представляет собой зону эпиплатформенного орогенеза (позднекаменноугольный - пермский авлакоген). На составленной М.В. Муратовым (1967) "Тектонической карте СССР" Донбасс и Южный

Таймыр изображены как однотипные структуры ("складчатые системы Донецкого бассейна и Южного Таймыра"). Такого же мнения придерживается и Н.И. Погребнов (1972). По его мнению, угленосная формация Таймырского бассейна формировалась в подвижной (рифтовой) зоне Сибирской платформы в карбон-пермское время. Структурное положение Таймырского бассейна, история его развития, характер складчатости и взаимоотношения с окружающими структурами во многом напоминают Донецкий бассейн.

Авлакогенная природа Южно-Таймырского верхнепалеозойского прогиба подтверждается большим фактическим материалом. Южная зона Южно-Таймырского прогиба в центральной и восточной частях отделена долгоживущим глубинным разломом от Средне-Таймырского антиклинория. К южному крылу антиклинория приурочен глубинный шов Ая-Тари, амплитуда которого оценивается в 12-15 км. По этому шву отложения ордовика-нижнего карбона Средне-Таймырского антиклинория надвинуты на все более молодые образования Южной зоны. Так как в стратиграфии девонских отложений Средне-Таймырского антиклинория и Южной зон не намечается существенных отличий, можно считать, что шов Ая-Тари заложился в раннекарбонную эпоху (Степанов, Былинский, 1968). От Предтаймырской зоны Южно-Таймырский верхнепалеозойский прогиб отделен Прончишевским тектоническим швом. В пределах Западного и Центрального Таймыра этот шов устанавливается под четвертичными осадками по геофизическим данным. Только на Восточном Таймыре он обнажается между р. Подкаменной и бухтой Марии Прончишевой на протяжении около 150 км. Шов представляет собой зону разломов шириной 5-10 км. Амплитуда отдельных из них оценивается в 2-7 км, а суммарная амплитуда - в 9-11 км. Прончишевский шов прослеживается также и как резкая фашиальная граница в отложениях карбона-перми. Расстояние между выходами разновозрастных, но фашиально отличных отложений нижней перми на некоторых участках вкрест простирания шва не превышает 8-10 км, что при значительной разнице мощностей характеризует резкую границу в условиях осадконакопления. Шов заложился в карбонное время в виде резкой флексуры, а начиная с триаса он служил границей между областью складкообразования в Южно-Таймырском верхнепалеозойском прогибе и областью осадконакопления в Предтаймырской зоне.

Таким образом, начиная с карбона, Южно-Таймырский прогиб представлял собой самостоятельную структурную единицу типа авлакогена, находившуюся в процессе развития под влиянием Верхоянской геосинклинали и характеризующуюся непрерывным разрезом осадочных и вулканогенных пород, имеющих здесь максимальную для Таймыра мощность. В нижнекарбонное время происходило общее погружение территории Южно-Таймырского прогиба, развившееся в широком развитии глинистых осадков. Однако по-

гружение носило дифференцированный характер. Наиболее интенсивно погружение проявилось в Южной зоне. Нижний карбон здесь согласно перекрывает девон и представлен глинистыми сланцами и глинистыми известняками. Мощность нижнего карбона 1800–2250 м в западном и центральном районах, а в восточном направлении она резко увеличивается, и мощность только верхней части нижнего карбона здесь превышает 1000 м.

В конце нижнего карбона территория Таймыра, как и окружающих регионов, испытала поднятие, превратившее Средне-Таймырский антиклинорий в область размыва, а в прогибах проявившееся в виде локальных размывов и в появлении мелководных фаций. Тем самым закончилась первая стадия в развитии Южно-Таймырского прогиба, соответствующая стадии начального погружения Верхоянской геосинклинали.

Средний карбон знаменует собой начало следующей стадии формирования палеозойской толщи Таймыра, когда преобладающее погружение Южно-Таймырского прогиба происходило на фоне дифференцированного воздымания областей сноса, располагавшихся на Северном Таймыре и на окраине Сибирской платформы (краевые поднятия). По времени стадия охватывает средний–верхний карбон и сакмарский ярус нижней перми.

В этот период в различных зонах осадконакопления существенно различалось по интенсивности и цикличности, что привело к резкой дифференциации фаций и мощности осадков отдельных зон. В каждой из зон толща осадков представляет собой четкий трансгрессивно–регрессивный макроцикл терригенных пород с резким преобладанием осадков трансгрессивной серии.

Третья стадия верхнепалеозойского этапа развития Таймыра начинается в артинском веке нижней перми и заканчивается в первой половине татарского века. Стадия характеризуется широким угленакоплением.

Отложения артинского яруса представлены быррангским горизонтом. В северной зоне (Западный угленосный район) к быррангскому горизонту относятся верхняя часть звенской свиты и нижняя часть ефремовской. Начинается разрез с алевролитов и глинистых сланцев, выше появляются песчаники и маломощные прослои угля. Угленосность приурочена исключительно к западной части зоны, к верхней части разреза. Здесь в ефремовской свите установлены 3 пласта угля суммарной мощностью 2,5–3 м (Ефремовское и Матвеевское месторождения). Угли тощие и антрациты.

Отложения быррангского горизонта (артинский ярус) Южной зоны залегают согласно на породах турузовского горизонта (верхний карбон – сакмарский ярус). На Центральном Таймыре к нему относится толща песчаников и алевролитов. В западной части Центрального Таймыра мощность толщи около 1200 м, в восточном направлении она увеличивается до 1500–1600 м. В восточной части Центрального Таймыра нижняя и средняя части бырранг-

ского горизонта сложены мощными пачками алевролитов и аргиллитов, разделенными пачкой переслаивающихся алевролитов и песчаников. В верхней части преобладают песчаники. На Восточном Таймыре быррангский горизонт имеет аналогичный разрез, но мощность его составляет 2500–2700 м. Признаков угленосности в быррангском горизонте Центрального и Восточного Таймыра южной зоны не установлено. В Предтаймырской зоне быррангский горизонт четко разделяется на две части. Нижняя часть представлена пачкой алевролитов мощностью 400–600 м. Постепенно через чередование алевролитов и песчаников алевролитовая пачка переходит в пачку песчаников верхней части разреза мощностью 700–900 м.

К кунгурскому ярусу нижней перми на Таймыре относится регионально угленосный соколинский горизонт. В северной зоне (Западный угленосный район) к соколиному горизонту принадлежит убойнинская свита и, возможно, верхняя часть ефремовской. Представлена толша конгломератами, песчаниками и алевролитами, содержащими мощные пласты углей (тощие и полуантрациты). Мощность 800–900 м. Убойнинская свита в Западном угленосном районе – основной углесодержащий горизонт. В Приенисейской части в ней содержится около 28 пластов угля суммарной мощностью более 45 м. Пласты угля сложные, с многочисленными (10–15) прослоями глинистых сланцев мощностью от нескольких миллиметров до 10–15 см. Реже пласты имеют простое строение. Наиболее мощные пласты (1–3 м) приурочены к верхней части разреза свиты, где один из пластов достигает мощности 6–7 м (Слободское и Матвеевское месторождения). В восточном направлении угленосность резко падает, и в 160 км от Приенисейской части Западного района, в бассейне р. Пясины, убойнинская свита содержит лишь несколько (до 3) незначительных по мощности пластов угля. Коэффициент угленосности с запада на восток уменьшается с 3,25% до 0,6%.

В южной зоне к соколиному горизонту относится соколинская свита – частое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих редкие пласты углей. Мощность 500–600 м. Соколинская свита в западной части зоны содержит многочисленные пропластки угля и лишь 1–2 угольных пласта, едва достигающих рабочей мощности. На Восточном Таймыре, в районе мыса Цветкова, в угленосной толще соколинского горизонта известно около десяти угольных пластов и пропластков. Лишь один пласт в нижней части толщи достигает местами мощности до 3 м, второй – 0,4 м.

Казанский ярус верхней перми представлен байкурским горизонтом. В северной зоне ему соответствует крестьянская свита, сложенная чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих пласты углей. Роль песчаников возрастает вверх по разрезу. Мощность свиты 500 м. Угленосность свиты

ухудшается вверх по разрезу. Если в нижней части пласты угля достигают мощности 0,6 м, то в верхней части содержатся лишь редкие пропластки угля. Пласты угля сложные, с многочисленными прослойками (2–3 см) углистых аргиллитов. В южной зоне бай-курский горизонт (свита) представлен мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами открытого моря, не содержащими угля. Мощность 800–900 м.

Нижняя часть татарского яруса представлена черноморским горизонтом, регионально угленосным. В северной зоне горизонту соответствует макаревичско-бражниковская свита, сложенная чередующимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля. Мощность 250–350 м. На побережье Енисейского залива свита угленосна только в нижней части и содержит только один пласт мощностью около 3 м и несколько тонких угольных пропластков. В восточном направлении угленосность повышается, появляется целый ряд угольных пластов с рабочей мощностью, а один из них – 2,2 м. В районе р. Озерной несколько угольных пластов мощностью от 1 до 2,5 м имеют суммарную мощность 5,3 м. На р. Угольной свита наиболее угленосна. Здесь она включает 26 угольных пластов с суммарной мощностью около 40 м. В южной зоне в черноморском горизонте (свите) тонкообломочные разности терригенных пород играют значительно большую роль, конгломераты в разрезе отсутствуют, угленосность высокая (7%). Мощность 350–600 м. Здесь черноморская свита включает до 16 угольных пластов. В районе г. Угленосной 11 пластов мощностью 0,53–3,81 м дают суммарную мощность 38 м. Угольные пласты преимущественно простого строения и лишь в верхней части свиты они содержат тонкие (до 5 см) прослои углистых аргиллитов.

В первой половине татарского века заканчивается формирование палеозойской угленосной толщи Таймыра.

Изложенная история геологического развития Таймыра и особенности осадконакопления в позднем палеозое не позволяет считать Южно-Таймырский верхнепалеозойский прогиб структурой геосинклинального ряда, а подтверждает точку зрения авторов, относящих его к структурам авлакогенного типа. С одной стороны, Южно-Таймырский прогиб находился под влиянием расположенной к востоку от него геосинклинали, процессы в которой регулировали изменение структурного плана Таймыра и осадконакопление. С другой стороны, жесткое основание и платформенное ограничение прогиба сдерживали в нем геосинклинальные тенденции развития, характеризующиеся высококонтрастными дифференцированными движениями отдельных блоков и интенсивным магматизмом.

Основные этапы развития прогиба и формирования осадочной толщи сопоставимы с одной стороны с этапами развития Верхоянской геосинклинали, а с другой – Сибирской платформы и прилегающих районов Западно-Сибирской плиты. Начало интенсивного угленакпления в прогибе было связано с активным орогенным раз-

витием прилегающих с запада структур Урала, началом орогенного развития замкнувшейся северной ветви Кольвань-Томской геосинклинали, а также региональным поднятием окружающих платформенных структур (байкалиды севера Западной Сибири и Приенисейской полосы, территория Сибирской платформы).

Влияние геотектонических режимов перечисленных структур на развитие Таймыра сказалось в том, что смена морского карбонатного терригенного осадконакопления в прогибе терригенным прибрежно-морским, а затем континентальным постепенно продвигалась с западных окраин Таймыра к восточным. В этом же направлении постепенно расширялись площади угленакопления с одновременным уменьшением стратиграфического диапазона угленосных горизонтов. На Западном и Центральном Таймыре первые углепроявления появляются в турузовском горизонте верхнего карбона-сакмарского яруса нижней перми и далее вверх по разрезу угленосность постепенно возрастает.

На Восточном Таймыре угленосность разреза впервые фиксируется в соколинском горизонте кунгурского яруса нижней перми, а максимально угленасыщенными являются низы татарского яруса верхней перми.

Продвижение тенденции орогенного развития территории Таймыра и окружающих областей с запада на восток одновременно сопровождалось уменьшением влияния Верхоянской геосинклинали. В конце татарского яруса верхней перми уже вся территория Таймыра вместе с прилегающими районами Западной Сибири и Сибирской платформы переходит в активное орогенное развитие. Постепенное вовлечение Таймыра в орогенное развитие обусловило трансгрессивно-регрессивный характер строения терригенной толщи верхнепалеозойского прогиба. Угленосные горизонты приурочены к регрессивным (преобладающим) частям толщи.

Монголо-Охотская герцинская система. На территории СССР располагается только часть Монголо-Охотской системы, в пределах которой известен ряд Южно-Приморских углепроявлений в отложениях пермского возраста.

Пермские угленосные отложения Южного Приморья распространены в пределах моноклинальных склонов древних выступов на окраине герцинских структур. В районе г. Владивостока и севернее его в осадках нижней перми установлены пласты каменных углей, мощность которых обычно не достигает рабочей, и только один пласт (вблизи г. Владивостока) достигает мощности 0,5 м. В верхнепермских отложениях угленосность резко снижается и в них установлены только углистые сланцы с тонкими прослоями угля. При этом мощность верхнепермской угленосной толщи составляет всего 12 м.

Угленосные отложения краевых зон консолидированных массивов накапливались в Южном Приморье в период начальной стадии

развития герцинской геосинклинали, закончившейся в поздней перми в результате проявления сихотэ-алиньской фазы тектогенеза.

Южно-Приморская зона в предпермское время и в ранней перми была неоднородна по структурному плану. В это время здесь существовало два выступа древних пород (Сучано-Судзухинский и Ханкайский), между которыми накапливалась мощная толща наземных вулканогенных пород, в сторону массивов сменяющаяся туффитами, пластами аргиллитов и линзами углисто-глинистых сланцев (дунайская свита).

К концу нижней перми вулканизм стихает и формируются прибрежно-морские терригенные осадки. На п-ове Муравьево-Амурском и на о. Русском эта часть разреза представлена толщей ритмично переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углистых аргиллитов и угля (нижне-незреловская свита).

В поздней перми площади морского осадконакопления значительно расширились, распространившись на окраинные части Буринского и Ханкайского массивов. В бассейне р. Сучана Южного Приморья верхнепермские отложения залегают трансгрессивно на все более древних породах. На окраине Ханкайского массива и вблизи Сино-Корейской суши в условиях обширного прибрежного мелководья формировались осадки паралического типа с прослоями углистых сланцев. В дальнейшем связь с открытым морем усилилась, и морские отложения перекрыли осадки заболоченных равнин.

### Средиземноморский пояс

На территории СССР Средиземноморский пояс представлен Скифско-Бухарской герцинской системой и частично продолжающей ее системой герцинид Северного Памира. Угленосные палеозойские отложения установлены лишь в первой системе.

Скифско-Бухарская герцинская система. Складчатые структуры системы выходят на поверхность в Добрудже, на Северном Кавказе и в отрогах Гиссарского хребта. Бурением они изучены в Равнинном Крыму и на Северном Кавказе, где установлена промышленная угленосность каменноугольных отложений.

Северо-Кавказский бассейн в структурном отношении приурочен к наложенному прогибу. В разрезе бассейна принимают участие нижне-, средне- и верхнепалеозойские образования. По данным Н.И. Погребнова (1961), верхнепалеозойские отложения в общем виде подразделяются на три комплекса. Нижний (среднекаменноугольный) угленосный вулканогенно-терригенный, с резким несогласием залегающий на сильно дислоцированных среднепалеозойских образованиях. Средний комплекс, включающий отложения самых верхов среднего карбона, верхний карбон и нижнюю пермь и несогласно перекрывающий все более древние породы. Верхний (верхнепермско-триасовый), преимущественно красноцветный комп-

лекс, отделен от двух нижних угловым несогласием и сложен эпиконтинентальными конгломерато-песчанико-алевролитовыми и карбонатными отложениями.

Перечисленные комплексы отложений соответствуют трем главным стадиям формирования Северо-Кавказского бассейна. Работами А.П. Резникова (1958), А.А. Белова (1960), Н.И. Погребнова (1961) установлено, что прогиб заложился в среднем карбоне.

Межгорный прогиб Передового хребта как бы "вложился" в герцинский синклиорий и в дальнейшем унаследовал многие особенности его структуры. Ограничивающие с севера и юга поднятия представляли собой горст-антиклинории, с которых поступали значительные массы обломочного материала. Процесс формирования межгорного прогиба происходил неодновременно в разных его частях и растянулся на весь средний и частично поздний карбон. Первая стадия развития прогиба охватывала башкирский и первую половину московского веков среднего карбона. За это время в прогибе накопилась мощная толща грубообломочных угленосных пород молассового типа. Этот комплекс мощностью 600-700 м сложен часто переслаивающимися конгломератами, гравелитами и песчаниками с алевролитами и аргиллитами, содержащими мало-мощные прослойки каменного угля. Угольные пласты обычно тонкие (0,1-0,7 м), реже имеют мощность 1,5-5 м. Общее количество пластов достигает 10-18 м. В разрезе они образуют чаще неустойчивые линзовидные залежи.

Прогиб на первой стадии развития в среднем карбоне имел асимметричное строение, выразившееся в том, что на юге в его составе преобладают грубозернистые породы аллювиально-пролювиального генезиса, в то время как на севере обломочный материал более мелкозернистый, повышается роль глинистых пород озерно-болотных фаций, а также вулканогенных и кремнистых пород. Одновременно к северу наблюдается сокращение мощности среднекаменноугольных отложений.

По данным Н.И. Погребнова (1961), основным фактором, определяющим осадконакопление в карбоне, являлось колебание гипсометрических уровней областей сноса и бассейна осадконакопления. Взаимодействие их отражено в строении угленосной толщи, имеющей в региональном плане четкий циклический характер. Началу каждого цикла, соответствующего свите, отвечает период спокойной обстановки и относительно небольшой разницы гипсометрических областей сноса и седиментационного бассейна. В этот период накапливались тонкозернистые глинистые осадки, чередующиеся с образованиями болот. В последующее время активизация тектонических движений обусловила грубозернистый характер пород озерно-дельтового типа в средней части свит. Процесс заканчивался вулканизмом и формированием вулканогенно-осадочной или вулканогенной верхней части свит.

Формирование среднекаменноугольного угленосного комплекса соответствует периоду частной инверсии (инверсионной стадии) в развитии Скифско-Бухарской геосинклинальной системы. В связи с этим по времени формирования он является сингеосинклинальным.

Вторая половина московского века явилась началом второй стадии развития Северо-Кавказского бассейна, продолжающейся вплоть до ранней перми. Эта стадия знаменательна тем, что вся территория Скифско-Бухарской геосинклинальной системы вступила в орогенное развитие. Это обусловило накопление мощных валуно-галечных отложений, несогласно перекрывших не только отложения среднекарбового комплекса, но и все более древние породы в ряде мест на соседних горст-антиклинариях. В западной части бассейна тектонические движения носили дифференцированный характер, в результате чего обособились Кынырчадский и Тебердинский прогибы разделявшее их Срединное поднятие, периодически превращавшееся во внутренний источник сноса обломочного материала. Начавшие вырисовываться еще в первую стадию поперечные впадины оформляются окончательно во вторую стадию, осложнив внутреннюю структуру продольных поднятий и прогибов, особенно Тебердинского. На востоке Тебердинский и Кынырчадский прогибы соединялись в единую плоскую впадину с многочисленными озерами и блуждающими реками. Обломочный материал в бассейн, в отличие от первой стадии, поступал со всех обрамляющих поднятий, в связи с чем наиболее тонкозернистые осадки накапливались в центральной части (Белов, 1960, Погребнов, 1961).

В позднем карбоне наступает аридизация климата, повлекшая за собой накопление преимущественно красноцветных осадков. В ранней перми значительную роль в формировании комплекса начинают играть вулканические процессы, приуроченные к северному Тебердинскому прогибу вдоль ограничивающих его разломов.

Отложения мощностью 2600-5800 м, сформировавшиеся во вторую стадию, образуют нижний орогенный комплекс Северо-Кавказского бассейна.

В начале поздней перми начинается следующая и последняя стадия формирования Северо-Кавказского бассейна, которая продолжалась до середины триаса, характеризовалась постепенным выравниванием рельефа и относительно спокойными условиями осадконакопления. Верхнепермско-нижнетриасовый комплекс мощностью 3000-3900 м несогласно залегает на предыдущем и отделен поверхностью размыва.

Максимальное погружение в третью стадию испытали Бамбакско-Кынырчадский и Лабино-Тебердинский прогибы.

Таким образом, формирование угленосных отложений Северо-Кавказского бассейна происходило в геосинклинальный (инверсионная стадия) и орогенный этапы развития Скифско-Бухарской герцинской системы в пределах геоантиклинали Передового хребта,

образовавшегося в результате частной инверсии в судетскую фазу тектогенеза и занимающего постоянно приподнятое положение в последующее время. Сложная геотектоническая обстановка во время формирования угленосной толщи обусловила неустойчивый характер размещения фаший в пространстве и во времени; наблюдается последовательная смена с севера на юг фаший озерного комплекса фашиями озерно-болотного и аллювиально-дельтового типа, а также повсеместное переслаивание образований осадочного и эффузивного комплексов (Погребнов, 1961).

Угленакопление происходило в обстановке значительной подвижности и имело неустойчивый характер, в результате чего образовались неустойчивые и относительно устойчивые угольные пласты с более простым строением в среднем карбоне и сложным — в верхнем. Районы максимального угленакопления с течением времени мигрировали от центральной части бассейна к востоку и западу. Угольные пласты в большинстве случаев нерабочие и лишь единичные имеют рабочую мощность. На Малолабинском месторождении из 10 пластов 4 рабочих. Мощность их 0,7–0,9 м. На Большелабинском месторождении из 105 пластов только 4 рабочих. Мощность их 0,4–1,8 м. Из 20 пластов мощностью 0,2–0,9 м Толстобугоровского месторождения 6 рабочих. На Кяфаро-Богословском месторождении из 12 пластов мощностью 0,4–0,7 м 6 рабочих. Угли гумусовые, средне- и высокозольные, марок Г, Ж, К, ОС и Т.

Угленосная толща подвергалась складкообразованию в пфальцкую и лабинскую фазы герцинского тектогенеза и во все стадии альпийского (Погребнов, 1961). Кроме того, угленосная толща подверглась длительной эрозии в предлейасовое и позднеальпийское время, в результате чего от единого бассейна остались в современном структурном плане небольшие его части.

### Восточно-Европейская платформа

В палеозойских отложениях Восточно-Европейской платформы угленосность установлена в девоне, карбоне и перми.

Девонские отложения содержат лишь непромышленные угольные проявления. На Тимане известны наиболее древние (живетские) угли. Это тонкие прослои (0,03–0,1 м) темно-серых листоватых углей, залегающих среди глин в однообразной толще кварцевых песчаников и конгломератов среднего девона, содержащей покровы диабазов и прослои туфогенных пород и имеющей мощность 200–400 м (Котлуков, 1975).

В отложениях франского яруса, трансгрессивно лежащих на среднем девоне, маломощные линзы угля и углистого аргиллита (0,5–0,65 см) установлены среди песчаников. В фаменских аргиллитах, чередующихся с пестроцветными алевролитами, конгло-

мератами и известняками, и залегающих среди них мощных (до 30 м) горизонтах кварцевого песчаника установлено от 11 до 22-прослоев углистых пород и угля мощностью от 0,05 до 0,55 м (Волонгское месторождение).

В верхнедевонской толще, имеющей мощность около 1000 м и преимущественно грубообломочный состав, содержатся прослои туфогенных пород и покровы базальтов. Верхняя ее граница представляет собой стратиграфическое несогласие. Судя по грубообломочному составу угленосной толши, большой ее мощности, наличию эффузивов, приуроченных пространственно к тектоническим разрывам значительной амплитуды, угленосность девона на Тимане связана с доплитным комплексом, образовавшимся в грабенообразных прогибах возвышенной и значительно активизированной эпибайкальской зоны платформы.

Углепроявления во франских и фаменских отложениях известны и в других районах Восточно-Европейской платформы. Бурением они установлены во франских отложениях на глубине 1350 м вблизи г. Казани (Блудоров, Троепольский, 1953). Здесь среди темно-серых аргиллитов, чередующихся с известняками и мергелями, установлены прослои углистых сланцев и два тонких (0,1 и 0,6 м) сближенных пласта дюреновых и клареновых углей. Угленосные отложения выполняют пологую мульду между Токмовским и Татарским сводами.

Аналогичной природы углепроявления известны также в Московской синеклизе, на ее южной окраине (Котлуков, 1975). Здесь, на значительной площади, от Кораблина и Скопина на юге до Нелидова и Андреаполя на севере во многих пунктах вскрыты иловатые черные глины (0,2–5 м), содержащие прослои угля и углистых глин (0,1–0,4 м). Угленосные отложения залегают среди доломитов и известняков, имеющих фаменский и переходный к карбону возраст. Южнее, в пределах Воронежской антеклизы, среди сходных по возрасту карбонатных пород вскрыта песчано-глинистая толща мощностью 20 м, представленная в основании углистыми сланцами (0,75–0,95 м).

Охарактеризованные угленосные отложения, в отличие от тиманских, связаны с плитным комплексом платформенного чехла.

Карбоновые угленосные отложения известны в Московской синеклизе, на территории Волго-Уральской антеклизы и в краевых погруженных зонах платформы, граничащих с палеозойскими складчатыми системами (Днепровско-Донецкий авлакоген, Приуральская краевая зона).

Московская синеклиза. Угленосность в Московской синеклизе связана с нижнекаменноугольными отложениями. Породы, содержащие угли, в структурном отношении приурочены к юго-западной окраине Московской синеклизы. По данным В.Р. Клера и В.В. Скороход (1975), площадь распространения угленосных отложений

образует дугообразную полосу шириной до 40–60 км на севере и 150–175 км на юге. Первые углепроявления отмечаются здесь в малевском угленосном горизонте турнейского яруса. Тонкие (до 0,1 м) прослой гумусового угля приурочены к линзам глинистых осадков, залегающих среди известняков. Поверхность известняков повсеместно несет следы древнего размыва.

Угли мощностью 0,1–0,3 м в вышележащем черепетском горизонте залегают среди черных глин, чередующихся с мелкозернистыми песчаниками, слагающими нижнюю (терригенную) часть горизонта (агеевские слои).

Визейская угленосная толща залегает на размытой поверхности пород, имеющих возраст от докембрия и девона до черепетского горизонта верхнего турне. Толща расчленяется на бобриковский, тульский, алексинский, михайловский и венецкий горизонты, отделенные друг от друга внутриформационными размывами. Основная промышленная угленосность связана с отложениями бобриковского горизонта; тульский горизонт содержит неустойчивые угольные пласты, имеющие рабочую мощность (более 1,3 м) на локальных участках. С остальными горизонтами связаны угольные пласты непромышленного значения. Мощность визейских угленосных отложений изменяется от 70 м в северной части западного крыла синеклизы до 300 м в центральной и восточной частях южного крыла. Верхняя граница визейской угленосной толщи в западной части южного крыла синеклизы (Дорогобужский район) отвечает началу тульского времени, а по направлению к северу (Боровичи) становится более молодой, алексинской и, таким образом, по возрасту является скользящей.

По данным В.Р. Клера и В.В. Скороход (1975), угленосные отложения бобриковского горизонта представлены переслаивающимися песчаниками и глинами, содержат залежи и линзы бурых углей. Число углисто-глинистых залежей в разных районах различно — от 1 до 5. Общее количество пластов в горизонте 14, однако большинство из них имеет спорадическое распространение. Максимальное количество пластов отмечено в западной и восточной частях южного крыла синеклизы (11–14). В центральной части количество пластов сокращается до 9–10, а на западном крыле до 3–4. Максимальные мощности пластов угля (12 м) в бобриковском горизонте приурочены к западной части южного крыла синеклизы. Средние рабочие мощности основных промышленных пластов I, II, III, IV колеблются от 1,4 до 2,8 м. Наиболее устойчивую мощность (2,3 м) имеет пласт II на южном крыле синеклизы. На остальной площади мощность этого пласта изменяется от 1,4 до 1,85 м.

Тульский горизонт залегает с размывом или на бобриковском, или на турнейских и фаменских известняках и распространен повсеместно в угленосной зоне синеклизы. На южном крыле горизонт четко делится на две части. Представлен он в нижней части

песчаниками с прослоями глин, содержащими маломощные прослой бурого угля, в верхней — в основном глинами и известняками с прослоями песчаника и угля. На западном крыле известняки замещаются бокситоносными континентальными осадками. В горизонте установлено от 2 до 10 пластов, однако лишь 1–2 из них достигают рабочей мощности (более 1,3 м). Максимальная мощность угольных пластов достигает 11 м. Уголь залегает в форме линзообразных, быстро выклинивающихся залежей, имеющих изометрическую форму и извилистые контуры.

Из 20–25 угольных пластов, установленных в визейской угленосной толще, промышленное значение имеют четыре пласта (I, II, III, IV) бобринского горизонта и один–два пласта тульского горизонта. Рабочие пласты характеризуются обычно сложным строением и включают от 1–5 до 8–12 прослоев. Основную массу углей представляют гумусовые бурые угли. В виде прослоев (0,05–1,0 м), изредка линз, среди гумусовых углей присутствуют сапропелиты.

Визейская угленосная толща, имеющая четкие границы, представляет собой нижнюю часть трансгрессивного визейско–наюрского комплекса, начинающегося преимущественно терригенными и завершающегося карбонатными породами, верхняя часть которых на границе с московским ярусом среднего карбона, несет следы интенсивного размыва.

Воронежская антеклиз. На юго–западном склоне Воронежской антеклизы располагается Белгород–Обоянский район распространения карбонатов угленосных отложений, залегающих на докембрийских породах фундамента. По данным В.Р. Клера (1975), контакт угленосных отложений с протерозойским фундаментом представляет собой сложную по рельефу эрозионную поверхность, сформировавшуюся в течение всего раннего палеозоя. На контакте развита мощная кора выветривания, с которой связаны железные руды, бокситы, каолиниты. Угленосные отложения мощностью от 5 до 160 м представлены визейским ярусом, расчленение которого сходно с разрезом Московской синеклизы. Здесь выделяются отложения бобринского горизонта, тульского, промышленно угленосного, алексинского и михайловского слабоугленосных горизонтов и неугленосного (карбонатного) веневского.

Бобринский горизонт представляет собой глинисто–песчаную толщу мощностью до 35 м, содержащую рабочие пласты гумусового угля (до 2,5 м). В местах наиболее полного разреза горизонта (мощность более 25 м) в нем содержатся три пласта (I, II, III). При сокращении мощности до 20 м сохраняются II и III пласты, при мощностях менее 10 м — только верхний пласт III. Таким образом, сокращение мощности бобринского горизонта происходит за счет выпадения из разреза его нижних частей.

Волго–Уральская антеклиз. Между Татарским и Токмовским сводами Волго–Уральской антеклизы расположена Камская уг-

леносная площадь, изученная по результатам глубокого нефтепоискового бурения. Нижнекарбонные угленосные отложения перекрыты здесь чехлом (300–1200 м) более молодых осадков.

Угленосная толща, представленная бобриковским, тульским и алексинским горизонтами, согласно залегает на верхнетурнейских отложениях и постепенно переходит в известняково-доломитовую толщу верхнего визе и намюра (Котлуков, 1975).

Бобриковский горизонт состоит из 6–7 углисто-глинистых пачек, разделенных пачками песчано-алевритовых прибрежно-морских пород. Все пласты угля мощностью более 0,5 м приурочены к углисто-глинистым пачкам. В разрезе присутствует 2–3, местами до 8 пластов. Мощность их в большинстве случаев не превышает 2 м, реже колеблется в пределах 2–10 м, а иногда достигает 20 м. Строение пластов сложное. Преобладают гумусовые угли, сапропелевые образуют тонкие линзовидные прослои. По степени углефикации угли относятся к длиннопламенным.

Продолжением Камской угленосной площади на западе является Ульяновско-Саратовская. Угленосная толща приурочена к бобриковскому горизонту, в средней и верхней частях которого скважинами на глубинах 1200–2300 м вскрыты от 1 до 4 угольных пластов мощностью 0,3–2,5 (Котлуков, 1975). Мощность толщи изменяется от 25 м на поднятиях до 230 м в погружениях. Мощность угленосных отложений сокращается за счет выпадения нижних частей бобриковского горизонта, а тульские отложения повсюду представлены в морских фациях. Угли гумусовые, по степени углефикации изменяются от бурых до длиннопламенных.

Приуральская краевая зона. На восточной окраине Восточно-Европейской платформы в зоне, примыкающей к Урал-Таускому древнему поднятию и простирающейся с севера на юг на 860 км, распространена полоса нижнекарбонных угленосных отложений, в формационном отношении очень близких к вышеописанным. Здесь обособляются с севера на юг Шугор-Вуктыльский, Вишерский угленосные районы и Кизеловский бассейн.

Шугор-Вуктыльский угленосный район самый северный из перечисленных и расположен в бассейне рек Печоры, Илыча и Шугора. Визейская (бобриковский и тульский горизонты) угленосная толща здесь с размывом залегает на породах турне и девона, выходящих на поверхность в ядрах отдельных антиклиналей и перекрывается карбонатными отложениями среднего и верхнего визе. В северном направлении угленосная толща замещается карбонатными породами, на северо-западе она переходит в бокситоносные отложения южных отрогов Тимана, на востоке – в терригенные безугольные осадки, мощностью 400 м. Мощности толщи на западе достигают 400 м, на востоке она в среднем равна 220 м (Миронов, 1975). Уменьшение мощности связано с выпадением нижних горизонтов толщи.

В угленосной толще установлено до семи угольных пластов, из которых рабочими являются всего 1–2 пласта. Угольные пласты сложного строения, состоящие из 2–3 слоев, характеризуются невыдержанной мощностью, колеблющейся от 0,3 до 3,8 м. Угли гумусовые, каменные, марки Г.

В Вишерском угленосном районе, расположенном южнее, где описанные угленосные отложения находят свое продолжение и имеют мощность 30–75 м, угольные пласты не имеют промышленного значения.

Визейская угленосная толща Кизеловского бассейна, залегающая на турнейских известняках, имеет мощность, колеблющуюся от 110 м на поднятиях до 260 м в погружениях (в среднем 185 м). Перекрывается она темными битуминозными терригенно-карбонатными породами среднего и верхнего визе. В толще выделяются нижневизейский радаевский и средневизейские бобриковский и тульский горизонты. Радаевский горизонт содержит до семи линзовидных пластов и прослоев угля. Промышленное значение имеют пласты девятый и пятый, развитые в центральной и южной частях района. Мощность горизонта колеблется от единиц до 75 м. Бобриковский горизонт средней мощностью до 75 м включает до 14 пластов и пропластков угля, из которых только два (одиннадцатый и тринадцатый), залегающие в низах бобриковского горизонта, имеют промышленное значение.

Тульский горизонт средней мощностью 25 м в нижней части сложен терригенными осадками с маломощными прослоями угля и известняков. Верхняя часть состоит из известняков с прослоями аргиллитов и алевролитов. Для угольных пластов характерны линзовидное залегание, расщепление, слияние и размывы. Лишь одиннадцатый пласт устойчив на значительной площади. В юго-восточной части района (Гремячинская синклираль) пласты 11 и 13 сливаются, образуя единый, сложно построенный пласт мощностью до 8 м. В целом для угольных пластов Кизеловского бассейна, общее количество которых достигает 29, характерно простое строение, реже они состоят из двух–трех слоев. Мощности рабочих пластов изменяются в пределах 0,6–3,5 м (в основном 1–2 м). Угли района гумусовые, с редкими линзочками кеннелей. По марочному составу они изменяются от длиннопламенных до жирных. Степень углефикации уменьшается от центральной части на юг и с запада на восток.

Таким образом, визейская угленосная толща различных районов Приуральской краевой зоны сходна по формационному облику. Она представлена комплексом преимущественно континентальных и бо-лотных отложений с подчиненным значением осадков, переходных от континентальных к морским. Комплекс угленосных отложений является одновозрастным с комплексом Волго-Уральской антеклизы и Московской синеклизы, хотя и имеет несколько более широкий (за счет угленосности более древних горизонтов) стратигра-

фический диапазон, с чем связано резкое увеличение (почти вдвое) его мощности. Однако мощности вмещающих карбонатных пород карбона аналогичны мощностям, вскрытым в других районах Восточно-Европейской платформы, в частности в Московской синеклизе (Мионов, 1975).

Львовско-Люблинский прогиб. На территории СССР распространение каменноугольных отложений ограничено Львовской впадиной, представляющей собой юго-восточную часть прогиба. Угленосные отложения карбона завершают разрез палеозоя, перекрытого мощным покровом мезо-кайнозойских осадков. Угленосность приурочена к визейскому и намюрскому ярусам нижнего и башкирскому ярусу среднего карбона. Общая мощность угленосных отложений изменяется от 600 м на северо-востоке до 1200 м на юго-западе прогиба. В этой толще насчитывается до 62 угольных пластов и прослоев, встречающихся по всему разрезу визейских, намюрских и башкирских отложений.

По данным Е.В. Терентьева (1975), отложения визейского яруса залегают с резким несогласием на размытой поверхности разновозрастных слоев фаменского и турнейского ярусов, причем нижневизейский подъярус отсутствует.

В них встречено около 25 пропластков и пластов угля, из которых только семь спорадически (в основном в юго-западной части прогиба) имеют рабочую мощность (более 0,5 м).

Отложения намюрского яруса согласно залегают на визейских. Основная угленосность намюрских отложений связана с бужанской свитой. Из выявленных в этой свите 25 пластов угля рабочей мощности достигает лишь 10. Максимальная их мощность достигает 3,1 м, преобладают мощности 0,6-1,2 м. Пластам свойственна невыдержанность мощности, строения и площадного распространения, часты их размывы на значительных пространствах. В основном пласты имеют простое строение, но местами они слагаются двумя-тремя и более слоями угля с прослоями аргиллита или алевролита.

Отложения башкирского яруса распространены на ограниченной (западной) части района и имеют максимальную мощность 160 м (Вольнское месторождение). В них установлено 11 пластов угля, из которых 4 имеют рабочую мощность, в основном до 1 м.

Угольные пласты Львовской впадины относятся к гумолитам и сапропелитам. Сапропелиты развиты довольно широко (особенно на юге) и приурочены к отдельным угольным пластам, реже залегают среди терригенных образований. Всего установлено в разрезе до 30 прослоев и линз сапропелитов.

Характерной особенностью почти всех пластов угленосного карбона является наличие в их почве стигмариевых слоев, которые отсутствуют лишь в подошве сапропелитов (Терентьев, 1975). Почва пластов представлена преимущественно песчаниками и алевролитами, а кровля - аргиллитами, содержащими пресноводные пе-

лещиподы и прослой морских известняков. Марки углей изменяются от газовых до коксовых. Степень углефикации увеличивается в южном и юго-западном направлениях с погружением угленосной толщи и увеличением ее мощности.

Днепровско-Донецкий авлакоген. В эту структуру краевой части Восточно-Европейской платформы объединяются Донецкий бассейн, Днепровско-Донецкая и Припятская впадины.

Донецкий бассейн является крайним юго-восточным структурным элементом авлакогена, за которым закрепилось название Складчатого Донбасса.

Палеозойские угленосные отложения в Донецком бассейне, по данным В.В. Лагутиной, М.Л. Левенштейна, Н.И. Погребнова, В.С. Попова (Угленосные формации..., 1975), охватывают стратиграфический интервал от верхнего визе до конца карбона. По генетическим признакам они объединяются в два комплекса: нижнекаменноугольный и средне-верхнекаменноугольный.

Нижнекаменноугольный комплекс наиболее полно развит и изучен на юго-западной окраине Донецкого бассейна, где он образует полосу шириной до 85 км. Здесь верхневизейские угленосные отложения резко сменяют карбонатную (турне - нижний визе) толщу, на границе которой установлены перерыв в осадконакоплении и стигмариевые слои в основании комплекса. Местами угленосные отложения залегают непосредственно на докембрийском фундаменте Украинского щита. В нижнем карбоне выделяется четыре угленосные свиты -  $C_1^2$ ,  $C_1^3$  (верхний визе),  $C_1^4$  и  $C_1^5$  (намюр).

В разрезе верхневизейских отложений мощностью 200-500 м установлено до 60 угольных пластов, из которых 29 имеют мощность более 0,45 м. Промышленная угленосность верхнего визе прослеживается в узкой полосе (10-20 км) вдоль юго-западного борта Донецкого бассейна на 300 км. В северо-восточном направлении в связи с замещением угленосных отложений все более однообразным алеволито-аргиллитовым комплексом угольные пласты расщепляются, утоньшаются и исчезают. На севере Донецкого бассейна на склоне Воронежской антеклизы, одновозрастный с визейской угленосной толщей комплекс представлен терригенно-карбонатными и карбонатными толщами. Пласты угля расположены в разрезе угленосной толщи сближенными группами, разделенными интервалами в 30-80 м. Расстояние между пластами в группах 3-20 м. Основные промышленные запасы заключены в восьми пластах мощностью 0,6-1 м. Мощность более 1 м наблюдается на локальных участках у двух-трех пластов. Суммарная мощность всех пластов 8-15 м, рабочих 2-9 м.

Выше известняка в Донецком бассейне проводится граница между визе и намюром. Площади распространения намюрских угленосных отложений намного более ограниченные по сравнению с визейскими, а мощность их подвержена значительным колебаниям. На южной окраине прогиба она последовательно увеличивается с

запада на восток от нулевых значений в Петриковском районе до 1200 м в районе Красноармейска и 1500 м на р. Кальмиусе.

Угленосность намюра низкая, строение и мощность пластов невыдержанные. Пласты промышленного значения имеются только в узкой полосе Красноармейского района. Рабочей мощности здесь достигают лишь два пласта, из них промышленное значение имеет один. Его мощность 0,8–1,2 м, строение изменчивое. К центру прогиба резко возрастает роль карбонатных пород (проявляется более 20 пластов известняков) и уменьшается роль континентальных отложений.

Средне-верхнекаменноугольный комплекс угленосных отложений, в отличие от нижнекаменноугольного, распространен почти на всей площади бассейна. На южном борту он залегает на размытой поверхности различных горизонтов свит  $C_1^3$  и  $C_1^2$ , в центре и на севере без видимого несогласия – на нижнекаменноугольном комплексе. Нижнюю (трансгрессивную) часть комплекса мощностью 300–200 м слагают нижнебашкирские отложения (верхи свит  $C_1^5$  и свиты  $C_2^1$  и  $C_2^2$ ). Пласты угля, встречающиеся в них в разных частях разреза, в большинстве случаев не имеют промышленного значения и лишь на юго-западе один-два пласта спорадически имеют рабочую мощность (0,7–1,2 м). Пласты подвержены расщеплениям и замещениям аргиллитами.

На юго-востоке бассейна нижнебашкирские угленосные отложения замещаются алевролитом-аргиллитовой толщей без углей.

Наиболее продуктивная верхнебашкирско-московская часть комплекса объединяет свиты  $C_2^3$ ,  $C_2^4$ ,  $C_2^5$ ,  $C_2^6$ ,  $C_2^7$  и нижнюю часть свиты  $C_3^1$ . Мощность верхнебашкирско-московской толщи 1000–5600 м. Пласты углей имеются в каждом элементарном цикле, но максимальная угленосность приурочена к свитам  $C_2^3$  и  $C_2^7$ . Наблюдается уменьшение количества рабочих пластов и коэффициента угленосности в направлении с запада на восток и к северу. Всего в среднем карбоне содержится 90 пластов с мощностью более 0,45 м. Суммарная мощность промышленных пластов в интервале свит  $C_2^3$  –  $C_2^7$  на западе составляет 12–14 м, уменьшаясь на востоке до 3–7 м.

Завершающие средне-верхнекаменноугольный комплекс угленосные отложения свит  $C_3^1$  (верхняя часть),  $C_3^2$  и  $C_3^3$  мощностью 900–2500 м тесно связаны с нижележащими свитами, однако они имеют низкую угленосность. Пласты мощностью более 0,45 м в этой части разреза крайне редки и на границе с пермью угольные прослои исчезают совсем. Одновременно в разрезе снизу вверх постепенно увеличивается роль красноцветных осадков.

В Донском бассейне встречаются угли различных марок – от бурых до антрацитов. Угли наименьшей степени углефикации установлены на крайнем западе и севере прогиба. В направлении к центральным районам прогиба степень углефикации в целом повы-

шается и последовательно к центру выделяются зоны с марками углей Д, Г, Ж, К, ОС, Т, ПА и А.

Днепровско-Донецкая впадина в единой структуре авлакогена продолжает Донецкий бассейн на западе, отделяясь от него поперечным поднятием фундамента. Угленосность Днепровско-Донецкой впадины изучена еще недостаточно. На большей части территории угольные пласты залегают на глубинах свыше 1000 м и лишь на бортах глубина их залегания не превышает 600 м (Ковалев, 1963).

Угленосная толща Днепровско-Донецкой впадины стратиграфически охватывает визейские, намюрские и среднекаменноугольные отложения. Она трансгрессивно залегает на карбонатах и терригенно-карбонатных горизонтах турне и нижнего визе.

Нижняя часть угленосной толщи (тульский и бобриковский горизонты) мощностью 45 м вскрыта Черниговской опорной скважиной, где она залегает на коре выветривания туфов верхнего девона. В толще среди песчаников вскрыты углистые глины и 5-7 прослоев углей. На западе эти отложения распространены на глубинах свыше 1200 м (Зацепиловская, Петривцевская, Калайдинская, Ролинская и др. брахиантиклинали). Тульский и бобриковский горизонты здесь имеют мощность от 50 до 250 м. В ряде районов они содержат 6-8 угольных пластов и прослоев, в числе которых 2-3 имеют более или менее устойчивую рабочую мощность. Угли по качественной характеристике близки к углям Подмосковского бассейна. Вышележащие отложения мощностью от 120 до 650 м, из них угленосные до 200 м, содержат до восьми угольных пластов рабочей мощности (0,6-2 м). На северо-западе и в прибортовых частях впадины верхняя часть визейской угленосной толщи на значительных участках денудирована. В бортовых зонах и на склоне Воронежской антеклизы одновозрастные осадки представлены известняками.

Нижненамюрская угленосная толща выделяется на ряде брахиантиклиналей, где она содержит около 10 угольных пластов мощностью 0,2-1,6 м, залегающих на глубинах 350-700 м при мощности отложений 150-160 м.

Отложения среднего карбона трансгрессивно перекрывают все нижележащие образования, а на склоне Украинского щита ложатся непосредственно на докембрийские образования. Наиболее богатая угольными пластами толща связана, как и в Донбассе, с верхней частью башкирского и нижней частью московского ярусов (свиты  $C_2^3 - C_2^6$ ). Однако в этой толще мощностью во впадине 250 м наблюдается закономерное изменение количества угольных пластов от 25 на границе с Донбассом до 11 в центральной части и до четырех на границе с Белоруссией. Не исключено, что в этом направлении одновременно увеличивается мощность многих рабочих пластов.

Припятская впадина является структурой, замыкающей Днепровско-Донецкий авлакоген на северо-западе. По данным В.Р. Клера (1975), угленосные каменноугольные отложения (верхи визе, намюрский и башкирский ярусы) залегают с угловым несогласием на отложениях верхнего девона и докембрийского фундамента. Максимальная их мощность более 1000 м. Они начинаются отложениями верхней части визейского яруса, затем их подстилает безугольная каолиновая свита, относимая к низам бобринского горизонта.

Угленосными являются отложения, параллелизуемые с отложениями алексинского и михайловского горизонтов Московской синеклизы. Угленосная толща перекрывается безугольными слоями карбона, сохранившаяся мощность которых составляет 150 м.

В угленосных отложениях нижнего и среднего карбона установлено около 23 угольных пластов и прослоев мощностью свыше 0,05 м. Три-пять пластов на отдельных участках достигают мощности 1-1,9 м. Угленосность отложений в структурном отношении приурочена к пяти впадинам, а также к склонам локальных поднятий, распространенных в депрессиях. В сводовых частях поднятий угленосность либо отсутствует, либо угольные пласты имеют незначительную мощность. Угольные пласты в пределах прогиба залегают на глубинах 350-1000 м. По степени углефикации угли бурые.

Охарактеризованными структурами исчерпывается перечень известных на данный момент угленосных площадей карбона на Восточно-Европейской платформе. Все разнообразие в размещении угленосных отложений как в пространстве, так и в разрезе находится в определенной связи прежде всего с палеоструктурными условиями осадконакопления в карбоне.

В палеозое платформа со всех сторон ограничивалась геосинклинальными поясами и представляла собой как бы огромный "срединный массив". В эпоху формирования осадочного чехла она была относительно пассивной по характеру тектонических движений. Режим колебательных движений в одно и то же время не был одинаковым на всей территории, а был обусловлен положением площадей по отношению к мобильному геосинклинальному окружению. Структурные преобразования и изменения характера тектонических движений в геосинклиналях оказывались на платформе сменной трансгрессий моря регрессиями, в изменении палеогеоморфологического плана и, по существу, они регулировали процесс осадконакопления в бассейнах. В связи с этим фактор угленосности в разрезе отдельных структурных областей платформы и параметры угольных пластов обусловлены характером колебательных движений, активностью и степенью воздействия геосинклинального окружения.

В начале турнейского века, в период начального погружения окружающих геосинклиналей происходит опускание и Восточно-

Европейской платформы, на которой в эпиконтинентально-морском бассейне накапливаются карбонатные илы. Лишь наиболее приподнятые области (шты) оставались сушей, являясь поставщиками терригенного материала. Расширение морской трансгрессии привело к резкому смягчению климата в сторону увлажнения. В период кратковременной регрессии в начале второй половины турне на заболоченных пространствах прибрежной равнины в пределах Московской синеклизы локально происходило угленакопление. Однако длительность его и площади были незначительными, что обусловило формирование маломощной линзовидно-построенной угленосной толщи с тонкими линзами и пропластками углей (агеевская толща). Последовавшее усиление погружения привело к захоронению торфяника карбонатными осадками (рис. 5).

Позднебретонская фаза тектогенеза, проявившаяся в окружающем геосинклинальном поясе, привела в конце турне-начале визе к регрессии моря на значительной площади платформы. Мелководный морской бассейн сохранялся лишь на территории Приуральской зоны и в Днепровско-Донецком авлакогене. На образовавшейся суше происходили выветривание и размыв ранее сформировавшихся пород (предбобриковский перерыв в осадконакоплении).

Второй поздневизейско-намюрский этап в развитии Восточно-Европейской платформы знаменуется формированием следующего, карбонатно-терригенного комплекса, сформировавшегося в два разобщенных территориально этапа угленакопления. Первый нижне-средневизейский этап (радаевско-тульский) характерен для восточной и северной половин платформы. Волго-Уральская антеклиза в радаевское время представляла собой в палеогеографическом плане обширную прибрежно-континентальную равнину, на которой накапливалась толща тонко чередующихся терригенных пород, содержащая частые прослои углистых аргиллитов и несколько прослоев угля в пределах Татарского свода и Камско-Кинельского прогиба.

Угленакопление в это время происходило в Кизеловском бассейне и Московской синеклизе, юго-западная часть которой представляла собой прибрежную равнину, где на размытой поверхности ранее сформировавшихся пород накопилась резко изменяющаяся по мощности толща тонкообломочных угленосных осадков с пятью пластами угля.

Угленакопление наибольшее развитие получило в начале среднего визе (бобриковское время), когда значительно расширились площади терригенного осадконакопления, представляющие собой прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем. Угленакопление возобновлялось многократно и местами (Московская синеклиза, Приуральская зона) сохранялось более длительное время, по сравнению с предыдущим этапом.

Южная граница области распространения площадей угленакопления ограничивалась южным склоном Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкой, Припятской и Львовско-Волынской впади-

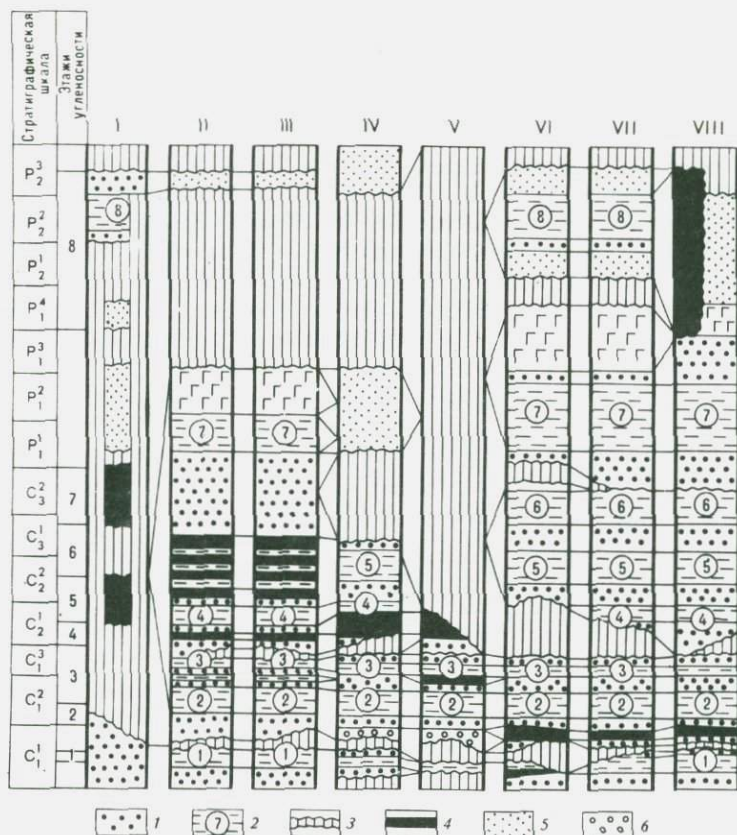


Рис. 5. Этажи угленосности в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы (по Н.А.Редичкину, 1975, с дополнениями авторов).

1 - регрессивные части осадочной толщи; 2 - трансгрессивные части осадочной толщи: 1 - турнейская, 2 - визейская, 3 - намюрская, 4 - верхнебашкирско-нижнемосковская, 5 - верхнемосковская, 6 - верхнекарбонная, 7 - нижнепермская, 8 - верхнепермская; 3 - региональные размывы и перерывы в осадконакоплении; 4 - этажи угленосности: 1 - верхнетурнейский, 2 - ниже-, средне- визейский, 3 - верхневизейско-намюрский, 4 - нижнебашкирский, 5 - верхнебашкирско-нижнемосковский, 6 - верхнемосковско-верхнекарбонный, 7 - верхнекаменноугольный, 8 - пермский. Угольные бассейны: 1 - Северокавказский, П - Донецкий, Ш - Днепровско-Донецкий, 1У - Припятский, У - Львовско-Волинский, У1 - Подмосковский, УП - Камский, УШ - Печорский

нами. Донецкий прогиб был занят морским бассейном, хотя и здесь с этого времени уже преобладало терригенно-карбонатное осадконакопление.

В конце среднего визе (начале тульского времени) в рассматриваемой области еще сохранились условия для заболачивания и угленакопления, однако в позднетульское время оно прекратилось в связи с новой трансгрессией моря. В последующее время, несмотря на начавшийся регрессивный характер осадконакопления, угленакопление здесь уже не возобновлялось. Начавшееся в конце визе обмеление морского бассейна на этой территории привело к регрессии его и образованию в конце намюра суши. По времени эти преобразования совпадают с проявлением судетской фазы тектогенеза в соседних геосинклиналиях.

Верхневизейско-намюрский этап угленакопления проявился в Днепровско-Донецком авлакогене и Львовско-Волынской впадине. Угленакопление было связано с преимущественно положительными движениями в Средиземноморском геосинклинальном поясе, в северной половине которого произошла резкая смена условий осадконакопления. Эти движения в краевых зонах платформы сказались в резкой смене терригенно-карбонатного осадконакопления прибрежно-морским и континентальным, а также началом угленакопления в бортовых частях прогибов, ограниченных воздымающимися областями.

После кратковременной трансгрессии моря восходящие движения возобновились и были связаны с окончанием первой стадии (начального погружения) в геосинклиналиях Средиземноморского пояса. Однако осадконакопление в это время не сопровождалось угленакоплением. Тем самым заканчивается второй карбоновый этап процесса угленакопления в истории развития Восточно-Европейской платформы.

Третий этап угленакопления характерен для южной окраины платформы (Донецкий прогиб, Днепровско-Донецкая и Львовско-Волынская впадины) и охватывает башкирский (возможно начало московского) век среднего карбона. Он соответствует по времени инверсионной стадии развития северных геосинклиналей Средиземноморского пояса, закончившейся позднесудетской фазой тектогенеза.

Московский век и верхний карбон характеризует последний этап карбонового угленакопления и совпадающий по времени с началом орогенного развития Средиземноморского пояса, повлекшего за собой поднятие ограничивающих прогибы блоков южной краевой

зоны Восточно-Европейской платформы. Северная половина ее была занята мелководным морским бассейном.

В верхнем карбоне происходит постепенное сокращение площадей седиментационных бассейнов. Вследствие аридизации климата

одновременно затухает процесс угленакопления вплоть до его полного прекращения, а прогибы заполнялись пестроцветными терригенно-карбонатными осадками.

Пермские угленосные отложения приурочены к Печорскому бассейну, в структурном отношении принадлежащего Предуральскому краевому прогибу.

Начало формирования прогиба связано с позднебашкирской тектонической фазой, когда завершились геосинклинальное развитие Урала и основная магматическая деятельность. С этого времени, по А.А.Пронину (1965), в течение всего позднего палеозоя прогиб развивался как самостоятельная структурная единица. Отложения московского яруса среднего карбона, начинающие новый цикл осадконакопления на Урале и в краевой зоне платформы, залегают на более древних породах с перерывом. В начале этого цикла в прогибе еще сохранялся морской бассейн, в конце ранней перми началось интенсивное воздымание складчатой системы Урала, а в краевом прогибе — накопление терригенных лагунных осадков и континентальных моласс. В это же время складкообразовательные движения начали распространяться от Уралтауского поднятия в сторону платформы, однако максимальное проявление их в Предуральском краевом прогибе связано с ранним мезозоем.

Угленакопление в Печорском бассейне почти целиком приурочено к перми, лишь в самой южной части бассейна известен небольшой участок нижнекарбоневой угленосной толщи, связанной с Кизеловским бассейном. Угленосные отложения бассейна образуют синорогенный комплекс Приуральской краевой зоны. Комплекс расчленен на терригенную и терригенно-карбонатную подугленосную толщу сакмарско-артинского возраста мощностью до 2000 м, угленосную толщу кунгурско-татарского возраста мощностью от 1000 до 6000 м, надугленосную пестроцветную и сероцветную терригенную толщу пермо-триаса мощностью до 2400 м.

Угленосная толща разделяется по литологическим и палеонтологическим признакам на нижнепермскую воркутскую серию и печорскую серию верхнепермского возраста. В толще содержится до 270 угольных пластов суммарной мощностью до 140 м (на северо-востоке бассейна), в том числе 80-90 рабочих пластов мощностью более 0,5 м и суммарной мощностью до 85-90 м. В направлении к южной части гряды Чернышева число пластов угля снижается до 5-10 (суммарная мощность до 20-30 м). Максимальная мощность отдельных пластов (29 м) установлена в печорской серии у западной приплатформенной части гряды Чернышева. Около 95% угольных пластов имеют мощность не более 4 м, более 75% — до 1 м. Средняя мощность всех самостоятельных пластов и пропластков — около 0,5 м, пластов рабочей мощности — около 1 м.

По разрезу угленосность распределена неравномерно, с четырьмя максимумами в середине рудничкой подсвиты, в середине

интинской свиты (воркутская серия), в низах и в верхах печорской серии. Пласты мощностью более 5 м сосредоточены в основном в печорской серии. По площади бассейна оптимальная угленосность для всех литолого-стратиграфических подразделений связана с приосевой (со стороны платформы) зоной краевого прогиба, с областью наибольшего удаления от постоянной суши и постоянного моря, которая совпадает с областью наиболее полного развития многоэлементных опресненно-лагунных ритмов простого строения.

Строение угольных пластов разнообразное, преобладают пласты сложного строения. Угли в основном гумусовые. Степень метаморфизма углей в общем закономерно увеличивается сверху вниз, коксующиеся угли приурочены в основном к рудничкой подсвите и местами (отдельные пласты) — к интинской свите и печорской серии.

### Сибирская платформа

Палеозойское угленакопление на Сибирской древней платформе началось в конце нижнего карбона и продолжалось до поздней перми включительно. В палеоструктурном плане оно было приурочено к Тунгусской синеклизе и Приверхоянской краевой зоне платформы.

Тунгусская синеклиза. Сформировалась она в позднепалеозойский геотектонический цикл развития Сибирской платформы, в западной ее части, на структурах среднепалеозойского комплекса осадочного чехла (Павлов, 1974). К доверхнепалеозойским структурам относятся Курейская синеклиза на северо-западе, отделенная Катангской антеклизой от расположенной на юго-западе Бирюсинской синеклизы. На западе синеклиза ограничена Восточно-Саянским, Енисейским и Хантайско-Рыбинским краевыми поднятиями платформы, на северо-востоке Анабарской антеклизой, на востоке — Вилойской синеклизой и на юго-востоке Ангаро-Ленским нижнепалеозойским прогибом.

По данным С.Ф. Павлова (1974), структурная неоднородность основания Тунгусской синеклизы оказала большое влияние на формирование верхнепалеозойской толщи и ее внутреннее строение. Автор относит позднепалеозойскую Тунгусскую синеклизу к категории наложенных структур. Современные контуры синеклизы отчетливо очерчиваются зонами глубинных разломов, послужившими причиной ее структурного обособления от остальной части Сибирской платформы. В основании верхнепалеозойской угленосной толщи наблюдается стратиграфическое и угловое несогласие. По данным В.С. Быкадорова и Ю.Р. Мазора (1975), в ряде районов (север Канско-Тасеевской впадины) она залегает даже на докембрийских образованиях. Такой резкий контакт угленосной толщи с подсти-

лающими ее породами свидетельствует о том, что заложение и начало формирования Тунгусской синеклизы было связано с коренной перестройкой структурного плана Сибирской платформы.

В истории развития Тунгусской синеклизы четко обособляются два этапа: намюр-позднекарбовый и пермский. В конце раннекаменноугольной эпохи (на границе визейского и намюрского веков) интенсивное, доведенное до предела сводовое поднятие привело к заложению глубинных разломов и блоковой дифференциации платформы. В это время закладывается крупная внутриплатформенная, ограниченная разломами впадина (будущая Тунгусская синеклиза). Кое-где к разломам было приурочено первое проявление палеозойского магматизма.

На западе платформы в первый этап заложился и развивался Присяно-Енисейский приорогенный прогиб, в котором накапливались грубозернистые континентальные осадки.

К позднекаменноугольному времени произошло значительное выравнивание палеорельефа, а существовавшие структурно-фациальные зоны почти полностью утратили свои индивидуальные черты. Область осадконакопления значительно расширилась и уже в конце позднего карбона достигла бассейнов рек Вилюй и Оленек. В геоморфологическом плане область представляла собой низменную равнину с озерно-болотным ландшафтом. Угленакопление происходило повсеместно. Этому способствовали обилие растительного материала, благоприятная палеогеографическая обстановка его накопления и оптимальные палеотектонические условия захоронения органической массы.

Наиболее благоприятные для угленакопления условия существовали в позднем карбоне в юго-восточной половине бассейна. На северо-западе, где тектонические движения были менее стабильными, происходило почти непрерывное терригенное осадконакопление. На юго-западе, в Канско-Тасеевской впадине в разрезе позднего карбона установлено 15 пластов и пропластков угля суммарной мощностью около 10 м. К югу от р. Ангары обнаружено 2-4 пласта угля в верхней части свиты общей мощностью 7,2 м. В бассейне среднего течения р. Ангары установлено пять пластов угля мощностью (снизу вверх) 0,5 м, 0,6 м, 2,3 м, 5,75 м и 2,3 м. Нижние три пласта простого строения, а четвертый состоит из двух-трех отдельных пластов и изменяется по мощности от 1 до 5,75 м.

К северу от Ангары угленосность разреза постепенно уменьшается. В Чадобецко-Кодинском прогибе присутствует 7 пластов угля, из которых 3 имеют мощность более 1 м. В долине рек Катанги, Чуни и Бахты известно 1-2 пласта мощностью до 1,4 м и несколько прослоев углистых аргиллитов. На Н. Тунгуске угольные пласты исчезают и встречаются лишь углистые аргиллиты.

На восточной окраине синеклизы угленосность очень изменчива. Количество пластов изменяется от 1 до 5, мощность колеблется в пределах 0,2–3 м.

Начало раннепермской эпохи на Сибирской платформе было связано с повсеместным значительным ее воздыманием, которое привело в конечном итоге к полному осушению восточной и южной частей бассейна и превращению их в область сноса обломочного материала (Павлов; 1974). С этими положительными движениями были связаны и проявления эффузивного магматизма, о чем свидетельствуют прослои туфов в разрезе терригенных пород (Ангаро–Катангское междуречье). Положительные тектонические движения повысили контрастность рельефа в областях питания, усилили привнос грубообломочного материала, что сказалось в появлении прослоев гравелитов и конгломератов среди песчаных разностей пород нижней части ранней перми (нижнебургуклинская свита). Седиментационный бассейн первой половины ранней перми в плане был унаследован от позднекаменноугольного, но значительно уступал ему по размерам. Со временем из процесса осадконакопления последовательно выходили юго–восточный, восточный и западный борта бассейна, однако положение оси максимального прогибания сохранялось. Мощность осадков этого времени увеличивается к центральной части синеклизы и в северо–западном направлении, достигая 145 м.

Активизация тектонических движений в начале ранней перми и усиление сноса терригенного материала привели к прекращению угленакопления на большей части синеклизы. Продолжалось оно лишь в крайних северо–западных районах. В долинах рек Курейки, Горбиачин и Кулюмбэ в разрезе подсвиты установлено 1–3 пласта угля мощностью 0,2–2,7 м.

Во второй половине раннепермской эпохи (верхнебургуклинское

Во второй половине раннепермской эпохи (верхнебургуклинское время) на фоне общих восходящих движений Сибирской платформы контрастные формы рельефа в областях сноса несколько сглаживаются, на северо–западе и западе уменьшается поступление в седиментационный бассейн грубозернистого материала, накапливаются преимущественно алевролиты и аргиллиты и разрез здесь имеет максимальную мощность – 260 м. Эти же районы характеризуются широким угленакоплением. В нижнем течении р. Нижней Тунгуски в породах подсвиты установлено 8 пластов угля мощностью 0,9–5,6 м и около 9 угольных прослоев. Суммарная мощность рабочих пластов достигает 16,3 м. Пласты имеют в основном простое строение, но иногда содержат 1–2 тонких прослоя аргиллитов. Высокой угленасыщенностью подсвита характеризуется и в долинах рек Горбиачин, Курейки, Фатьяники.

В юго–восточном и восточном направлениях с одновременным погрубением терригенного материала и уменьшением мощности подсвиты угленосность заметно сокращается. В Катангской структур-

но-фациальной зоне, в долине р. Чуни встречен всего 1 пласт угля мощностью 3 м, а в долине р. Катанги угли вообще отсутствуют. Однако в бассейне р. Ангары в разрезе свиты содержание грубообломочных пород снова снижается и появляются среди аргиллитов углистые разности.

В первую половину позднепермской эпохи сохранялась тенденция дифференцированных положительных движений Сибирской платформы, однако тектонические движения несколько стабилизировались, а затем последовали нисходящие движения, которые привели к возобновлению осадконакопления в южной и восточной окраинах Тунгусской синеклизы. На восточной и северо-восточной окраинах осадконакопление началось после перерыва, соответствующего ранней перми, и характеризовалось грубообломочным характером. В низах пеляткинской свиты здесь залегают конгломераты и гравелиты. В долине р. Катанги разрез имеет уже преимущественно песчаный состав, а в бассейне р. Чуни преобладают мелкозернистые разности пород алевроитовой размерности. Наблюдается горизонтальная слоистость. Здесь установлено 5 пластов угля мощностью 1–6 м. В северо-западных районах синеклизы (бассейны р. Нижней Тунгуски, Курейки) условия осадконакопления были унаследованы от раннепермской эпохи, однако перерыв между нижней и верхней пермью здесь прослеживается довольно четко. В этих районах устанавливается максимальная мощность отложений этого времени (пеляткинская свита), достигающая 200 м.

Угленакопление в раннепеляткинское время происходило в основном в юго-восточной части синеклизы. В бассейне р. Чадобец в разрезе подсвиты установлено 3 пласта мощностью 0,5–1,2 м в долине р. Катанги – 1 пласт мощностью 0,7 м, по р. Таймури – 6 пластов мощностью 0,3–5 м, в бассейнах рр. Илимпеи, среднего течения р. Нижней Тунгуски и Вилюя – 1–2 пласта мощностью 0,3–1,1 м. Пласты характеризуются преимущественно простым строением и изменчивой мощностью.

В позднепеляткинское время угленакопление происходило в северо-западной половине синеклизы. В нижнем течении р. Нижней Тунгуски в верхнепеляткинской подсвите содержится от 8 до 20 пластов и прослоев угля, имеющих суммарную мощность 14–19 м. Пласты выдержаны по мощности и имеют простое строение. В северном и южном направлениях угленосность резко снижается.

Усилившееся в конце пеляткинского времени сводовое поднятие Сибирской платформы вывело из процесса терригенного осадконакопления Тунгусскую синеклизу и в условиях выровненного рельефа на значительных пространствах формируется каолининовая кора выветривания, установленная на границе пеляткинской и дегалинской свит. Во вторую половину позднепермской эпохи (дегалинское время) восходящие движения носили резко дифференцированный характер, что вызвало всплывание эффузивного магматизма, избирательно проявившегося на всей территории Тунгусской синеклизы.

В условиях прерывистых восходящих движений в резко сократившемся седиментационном бассейне накапливались континентальные песчано-глинистые осадки с многочисленными перерывами. Мощность отложений дегалинской свиты в наиболее прогнутой юго-западной части бассейна достигает 300 м.

Угленакопление в дегалинское время происходило на всей площади седиментационного бассейна. В дегалинской свите установлено в долине р. Нижней Тунгуски 2 пласта угля с мощностью нижнего 3-5,65 м, верхнего 9,17-12,6 м и 4 угольных прослоя мощностью 0,1-0,3 м. В верхнем течении р. Курейки выявлено 5 пластов общей мощностью до 12,5 м.

Угли Тунгусского бассейна в целом различны по марочному составу. Наблюдается их закономерное изменение с юго-востока на северо-запад - от бурых до антрацитов.

В пределах зоны древних краевых поднятий Сибирской платформы, ограничивающей Тунгусскую синеклизу с запада, расположен ряд более мелких изолированных наложенных впадин, выполненных верхнепалеозойскими угленосными отложениями - Кокуйская, Кулаковско-Погромнинская, Подкаменная, Норильская. Большинство авторов относят их к Тунгусскому бассейну, однако сопоставление их разрезов с отложениями Тунгусской синеклизы приводит к выводу о том, что эти впадины развивались в течение позднего палеозоя обособленно (Павлов, 1974). От угленосной толщи Тунгусской синеклизы разрезы впадин отличаются плохой сортировкой выполняющих их осадков, повышенной карбонатностью, глинистостью, мощностью и угленосностью, а также большой насыщенностью пород растительными остатками. Эти структуры по времени заложения, генезису, морфологии и составу выполняющих их отложений имеют много общего с наложенными впадинами Алтае-Саянской области.

Приверхоянская краевая зона. На картах и схемах тектонического районирования современной структуры территории СССР площади распространения верхнепалеозойских угленосных отложений рассматриваемого района территориально относятся к Верхоянскому антиклинорию - Западно-Верхоянская угленосная площадь.

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что современная складчато-глыбовая структура Западного Верхоянья сформировалась позднее, в позднемезозойский этап. Не исключено, что глыбовая тектоника проявилась уже в конце перми-начале триаса, когда формировалась пестроцветная вулканогенно-осадочная формация, тяготеющая к западному склону Верхоянья и зоне его сочленения с Приверхоянским краевым прогибом. До этого времени территория Западного Верхоянья представляла собой Приверхоянскую краевую зону Сибирской платформы, аналогичную позднепалеозойской Приуральской краевой зоне Восточно-Европейской платформы.

Верхнепалеозойская толща Западного Верхоянья отчетливо делится на два комплекса: нижний (верхи нижнего карбона, средний, верхний карбон, низы нижней перми) и верхний (пермь). Нижний комплекс начинается визе-намюрской толщей, несогласно залегающей на турне-нижневизейских карбонатных породах, что отчетливо выражено в пределах Орулганской зоны Верхоянского антиклинория.

Базальные отложения представлены крупно- и среднегалечными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в терригенные угленосные отложения мощностью 600 м условно намюрского возраста. Угленосная толща состоит из прибрежно-континентальных отложений — преимущественно песчаников с редкими прослоями темно-серых углистых алевролитов и пропластками антрацитов мощностью 0,2–0,5 м.

Выше угленосных отложений намюра залегает терригенная олигомиктовая толща нижнего и среднего карбона.

Южнее, на Куранахском поднятии, средне-верхнекарбонная — нижнепермская терригенная полимиктовая толща состоит из циклического чередования прибрежно-морских и континентальных песчаников, содержащих линзы гравелитов и конгломератов и темно-серых алевролитов, реже аргиллитов, в которых встречаются прослои (до 0,4 м) каменного угля. Мощность толщи 800–2500 м. Перекрывается она карбонатно-глинисто-алевролитовой толщей нижней перми мощностью 700 м на западе и 1000–1300 м на востоке.

Верхний комплекс выделяется на Орулганском поднятии и южнее его. В северном направлении (Хараулахское поднятие) он сливается с комплексом среднекаменноугольного пермского возраста.

На Орулганском поднятии нижняя толща верхнего комплекса представлена прибрежно-морскими песчано-алевролитовыми отложениями перми мощностью 3000–3500 м. Выше залегает параллельная угленосная толща верхнепермского возраста. Для толщи характерна цикличность. Мощность циклов 15–100 м. Мощность угленосной толщи на западе поднятия 1500 м, на восточном 200 м. Разрез ее на юго-западной окраине представлен песчано-конгломератовой толщей с прослоями темно-серых углистых алевролитов и редкими линзами каменного угля. На северо-востоке ее слагают песчаники, реже конгломераты, алевролиты с пластами угля мощностью до 1,6 м. В южном направлении угленосность исчезает.

Упомянутые два комплекса верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья соответствуют двум главным этапам развития территории, тесно взаимосвязанным со стадиями развития соседней Верхоянской геосинклинали.

Первый этап, охватывающий карбон и нижнюю пермь (первая половина), соответствует стадии начального, наиболее интенсивно-

го прогибания Верхоянской геосинклинали. В это время в Приверхоянской краевой зоне Сибирской платформы существовала зона перикратонного опускания.

Во второй половине ранней перми (второй этап) движения в Верхоянской геосинклинали начинают носить более дифференцированный характер. В результате в приплатформенной зоне геосинклинали возникают краевые поднятия, которые были особенно выражены в поздней перми. На месте зоны перикратонного опускания формируется пригеосинклинальный прогиб, развивавшийся до конца юры. Бортовые зоны прогиба периодически, особенно в поздней перми, были благоприятными для заболачивания и формирования паралической угленосной толщи.

Таким образом, угленосные отложения западного Верхоянья входят в состав сингеосинклинального формационного комплекса Приверхоянской краевой зоны Сибирской платформы.

Приведенным описанием исчерпываются сведения о палеозойском угленакоплении на Сибирской платформе. С одной стороны оно было связано с особым этапом в развитии платформы, не имеющим почти себе аналогов на Восточно-Европейской платформе (внутриплатформенное угленакопление в наложенных впадинах) и связанным с проявлением автономной активизации земной коры на ее территории. С другой стороны, в восточной краевой зоне (Западно-Верхоянская площадь) угленакопление находилось в зависимости от тектонических движений в соседней Верхоянской геосинклинали и по своему характеру сходно с угленакоплением в Приуральской краевой зоне Восточно-Европейской платформы (Кизеловский бассейн).

Угленосные отложения внутриплатформенных наложенных впадин Сибирской платформы входят в состав формационного комплекса, сформировавшегося в этап ее эпиплитной активизации.

Складчатый фундамент Сибирской платформы сформировался в дорифейское время. За рифейское и нижнепалеозойское время он был перекрыт сплошным платформенным чехлом и на месте Сибирской платформы образовалась плита. Дальнейшая история Сибирской платформы была связана с развитием на ее территории крупнейшего сводного поднятия, особенности формирования которого детально описаны в работе И.В. Корешкова "Области сводового поднятия и особенности их развития" (1960). По И.В. Корешкову, Сибирская платформа прошла полный цикл сводового развития, протекавшего здесь с девона до триаса включительно. За этот период был размыт рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол и выведен на поверхность фундамент Анабарской антеклизы и западной зоны краевых поднятий Сибирской платформы. Имел место размыв и в центральной части, ныне занятой Тунгусской синеклизой. Устойчивое поднятие Сибирской плиты в девоне и карбоне пришло на смену постепенно замиравшим погружениям ордовика и силура. Условия аккумуляции осадков сменились условиями сноса.

После интенсивного поднятия и значительного размыва центральной сводовой части Сибирской платформы в карбоне и перми здесь происходит интенсивное накопление континентальных угленосных отложений. По И.В. Корешкову (1960), такая резкая смена условий геологического развития путем превращения области сноса в область осадконакопления континентального характера может быть объяснена появлением резкого расчленения рельефа в обстановке общего высокого континентального положения платформы. Учитывая ее жесткость, такое расчленение рельефа легче всего объяснить образованием разломов и смещением по ним отдельных глыб в результате мощного сводообразного поднятия платформы. В связи с этим становится понятной причина того, что первые признаки траппового магматизма отмечаются здесь еще в карбоне, в основании терригенного комплекса.

У растущего свода наибольшие растягивающие усилия и крупнейшие разрывы располагаются по его периферии. В связи с этим первые зоны разломов наиболее мощные толщи траппов располагаются по окраинам Тунгусского бассейна. Таким образом, образование наложенных впадин на Сибирской платформе и формирование в них верхнепалеозойского угленосного комплекса было связано с эпиплитной активизацией земной коры. С нею же было связано и заложение на ее восточной окраине Верхоянской геосинклинали и Таймырского авлакогена.

### Выводы

Историко-геологический анализ формирования структуры земной коры на территории СССР в палеозое, а также закономерности размещения зон угленакопления в основных структурных элементах и стратиграфических подразделениях позволяют установить следующие его особенности.

Палеозойское угленакопление на территории СССР началось в девоне и продолжалось на протяжении всего карбона и перми. Угленакопление происходило в условиях строго определенного геотектонического режима, когда медленное прогибание участков земной коры компенсировалось накоплением органической массы. Это режим наибольшей стабилизации весьма медленных однонаправленных тектонических движений, охватывающих всю площадь региональных структур земной коры в условиях тектонического равновесия областей сноса и бассейнов осадконакопления. Проявление этого режима было возможным лишь в пределах жестких структур, наименее чутких к эндогенным процессам, получающим разрядку в эвгеосинклинальных зонах в форме проявления высокочастотных крупноамплитудных колебательных движений, сопровождающихся магматизмом и некомпенсированным осадконакоплением. В связи с этим палеозойское угленакопление в плане было приурочено к структурам, консолидированным до начала формирования угленос-

ных толщ (древние платформы, внутригеосинклинальные структуры более ранней консолидации, складчатые системы и области).

Характер угленакопления (по частоте и длительности его проявления) зависел от размеров консолидированных структур и их положения по отношению к геосинклиналям, что предопределило частоту и длительность проявления режима стабилизации тектонических движений. Последними определены количество и мощность угольных пластов в разрезе и общая мощность угленосной толщи. Наибольшей угленосностью характеризуются краевые зоны консолидированных структур (платформ и зон более ранней консолидации геосинклинальных областей). Жесткое их основание обусловило большую вероятность и длительность проявления режима стабилизации тектонических движений и возвращения к нему после активизации. С другой стороны, близость к геосинклиналям создала благоприятные условия для частой смены обстановок осадконакопления, что способствовало частому проявлению процесса угленакопления (количество угольных пластов) и быстрому захоронению и сохранению в ископаемом состоянии органической массы.

Менее благоприятными для угленакопления были внутренние зоны древних платформ, где влияние геосинклиналей сказывалось меньше всего. Низкочастотные и длинноволновые колебательные движения способствовали более длительному сохранению режима стабилизации тектонических движений на значительных площадях (большая мощность угольных пластов), однако частота их проявления была незначительной (малое количество угольных пластов), захоронение органической массы весьма медленное, что способствовало засорению минеральными примесями и большому окислению органики (низкое качество углей).

Наименее благоприятными для угленакопления были внутригеосинклинальные консолидированные блоки, подверженные наиболее высокочастотным колебательным движениям (малая мощность угольных пластов при большем их количестве).

По отношению к этапам развития земной коры (геосинклинальный, орогенный, платформенный доплитный, плитный, платформенный эпиплитный) палеозойские угленосные отложения в разрезе осадочной оболочки приурочены к сингеосинклинальным, синорогенным, доплитным, плитным и эпиплитным формационным комплексам. По возрасту в этих комплексах выделяются девонский, турнейско-ранневизейский, поздневизейский, средне-верхнекаменноугольный, раннепермский и позднепермский этажи угленосности, соответствующие стадиям наибольшей стабилизации в процессе эволюционного развития режима тектонических движений на территории региональных структурных элементов земной коры.

К началу мезозоя на территории СССР значительно расширилась территория консолидированных областей. Прекратили свое существование геосинклинали Урало-Монгольского пояса, и его складчатые структуры вновь соединили Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. На юге Восточно-Европейская древняя платформа нарастилась герцинидами севера Средиземноморского пояса. Геосинклинали условия продолжали существовать лишь в пределах Тихоокеанского и частично Средиземноморского поясов.

Угленакопление в мезозое имело место на территории всех названных региональных структур, но во времени было приурочено к различным этапам их развития.

### Средиземноморский пояс

Развитие части Средиземноморского пояса, расположенной на территории СССР, в мезозое происходило в двух направлениях. Южная часть представляла собой Крымо-Кавказскую геосинклинальную систему, на севере формировалась Скифско-Бухарская плита.

Крымо-Кавказская альпийская система. По данным М.В. Муратова (1969), начало альпийского цикла развития Средиземноморского пояса относится к триасу. С этого времени здесь стали закладываться альпийские прогибы нескольких генераций, характеризующиеся разной продолжительностью геосинклинального развития. Разделявшие геосинклинальные трогги участки складчатого основания представляли собой зоны слабых опусканий и, реже, поднятий, по тектоническому режиму мало чем отличавшиеся от типичных платформ.

Угленакопление на территории Крымо-Кавказской системы приурочено к верхнетриасово-среднеюрскому этапу ее развития. На Малом Кавказе толща, сформировавшаяся в этот этап, завершает ряд формаций чехла Закавказского древнего массива. Триасовой части разреза соответствует здесь карбонатная толща (более 800 м), фашиально связанная взаимопереходами с паралической угленосной формацией (верхний триас — более 700 м). Отложения содержат около 35 выдержанных прослоев угля и глинистых сланцев, размещающихся по всему разрезу. Пласты состоят из отдельных прослоев угля и углистых сланцев с хорошо выраженной слоистостью. Мощность их обычно невелика и только в четырех пластах достигает рабочего значения (до 0,6 м). Угли этих пластов отличаются большой зольностью.

В разрезе нижнемезозойских отложений Дзирульского массива на байосских лавах основного состава залегает угленосная толща, слагаемая песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Фациальный состав отложений изменяется от континентальных до морских. Мощность толщи 70–250 м. Ее угленосность в разных районах неодинакова и характеризуется наличием 2–9 угольных пластов суммарной мощностью 0,83–1 м (Маганское м-ние), 1–29 м (Ткварчельское м-ние), 1–6 м (Гелатское м-ние) и до 60 м (Ткибульское м-ние).

На Большом Кавказе вдоль северного борта поздне триасово-раннеюрского прогиба угленосная толща представлена песчаниками и глинами среднего лейаса, залегающими на разновозрастных породах доюрского фундамента. Мощность ее 950 м и убывает в восточном направлении. Угленасыщенность толщи в различных частях территории распространения неодинакова. В бассейне р. Кубани (Хумаринское м-ние) угленосная толща содержит до 55 пластов углей, только часть из которых достигает рабочей мощности. Пласты часто замещаются углистыми аргиллитами. Максимальная мощность угольных пластов достигает 1,6 м.

В Дагестане угленосная толща ааленского возраста приурочена к склону Ставропольского свода и состоит из чередующихся пачек алевролитов, аргиллитов и песчаников с маломощными прослоями известняков. Мощность ее достигает 2000 м. Угольные пласты связаны с лагунно-заливными обстановками. В разрезе встречено до 100 мелких угольных пластов, мощность которых изредка достигает рабочего значения. Угольные пласты невыдержанны и быстро замещаются неугленосными породами.

Среди среднеюрских отложений Горного Крыма, залегающих на нижнеюрских породах с размывом, выделяются байосские и батские осадки, сложенные обломочными породами с прослоями угля. Мощность угленосной толщи колеблется в пределах 100–500 м. В ней установлено 4 угольных пласта, мощность одного из них 0,7–2,2 м. Максимальная мощность второго пласта достигает 0,9 м. Оба пласта имеют сложное строение. Два других пласта не имеют промышленного значения.

Пространственное структурное положение угленосных отложений Крымско-Кавказской системы строго определенное – это склоны или срединных массивов, или внутригеосинклинальных геоантиклиналей.

Структурное положение угленосных отложений обусловило и их формационную характеристику. В одном случае они входят в состав чехла срединных массивов, в другом – это формации геоантиклинальные или даже платформенные (Шейслер, 1972).

Развитие Крымско-Кавказской складчатой системы в позднем палеозое – раннем мезозое представляется, следовательно, как длительное сосуществование в пространстве геосинклинальных и остатков платформенных структур.

Особенности развития территории Кры́мо-Кавказской системы в альпийский этап очень напоминают развитие Урала в позднем палеозое, когда в пределах внутренних горст-антиклиналей, консолидированных задолго до образования герцинских геосинклиналей, в определенные моменты геологической истории устанавливается платформенный режим, благоприятный для угленакопления. Тем самым раннемезозойские угленосные отложения Кры́мо-Кавказской системы являются образованиями сингеосинклинального комплекса внутригеосинклинальных жестких структур.

Скифско-Бухарская плита. К северу от Кры́мо-Кавказской альпийской системы расположена область развития герцинид Предкавказья, перешедших на путь платформенного развития и превратившихся, в конечном итоге, в фундамент плиты (Гарецкий, 1972). За пределами Каспийского моря плита (Бухарская часть) соединяется с Туранской плитой. После установления платформенного режима в пределах герцинид Скифско-Бухарской плиты наступил этап доплитной активизации, продолжавшейся на западе почти до конца юры, а на востоке до конца триаса. Аридные условия осадконакопления в расположенных севернее районах также не способствовали угленакоплению.

Иные условия существовали здесь в конце триаса — начале юры (рэт-лейасе). Пенепленизация расчлененной до этого платформы и наступившее смягчение климата способствовали, начиная с этого времени, широкому угленакоплению. Формирование рэт-лейасовой толщи началось также с активизации тектонических движений и образования разломов. Многие впадины представляют собой грабенообразные прогибы, в нижней части выполненные несортированными, часто грубообломочными отложениями (Троицкий, 1974). Выше по разрезу, а иногда по оси погружения они сменяются аллювиально-равнинными обломочно-глинистыми или озерными алевритовыми образованиями с углями. Они установлены вдоль внешних поднятий Куэньлуна, Северного Памира и Банди-Туркестана. Более широкое распространение имеют плоские эрозивно-тектонические мульды, где разрез представлен остаточным аллювиальным покровом, бокситовыми терригенными и глинистыми породами с одним или двумя пластами угля. Мощность достигает первой сотни метров. Отложения этого типа встречаются в Южной и Северной Фергане (Ташкумыр, Алдыяр, Кизылкин, Шураб), на Туаркыре и Мангышлаке. Они вскрываются сетью скважин на Каракумском своде, в Бухаро-Хивинской области, в Южно-Мангышлакском прогибе и представляют собой нижнюю часть плитного комплекса.

Широко распространена в Бухарской части плиты среднеюрская угленосная толща. Она выполняет как уже существовавшие к этому времени депрессии, так и вновь образованные прогибы. Одни из них ориентированы по простиранию структур складчатого основания (Сулуктинская, Шурабская, Конянгакская, Назарайлокская,

Каравшинская, Ходжакелянская), другие носят наложенный характер по окраинам и внутри Курамино-Ферганского массива. Малые грабены известны в центральной части Каракумского свода. Нижняя половина разреза впадин обычно слагается грубообломочными породами. Выше них залегают толщи переслаивающихся песчаников, алевролитов, глин и углей. Общая мощность отложений колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров.

Угленосные рэт-лейасовые отложения области и пологих погружений плиты на юге и западе Средней Азии характеризуются исключительно континентальными терригенными осадками (Шлезингер, 1974). Верхнетриасовые отложения мощностью 100–400 м представлены преимущественно грубообломочными породами с незначительным развитием тонкообломочных пород – мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отложения угленосны на месторождениях Согуты (1–2 угольных пласта мощностью до 1 м) и Аркит (2–3 пласта мощностью до 2 м).

Нижнеюрские отложения начинаются, как правило, грубообломочными породами и только в верхней части разреза содержат угольные пласты. Для Восточно-Ферганского бассейна характерны значительная мощность юры (более 2000 м), широкое площадное распространение отложений и значительная их угленосность. Отложения содержат от 1–3 (месторождение хр. Кетмень) до 10–15 (месторождение Согуты Восточно-Ферганского бассейна, Аркит, Каратау, Шурабское) и 30–40 угольных пластов (месторождение Ягноб). Преобладающая мощность пластов 3–5 м, иногда достигающая 32 м (месторождение Сонкульской впадины).

Среднеюрские отложения здесь также широко распространены, но они менее угленасыщены и содержат 1–3 пласта с максимальной мощностью до 10 м (Восточно-Ферганский бассейн).

Общая мощность угленосных отложений в зависимости от положения в структуре колеблется в широких пределах – от первых сотен метров до 3,5–3,7 км. Перекрываются они повсюду морскими отложениями плитного комплекса. Угли имеют различную степень углефикации. Встречаются угли от бурых до антрацитов.

### Восточно-Европейская платформа

Угленакопление на территории платформы в мезозое происходило на ограниченной по размерам территории, несмотря на благоприятную обстановку осадконакопления в условиях выровненного рельефа и весьма пассивных колебательных движений. Формирование угленосных отложений на платформе было приурочено

лишь к раннемезозойской эпохе. Наиболее широкое угленакопление в раннемезозойскую эпоху происходило в Прикаспийской синеклизе и прилегающих районах Приуралья.

Приуралье. В структурном отношении территория в мезозое представляла собой западный склон Урала. По данным В.В. Мокринского и других исследователей (Закономерности . . . , 1965), угленосные отложения в Приуралье установлены более чем в 30 локальных впадинах, к которым приурочены Курашасайское, Соль-Илецкое, Яйсанское, Алганское месторождения и др.

Угленосные отложения, к которым относятся осадки от верхнего триаса до средней юры включительно, с перерывом и угловым несогласием залегают на красноцветной толще верхней перми и триаса. и несогласно перекрыты морскими отложениями верхней юры. Мощность угленосных отложений 400–500 м.

В угленосных отложениях выделяются два этажа: нижний – верхнетриасово-нижнеюрский (лейас) и верхний – ниже-среднеюрский, представляющие собой два самостоятельных седиментационных цикла.

В основании нижнего этажа залегают грубообломочная песчано-галечниковая толща (25–40 м), переходящая в угленосную (20 м), перекрытую пестроцветными отложениями (240 м). В угленосной толще залегают прослой и линзы углей и углистых глин. Промышленное значение угли имеют лишь на Курашайском месторождении, где известны 3 угольных пласта (0,2–1,5 м) сложного строения и невыдержанные по мощности. Угли высокозольные, бурые. Угленасыщенность толщи в целом растет в южном направлении. В верхней части этажа угольные пласты известны на Высоковском и Карабатырском месторождениях и имеют мощность, не превышающую 1 м. На большей части территории Приуралья эта часть разреза неугленосна.

Верхний (ниже-среднеюрский) этаж начинается грубообломочными отложениями, по разрезу сменяющимися каолинизированными песками и глинами, включающими прослой углистых глин и углей (нижняя юра, чашканская свита). Мощность 120 м. На Высоковском месторождении в толще присутствуют 4 пласта угля сложного строения, из которых 2 достигают мощности 3,5 м. Угли высокозольные, бурые.

Средняя юра объединяет осадки регионально угленосной илецкой свиты мощностью 100 м. Представлена она переслаивающимися песчано-алевритовыми и глинистыми породами, включающими до 30 пластов и прослоев углей и углистых пород (Кансайское, Яйсанское и Южно-Мартукское месторождения). Максимальной угленосностью характеризуется Южно-Мартукское месторождение, где установлено более 20 угольных пластов с суммарной мощностью до 20 м.

К востоку угленосность снижается (Алгинское, Курашайское,

Жилинское месторождения и др.) до 15–3 пластов, из которых лишь единичные достигают мощности 1–1,5 м.

Снижение угленосности наблюдается и в западном направлении (Ак-Булакское и Соль-Илецкое месторождения), где число угольных пластов сокращается до 5–3.

Прикаспийская синеклиза. Большая часть территории синеклизы в раннеюрское время представляла собой область накопления преимущественно грубозернистых аллювиальных с подчиненным количеством тонкозернистых озерных осадков. Распространение нижней юры не повсеместное и в местах ее присутствия наблюдается несогласное залегание на интенсивно каолинизированных пестроцветных образованиях нижнего (рэт-лейасового) структурного этажа.

Верхний структурный этаж (угленосная толща) четко делится на два седиментационных цикла (подэтажи). Нижний подэтаж начинается грубообломочными породами нижней юры, которые постепенно сменяются песчано-глинистыми осадками, содержащими 5–7 линзовидных прослоев угля мощностью до 1 м. Мощность 70–150 м. Выше залегает песчано-глинистая толща байоса мощностью 100–250 м, содержащая прослой углей нерабочей мощности. Завершает разрез так называемая нижняя угленосная свита средней юры мощностью 70–90 м. Сложена она преимущественно глинистыми породами и содержит в верхней половине до 11 пластов и прослоев углей, из которых 5–6 достигают рабочей мощности (0,6–2,2 м). Верхний подэтаж (бат) начинается преимущественно песчаной мингуловской свитой средней юры мощностью 70–160 м, слабо угленосной. Встречаются лишь маломощные прослои углей. Завершает разрез подэтажа и этажа среднеюрская верхняя угленосная свита мощностью 65–75 м. В свите преобладают глинистые породы, содержащие до 8 пластов углей, 3 из которых имеют рабочую мощность. Общие закономерности изменения угленосности на территории Прикаспийской синеклизы недостаточно изучены. В целом они зависят от общей палеогеографической обстановки, в частности от близости береговой линии моря и области сноса. Установлено, что непосредственно к западу от р. Урала среднеюрские отложения почти не содержат угольных пластов, вследствие их замещения морскими фациями. Большая часть территории синеклизы в средней юре представляла собой плоскую изменчивую прибрежную равнину, периодически заливавшуюся морем. В восточном направлении она сменялась аллювиально-озерно-болотной равниной. Процесс угленакопления от центральной части прибрежной равнины постепенно затухал как в сторону моря, так и в сторону суши, где угленосные отложения выклиниваются, замещаясь аллювиальными грубозернистыми осадками.

Урало-Сибирская платформа включает Урал, Западно-Сибирскую и Туранскую плиты. Тянь-Шань, каледониды и герциниды Казахстана и Алтае-Саянскую область. Платформа ограничена с юга герцинскими и альпийскими структурами Средиземноморского пояса, на востоке - Сибирской древней платформой, на юго-востоке - Джунгарским массивом, Бейшаньской и Западно-Гобийской областями палеозойд Монголии.

С момента замыкания последней интрагеосинклинали в Урало-Монгольском палеозойском поясе и образования складчатых областей повсеместно на его территории начинается орогенный этап развития. Длительность орогенного этапа в разных регионах пояса была различной. Различен был и характер проявления орогенеза. Одни области характеризовались активным (прогрессирующим) орогенезом. В других областях он протекал вяло (с затуханием).

После пенепленизации складчатых областей, завершившей повсюду орогенный этап их развития, в раннем - среднем триасе вновь наступает активизация тектонических движений. Эта активизация породила различные тенденции развития отдельных структур Урало-Монгольского пояса. На большей части его территории устанавливается в последующее время типичный платформенный режим, а на востоке вновь регенерируются геосинклинали Сихотэ-Алинь и др.).

В истории мезозойского осадконакопления на территории платформенной области Урало-Монгольского пояса выделяются два главных этапа: доплитный и плитный, которым в разрезе соответствуют одноименные комплексы пород. Доплитный этап, начинающийся с активизации и деформации поверхностей выравнивания, созданных к началу мезозоя, и расчленения территории на ограниченные разломами блоки, характеризуется локальным осадконакоплением, приуроченным к грабенам и эрозионным впадинам (Тимофеев, 1971а). Он проявился повсеместно, однако отдельные крупные блоки земной коры вступали в него неодновременно. Неодновременным было и его завершение - выравнивание складчато-глыбовой области и опускание, обусловившее формирование сплошного платформенного чехла - плитного комплекса. На значительных пространствах Урало-Монгольского пояса доплитный этап еще не закончился и и характеризовался полициклическостью. Каждый цикл, начинающийся активизацией, завершался затуханием, стабилизацией тектонических движений и пенепленизацией созданного вначале горсто-грабенного рельефа. Угленакопление при этом происходило обычно во вторую половину цикла. По особенностям развития в мезозое платформенная область Урало-Монгольского пояса разделяется на Урало-Сибирскую и Монголо-Амурскую эпипалеозойские молодые платформы.

По особенностям проявления платформенной активизации и длительности доплитного этапа в пределах Урало-Сибирской платформы выделяется ряд структурно-формационных зон.

Обь-Тазовская зона представляет собой северную структурную террасу Западно-Сибирской плиты. Детали ее геологического строения неизвестны, поскольку мощность осадочного чехла здесь составляет 4000-11000 м. Однако некоторые косвенные факты позволяют предполагать, что эта терраса представляет собой зону проявления наиболее древней пермо-триасовой активизации, имевшей место в пределах соседних районов Таймыра и Сибирской платформы. Не исключено, что в поздней перми и начале триаса здесь происходило интенсивное угленакопление. Доплитный этап на этой территории был коротким по времени и закончился в начале триаса.

От Обь-Тазовской зоны (как от центра) проявление активизации, сопровождающееся грабенообразованием и эффузивным магматизмом, в последующее время центробежно распространялось в южном направлении.

Центральная зона, занимающая территорию Западно-Сибирской плиты с глубинами до фундамента 2000-4000 м, характеризуется началом и окончанием доплитного этапа в триасе. Доплитный комплекс (верхи нижнего триаса, средний - верхний, без рэта триас) грабенообразных впадин представлен эффузивно-осадочной толщей в основании и темно-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями углей верхней части. Мощность ее 900 м (Тюменская впадина).

Урало-Сибирская зона характеризуется началом доплитного этапа в раннем триасе и окончанием в пределах Западно-Сибирской плиты в лейасе. Доплитный комплекс представлен рэт-лейасовыми отложениями совместно (Тимофеев, Бочкарев, 1970). К этой зоне относится Челябинская, Буланаш-Елкинская, Карашликская, Убаганская, Былкулдакская, Севастопольская, Биесойчанская, Омская, Татарская, Барабинская и другие грабенообразные впадины.

Отложения нижнего и среднего триаса обычно не содержат рабочих угольных пластов. Верхний триас содержит угольные пласты рабочей мощности. По данным глубокого бурения, угольные прослой (0,15-0,20 м) и пласты (до 2,3 м) залегают в верхнетриасовых отложениях Омской впадины. Достоверно установленный верхний триас в пределах зоны угленосен на восточном склоне Урала (Серовский и Челябинский бассейны).

Угленосность здесь весьма неравномерна как по разрезу, так и по площади. Для промышленно угленосных верхнетриасовых отложений восточного склона Урала характерно наличие сверхмощных (до 200 м) угольных пластов, которые в действительности представляют собой большое количество сближенных горизонтов. Мощ-

ность большинства угольных пластов 6–30 м. Угли бурые, переходные к каменным, каменные (от длиннопламенных до газовых). В Челябинском бассейне в нижнеюрской угленосной толще содержится до 15 угольных пластов с максимальной мощностью до 100 м. Угли бурые, иногда переходные к каменным.

Урало-Алтайская зона расположена южнее предыдущей и включает впадины, формировавшиеся в поздне триасово-раннеюрское (рэтлейасовое) и раннеюрско-среднеюрское время. На Урале зона проходит западнее Челябинского бассейна (Волчанская, Орская, Лаборовская, Мостовская, Анохинская, Богословско-Веселовская, Люблинская и другие впадины). В Центральном Казахстане эти впадины установлены вдоль западной и северо-восточной окраин (Бурлукская, Мукурская, Байконурская, Караджарская, Майкюбенская и др.). Рэт-лейасовыми отложениями выполнены впадины на востоке Тургайского прогиба. Выпадают они из разреза и в южной половине Тургайского прогиба. Основную роль играют ранне-среднеюрские угленосные отложения (убаганская серия). Последние выполняют впадины Убаганской группы (Кушмурунская, Черниговская, Эгинсайская и другие, Карагандинскую, впадины Пришимской группы (Джаныспайская, Кызылтальская, Мхатовская), группу впадин Павлодарского Прииртышья и Степного Алтая, впадины Алтайско-Саянской области.

Угленосными в пределах зоны являются нижне-среднеюрские отложения. Нижний отдел юры всюду сложен континентальными осадками, представленными грубообломочными разностями в основании и чередующимися песчаниками и глинистыми породами с углями в верхней части разреза. Мощность их 300–500 м. Среднеюрские отложения зоны отличаются от нижнеюрских большим диапазоном изменения мощностей и характера угленосности. Мощность их достигает 500 м (Майкюбенский бассейн).

В целом для нижнемезозойских отложений зоны характерно преобладающее распространение пролювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений. Следующими по роли в разрезе и на площади являются озерные, озеро-болотные образования.

В Орской впадине в нижнеюрской толще установлено 3–5 угольных пластов с мощностью до 1 м. На Кушмурунском месторождении количество пластов угля 18 с максимальной мощностью угольного пласта 32 м. В Карагандинской впадине насчитывается до 18 угольных пластов с максимальной мощностью угольного пласта 29 м. На Майкюбенском месторождении – 55 угольных пластов, однако мощность их не превышает 3,5 м. Угли бурые, иногда переходные к каменным.

Угли среднеюрского возраста также имеют значительное распространение, хотя и несколько меньше по сравнению с нижнеюрскими. Они установлены в Орской (до 30 пластов с максимальной мощностью 2–3 до 7 м), Кушмурунской (8 пластов с максимальной

ной мощностью до 3,5 м), Кызылтальской (до 18 пластов мощностью до 11 м), Карагадинской (8 пластов с максимальной мощностью до 28 м), Майкюбенской (70 пластов мощностью до 5 м), Койтасской (до 10 пластов мощностью до 3 м) впадинах. Угли бурые, низкой и средней степени углефикации.

В пределах Алтае-Саянской области и юга Западно-Сибирской плиты ниже-среднеюрские угленосные отложения известны в Чулымо-Енисейском, Кузнецком, Минусинском и Тувинском прогибах, а также в наложенных на каледонское основание грабенах за пределами этих прогибов: Чаданском и Серлихемском (в Туве), Казанькском и Желсайском (в Горной Шории), Сайгоньшском (на стыке Алтая и Западного Саяна), Каргинском (на границе Тувинской и Алтайской складчатых зон) и др. Грабенообразные впадины области приурочены к крупнейшей Алтае-Кузнецкой зоне разломов, протягивающихся от Кузнецкого Алатау и Горной Шории до Монгольского Алтая.

Продуктивный комплекс Ачинского бассейна (Чулымо-Енисейский прогиб) начинается макаровской свитой (нижняя юра), Юрские отложения залегают с угловым несогласием на породах верхнего палеозоя и байкальско-каледонском фундаменте. Выше по разрезу согласно залегают основная продуктивная итатская свита (средняя юра). Мощность угленосных отложений изменяется от 230 до 700-1000 м.

Угленосность отложений неравномерная. В составе макаровской свиты известно от 2 до 40 пластов угля, из которых от 1 до 18 имеют мощность более 2 м, однако мощные пласты здесь, как правило, отсутствуют, Итатская свита содержит рабочую группу пластов бассейна. В верхах ее залегают самый мощный пласт Итатский, достигающий 85 м мощности. Кроме того, свите подчинено до 15 рабочих пластов мощностью от 2 до 15 м. Большинство углей бурые, имеются переходные к каменным и каменные. Угленосные отложения залегают полого.

Отложения нижнего мезозоя в Кузнецком прогибе представлены безугольными образованиями нижнего триаса и угленосными - нижнего и среднего отделов юры. Юрские отложения (конгломератовая часть) залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на более древних образованиях и представлены конгломератами, песчаниками, со значительным участием алевролитов и аргиллитов, содержащих пласты углей. Мощность 700-800 м. В отложениях свиты заключено от 6 до 18 пластов и прослоев угля сложного строения. Угли бурые и каменные (от длиннопламенных до газовых).

В Улухемском бассейне угленосные отложения юрского возраста трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на палеозойских породах.

Угленосной толще подчинено 7-17 пластов угля и 8-9 прослоев, рабочих пластов 1-8, но чаще не более 5. Мощность пластов

изменчива и колеблется от 0,5 до 11,6 м. Преобладают пласты мощностью 0,5–2 м. Суммарный угольный пласт достигает максимальной мощности 16 м. Залегание пластов преимущественно линзовидное. Угли каменные, газовой и жирной степени метаморфизма. Более метаморфизованные угли сосредоточены в центральной части прогиба.

Инитальское месторождение приурочено к изолированной впадине, разделенной субширотным поднятием на две мульды. Угленосность подчинена тем же горизонтам юры, что и в Улукемском бассейне. Основной пласт "Мощный" – 1,9–6,1 м. Угли каменные (газовые).

Чаданское месторождение представляет собой небольшую пологую брахисинклиналь площадью 7 км<sup>2</sup>. Основной пласт имеет мощность 2,4–13,4 м и погружается до глубины 300–400 м. Угли падения пород 4–8°.

Тянь-Шань-Восточноказахстанская зона является самой южной зоной распространения доплитных мезозойских структур Урало-Сибирской платформы. Нижнемезозойская угленосная толща в отдельных районах имеет различный стратиграфический диапазон. Так, в Кендерлыкской впадине Восточного Казахстана угленосная толща начинается отложениями средне-позднетриасового возраста, в Илийской – позднетриасового и в Курайлинской – рэтлейасового. В разрезе угленосной толщи преобладают грубообломочные породы. Безугольные горизонты обычно слагают нижнюю часть угленосных толщ и залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на палеозойских или нижнетриасовых породах.

В Кендерлыкской впадине в разрезе нижнемезозойских отложений установлено до 38 пластов угля с максимальной мощностью до 4 м. Угленосные отложения в центральной части впадины с резким угловым несогласием перекрываются третичными отложениями.

В основании разреза мезозоя Илийской впадины на размытых отложениях верхней перми или каолинитовой бокситоносной коре выветривания залегают крупно- и мелкогалечные конгломераты верхнего триаса, сменяющиеся песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Нижнеюрские отложения образуют второй гранулометрический цикл и содержат до 6 угольных пластов мощностью более 2 м. Средняя юра сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и пластами углей, один из которых достигает мощности 11–23 м. На позднеюрско-нижнемеловую эпоху приходится перерыв в осадконакоплении с формированием коры выветривания мощностью 7–20 м. Выше залегают верхний мел – палеогеновые отложения плитного комплекса.

Для внутренней структуры Тянь-Шаня в мезозое характерна относительно слабая дифференциация. Впадины, представляющие собой узкие системы грабен (Сонкуль-Минкуш-Кавахская группа, Джаргалан-Иссык-Кульская группа, грабены Нарына, Чатыр-Куля, Кун-

гена и др.), имеют ограниченное распространение и приурочены к крупным субширотным системам разломов, унаследованных от палеозоя (Троицкий, 1974). Впадины выполнены рэт-лейасовыми и среднеюрскими отложениями с углями в верхней части.

Наряду с грабенными впадинами на Тянь-Шане распространены мелкие относительно плоские эрозионно-тектонические впадины (Приташкентский район, юго-западные отроги Гиссарского хребта). Их заполнение завершилось в условиях малой энергии рельефа при четко выраженном влиянии процессов гумидного осадконакопления.

Разрез представлен остаточным элювиальным покровом, бокситоносными терригенными, преимущественно глинистыми породами с одним или двумя пластами угля.

Среднеюрские (аален-нижний байос) отложения Тянь-Шаня соответствуют второму циклу осадконакопления и повсеместно представлены угленосными толщами, сложенными циклически переслаивающимися брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими пласты углей. Не исключено, что среднеюрские угленосные отложения описываемой зоны находят свое продолжение в пределах герцинид Урала (Орская впадина и др.). В этом случае аален и ранний байос являлись временем обособления огромного по своей протяженности Урало-Восточноказахстанского сводового поднятия. На фоне общего разрастания этого поднятия последовательно выводились из процесса седиментации отдельные его внутренние впадины (Кендерльская, Алакольская, Орская и др.), в которых захоронились лишь верхнетриасовые, нижнеюрские и реже среднеюрские (аален-байосские) отложения.

Основная угленосность описанных отложений связана с рэт-лейас-среднеюрской толщей. Общая мощность угленосных отложений в зависимости от их структурного положения колеблется в широких пределах - от первых сотен до 3500 м.

На Ангренском месторождении в угленосной толще основной пласт (Мощный) достигает мощности 40-50 м. Выше пласта Мощного залегают 5-6 пластов верхнего комплекса. В северной части месторождения эти пласты сближены как между собой, так и с пластом Мощным. Здесь верхний комплекс представлен 6-8 пластами угля мощностью 1,5-2,5 м. К южной части пласты верхнего комплекса расщепляются и выклиниваются. Угли бурые, с зольностью 13-15%.

На Нарынском месторождении угленосная толща содержит 5 угольных пластов сложного строения. Наблюдается общее закономерное уменьшение угленосности с востока на запад за счет выклинивания пластов. Мощность рабочих пластов 0,6-3,7 м. Угли длиннопламенные.

Другие месторождения Северной Ферганы содержат в угленосной толще до 22 пластов угля, из которых рабочую мощность имеют 3-4 пласта суммарной мощностью от 3,5 м (Аркитская впадина)

до 10 м (Тегенекское месторождение). Пласты изменчивы по мощности. Угли газовые, с зольностью 12–17%.

В группе месторождений Гиссарского района количество угольных пластов колеблется от 1 (месторождение Шаргунь) до 34 (месторождение Кугитанг), из которых 1–7 пластов достигают рабочей мощности, максимально до 13 м. Угли каменные, местами жирные и полуантрациты.

Угленакопление в плитный этап развития Урало-Сибирской платформы было ограничено отдельными районами Западно-Сибирской плиты. В ранне-среднеюрское время большая часть территории Западно-Сибирской плиты превращается в обширную область прогибания в теле молодой Урало-Сибирской платформы. К концу среднеюрской эпохи сформировались основные структурные элементы плиты, которые в общих чертах сохранили свои очертания на протяжении всего мезозоя.

Не исключено, что в условиях прибрежно-морской равнины и на поднятиях в ранней-средней юре происходило массовое угленакопление. Отдельные скважины в Западной Сибири подсекли угольные пласты и прослой среди терригенных пород тюменской свиты. Пласты угля имеют мощность 5–10, иногда достигают 45 м.

В верхнеюрско-валанжинских отложениях установлены преимущественно тонкие прослой угли на востоке Западной Сибири, на большей же части территории с ними связаны достаточно мощные (до 5–10 м) пачки битуминозных аргиллитов (типа горючих сланцев). Повышенная угленосность отмечается в апт-альбских отложениях, в которых скважинами установлены пласты угля до 2–3 м, а в обнажении по р. Бахте известен сложный пласт мощностью 9 м.

В разрезе верхнего мела установлено несколько горизонтов углей, из которых наиболее часто проявляющийся приурочен к верхам его (маастрихт-дат). Все угли бурые. Отложения залегают горизонтально или слабо наклонно.

### Монголо-Амурская платформа

Восточная часть платформенной области Урало-Монгольского пояса выделяется как Монголо-Амурская платформа. Домезозойское основание представлено простирающимися в субширотном направлении позднегерцинскими складчатыми структурами Монголо-Охотской системы и ограничивающими ее каледонидами. Внутри палеозойд расположен ряд массивов байкальской консолидации (Буринский, Ханкайский).

Мезозойский этап (начиная с позднего триаса) в пределах Восточно-Азиатского блока земной коры характеризуется резкой активизацией тектонических движений. Эта активизация проявилась, с одной стороны, в регенерации геосинклиналичного режима

на востоке Азии, с другой – в образовании новых структурных элементов в пределах платформы.

Влияние геосинклинального процесса на краевую часть Монголо-Амурской платформы вызвало растяжение земной коры в месте сочленения Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей геосинклинали, что привело к образованию разломов и формированию Монголо-Охотского авлакогена. В позднем триасе и ранней юре территория, расположенная к северо-западу от Монголо-Охотского авлакогена (Центральное и Западное Забайкалье), а также районы, находящиеся на юго-западном его продолжении, находились на стадии сводового развития (Боголепов, 1967). Здесь формировались внутриплатформенные грабенообразные прогибы с интенсивным проявлением эффузивного и гранитоидного магматизма. Монголо-Охотский авлакоген находился под влиянием Тихоокеанского геосинклинального пояса и испытывал погружение.

В начале средней юры в процесс общего сводового поднятия вовлечена огромная крайняя юго-западная часть авлакогена (Восточное Забайкалье), в верхней юре и нижнем мелу процесс поднятия захватил Верхне-Амурский блок, в позднем мелу – территорию, расположенную восточнее Буреинского массива. Тем самым мезозой на территории Монголо-Амурской платформы был временем доплитного этапа ее развития. Первая стадия доплитного этапа, начавшаяся в позднем триасе, а закончившаяся на крайнем западе в ранней юре, в Восточном Забайкалье – в средней юре, в Приамурье – в поздней юре и на крайнем востоке – в позднем мелу, в целом была неблагоприятной для угленакопления на территории СССР.

Лишь на крайнем востоке на месте Арсеньевского пригеосинклинального прогиба в позднем триасе сохранился ряд впадин, где в условиях прибрежно-континентальной равнины периодически и кратковременно происходило торфонакопление (садгородская, амбинская свиты Приморья и их аналоги).

Массовое угленакопление на территории Монголо-Амурской платформы начинается лишь в следующую стадию доплитного этапа. В этой стадии выделяется несколько циклов, которым в разрезе соответствует несколько структурных этажей доплитного комплекса: ниже-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, верхнемеловой. Каждый цикл начинался с тектоно-магматической активизации и формирования грубообломочных толщ и заканчивался спадом дифференцированных движений и угленакоплением.

В соответствии со скользящим характером верхней временной границы первой стадии стратиграфический диапазон угленосных отложений омоложался с запада на восток. В Западном и Центральном Забайкалье он является в основании ниже-среднеюрским. Угленосные отложения характеризуются циклическим чередованием

песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих пласты каменного угля.

В Восточном Забайкалье доплитный комплекс начинается с вулканогенных пород верхней юры. Верхнеюрско-нижнемеловой этаж содержит битуминозные ("бумажные") сланцы и пласты бурых углей.

Нижне-верхнемеловой этаж сложен безугольной пестроцветной грубообломочной толщей, несогласно перекрывающей угленосные отложения (Ундино-Даинская, Куэнгинская и др.).

В западных районах наиболее широко распространены и угленасыщены месторождения, сложенные гусиноозерской серией осадков нижнего мела. Мощность угленосных отложений генетически уменьшается к периферическим частям впадин.

Угленосность разрезов отложений непостоянная и существенно меняется в пределах одной структуры. По ряду месторождений количество пластов возрастает в том или ином направлении от 1-2 до 30-40. Мощность пластов также изменяется в значительных пределах. Отдельные пласты достигают 20-30 м и более. Шесть пластов мощностью выше 10 м известны в Гусиноозерско-Загустайском районе, один из которых достигает 43 м. Пласты мощностью от 3-5 до 8-10 м имеются в большинстве мезозойских впадин. По качеству преобладающая масса углей относится к бурым. Каменные угли известны в Тугнуйском районе, а также в пределах Урсинского углепроявления, где в результате контактового воздействия они метаморфизованы до тоших. Степень метаморфизма углей в известной мере связывается со стратиграфическим положением пластов; юрские угли близки к длиннопламенным и газовым, а нижнемеловые - к бурым.

В восточной части (Читинская область) известно свыше 100 угленосных площадей, месторождений и углепроявлений. Все они представляют собой в той или иной степени изолированные эрозионно-тектонические впадины среди увалистого или низкогорного рельефа Восточного Забайкалья. Промышленными являются Черновское, Тарбагатайское, Арбагарское, Мордойское, Харанорское и другие буроугольные месторождения.

Обычно угленосные площади имеют несколько километров в ширину и первые десятки километров по простиранию. Наибольшая угленасыщенность приурочена к верхним, реже к средним горизонтам толщи, вследствие чего промышленные угольные пласты залегают преимущественно на небольших (до 300 м) глубинах. Общее количество пластов обычно 10-15, на некоторых площадях до 30-40, из них рабочих чаще всего 1-8 и лишь на отдельных месторождениях их количество достигает 20-30. Мощности угольных пластов очень изменчивы - от долей метра до 8-10 м. Отдельные пласты (Чикойского, Харанорского, Тарбагатайского и других месторождений) достигают 20-40 м. По строению пласты сложные,

изменяющиеся по падению и простираию в значительных пределах.

Анализ размещения угленосности в пространстве и дизъюнктивной тектоники Забайкалья, проведенный А.Г.Портновым (1972), позволил ему прийти к выводу, что на процесс угленакопления в мезозое существенно влияло присутствие дизъюнктивов северо-западного направления, наряду с преобладающими разломами северо-восточного простираия, к которым приурочены впадины. Угленосные площади приурочены обычно к местам пересечения этих двух систем разломов. Эти места пересечения в процессе дифференцированных движений структурных блоков были наиболее устойчивыми, малоподвижными и тем самым наиболее благоприятными для длительного заболочивания.

В Верхнем Приамурье мезозойское угленакопление было приурочено к верхнеюрско-нижнемеловой фазе углеобразования. Максимальное угленакопление происходило в раннем мелу.

В Амуро-Зейском бассейне насчитывается 120 пластов и прослоев угля, из которых 15 имеют рабочую мощность. Угольные пласты распространены по разрезу более или менее равномерно, но максимум угленосности приурочен к средней и нижней частям разреза. Пласты угля в большинстве случаев имеют сложное строение. Их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 5 м, но преобладают пласты мощностью 0,5-2 м. Пласты угля неустойчивы, расщепляются, и быстро выклиниваются в сторону области сноса. Угли по степени метаморфизма - длиннопламенные до жирных. В зоне контакта с изверженными породами метаморфизм возрастает до стадии тощих углей.

В Буреинском бассейне угленосные отложения нижнего мела накопились в прогибе северо-восточного простираия и сложены терригенными континентальными отложениями. В них встречено 100 пластов и прослоев угля, из которых 40 пластов спорадически имеют рабочую характеристику. Мощность пластов достигает 24 м, средняя мощность основных рабочих пластов колеблется в пределах 2-5 м. Пласты сложного строения. Количество прослоев пород в пластах угля составляет 3-17 и сильно меняется по площади. Мощность прослоев также непостоянна и колеблется от 0,05 до 3 м.

Угольные пласты распространены по всему разрезу, но наибольшая угленосность приурочена к нижней половине разреза угленосной толщи (ургальская свита) юго-восточной полосы бассейна. По направлению к центру бассейна угленосность падает, а на западной окраине вновь возрастает. Угли каменные средней степени метаморфизма. В юго-западной части бассейна в угленосной толще установлены эффузивы.

Зей-Буреинский бассейн объединяет Архаринский, Сычевский, Поярковско-Екатеринославский и Лермонтовско-Белогорский грабенообразные прогибы, выполненные верхнеюрско-нижне-

меловыми терригенными и вулканогенно-терригенными, частично угленосными образованиями.

В угленосной толще насчитывается свыше 20 пластообразных и линзообразных залежей сложного строения, расположенных по всему разрезу. Их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 25 м, но преобладают мощности 2–5 м. Угли гумусовые, преимущественно клареновые, зольные, по степени метаморфизма переходные от бурых к каменным. Среди угленосных отложений наблюдаются эффузивы.

В Приморье в позднем мезозое сформировались Раздольненский и Партизанский угольные бассейны.

Раздольненский бассейн. Угленосные отложения нижнего мела распространены в прогибе, представляющем двухсторонний грабен северо-восточного простираения длиной 250–300 км, шириной 60–100 км и сокращающийся к его бортам.

Толща с резким контактом залегает на морских юрских терригенных породах и палеозойских гранитоидах и сложена в нижней и средней частях континентальными, а в верхней – континентальными и прибрежно-морскими отложениями. В ней насчитывается более 30 пластов и прослоев угля, из которых 9 пластов спорадически имеют рабочую характеристику. Мощность прослоев и пластов угля изменяется от нескольких сантиметров до 17 м, в среднем 2–3 м. Пласты сложного строения. Максимальная угленосность наблюдается в средней части разреза и приурочена к юго-восточному борту прогиба. Степень метаморфизма углей средняя (газовые), но в зонах контактов с изверженными породами степень метаморфизма возрастает до тощих углей и полуантрацитов.

В угленосной толще значительное распространение имеют эффузивные породы.

Партизанский бассейн приурочен к прогибу северо-восточного простираения длиной 250–300 км при ширине 80–120 км. Прогиб расположен на краю Партизанско-Арсеньевского блока древней консолидации, непосредственно примыкающего к Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Максимальная угленосность приурочена к юго-восточному борту прогиба. Всего в разрезе насчитывается около 40 пластов и прослоев угля, из которых около 15 пластов имеют рабочую мощность. Мощность прослоев и пластов угля изменяется от 0,1 до 12 м, преобладают пласты мощностью до 2 м. Угольные пласты нижней половины разреза имеют преимущественно простое строение, а верхней – весьма сложное. Выдержанность пластов угля по площади незначительная. Наиболее выдержанные пласты располагаются в средней части разреза. В направлении, перпендикулярном к области сноса, пласты расщепляются и быстро выклиниваются.

Основная часть Сибирской платформы в начале мезозоя продолжала развиваться как область устойчивого поднятия и размыва. Угленакпление в мезозое происходило лишь в краевых зонах Сибирской платформы, где сформировалось несколько угольных бассейнов.

Приверхоаянская краевая зона. Развитие зоны в мезозое неразрывно связано с эволюцией Верхояно-Колымской геосинклинальной системы. Зона включает три крупных структурных элемента, выраженных в современном плане Лено-Анабарским, Предверхоаянским прогибами и Виллюйской синеклизой. Угленосные отложения этих структур объединяются в Ленский угольный бассейн.

С конца средней юры, перед фронтом возникшего Верхоянского складчатого сооружения, на фоне общего поднятия восточного края Сибирской платформы на месте пригеосинклинального прогиба начинается формироваться Предверхоаянский краевой прогиб, который в течение поздней юры и раннего мела заполнился довольно однородными терригенными осадками угленосной толщи. В связи с "вялым" орогенным развитием соседнего складчатого сооружения и активного воздымания Сибирской платформы снос терригенного материала в прогиб, в позднеюрско-раннемеловое время происходил с запада.

Среднеюрско-нижнемеловая угленосная толща бассейна имеет мощность, изменяющуюся от 700-1000 до 3800 м с запада на восток. В литологическом отношении она представлена терригенными осадками, образующими устойчивый в пространстве разрез. С генетических позиций отложения являются осадками мелководных морей, внутриконтинентальных бассейнов, лагун, дельт, речных пойм и обширных торфяных болот. В толще наблюдается асимметрия в расположении фациальных типов пород: морские, прибрежно-морские и бассейновые отложения распространены преимущественно на востоке, постепенно выклиниваясь в западном направлении.

Важнейшим признаком толщи является ее высокая угленасыщенность. Максимальная угленосность и количество угольных пластов (до 70-100) установлено в приверхоаянской части, в центральной же части Виллюйской синеклизы их не более 25-35, а на ее западной окраине 10-15. Мощность угольных пластов увеличивается с востока на запад - от 1-5 м в приверхоаянской части до 23 м в Виллюйской синеклизе (Средне-Виллюйский район). Наиболее выдержанные пласты приурочены к восточным районам, на западе мощности угольных пластов более изменчивы. Угли бассейна бурые, переходные от бурых к каменным, на востоке каменные.

Зоны максимального угленакпления с течением времени смещались вдоль прогиба с юга на север. В келловее и валанжине они

располагались в районе г. Жиганска, в барреме — в устье р. Лены, а в апт-альбе они сместились в Лено-Анабарский прогиб.

К концу раннего мела прекращается орогенное развитие Верхоянского складчатого сооружения и происходит его пенепленизация. В сеномане-туроне на пенепленизированной поверхности формируется мощная каолиновая кора выветривания.

Верхнемеловые угленосные отложения лежат на размытой поверхности подстилающих пород в Предверхоянье и согласно — в центральной части прогиба.

Угли в верхнемеловых отложениях распространены спорадически в виде прослоев и линзообразных пластов мощностью до 1-2 м. С окончанием формирования верхнемеловой слабоугленосной толщи система структур Ленского угольного бассейна приобрела черты строения, близкие к современным.

На южной окраине Сибирской платформы в связи со сводовым развитием Урало-Монгольского пояса и примыкающих к нему с севера древних докембрийских структур в мезозое образовалась система компенсационных приорогенных прогибов — Присаянский и Пристановой, фрагменты которых в современном структурном плане сохранились в виде отдельных впадин. К Присаянскому прогибу приурочены Канский и Иркутский угольные бассейны. На месте Пристанового палеопрогиба располагаются впадины, объединяемые в Южно-Якутский угольный бассейн. Предполагается развитие подобного приорогенного Вилюйско-Ангарского прогиба перед Катангским мезозойским поднятием (рис. 6).

Соотношение приорогенных прогибов с древними домезозойскими структурами имеет четко выраженный наложенный характер, хотя они частично и унаследовали от древних прогибов простираение. Внутренняя структура прогибов в значительной мере контролировалась более древними структурными линиями — зонами глубинных разломов, блоками фундамента и т.д.

Присаянский прогиб выполнен ниже-среднеюрской угленосной толщей. Она сложена циклически переслаивающимися аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными, озерно-болотными и болотными отложениями.

В наиболее угленасыщенной средней части толщи количество угльных пластов колеблется от 1 до 20. Большинство из них маломощные, однако отдельные пласты имеют большую мощность (до 14-85 м). Пласты имеют сложное строение. Максимальная угленосность приурочена к северной окраине юго-западной части прогиба и к внутренней зоне его центральной части.

Пристановой прогиб выполнен комплексом континентальных терригенных и вулканогенно-осадочных образований юры и нижнего мела. По литологическому составу, особенностям переслаивания пород, палеогеографическим условиям накопления и палеотектонической обстановке эти отложения можно разделить на две

толщи (снизу вверх): нижнюю – угленосную и верхнюю – вулканогенно-осадочную.

Эти две толщи соответствуют двум этапам формирования Южно-Якутского бассейна: раннеюрскому – раннемеловому и раннемеловому – позднемеловому.

Раннеюрско-раннемеловой этап развития прогиба охватывает полный седиментационный цикл осадконакопления. С ним связано практически все угленакпление. Характер распределения угленосности в разрезе контролируется эволюцией палеотектонических условий седиментации. Этот этап разделяется на две стадии, которым соответствуют два цикла осадконакопления. Первая стадия (ранняя – средняя юра) соответствует накоплению трансгрессивной части угленосной толщи (юхтинская и дурайская свиты) и расширению

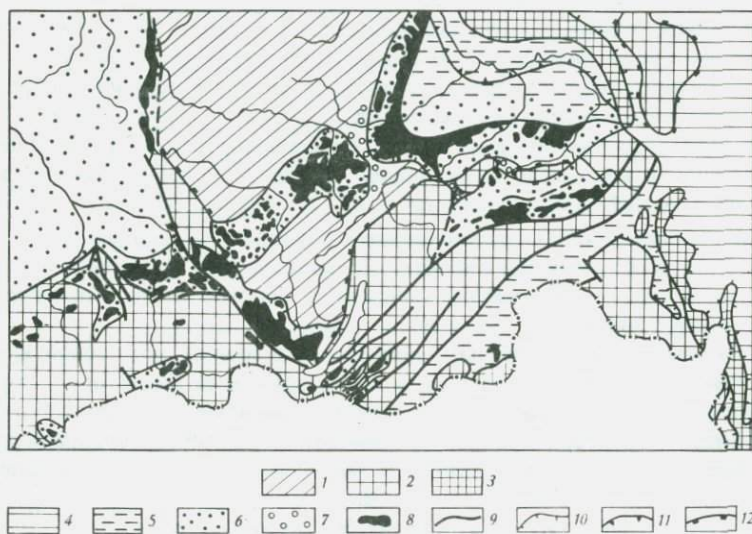


Рис. 6. Палеотектоническая схема раннемезозойского угленакпления Сибири и Дальнего Востока (по А.А.Тимофееву и В.А.Ташилкину, 1975).

1 – палеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – области поднятия в раннем мезозое; 3 – Западно-Верхоянский и Западно-Сихотэалинский антиклинорий; 4 – мезозойские геосинклинали; 5 – Приверхоянская краевая зона и Монголо-Охотский авлакоген; 6 – континентальные угленосные осадки; 7 – площади накопления грубообломочных неугленосных осадков; 8 – площади с установленной угленосностью; 9 – разломы; 10 – граница крупных зон прогибания; 11 – граница Предверхоянского краевого прогиба; 12 – граница крупнейших докембрийских структур

прогиба до максимальных размеров. Вторая стадия (поздняя юра - неоком) соответствует накоплению регрессивной части угленосной толщи (кабактинская, беркакитская и нерюнгринская свиты) и сокращению площади прогиба в связи с региональным воздыманием Станового и Чаро-Учурского сводовых поднятий. Максимальная угленосность приурочена к верхам (верхи дурайской и нерюнгринской свит). Здесь же встречаются и наиболее мощные угольные пласты, достигающие мощности 10-56 м среди многих пластов мощностью до 10 м (Нерюнгринское месторождение). В юктинской свите наблюдаются лишь углепроявления в виде угольных прослоев мощностью до 0,2-0,4 м. В дурайской свите присутствуют 10-12 угольных пластов и прослоев. Угли жирные и коксовые.

Раннемеловой - позднемеловой этап развития Южно-Якутского прогиба проявился в условиях значительной активизации юга Сибирской платформы. При этом главная роль принадлежала тектонически контрастным движениям отдельных блоков. Осадконакопление было сосредоточено в узкой зоне, прилегающей к Становому хребту. Оно началось с образования мощной толщи грубообломочных молла

моласс (ундытканская свита), а завершилось накоплением осадочно-вулканогенных пород карауловской свиты (андезитовых порфириров, кварцевых порфириров, их туфов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов).

Локальное по сравнению с юрой формирование осадочных и осадочно-вулканогенных образований в условиях резкого оживления глыбовых перемещений дает основание рассматривать этот этап развития Южно-Якутского бассейна этапом эллиптической активизации, нарушившей залегание пород плитного комплекса. С этим этапом связаны пликативные дислокации юрских и нижнемеловых угленосных отложений и разобщение их разрывами и глыбовыми движениями на изолированные площади, приуроченные к грабенам.

### Тихоокеанский пояс

Дальневосточные районы нашей страны входят в Тихоокеанский пояс - глобальную структуру, которая является переходной от континентальных блоков Земли к океану. Пояс включает современные геосинклинали с зонами активного тектогенеза и магматизма, сменяющиеся в глубь континента все более древними зонами проявления эндогенных процессов и связанной с ними консолидацией коры.

Угленосность пояса так же, как и геология, изучены еще недостаточно. Природа и возраст многих его структур остаются еще невыясненными и являются предметом острых дискуссий.

Верхояно-Чукотская система. В различных районах Верхояно-Чукотской системы известны прогибы, выполненные верхнемезозойскими терригенными, часто вулканогенными породами, включающими меловые угленосные отложения (Зырянский бассейн, Омсукчанская, Аркагалинская, Чеммджинская, Омолонская, Чаун-Чукотская, Анойская, Анадырская площади и др.).

Угленосные отложения нижнего мела включают до 50 угольных пластов, мощность которых часто превышает 3-4 м.

По генезису перечисленные угленосные отложения мелового возраста связаны с орогенным этапом развития Верхояно-Чукотской системы и в структурно-формационном отношении относятся к образованиям орогенного комплекса.

Сахалино-Хоккайдская система. На территории СССР к системе относятся структуры о. Сахалин, являющиеся продолжением структур центральной части о. Хоккайдо и северо-восточной окраины о. Хонсю (Япония).

Угленакопление в мезозое на Сахалине отличалось весьма специфичными чертами, определяющимися особенностями развития Сахалинской геосинклинали. К концу поздней юры на Сахалине приурочено начало мезозойско-кайнозойского геосинклинали цикла. В это время в пределах Сахалина образовался крупный геосинклиналиный прогиб, заполнявшийся на протяжении раннего мела отложениями спилито-диабазовой формации (хойская, остринская, орлинская и новиковская свиты) мощностью свыше 5000 м, которая характеризует начало собственно геосинклиналиной стадии развития.

В раннем мелу в геосинклинали произошла частная инверсия, которая привела к распаду единого прогиба на два: западный - Западно-Сахалинский (Ишикари-Углегорский) и восточный - Рымникский.

Угленосность установлена в молассах центральной и северной частей Западно-Сахалинского прогиба (верблюжьегорская и жонкьерская свиты). Они залегают с небольшим размывом на морских отложениях верхний сеноман - туронского возраста. В южном направлении (к югу от Побединского района) молассы постепенно замещаются морскими нормально-осадочными отложениями, сопоставимыми с отложениями быковской свиты Южного Сахалина. В этом же направлении возрастает и мощность отложений - верблюжьегорской свиты (и ее аналога арковской свиты) с 800 до 2300 м, а жонкьерской свиты - с 1200-1300 м и до 3000-3200 м.

Возраст угленосных отложений сантон-раннекампанский. Угленосные отложения в северной части Сахалина содержат от 3 до 18 пластов угля рабочей мощности при общем их количестве, достигающем 60. Суммарная полезная мощность достигает 20 м. Они сосредоточены в отложениях верблюжьегорской (арковской) и жонкьерской свит. Угольные пласты сложены каменным углем, тонкие по

мошности, часто имеют сложное строение и фашиально замещаются углистыми аргиллитами. Структурно угленосные отложения верхнего мела приурочены к западному склону Центрально-Сахалинского поднятия и к северному окончанию Западно-Сахалинского прогиба, в месте его сочленения с мезозоидами Сихотэ-Алиня. К центральной части прогиба и по его простиранию угленосные молассы сменяются морскими отложениями.

## Выводы

Угленакопление в мезозое происходило на обширном пространстве территории СССР. С одной стороны, после значительного перерыва оно возобновилось в палеозойских угольных бассейнах или их частях (Кузбасс, Карагандинский, Тунгусский бассейны и др.); с другой – оно распространилось на новые районы, прошедшие в палеозое путь геосинклинального развития и консолидированные в конце герцинского цикла тектогенеза.

На территории мезозойских геосинклинальных систем, так же как и в пределах палеозойских, незначительное по масштабам угленакопление было приурочено к внутренним геоантиклиналям, прошедшим в орогенное развитие (о. Сахалин) или к остаточным массивам, консолидированным в предыдущие геотектонические циклы (Кавказ).

В структурах орогенного ряда локальное угленакопление в нижнем мелу происходило на территории Верхояно-Чукотской системы мезозойских.

Большая часть территории СССР в мезозое представляла собой платформенные области, включавшие Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы, эпигерцинскую платформу Предкавказья (территория Скифско-Бухарской плиты), Урало-Сибирскую и Монголо-Амурскую молодые платформы. Угленакопление на их территории началось в позднем триасе и, мигрируя в восточном направлении, продолжалось до конца раннего мела включительно.

Угленакопление в пределах древних платформ было приурочено к отрицательным структурам типа синеклиз, реже – к соляным куполам, а угленосные толщи являлись составной частью плитного комплекса платформенного чехла.

На молодых платформах угленосные отложения связаны с доплитным и плитным комплексами платформенного чехла. Первый связан со структурами тектоно-магматической активизации, проявившейся на Урало-Сибирской платформе в триасе – средней юре, а в пределах Монголо-Амурской платформы – в триасе, юре, раннем и позднем мелу. Угленакопление здесь происходило в грабен-

синклиналих после выравнивания сводово-глыбовых областей и стабилизации тектонических движений.

Угленосные отложения плитного комплекса структурно приурочены, так же как и на древних платформах, к отрицательным структурам типа синеклиз, имеющих самые разные размеры.

Особую категорию краевых угленосных структур мезозоя образуют приорогенные прогибы, формирующиеся на границе платформ и сводово-глыбовых областей, образовавшихся в результате активизации. В пределах приорогенных прогибов длительное время сохранялся режим компенсации прогибания осадконакоплением и формировались мощные (более 10, иногда 50 м) угольные пласты (Ачинский, Южно-Якутский бассейны и др.). В структурно-формационном отношении угленосные отложения приорогенных прогибов, так же как и краевых, относятся к плитному комплексу платформенного чехла.

### ГЛАВА 3. КАЙНОЗОЙСКОЕ УГЛЕНАКОПЛЕНИЕ

Угленакопление в кайнозое на территории СССР характеризуется резким спадом по сравнению с предыдущими эпохами в связи с изменением палеотектонических и палеогеографических условий осадконакопления. Главными из этих изменений, сдерживающих широкое угленакопление, А.И. Егоров (1960) называет: 1) проявление активных тектонических движений, вызвавших значительное поднятие платформенных областей, обновление рельефа и усиление его денудации, вызвавших интенсивный привнос терригенного материала в седиментационные бассейны; 2) повышение окислительного потенциала бассейнов осадко- и торфонакопления в южных районах за счет привноса в них продуктов перемива мезозойской коры выветривания; 3) сохранение аридного климата в течение длительного времени на юге СССР (Закавказье, Средняя Азия, Казахстан и Алтай) и усиление контрастности сезонных колебаний температур в бореальной области. Основными структурными элементами земной коры на территории СССР в кайнозое были Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы и разделяющая их Урало-Сибирская молодая эпипалеозойская платформа. На востоке СССР располагались часть Монголо-Амурской эпипалеозойской платформы и Тихоокеанский пояс, западная часть которого с конца мезозоя перешла на путь платформенного развития, а восточная представляла собой складчатую область (Сахалин и Камчатка). Кавказ, Крым и Карпаты входили в состав Средиземноморского складчатого пояса.

Эволюция угленакопления в палеогене на территории СССР определялась характером направленного развития перечисленных региональных структур земной коры.

В палеоцене платформа представляла собой глубоко консолидированную структуру континентального ряда. Основная часть территории являлась выравненной, относительно высокоприподнятой суши, лишь южная окраина была покрыта мелководным эпиконтинентальным морем. Геотектоническая обстановка в раннем и среднем эоцене не внесла существенных изменений в палеогеографию платформы. Морской бассейн распространился на всю западную окраину равнины и через Припятский прогиб соединялся с Западно-Европейским морем. Эти условия сохранялись до середины олигоцена, когда начались восходящие движения, приведшие к регрессии моря.

В начале миоцена заболачиваются значительные пространства прибрежных равнин. Угленакопление в это время происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях. Обширным районом угленакопления была Украинская низменность, структурно приуроченная к сводовой части Украинского щита. Здесь угленакопление происходило в континентальных условиях озерно-болотных равнин, располагавшихся в очень плоских тектонических и эрозионных впадинах, объединяемых в Днепровский бассейн.

В пределах бассейна известно более 120 месторождений и углепроявлений, из них около 50 имеют промышленные масштабы. Промышленная угленосность связана в основном с миоценом. Угли бурые и на большинстве месторождений слагают одну залежь простого или сложного строения, расщепляющуюся по периферии на несколько пластов или постепенно выклинивающуюся. Большинство залежей содержит линзовидные включения песчаных и глинистых пород. Угольные пласты бассейна имеют весьма невыдержанную мощность, колеблющуюся от нескольких сантиметров до 20-25 м.

В Днестровском буроугольном бассейне угленосная толща имеет мощность 3-30 м. В ее составе встречены 1-4 угольных пласта мощностью 0,5-3,0 м.

На Южно-Бессарабской площади неогеновая угленосная толща содержит угольные залежи, мощность которых изменяется от 0,1 до 0,53 м.

В Южно-Уральском буроугольном бассейне угленосная серия верхнеолигоцен-миоценового возраста имеет мощность 70-350 м. Промышленная угленосность в бассейне связана с верхнеолигоценовыми, олигоцен-миоценовыми и нижнемиоценовыми отложениями.

Сибирская платформа

На Сибирской платформе угленакопление в кайнозойе продолжалось унаследованно с мезозоя в низовьях р. Лены. С середины эоцена оно началось в низовьях Алдана, в Присаянье и Прибайкалье.

Конец олигоцена – начало миоцена характеризовалось началом контрастных тектонических движений на юге Сибирской платформы. Они были связаны с началом неотектонического этапа развития земной коры. Ожилились древние и образовались вновь многочисленные крупные разломы. Значительно расширились и области угленакопления. В пределах Байкало-Становой области сводового поднятия в начале миоцена заложилась многочисленные грабенообразные прогибы.

Крупные грабеновые впадины (Тункинская, Байкальская, Баргузинская и др.) были районами значительного угленакопления. Угольные пласты промышленной мощности (до 10 м) встречены либо в естественных обнажениях прибортовых частей этих впадин, либо в разрезах опорных скважин. Угленосные отложения, как правило, залегают на поверхности фундамента с маломощными галечниками.

В Тункинской впадине буроугольные пласты и углистые породы встречены при бурении в разных интервалах до глубины 1400 м. Мощность отдельных пластов сильно изменяется и достигает 26 м. В Байкальской впадине известны два участка распространения угленосной толщи. По всему разрезу пробуренных скважин вскрыто 3 пласта мощностью 6–9 м. В других разрезах общее количество угольных пластов достигает 25 (0,5–7 м) с суммарной мощностью угля до 2 м.

### Урало-Сибирская платформа

На территории Урало-Сибирской платформы кайнозойские угленосные отложения связаны с плитным комплексом чехла в пределах синеклиз Западно-Сибирской и Туранской плит.

Среди десятков известных в Западной Сибири олигоценовых углепроявлений, имеющих практическое значение, разведывались единичные: в Омской области – Петровское и Екатеринбургское, в Томской области – Реженское, Казанское и Ярское месторождения. Угольные пласты на упомянутых месторождениях вскрыты в краевых частях современных речных долин. На месторождениях установлено до 5 сближенных буроугольных рабочих пластов общей мощностью до 5,6 м. Пласты обычно имеют простое строение и сложены плотным бурым углем с включенными в нем кусками лигнитизированной древесины.

Олигоценовые угленосные отложения на территории Туранской плиты известны в Тургайском прогибе и в примыкающей к нему части Северного Приаралья. Среднеблиоценовая фаза угленакопления наступила непосредственно после регрессии обширного мел-палеогенового эпиконтинентального моря. На освободившихся от моря плоских платформенных равнинах с этого времени отлагается озерно-аллювиальная угленосная толща. Здесь известны пласты бурого

угля максимальной мощностью до 5 м. Их количество колеблется от 2 до 3.

### Монголо-Амурская платформа

На территории СССР в пределах Монголо-Амурской платформы в кайнозое существовало два узла мощного угленакопления: первый в бассейнах рек Амура и Зеи (Амуро-Зейский бассейн), а второй в среднем течении р.Амур (Средне-Амурский бассейн). Более мелкие угленосные площади известны в бассейне р. Амгуни и в нижнем течении р.Амур.

Структурное положение и палеотектонические условия образования угленосных осадков этих районов были различны. Наиболее изученными из них являются Амуро-Зейский и Средне-Амурский бассейны.

Накопление угленосных отложений происходило в условиях контрастных тектонических движений в пределах поднятий, ограничивающих Зей-Буреинскую синеклизу с востока и севера. Вдоль подножий поднятий в это время формировались грубообломочные отложения, к центру замещающиеся слабоугленасыщенными осадками. Вся северо-западная часть синеклизы в междуречье Зеи и Амура имеет наибольшую угленасыщенность отложений бузулинской свиты. В них содержится до 9 угольных пластов, широко распространенных по площади и равномерно распределенных по разрезу (Тыгдинское, Мухинское, Нылгинское и др.).

В восточной части синеклизы в разрезе бузулинской свиты установлено до 7 угольных пластов и пропластков, менее выдержанных по мощности и более сложного строения. Основные и наиболее мощные пласты приурочены к нижней части разреза. Площади распространения отдельных пластов в слитном состоянии значительны, но мощности их меньше, чем в северо-западной части синеклизы и не превышают 9,2-10,6 м при мощности угольной массы до 4,0-4,5 м. Залегание угольных пластов бузулинской свиты горизонтальное.

За время среднего миоцена структура Амуро-Зейского бассейна несколько усложнилась за счет двукратного размыва ранее сформировавшихся угленосных толщ. Первый из них предшествовал отложениям аллювиальных пород сазанковской свиты (верхний миоцен), а второй - накоплению аллювиальных образований руслово-пойменных и озерных фаций белогорской свиты плиоцен-четвертичного возраста.

Эти отложения, объединяемые в зейскую серию, весьма широко распространены по площади всей Зей-Буреинской синеклизы и залегают на многих участках на сильно эродированной поверхности кивдинских, бузулинских и более древних образований.

Средне-Амурский бассейн приурочен к одноименной впадине, занимающей среднее течение р. Амура. Внутренняя структура впадины отличается сложным блоковым строением фундамента, отдельные блоки которого выходят на современную поверхность. Довольно отчетливо выраженная линейность в расположении грабеновых структур внутри впадины, по-видимому, объясняется их приуроченностью к разломам северо-восточного направления.

Угленосность нижнеолигоценовых отложений в разных структурах отличается большей изменчивостью. Установлено от 2-4 до 10 пластов бурых углей, среди которых некоторые достигают мощности 7,0-18,2 м, в том числе угольной массы до 5,0-16,6 м.

Угольные пласты имеют преимущественно сложное строение и расщепляются в сторону бортов грабенов. Иногда они залегают в сближенных группах, причем более мощные пласты нередко залегают в верхней части разреза угленосной толщи. Нижнеолигоценовое угленакпление в Средне-Амурской впадине прекратилось в результате резкого затухания тектонических движений (Варнавский, 1971).

На границе олигоцена и миоцена полная стабилизация движений привела к формированию поверхности выравнивания, на которой образовалась нижнемиоценовая кора выветривания. На этом закончился палеогеновый цикл активизации северо-восточной части Амурской платформы и связанное с ним формирование угленосных структур.

Второй цикл активизации начался с нижнего миоцена и характеризовался как и предыдущий, оживлением тектонических движений по разломам и вулканической деятельностью. Последняя сопровождалась излиянием базальтов и андезитов-базальтов и выбросами больших масс туфового материала. Одновременно в грабенах и грабенообразных прогибах происходило накопление верхней угленосной толщи Средне-Амурской впадины.

Угленосность миоценовых отложений непостоянна. В них установлено до 21 угольной залежи преимущественно сложного строения, из них несколько (5-6) имеет мощность 6,0-12,1 м (угольной массы 5,0-10,7 м). Вверх по разрезу угленосность отложений заметно снижается, а затем исчезает совсем.

### Тихоокеанский пояс

В кайнозое структура Тихоокеанского пояса претерпела значительные изменения. В конце мезозоя консолидировались Верхояно-Чукотская геосинклинальная система и Сихотэ-Алинь. В складчатые сооружения превратились Сахалино-Хоккайдская и Корякско-Камчатская системы. Особенности угленакпления в пределах названных структур определялись характером тектонических движе-

ний, соответствующих стадиям развития земной коры в этих регионах. Верхояно-Чукотская система и Сихотэ-Алинь перешли в кайнозой на путь платформенного развития, Сахалин и Камчатка переживали заключительные стадии геосинклинального развития.

Кайнозойские угленосные отложения Верхояно-Чукотской системы имеют все черты осадков платформ. Угленосный комплекс палеогенового и неогенового возраста представлен континентальными песчано-глинистыми отложениями с пластами и прослоями бурых углей. Основные угленосные площади приурочены к Северному Верхоянью, Новосибирским островам, бассейнам рек Индигирки и Колымы и Охотскому побережью. Угленосные отложения залегают в небольших по размерам мульдах и грабенах.

На известных здесь месторождениях установлено 2-3 пласта мощностью 0,6-2,3 м (Кенгдейское м-ние), 9-12 пластов мощностью 2,7-18,7 м (Сочинское м-ние), 3 пласта мощностью 1,9-12,0-3,4 м (Куларское м-ние); 10-12 пластов - 0,2-2,6 м (Уяндинское), 4-9 пластов мощностью 0,5-48 м (Охотская площадь), 48 пластов, из них 19 с мощностями 0,7-1,7 м (Гижигинская площадь), 5-12 пластов 1,2-18 м (Анадырская площадь).

Угленосные отложения Сихотэ-Алиния представлены осадками палеогена и неогена. В структурном отношении они приурочены к грабенообразным или эрозионным впадинам и в целом относятся к доплитному комплексу платформ.

К концу раннего палеогена в основном стерлись различия между структурно-формационными зонами, развивавшимися в течение палеозоя и мезозоя, которые слились в единое сводовое поднятие Сихотэ-Алиния, в начале эоцена сменившееся резким усилением дифференцированных тектонических движений раннеплатформенного этапа активизации. Следствием этой активизации явилось возникновение системы разломов вначале в его осевой части, а затем и на периферии. Образование разломов сопровождалось излиянием базальтовых лав, весьма характерных для раннеплатформенного этапа активизации, в отличие от преимущественно кислых лав орогенного этапа развития геосинклинального складчатого сооружения.

Кайнозойская активизация на территории Приморья проявилась в два четко разграниченных цикла. Первый цикл охватывает промежуток времени от начала эоцена до верхнего олигоцена. Второй цикл начинается в позднем олигоцене и продолжается до настоящего времени (неотектонический этап развития земной коры). Выделенным двум циклам активизации соответствуют два цикла континентального осадко- и угленакопления. Пульсирующий характер тектонических движений обусловил ритмичность угленосных толщ. Каждый ритм начинается накоплением грубообломочных пород и заканчивается формированием угленосных свит. Осадконакопление иногда прерывается вулканической деятельностью. Синугленосные и

постугленосные эффузивные образования широко распространены в разрезах угольных месторождений.

Наиболее широко угленосные отложения распространены на западе Приморья, где известен ряд месторождений, имеющих промышленное значение.

На Артемовском месторождении в угленосной свите установлено 7–8 групп пластов бурого угля. Пласты имеют сложное строение и мощности 1–12 м. Месторождение приурочено к пологой синклинали.

Тавричанское месторождение содержит 34 пласта бурого угля. Мощность пластов колеблется в среднем 1,2–3 м, некоторые пласты достигают 10–12 м. Рабочее значение имеют 8 пластов. Угленосность крайне неравномерная в разрезе и на площади. Пласты очень часто изменяются по мощности и структуре, некоторые переходят в зольные угли и углистые аргиллиты. По структуре месторождение представляет собой две синклинали, осложненные дополнительной дислокацией, надвигами и сбросами. Угли бурые, переходные к каменным.

На Шкотовском месторождении угленосные отложения приурочены к асимметричной синклинали северо-восточного простирания и содержат 10 пластов угля мощностью 1–15 м; преобладают пласты мощностью 1,5–3,0 м.

К северо-востоку от Шкотовского месторождения через всю территорию Приморья прослеживается полоса палеоген-неогеновых угленосных отложений, приуроченных к отдельным впадинам: Средне-Бикинское, Маревское, Крыловское, Ореховское, Малиновское и другие месторождения. Угленосные отложения названных месторождений имеют мощность 200–700 м и содержат от 5–7 до 28 пластов бурых углей, из которых рабочими являются 2–7 пластов. Их мощности достигают 15–18 м. Все угольные пласты имеют сложное строение.

В краевой части Ханкайского массива (Глуховское, Супутинское, Реттиховское, Раковское м-ния и др.) угленосные отложения олигоцен-среднемиоценового возраста содержат до 18 угольных пластов невыдержанной мощности и сложного строения. Рабочие пласты достигают 40 м (Реттиховское месторождение).

Сахалин по особенностям развития в кайнозое четко делится на западную и восточную части, обособившиеся еще в мезозое.

Различие кайнозойских структур восточной и западной частей острова подчеркивается и составом выполняющих их формаций. В восточной части типично глыбовые структуры (грабенообразные зоны опусканий) выполнены неогеновым орогенным комплексом отложений, в том числе угленосных. В западной части острова кайнозойская толща образует единый структурный комплекс мощностью свыше 10 км, формировавшийся в Западно-Сахалинском прогибе с позднемелового времени.

Наиболее ранними орогенными структурами Восточно-Сахалинских гор являются грабены между Лунским заливом и п-овом

Терпения, на п-ове Шмидта и в Александровском районе. Все они выполнены угленосными молассами нижнего миоцена. В молассах залегают от 1 до 8 пластов угля в Александровском районе, 2-3 - на п-ове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах, имеющие рабочую мощность, но сильно рассланцованные и сложного строения. Мощность отдельных пластов угля достигает 1,0 м, а углистых аргиллитов 3-24 м.

Угленосность эоцена на Западном Сахалине распространена неравномерно, изменяясь как в широтном, так и в меридиональном направлениях и достигает максимумов в двух районах - на севере в Углегорском и Лесогорском (м-ния Северо-Воздвиженское и Возвращение) и на юге в Долинском (Лопатинское и Тихоювичское). Общее количество угольных пластов изменяется от 9 до 107, а с рабочей мощностью от 1 до 42. Суммарная полезная мощность рабочих пластов достигает 54,0 м. Угольные пласты обычно тонкие и средней мощности, невыдержанные или относительно выдержанные, сложного строения, нередко расщепляются на отдельные пачки, выклиниваются или фашиально замещаются углистыми аргиллитами.

Угленосность эоцен-олигоцен наблюдается в разрезе средней и верхней частей краснопольевской свиты. Мощность редких прослоев углей в них составляет 0,25-0,40 м, а углистых аргиллитов 0,1-0,3 м.

На севере Западно-Сахалинского прогиба, в Александровском районе, в начале миоцена происходило медленное поднятие, с которым было связано формирование угленосных отложений мощностью до 450 м. В них залегают от 1 до 8 рабочих пластов каменного угля, имеющих сложное строение и мощность 3-24 м. Проявление угленосности в верхней части ниже-среднемиоценового комплекса отложений Западно-Сахалинского прогиба свидетельствует о затухании активных тектонических движений и некоторой их стабилизации на территории Западного Сахалина. Однако этот период был весьма кратковременным и уже в начале позднего миоцена снова сменился устойчивым прогибанием, с которым связано начало формирования следующего седиментационного цикла. Подобно эоцен-среднемиоценовому циклу он начался с формирования угленосной толщи, а затем сменился накоплением трансгрессивной серии морских отложений и завершился в плиоцене поднятием и формированием вулканогенной толщи.

Угленосные пресноводно-континентальные и прибрежно-морские отложения верхнеудуйской свиты (средний - верхний миоцен) в пределах Западно-Сахалинского прогиба залегают с небольшим угловым несогласием на отложениях палеогена и нижнего - среднего миоцена. Они представляют наиболее широко распространенную на Сахалине угленосную формацию, формировавшуюся в разных геотектонических условиях.

В Александровском районе залегает 19–20 угольных пластов, из которых 6–17 имеют суммарную рабочую мощность 14–20 м. В Углегорском районе в отложениях залегает от 9 до 28 угольных пластов, в том числе от 7 до 18 рабочих пластов с суммарной мощностью 25,5–40,5 м.

В различных районах территории Камчатки известны месторождения палеогенового и неогенового возраста, еще недостаточно изученные. Палеогеновые угленосные отложения приурочены главным образом к средней части западного побережья полуострова, а неогеновые имеют более широкое распространение в южной части западного побережья, где прослеживаются сплошной полосой до 400 км по простиранию. Отдельные участки неогеновых угленосных отложений установлены на юго-восточном и восточном побережье, а также в центральной части северной половины полуострова.

### Средиземноморский пояс

Палеоген–неогеновые угленосные отложения охватывают обширную площадь внутренних и внешних зон альпид пояса. На территории СССР они известны на Кавказе и на окраине Карпат.

Закарпатский бурогольный бассейн приурочен к площади распространения неогеновых отложений в юго-западном складчатом предгорье Карпат. В угленосных отложениях в основном встречено несколько невыдержанных угольных пластов мощностью от 5 до 40 угольных пластов, из них рабочих (мощностью более 0,7 м) от 2 до 10 с суммарной мощностью 3,1–9,6 м, выше – от 5 до 18 угольных пластов, из них 2–5 рабочих, с суммарной мощностью 3,5–5,6 м. Пласты угля имеют простое строение и невыдержанную мощность.

На обширной площади, ограниченной горными сооружениями Большого и Малого Кавказа, распространены преимущественно морские палеогеновые и в основном континентальные неогеновые отложения. Угленосность в них проявлена весьма ограниченно.

Ахалцихское месторождение характеризуется неустойчивой угленосностью отложений. В них установлено 3 сложных пласта, быстро расщепляющихся и выклинивающихся. Мощность их колеблется от 0,5–1,2 м до 6–10 м. Два угольных пласта, встреченных в пестроцветной свите, имеют исключительно сложное строение и разделяются на 3–5, реже 10–12 пачек угля и углистых пород. Угли Ахалцихского месторождения гумусовые, бурые.

## Выводы

Структура земной коры на территории СССР и условия угленакопления претерпели в кайнозое дальнейшие изменения. В структурном отношении это была часть высоко приподнятого над уровнем Мирового океана Евразийского континента. В составе основных структур земной коры выделялись Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы, разделенные и ограниченные с юга эпипалеозойской платформенной областью. На востоке азиатской части СССР перешли на путь платформенного развития Верхояно-Чукотская складчатая система и Сихотэ-Алинь, образовавшие Восточно-Азиатскую эпимезозойскую платформенную область. Замкнулись и перешли в орогенный этап развития геосинклинали Сахалина и Камчатки, Кавказа и Карпат.

В пределах складчатых сооружений формировались континентальные и прибрежно-морские угленосные отложения орогенного структурно-формационного комплекса (Сахалин, Кавказ) с образованием каменных углей.

В условиях активизации на раннем этапе платформенного развития на эпипалеозойских платформах, а также на активизированных байкальских блоках Сибирской платформы в грабенообразных прогибах и эрозионных впадинах на локальных площадях формировались угленосные осадки доплитного структурно-формационного комплекса с бурыми углями и лигнитами.

На обширных пространствах платформенных плит, в синеклизах и отдельных более мелких впадинах, формировались маломощные угленосные осадки плитного комплекса с пластами бурых углей. Угленакопление на основной части территории СССР носило исключительно континентальный характер.

## ЭВОЛЮЦИЯ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Рассмотренная история формирования угленосных отложений в связи с развитием основных структурных элементов территории СССР свидетельствует о том, что условия угленакопления и его масштабы претерпели значительные изменения во времени и были весьма разнообразными в пространстве, что определило современное размещение угольных пластов в земной коре и их генетические параметры. Во все эпохи процесс угленакопления регулировался двумя основными факторами: геотектоническим и палеогеографическим (в том числе и климатическим). В общем процессе угленакопления эти два фактора действовали совместно, однако роль каждого из них в формировании угольных пластов и их генетических параметров не всегда была одинаковой, а менялась от эпохи к эпохе.

Благоприятный климат (гумидный и близкий к нему) — это первое и необходимое условие, определяющее существование растительного покрова и обеспечивающее возможность продуцирования органического вещества. Изменение климата в пространстве и во времени неизбежно влечет за собой эволюцию растительности и миграцию площадей угленакопления.

Климат и тип исходной растительности зависят от характера распределения на поверхности Земли суши и морских акваторий, а также от геоморфологических особенностей рельефа материковых пространств.

Эти факторы, в свою очередь, определяются палеотектоническим планом и стадией развития земной коры в цикле эволюции тектонических движений от активизации до их затухания и стабилизации.

## ГЛАВА 1. ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Эволюция палеотектонического плана территории СССР играла решающую роль в формировании структурных форм угольных бассейнов и в изменении фациальных условий угленакопления, определяющих размещение угленосности, мощность и морфологию угольных пластов, а также формы и размеры площадей их распространения.

Для палеозоя характерны прежде всего преимущественно крупнейшие по площади бассейны угленакопления с выдержанными на обширных пространствах угольными пластами. Современные контуры угольных бассейнов и месторождений в большинстве случаев значительно изменены и сокращены по сравнению с первоначальными, что произошло в результате позднейших структурных преобразований и размыва части угленосных отложений. В других случаях границы бассейнов на современном этапе изученности еще далеки от истинных. Достаточно сказать, что Кузнецкий бассейн в современных контурах — это лишь часть единого позднепалеозойского прогиба, простирающегося под мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты далеко на север, в бассейны рек Пура и Таза (см. рис. 4).

Контуры Карагандинского бассейна в результате преобразований структуры Центрального Казахстана значительно сократились. Его северная и западная угленосные зоны в современном структурном плане представлены лишь отдельными месторождениями. Недостаточно достоверны еще контуры Подмосковного, Камского бассейнов на Восточно-Европейской платформе и Тунгусского бассейна — на Сибирской древней платформе. Фактически совсем еще неизвестны границы Таймырского бассейна. Минусинский бассейн в современном структурном плане — это лишь незначительная часть обширного палеозойского угольного бассейна. Не ограничивались современными контурами и палеозойские площади угленакопления на юге Донецкого бассейна и т.д.

Значительные размеры площадей палеозойского угленакопления обусловлены особенностью палеотектонического плана и определяемой им палеогеографией территории СССР. Пояс палеозойского угленакопления в геотектоническом отношении характеризовался существованием крупнейших жестких глыб земной коры (археиды, карелиды, байкалиды, каледониды) и окружающих их со всех сторон герцинских геосинклинальных систем. Консолидированные структуры представляли собой как бы крупнейшие срединные массивы, окруженные геосинклинальными поясами. Тектонические движения на их территории были обусловлены характером геосинклинального процесса в окружающих мобильных областях, регулирующего проявления трансгрессией и регрессией моря.

В палеогеографическом отношении палеозой на территории СССР характеризовался значительными пространствами морских бассейнов, окружавших континентальные области. Последние в период трансгрессий были заняты эпиконтинентальными морями с многочисленными лиманами, а в период регрессий — остаточными морскими водоемами и лагунами. В соответствии с размерами морских акваторий вдоль береговой линии на равнинных прибрежных пространствах создавались в определенные периоды благоприятные условия для угленакопления преимущественно паралического характера.

Большинство палеозойских угольных бассейнов расположено в краевых частях консолидированных областей (Кизеловский, Печорский, Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Экибастузский, Львовско-Волынский, Таймырский). Активные тектонические движения в геосинклиналях, характеризовавшиеся преимущественным прогибанием в позднем девоне, раннем карбоне, первой половине среднего карбона, а в ряде бассейнов на протяжении всего карбона и перми, вовлекали в этот процесс и краевые части жестких структур. Длительное однонаправленное прогибание угольных бассейнов, быстро компенсирующееся терригенным осадконакоплением, обусловило и большие мощности угленосных отложений (до 10 км и более). О преимущественно однонаправленном прогибании и непрерывном накоплении осадков свидетельствует отсутствие сколько-нибудь значительных региональных перерывов в угленосных формациях перечисленных бассейнов. Малый процент грубообломочных пород или их отсутствие позволяют сделать вывод о том, что прогибание происходило на фоне слабой расчлененности областей сноса, хотя и весьма частой по времени проявления. Эти условия придавали компенсационный характер осадконакоплению и обеспечивали в конечном итоге высокую угленасыщенность многокилометровых осадочных толщ. Отсутствие резких инверсий тектонических движений в угольных бассейнах обеспечивало сохранение в ископаемом состоянии угольных пластов. В период общей инверсии геосинклиналей и образования на их месте складчатых сооружений угольные бассейны сохраняли тенденцию к прогибанию, представляя собой компенсационные краевые прогибы.

В соответствии с удаленностью угольных бассейнов от геосинклиналей и уменьшением влияния весьма активных тектонических движений изменялись и мощности угленосных формаций (Минусинский, Тунгусский, Подмосковский бассейны).

Положение угольных бассейнов по отношению к геосинклиналям сказалось и на значениях основных параметров угольных пластов — мощности, строении и их количестве. Высокочастотный режим колебательных движений в угольных бассейнах, расположенных вблизи геосинклиналей в период осадконакопления, обусловил частую смену режимов осадконакопления, мелкоциклическое строение угленосных формаций, большое количество угольных пластов и их преимущественно малую мощность. Снижение степени влияния геосинклиналей уменьшает активность колебательных движений в угольных бассейнах и увеличивает платформенность в характере осадконакопления, что приводит к увеличению мощности осадочных циклов и угольных пластов с одновременным уменьшением их количества. Эти изменения в строении осадочных толщ и параметрах угольных пластов наблюдаются также и во времени, в стратиграфическом разрезе (Кузнецкий, Печорский, Таймырский бассейны и др.).

Весьма интересные данные, иллюстрирующие изменение мощности угольных пластов палеозойских бассейнов во времени, от эпохи к эпохе, получены И.Б.Волковой (1975) (табл. 2).

## Эволюция мощностей угольных пластов в палеозое

| Возраст                         | Типы пластов по мощности, в % |                      |                    |  |
|---------------------------------|-------------------------------|----------------------|--------------------|--|
|                                 | тонкие<br>(до 1-1,5 м)        | средние<br>(1,5-3 м) | мощные<br>(3-10 м) | весьма мощные (10-50 м) и сверхмощные (более 50 м) |
| P <sub>2</sub>                  | 14                            | 40                   | 41                 | 5  |
| P <sub>1</sub>                  | 18                            | 39                   | 29                 | 14   |
| C <sub>2</sub> - C <sub>3</sub> | 79                            | 20                   | 1                  | -  |
| C <sub>1</sub>                  | 49                            | 29                   | 18                 | 4  |

Палеотектонический план территории СССР в мезозое коренным образом изменился. Замкнулись герцинские геосинклинали, расширились области с платформенным режимом развития, образовав единый континент, ограниченный на северо-востоке, востоке и на небольшой части южной окраины геосинклинальными системами. Большая часть территории на протяжении длительного времени представляла собой сушу. Угленакопление носило преимущественно лимнический характер и происходило в значительно меньших по размерам бассейнах по сравнению с палеозоем. Это были или синеклизы, или мелкие впадины на платформах, или грабен-синклинали на активизированных палеозойских структурах. Активность тектонических движений периодически менялась во времени, колебательные движения носили более низкочастотный характер, что обусловило крупноциклическое строение угленосных толщ. Весьма контрастные дифференцированные движения в областях сноса вызывали резкое расчленение рельефа, что сказалось на существенном участии грубо-обломочных пород в строении осадочных циклов. В периоды интенсивной активизации проявлялась эффузивная деятельность, обусловив значительное распространение вулканогенно-осадочных угленосных толщ. В краевых частях платформ, на границе с активизированными областями в мезозойских бассейнах формируются сверхмощные угольные пласты.

Процентное соотношение различных по мощности типов угольных пластов в мезозое по сравнению с палеозоем существенно изменилось. По данным И.Б. Волковой (1975), тонкие пласты в нижнем мезозое составляют 9%, средние 13%, мощные 13%, весьма мощные и сверхмощные 65%. В верхнем мезозое в связи с резким снижением активности тектонических движений в одних районах и активизацией их в других процентное соотношение различных по зна-

чению мощностей угольных пластов снова изменилось. Тонкие пласты составляют в верхнем мезозое 68%, средние 16%, мощные 12%, весьма мощные и сверхмощные 4%. Тенденция в характере изменения палеотектонических и палеогеографических условий угленакпления, наметившаяся в позднем мезозое, получила дальнейшее развитие в кайнозое в связи с продолжавшимся расширением континента.

В соответствии с эволюцией палеотектонических и палеогеографических условий осадконакопления на территории СССР, эволюционировало и угленакпление, но происходило оно неравномерно как в пространстве, так и во времени. Академик П.И. Степанов был одним из первых, кто подметил неравномерность угленакпления в истории развития земной коры. Он писал: "Процесс угленакпления и его результат — угленосность проявляются на поверхности земного шара неравномерно как во времени, так и в пространстве. Эпохи мощного угленакпления (максимумы) сменяются их ослаблениями (минимумами) ... Намечаются три максимума и три минимума. Максимумы совпадают: первый — с верхним карбоном и пермью, второй — с юрой и третий — с верхами верхнего мела и третичным периодом; минимумы: первый — с нижним карбоном; второй — с триасом и третий — с верхнемеловым периодом" (Степанов, 1947, с. 175–177). Позднее Ю.А. Жемчужников, рассматривая развитие угленакпления в геологической истории, отмечает: "Подтверждается указанный ранее П.И. Степановым и А.В. Хабаковым неравномерный ход угленакпления с почти полным прекращением его в конце девона, в части верхнего карбона, в большей части триаса, в значительной части мелового периода и с максимумами его в среднем карбоне, в перми, меньшего масштаба в юре и нового подъема в верхнем мелу и в третичном периоде" (Жемчужников, 1955, с. 81).

Неравномерность процесса угленакпления во времени и пространстве на сегодняшний день является неоспоримым фактом, однако причины установленных закономерностей различными авторами истолковываются по-разному. Так, Н.М. Страхов считал, что "... моменты интенсивного угленакпления в истории Земли теснейшим образом связаны с эпохами усиления тектонической жизни Земли, в частности, с эпохами горообразования" (Страхов, 1963, с. 452). И далее: "В карбоне и перми в связи с прогрессивным развитием наземного растительного мира угленакпление резко усиливается и дает три последовательных максимума: в верхах нижнего, в среднем и верхнем карбоне, связанные с герцинской складчатостью Западной Европы, Донбасса, Казахстана и США; в нижней и верхней перми, коррелирующиеся со складчатыми движениями на территории СССР и Китая. В триасе угленакпление резко ослабевает, но затем следуют три новые мощные волны. Одна из них связана с киммерийскими движениями на территории СССР и Китая; вторая — с нижнемеловой складчатостью на Северо-Востоке СССР; третья — с ларамийским горообразованием в Северной

Америке. Во второй половине палеогена и неогена – новое резкое сокращение углеобразования". (Там же, с. 452–453).

Такое однозначное истолкование причин прерывистого характера угленакопления и приуроченности его максимумов к складкообразовательным эпохам не может быть распространено на все регионы и времена. Известно, что активизация тектонических движений не всегда является благоприятным фактором для угленакопления. Так, карбоновое угленакопление на Урале было связано не с эпохой складчатости, а со стадией начального прогибания Уральской геосинклинали, когда на склонах островных структур часто происходило накопление растительной органики. К орогенному этапу развития складчатых областей приурочено угленакопление в краевых и внутриорогенных прогибах. Тем самым угленакопление по отношению к этапам геосинклинального развития земной коры может быть как синорогенным, так и сингеосинклинальным и происходит при определенном геотектоническом режиме, не связанном с эпохой складчатости. Г.А. Иванов как раз эпохи складчатости считает неблагоприятными для угленакопления. Рассматривая различные типы тектонических движений земной коры и влияние их на процессы углеобразования, он отмечает: "Различают две основные формы движений земной коры: колебательную и складчатую. Первая характерна для эволюционных, вторая – для революционных этапов жизни Земли. Образование угленосных отложений происходит в эволюционные этапы" (Иванов, 1946, с. 429).

Н. М. Страхов, конкретизируя в дальнейшем свои выводы, отмечает, что "... хотя углеобразование тяготело к регионам тектонически активным, угли возникали на них все же в те моменты, когда активность эта была умеренной, а не слишком большой и не максимальной ...

Прекращение углеобразования происходило в моменты, когда тектоническая подвижность территории достигала максимальной силы; в эпохи же ее ослабления угленакопление бурно развивалось. Так, в паралических ландшафтах, расположенных перед фронтом растущей складчатой системы, рельеф в моменты заболачивания и торфообразования резко нивелировался, а горная страна сильно понижалась, что вело к ослаблению денудации и резкому уменьшению приноса обломочного материала. В разрезах месторождений межгорных и предгорных котловин угольные слои подчинены горизонтам с более тонкозернистыми породами пойм и озер и отсутствуют в более грубозернистых горизонтах, сложенных конусами выноса" (Страхов, 1963, с. 453).

Революционные и эволюционные этапы являются отражением истории закономерного, циклически направленного развития земной коры, представляющего собой чередование циклов активизации – стабилизации тектонических движений (Тимофеев, 1971). В этапы наибольшей активности тектонических движений происходит резкое расчленение рельефа, часто сопровождающееся магматизмом,

за которым следуют уменьшение подвижности и пенепленизация горного рельефа. Интенсивное терригенное осадконакопление в период активизации подавляет процесс концентрации органического вещества, разносимого по всей площади седиментационного бассейна и захороняемого в рассеянном состоянии в осадках.

Спад активности тектонических движений, выравнивание рельефа за счет заполнения депрессионных зон осадками и денудации положительных форм сопровождается появлением и постепенным усилением угленакопления сначала в единичных, а затем во все более многочисленных структурах. В момент максимальной пенепленизации местности прекращается поступление терригенного материала из бывших областей сноса, где начинает формироваться кора выветривания, а в благоприятных для заболачивания структурах происходит интенсивное угленакопление. Это время максимальной стабилизации тектонических движений. Тектоническая стабилизация характеризует такой ритм знакопеременных движений, когда скорость относительного прогибания бассейнов соизмерима со скоростью накопления органики, а положительные движения областей сноса недостаточны для создания энергии рельефа, при котором начинаются денудация и перемещение терригенного материала. Длительное существование или частая повторяемость подобного благоприятного для заболачивания состояния в развитии структур и характеризует максимумы угленакопления в его эволюции.

В истории развития земной коры выделяется несколько крупнейших циклов угленакопления, которые связаны с эволюцией тектонических движений земной коры.

Первый цикл – девонский. Начало угленакопления в девоне совпадает по времени с окончанием каледонских складкообразовательных движений и последующей значительной пенепленизацией складчатых сооружений – началом формирования мощных региональных кор выветривания; додевонские и девонские коры выветривания на территории нашей страны имеют широкое распространение (Казанский, 1976). Они известны под среднедевонскими отложениями на Воронежском массиве, в основании девонских осадков, на Сибирской платформе – в основании девонских отложений. Нижне- и среднедевонская кора выветривания установлена на восточном склоне Урала, в бассейнах рек Сосьвы и Лямина. Кора выветривания, развитая на среднедевонских известняках и мергелях, известна на Салаире. В Барзасском районе Кузбасса установлена эйфельская кора выветривания, развитая на нижнедевонской вулканогенно-осадочной толще.

Начавшаяся в позднем девоне активизация тектонических движений в одних районах привела к регенерации геосинклинального режима, в других – к проявлению массового вулканизма. Эти процессы и последующее интенсивное прогибание обширных территорий нашей страны вызвали прекращение угленакопления, не возобнов-

дьявшегося на протяжении почти всего турнейского века, а местами и в начале визейского – времени одной из великих трансгрессий в истории Земли.

С визейского века начинается второй цикл угленакопления. Герцинские геосинклинальные системы переходят в это время в следующую (миogeосинклинальную или инверсионную) стадию развития. На древней Восточно-Европейской платформе значительно сокращаются площади акваторий, а Сибирская платформа испытывает повсеместное воздымание.

Угленакопление этого цикла достигает максимума в среднем карбоне, когда геосинклинальные системы испытывали общую инверсию и на их месте начинали формироваться складчатые сооружения. Начавшийся в позднем карбоне орогенный этап развития складчатых систем, поднятие древних платформ, регрессия морей и значительное увеличение континентальных площадей вызвали аридизацию климата, продвигающуюся с запада на восток. В течение верхнего карбона полностью прекращается угленакопление в европейской части СССР, в Центральном Казахстане и Средней Азии. В Кузнецком, Минусинском и Тунгусском бассейнах это время явилось началом нового угленакопления. Тем самым к верхнему карбону в целом для территории СССР приурочен минимум угленакопления.

Третий цикл охватывает пермскую эпоху и связан со стабилизацией тектонических движений в конце орогенного этапа развития герцинских складчатых областей, их пенепленизацией и прекращением интенсивных восходящих движений Алтае-Саянской области и Сибирской древней платформы. С этой эпохой и с началом ее связано мощное корообразование. Кора выветривания пермского возраста широко была развита на территории Западно-Сибирской низменности (Куликов, 1968). Она известна под нижнепермскими породами на северо-востоке Сибирской платформы, где залегает на докембрийских образованиях (Казанский, 1976). Элювий гидрослюдисто-каолинитового состава, замещающий гранитоиды, обнаружен под отложениями перми на Украинском щите.

Конец пермского периода характеризуется новой активизацией земной коры, вызвавшей проявление интенсивного магматизма, в частности трапсового, по времени охватившего и триас. В конце триаса активизация земной коры распространилась на значительные пространства палеозойда, сопровождаясь грабенообразованием и интенсивным вулканизмом. Прекратившееся в конце перми угленакопление не возобновлялось на протяжении всего нижнего, среднего и большей части верхнего триаса. Однако к концу триаса (рэтскому веку) многие грабенные впадины Урала, Казахстана и Средней Азии были уже заполнены грубообломочным вулканогенно-осадочным материалом и превратились в пологие синклинали, где началось интенсивное заболачивание, знаменующее собой начало следующего четвертого (раннемезозойского) цикла угленакопления. В средней

юре созданный ранее расчлененный рельеф был выравнен и на значительных пространствах в больших масштабах происходило угленакпление с формированием мощных и сверхмощных угольных пластов (максимум угленакпления).

В западных районах СССР угленакпление прерывается обширнейшей верхнеюрской морской трансгрессией, захватившей значительные пространства Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии, Европейской части СССР и Кавказа. На востоке юрский период характеризуется воздыманием территории, регрессией моря и проявлением очередного цикла активизации земной коры. В районах Забайкалья, где активизация проявилась в триасе и ранней — средней юре, к верхней юре приурочено начало нового — пятого (поздне-мезозойского) цикла угленакпления, закончившегося в меле. Окончание поздне-мезозойского цикла угленакпления связано со значительным воздыманием континента, сопровождающегося во многих областях перерывом в осадконакоплении, а также резкой аридизацией климата.

Шестой цикл угленакпления начался в конце позднего мела и достиг максимума в начале кайнозоя (палеоцен), завершился в эоцене в связи с резким воздыманием Евразийского континента и началом очередного (неотектонического) этапа активизации.

Седьмой цикл угленакпления начался в конце олигоцена и продолжается в настоящее время.

Таким образом, циклическое развитие земной коры от активизации до стабилизации является главной причиной неравномерности процесса угленакпления в геологической истории территории СССР. Ю.А. Жемчужников (1955) считал, что закономерности пространственного размещения поясов распространения угленосных отложений, положение которых менялось от одной эпохи к другой, связаны с этими же причинами. А.И. Егоров, развивая идеи академика П.И. Степанова о поясах и узлах угленакпления, большое внимание уделяет биологическим (физиологическим) особенностям растений разных эпох. По его мнению (Егоров, 1960, 1973, 1974), климат, обуславливающий пышный расцвет растительного мира, определял места наиболее интенсивного угленакпления в соответствующих поясах. В своих работах А.И. Егоров подробно рассмотрел эволюцию растительных сообществ в связи с изменением климатической зональности и показал миграцию поясов и узлов угленакпления во времени и пространстве.

## ГЛАВА 2. ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Начало процесса угленакпления относится к девону, когда резкие палеогеографические изменения планетарного масштаба вызвали образование отчетливой климатической зональности, массовый выход растений на сушу и появление их наземных видов. Однако

они не распространялись далеко на внутриматериковые пространства, а были приурочены к узким зонам островных и материковых побережий с весьма однообразными палеогеографическими обстановками и геотектоническим режимом угленакопления. Основными углеобразователями девона являлись псилофиты, реже — другие наземные растения и водоросли. По А.И.Егорову (1974), сухой и жаркий климат середины девона не способствовал сохранению нестойких стеблевых тканей псилофитов и поэтому в однообразной климатической зоне образовывались в это время однотипные угли — кутикуловые липтобиолиты.

Растительность верхнего девона значительно отличалась от среднедевонской и была более близкой к растительности нижнекаменноугольной эпохи. Расширение в позднем девоне — раннем карбоне трансгрессии, обусловившее уменьшение сухости климата, вызвало быстрое развитие наземных растений групп лепидофитов и членистостебельных. В связи с этим в верхнем девоне расширяется диапазон разновидностей типов углей. Кутикуловый липтобиолит, характерный для среднего девона, в верхнем девоне весьма редок. Преобладающими в верхнем девоне становятся полосчатые клареновые угли (споровые, фюзено-споровые), кларено-дюреновые и дюреновые. Намечается зональность в распределении типов углей в зависимости от климата: вблизи экватора угли клареновые, в сухих тропиках — дюреновые и землистые окисленные угли.

В раннем карбоне на территории СССР выделялись тропическая (экваториальная) влажная, северная аридная и северная влажная умеренная климатические зоны. К основным растениям раннего карбона принадлежали плауновые, членистостебельные и разнообразные папоротники с преобладанием семенных. Роль каждой группы в перечисленных климатических зонах не была одинаковой. В экваториальной зоне количество членистостебельных значительно превышало их содержание в растительных сообществах субаридной тропической зоны. По мере приближения в северную умеренную зону членистостебельные являются все более главенствующими растительными формами. Во времени количество членистостебельных в целом уменьшается к концу раннего карбона. В аридной и субаридной климатических зонах преобладали плауновые растения, кустарниковые мелкие на прибрежной суше и древовидные на заболоченных пространствах. Папоротники в этих зонах имели весьма подчиненное значение.

Зональность в размещении растительных сообществ и проникновение растительности в высокие широты свидетельствуют о большей приспособленности раннекаменноугольной флоры к наземным условиям. Однако, как и в девоне, растительность в раннем карбоне была приурочена все еще в основном к прибрежно-морской обстановке, хотя и образовывала более широкие зоны.

Значительные изменения палеогеографии и климата произошли в конце раннего — начале среднего карбона. В это время происходит

перераспределение суши и моря на обширных пространствах. Море уходит с территории Урала, Западной Сибири и Казахстана. Увеличение суши и аридизация климата вызвали сужение тропической и северной умеренной зон. В среднем и позднем карбоне пояс пышной растительности в связи с завоеванием более высоких широт ограничился на севере линией, проходящей через устье р. Лены и северную оконечность о. Сахалин. В экваториальном поясе располагалась полоса, включающая Львовско-Волынский, Донецкий бассейны и Северный Кавказ. В этой полосе угленакопление постепенно прекращается к концу карбона в связи с начавшейся в середине карбона общей геократизацией и расширением аридных зон, охватившим в конечном итоге и значительные пространства Западной Азии.

В среднем и позднем карбоне экваториальная зона характеризовалась вестфальской флорой с многочисленными семенными папоротниками (птеридоспермами), крупными каламитами и лепидофитами. В северном поясе развивалась тунгусская флора с мелкими каламитами, лепидофитами и кордаитами, редкими птеридоспермами, а затем хвойными, которые быстро становятся важнейшей группой углеобразователей.

В отличие от раннекарбонных, средне- и верхнекарбонных углей содержат значительно меньшее количество липоидных элементов и сапропелитовых прослоев; преобладающими становятся гумолиты с относительно малым количеством фюзенизированных тканей.

Постепенное разрастание пояса пустынь, начавшееся в карбоне, в конце его привело к гибели углеобразующей растительности в Центральном Казахстане, а в ранней перми — в Прииртышье. К северу от аридной зоны располагалась область развития и дальнейшего расселения в более высокие широты холоднотойких растений, ограниченная контурами Ангарской суши. Здесь продолжалось развитие тунгусской полихронной флоры и ее обогащение более холоднотойкими, местами мезофитными и ксерофитными видами.

Однако в целом тунгусская флора северного гумидного пояса была довольно однообразной на обширных пространствах. Основную долю составляли кордаиты, сменявшие карбонные споровые растения, примитивные гинкговые и саговниковые папоротники, в том числе птеридоспермы. К концу перми значительно увеличивается доля хвойных. Членистостебельные, сфагновые мхи и лепидофиты играли весьма подчиненную роль. Все же климатические колебания во времени существенно изменяли в пространстве упомянутое соотношение растительных сообществ и состав исходной органической массы.

Раннемезозойское угленакопление в пределах территории нашей страны начинается с верхнего триаса, для которого характерны угли с большим содержанием фюзена и полосчатостью. Климат раннемезозойского этапа угленакопления на территории СССР был разнотипным. По условной линии Пржевальск-Астрахань-Рига он был преимущественно континентальный, умеренно теплый, к юго-востоку от

этой линии – более жаркий, влажный, полутропический. Состав растительности в зависимости от климатической зональности несколько различен. В умеренном климате растительность была представлена главным образом гинкговыми и хвойными. В полутропической зоне преобладали цикадофиты. Подобное различие наблюдается и в составе папоротниковых и хвощевых зарослей. В зоне умеренного климата они были более однообразны и состояли из родов кладофлебис, кониоптерис и рафелии. В зоне полутропического климата род рафелия исчезает, заменяясь мараттиевыми, диптериевыми и др.

Таким образом, в нижнем мезозое господство переходит к новым древовидным растениям. Палеофитные формы вымирают. Типичной флорой являлась широко развившаяся среднеюрская. В составе растительности ясно отразилось изменение климата – похолодание.

Вещественный состав верхнемезозойских углей (верхняя юра – мел) характеризуется их принадлежностью к гумолитам, и только иногда в пластах углей присутствуют прослои сапропелитов и липтобиолитов. Исходным материалом для торфяников были папоротники, гинкговые и частично хвойные. Климат был умеренно теплый, влажный. На юго-западе СССР климат носил аридный характер.

Климат палеогена был равномерный. В умеренных широтах он был теплее современного, а на юге – более жарким. В теплоумеренной зоне произрастала широколиственная листопадная флора, состоящая из каштанов, буков, кленов, грабов и орехов. Хвойные были представлены секвоями, соснами и болотными кипарисами.

В настоящее время достоверно установлено качественное разнообразие исходной растительности различных эпох. Установлено также, что для каждой эпохи были характерны определенные, как бы руководящие типы углей. Так, кутикуловые липтобиолиты характерны для девона, споровые дюрены – для визе, кларены – для среднего карбона, фюзено-ксилены – для первой половины перми. В нижнем мезозое фюзено-ксиленовые и клареновые разности углей наиболее распространены, причем для одних бассейнов характерны угли со значительным участием листового материала, для других – преобладают угли ксилено-фюзенового типа (Мокринский, 1960).

Многие авторы видят прямую зависимость типов углей от типов сообществ растений-углеобразователей. Во многих случаях удалось выяснить, какие таксономические группы растений принимали участие в угленакоплении, и это позволяло считать, что прослеживание эволюции флоры и изучение ее особенностей может объяснить многие стороны процесса формирования различных типов углей.

Ю.А. Жемчужников (1958) рассматривал значение эволюции растений для процесса углеобразования с двух сторон. Во-первых, значение эволюции растительного мира в истории углеобразования состоит в том, что каждая группа растений сохраняет некоторые

общие экологические (связанные с образованием жизни и средой) и эдафические (связанные с почвой) особенности. В истории развития наземной растительности, являющейся исходным материалом для образования гумусовых углей, во времени наблюдается постепенное завоевание суши, что повлекло за собой смену растительных сообществ от преимущественно влаголюбивых к ксерофитным. Изменение условий обитания вызывало изменение видов и анатомического строения растений, обуславливающих второй, не менее важный фактор в процессе углеобразования – неодинаковые химические свойства растений-углеобразователей. Различия в химических свойствах между кутикулой, корой и древесиной были весьма существенными во все углеобразовательные эпохи. В связи с этим изменение количественного соотношения групп растений с различным анатомическим строением и химической устойчивостью в процессе их разложения существенно влияло на формирование петрографических типов углей. Так, от девонских псилофитов чаще всего сохранялись в углях толстые стеблевые кутикулы, что определило их преимущественно липтобиолитовый состав. Коровые части лепидофитов определили блестящий (витреново-клареновый) тип карбоновых углей. Древесина кордаитов существенно повлияла на образование фюзено-ксиленовых компонентов пермских углей.

Следовательно, исходный растительный материал влиял на формирование типов углей не непосредственно, а через избирательное сохранение тех или иных частей и тканей растений, обусловленное анатомическим различием групп растений, господствовавших в те или иные углеобразовательные эпохи. Однако было бы неправильным считать, – предостерегает в дальнейшем Ю.А. Жемчужников, – что палеофитологические предпосылки являлись ведущими в эволюции характера накопления органики и формирования типов углей. "Петрографические типы угля в значительной степени зависят от эволюции растительного покрова и его миграции от моря к суше, но они связаны не только с типом растительности, а также и с климатом и фациальными условиями образования углей" (Жемчужников, 1958, с. 49). Последние определяются палеоструктурным и геоморфологическим планом площадей угленакопления.

### ГЛАВА 3. ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Благоприятный климат, пышная растительность и выровненная местность еще недостаточные условия для того, чтобы происходило накопление органического вещества и его захоронение в ископаемое состояние. Обязательным условием для этого является строго определенный режим тектонических движений. Угольный пласт формируется при максимальной стабилизации тектонических движений,

в условиях установившегося равновесия между областью сноса и компенсированным осадками бассейном, дно которого находится в непосредственной близости к зеркалу вод. Перемещение терригенного материала в такие моменты не происходит. Медленное погружение дна бассейна компенсируется накоплением органики, а в области сноса в это время формируется кора выветривания.

Характер угленосности осадочных толщ зависит в итоге от того, как часто проявлялся режим стабилизации тектонических движений (тектонического равновесия) в истории осадконакопления (количество угольных пластов), как долго он существовал (мощность угольных пластов) и как долго сохранялось однонаправленное (без существенной инверсии) прогибание (сохранение и захоронение органики, мощность угленосной формации, региональный метаморфизм угля); т.е. перечисленные параметры угленосной формации зависят от характера колебательных движений, на фоне преимущественно однонаправленного прогибания седиментационного бассейна.

Режим колебательных движений зависит, в свою очередь, от положения угольного бассейна по отношению к мобильным структурным элементам (геосинклинали и области платформенной активизации) и стадии развития земной коры в ее поступательном движении от геосинклинали к платформе. Положение угольных бассейнов во времени и пространстве определяет интенсивность колебательных движений по амплитуде и частоте и в конечном итоге строение угленосных формаций. Кроме того, тип формации, фациальный ее остаток и закономерности изменения в пространстве (фациальная зональность) определяются структурной формой угольного бассейна.

Иными словами, различные типы структурных форм угольных бассейнов и место формирования угленосной формации во времени и в пространстве являются той генетической основой, которая определяет все разнообразие по фациальному составу, строению и характеру угленосности осадочных толщ.

Генетическое направление в изучении угольных бассейнов и предусматривает анализ истории и особенностей их развития, определяющих закономерности строения осадочной толщи и характер размещения в ней угольных пластов, что необходимо для прогноза наиболее угленасыщенных площадей.

Генетический тип угольного бассейна определяется типом выполняющей его формации, который устанавливается на основании изучения отдельных литологических разностей пород и их характерных генетических связей. Формационный анализ позволяет расчленивать разрез осадочной толщи на определенные породные ассоциации, имеющие четкие временные границы, обусловленные резкими изменениями условий осадконакопления.

"Генетический подход к изучению угленосных отложений позволяет считать формациями те геологические тела, которые пред-

ставляют собой естественный парагенетически связанный крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития" (Тимофеев, 1968, с. 5). Это определение наиболее полно отражает сущность понятия формации как вещественного содержания определенной структурной формы бассейна. По мере углубления наших знаний о строении и геологической истории формирования угольных бассейнов все более определенной становится тесная связь палеоструктур с угленосными формациями.

Вопрос о генетической классификации угольных бассейнов и угленосных формаций остается наиболее трудным и дискуссионным. Этой проблеме посвящены многие работы различных поколений ученых как в нашей стране, так и за рубежом. Стремление решить вопросы, связанные с генезисом угольных бассейнов, не случайно, ибо генетические классификации, обобщающие результаты многосторонних исследований в области закономерностей образования, изменения и пространственного размещения месторождений угля в земной коре, всегда рассматривались "... как желательная научно-генетическая основа поисково-разведочного дела — база для прогноза особенностей геологического строения и перспективной оценки промышленного значения выявленных месторождений" (Мионов, 1973, с. 23).

Существует довольно много вариантов классификаций угольных бассейнов. Часто вопрос классификации угольных бассейнов решается совместно с классификацией угленосных формаций. Это вполне закономерно, поскольку палеоструктура угольного бассейна определяет обычно и генетический тип угленосной формации. Каждая из предложенных в различное время классификаций является стремлением к совершенствованию предыдущих с целью выявления все большего числа факторов, обусловивших столь большое разнообразие типов угленосных площадей как по характеру угленосности, так и по строению формаций, морфологии угольных пластов, тектонике месторождений, вещественному составу и качеству углей.

В истории развития и совершенствования представлений о классификации угольных бассейнов наиболее важное значение, на наш взгляд, имеют следующие положения:

- 1) установление зависимости характера угленосности от геотектонических условий осадко-, угленакопления (Г. А. Иванов, 1967),
- 2) установление зависимости типов бассейнов или месторождений (угленосных формаций) от положения в современных структурах земной коры (Н.И. Погребнов, 1972);
- 3) вывод о том, что при выделении генетических типов угольных бассейнов и месторождений необходимо последовательно проводить исторический принцип. Тип бассейна зависит не только от положения площади угленакопления в региональной структуре, но и

от этапа или стадии геосинклинального или платформенного развития земной коры (Г.Ф. Крашенинников, 1957);

4) вывод о том, что классификация угольных бассейнов и месторождений должна проводиться по двум направлениям, преследующим их два различных назначения: генетическая классификация — для целей прогноза, геолого-промышленная — для целей разведки и разработки (Миронов, 1973);

5) в работе над классификациями необходимо разграничивать угольные бассейны (месторождения) и угленосные формации. Углеобразование — это проявление геологического процесса, создающего в различных палеоструктурных условиях разные по значению и условиям извлечения геологические тела — угленосные формации (Матвеев, 1973).

Эти основные положения о генетической основе классификации угольных бассейнов можно закончить выводом Э.М. Сендерзона о том, что генетической основой классификации угольных бассейнов являются структуры, на которых происходило накопление угленосной формации. Геотектонический фон угленакопления создал не только основные черты формации (строение и угленосность), но и в известной мере определил и характер постседиментационных ее изменений (метаморфизм, тектонику и др.).

При классификации угленосных формаций и палеоструктур приходится учитывать специфику условий формирования угольного пласта, по которому угленосная формация выделяется из комплекса осадочных формаций вообще.

Угольный пласт, как уже было отмечено выше, образуется в строго определенных тектонических условиях седиментации, когда контрастные знакопеременные движения в бассейне сглаживаются, стабилизируются и прогибание полностью компенсируется осадками. Малейшее отклонение условий от стабилизированного компенсационного прогибания прекращает угленакопление и приводит к захоронению или разрушению образовавшегося угольного пласта. Длительность существования режима компенсации прогибания осадконакоплением, частота и площадь его проявления — это те динамические факторы, которые определяют степень оптимальности условий для угленакопления.

Весьма специфический геотектонический режим процесса угленакопления заставляет критически отнестись к выделению трех групп угольных бассейнов: геосинклинальной, переходной и платформенной. Многие авторы сомневаются в правомерности применения термина "геосинклинальные" к угольным бассейнам и угленосным формациям, что не лишено основания.

В.С. Попов (1973) считает, что применение термина "геосинклинальные" в отношении угленосных формаций может быть оставлено только временно и условно, понимая под ним отложения тех категорий угольных бассейнов, которые в той или иной мере относятся к затухающему геосинклинальному режиму, преимущественно

после инверсии геосинклинали, с образованием "приплатформенных" структур, таких, как краевые прогибы или близкие к ним ровообразные глубокие платформенные прогибы (авлакогены) с мощным (около 10 км и более) паралическим многоритмичным осадконакоплением, большим количеством пластов угля, достигающих в конечном погружении высоких стадий метаморфизма, до антрацита включительно.

Е.О. Погребичкий (1964) высказывал мнение, что представления о "геосинклинальном" режиме угленакопления в крупных бассейнах типа краевых и аналогичных им прогибов несовместимы с установившимися понятиями о процессах развития и осадконакопления в геосинклиналях. С термином "геосинклиналь" связываются достаточно определенный характер контрастных тектонических движений и набор формаций горных пород. По современным представлениям, осадочные отложения в геосинклиналях накапливались в море со сложным подводным рельефом и архипелагами островов горного характера. Тенденция к резкому прогибанию, некомпенсированному осадконакоплением, преодолевалась в их пределах лишь на ограниченных по площади древних поднятиях, где возникали условия для накопления континентальных осадков. По времени этот период соответствует инверсии тектонических движений в геосинклинали, когда внутригеосинклинальные древние поднятия, носившие черты платформенных структур, оказывались в благоприятном для торфонакопления геотектоническом режиме. При этом угленосные отложения, занимая внутригеосинклинальное положение и являясь по времени синхронными геосинклинальному этапу развития территории, ничего общего с геосинклинальными формациями не имеют.

Применение термина "геосинклинальные" к угленосным формациям особенно неуместно, если придерживаться сложившихся в последние годы представлений о развитии геосинклиналей как совокупности тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих вещественное преобразование океанической коры в континентальную путем формирования гранитно-метаморфического слоя (Моссаковский, 1975). Тем самым типичные геосинклинали (эвгеосинклинали) являются структурами земной коры, развитие которых исключает процесс торфонакопления в их пределах.

Г.А. Иванов (1973), выделяя по степени активности геотектонического режима три группы волновых прогибов — геосинклинальную, промежуточную и платформенную, делает, однако, оговорку, что при этом имеются в виду только режимы прогибов, а не геотектонические области (геосинклинали и платформы), так как прогибы с платформенным режимом могут образоваться и в геосинклинальной области (на срединных массивах), а прогибы с промежуточным режимом возникают и в геосинклинальных, и в платформенных областях. К группе геосинклинальных Г.А. Иванов относит

прогибы, амплитуда прогибания которых во время образования угленосных формаций достигает 10 км и более (Кузбасс), а учитываемая мощность и вмещающих (в основном подстилающих) образований — до 20 км (Донбасс).

Однако известны факты накопления весьма больших мощностей и на платформах. По данным сейсморазведки, мощность осадочного чехла Прикаспийской синеклизы достигает 20 км. В связи с этим А.Л. Яншин справедливо отмечает, что большие мощности осадков нельзя считать одним из критериев геосинклинального режима. "Детальное изучение геосинклинальных систем, — пишет он, — давно уже обнаружило локальное распространение в них зон мощного накопления осадков того или иного возраста. Разрезы многих геодомовых структур оказались сходными по мощностям с разрезами платформенных антиклиз" (Яншин, 1955, с. 72).

По Ю.А. Косыгину (1974), не только глубина прогибания, но и интенсивность складчатости не представляет надежного критерия для разграничения платформенных и геосинклинальных структурных форм. Так, в пределах платформ существуют складчатые зоны, протяженность и ширина которых измеряются сотнями километров и с углами наклона крыльев складок, измеряемыми несколькими десятками градусов.

Рассмотренная в первой части история формирования угленосных отложений в земной коре приводит к выводу о том, что они приурочены к структурам с жестким основанием, прошедшим геосинклинальное развитие и консолидированным до начала угленакопления (платформам, срединным массивам или внутренним консолидированным геодомовым структурам геосинклинальных систем). Так, карбоновые угольные месторождения Урала, считающиеся типичными представителями месторождений геосинклинальной группы, на самом деле не являются таковыми. Древние поднятия Урала (Восточно-Уральское, Урал-Тауское, Западно-Уральское и др.), к внутренним зонам или бортам которых приурочены карбоновые месторождения угля, по А.А. Петренко (1953) и А.А. Пронину (1965), могут сопоставляться до известной степени со структурами типа срединных массивов или крупнейших горст-антиклиналей, ко времени отложения угленосных свит носивших характер несминаемой в складки платформы. Породы осадочного чехла срединных поднятий в формационном отношении представляют собой платформенные образования. От типично платформенного чехла эти отложения отличаются ограниченным распространением, более значительной изменчивостью фаций и мощностей, чем на платформах, и, наконец, метаморфизмом пород и наличием интрузивных массивов и даек, соответствующих по времени орогенному этапу развития соседних геосинклиналей (Муратов, 1972). В связи с этим А.И. Егоров (1973) в одной из своих работ заключает, что не будет ошибкой, если все угленосные отложения в генетическом смысле будут отнесены к платформенным образованиям.

Основным фактором, определяющим строение угленосной формации и параметры угольных пластов, как уже отмечалось, является режим колебательных движений, зависящий от положения бассейна в пределах региональных структур земной коры и места времени формирования угленосной формации в стадийной истории развития земной коры. Тем самым типы угленосных формаций, соответствующие определенным палеоструктурным формам бассейна и этапам развития земной коры, являются отражением диалектического единства формы и содержания, пространства и времени.

По положению в исторических категориях региональных структур земной коры угольные бассейны могут быть подразделены на четыре группы: внутригеосинклинальные, внутриорогенные, периплатформенные и внутриплатформенные. Типичные геосинклинали — структуры не благоприятны для торфонакопления, однако их влияние на развитие угольных бассейнов в пределах жестких структур велико. Палеоструктурный план, режим колебательных движений и палеогеография угольных бассейнов краевых частей платформ, срединных массивов и внутригеосинклинальных геоантиклиналей по существу полностью определяются процессами, протекающими в соседних или окружающих геосинклиналях. В один и тот же этап развития земной коры в пределах внутригеосинклинальных консолидированных зон на окраине и внутри платформ формируются угольные бассейны различной структурной формы, отличающиеся режимом колебательных движений, условиями осадконакопления и, в конечном итоге, строением и угленосностью осадочной толщи.

На одной и той же территории, но в различные этапы развития земной коры также формируются разнотипные седиментационные бассейны, различающиеся составом и строением выполняющей их осадочной толщи (табл. 3).

Внутригеосинклинальные угольные бассейны. Внутригеосинклинальное угленакопление происходило во все этапы развития геосинклиналей. В структурном отношении оно тяготеет к геоантиклинальным поднятиям более ранней консолидации, которые носили в период геосинклинального развития характер жестких структур. В стадию начального погружения и инверсии геосинклиналей геоантиклинальные поднятия представляли собой островные участки суши, на склонах или в прогибах сводовой части которых происходило накопление органики. Однако их положение внутри геосинклинали обуславливает высокочастотный режим колебательных движений и в соответствии с этим короткий промежуток угленакопления, мелкоциклическое строение угленосной формации и малую мощность многочисленных угольных пластов.

Периплатформенные угольные бассейны. Эту группу образуют угольные бассейны и месторождения, приуроченные к структурам, образующимся в краевых частях консолидированных областей и развивающиеся под влиянием геосинклиналей или мобильных активизированных платформ. В различные этапы развития

мобильных структур на краю консолидированных областей формировались различные типы структур.

В стадию начального погружения геосинклиналей в прогибание вовлекаются и окраины платформ (зоны перикратонного опускания), представляющие собой моноклинали, связанные плавными переходами с многогеосинклиналями и внутренними районами платформ (Пушаровский, 1969). В периоды стабилизации тектонических движений в пределах моноклиналей формируется угленосная формация, близкая по строению к отложениям склонов внутригеосинклинальных геантиклинальных поднятий, однако более угленасыщенная, с большей мощностью угольных пластов, которые имеют более простое строение.

В инверсионную стадию развития, когда на краю геосинклинали возникает консолидированное поднятие, периплатформенные моноклинали превращаются в прогибы. В.С. Мелешенко и Э.М. Янов (1960), И.И. Шарудо (1972) назвали их пригеосинклинальными. Пригеосинклинальные прогибы развиваются на краю платформ в стадию частной инверсии геосинклиналей, когда образовавшееся на границе с платформой краевое геантиклинальное поднятие вовлекает в восходящее движение пригеосинклинальную часть периплатформенной моноклинали, превращающейся в борт прогиба.

В орогенный этап развития соседней складчатой системы на месте периплатформенной моноклинали и пригеосинклинального прогиба развивается краевой прогиб, ось которого во времени мигрирует в сторону платформы.

В результате пенепленизации складчатых областей на их месте образуются платформы, на ранних стадиях развития представляющие собой щиты – складчатое основание, лишенное осадочного чехла.

Приорогенные прогибы – это структуры, формирующиеся в стадию доплитной активизации консолидированных областей, представляющие собой в этот этап сводово-глыбовые орогены. На краю соседних, не затронутых активизацией платформ или их плит формируются в это время компенсационные приорогенные прогибы.

В последующий, плитный этап развития платформ, на месте приорогенных и краевых прогибов (после окончания орогенной стадии развития складчатых систем) унаследованно развиваются краевые синеклизы – нелинейные структуры со спокойным залеганием и простым строением угленосной формации платформенного характера.

Особую категорию структурных форм периплатформенной группы образуют угольные бассейны, связанные по своему происхождению с авлакогенами. Авлакогены – периплатформенные структуры грабенного типа, возникающие в период активизации земной коры на краю платформ и одним своим концом загущающие в их теле, а другим соединяющиеся с соседней геосинклиналью, под влиянием которой они развиваются. В отличие от продольных краевых структур авлакогены диагонально расположены по отношению к краю платформы, в связи с чем асимметрия по своему формационному

## Генетическая классификация структурных форм угольных бассейнов

| Этапы развития земной коры | Группы   | В зависимости от положения в региональных    |  |  |                               |                                    |   |
|----------------------------|--|--|--|--|-------------------------------|------------------------------------|---|
|                            |  | внутригеосинклинальные                       |  |  | периплатформенные             |                                    |   |
|                            | Классы   | В зависимости от этапов                      |  |  |                               |                                    |   |
|                            |  | сингеосинклинальные                          |  |  | синоро-                       |                                    |   |
| Т и п ы                    | 1  | 2  | 3  | 4  | 5                             | 6                                  | 7   |
|                            |  | внутригеоан-тикли-наль-ный прогиб            | моно-кли-наль на борту геоан-тикли-нали                            | монокли-наль (зо-на пери-кратон-го опу-скания) | пригео-синкли-наль-ный прогиб | авла-ко-ген                        | надав-лако-ген-ный про-гиб  |
| Орогенный                  |  |  |  |  |                               | Донбасс (средний - верхний карбон) | Печорский, Карагандинский (средний карбон), Кузбасс (средний карбон, пермь) |
| Геосинклинальный           | Восточноуральский бассейн, мезозойские и кайнозойские (доолигоценые) месторождения Кавказа | Экибастуз, Западный Донбасс, Кузбасс (девон) | Карагандинский (визе, намюр, начало среднего карбона), Кизеловский | Донбасс (девон, нижний кар-бон)                |                               |                                    |   |

| структурах земной коры   |                  |                      |                       |  |                                |                                       |                             |
|--|------------------|----------------------|-----------------------|--|--------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| внутриороген-ные   |                  | внутриплатформенные  |                       |  |                                |                                       |                             |
| развития земной коры   |                  |                      |                       |  |                                |                                       |                             |
| генные   |                  | доплитные            |                       |  | плитные                        |                                       | эпи-плитные                 |
| 8  | 9                | 10                   | 11                    | 12                                       | 13                             | 14                                    | 15                          |
| унасо-ледо-ван-ный про-гиб   | нало-жен-про-гиб | приоро-генный прогиб | грабен-на фун-даменте | сикли-наль на чех-ле пре-дыду-щих этапов | сине-клиза, эрози-онная впа-на | локаль-ное под-няtie (соля-ной купол) | грабен-синкли-наль на плите |
| Палеозойские месторождения Иртыш-Зайсанской зоны, Северокавказский бассейн |                  |                      |                       |  |                                |                                       |                             |

| Этапы развития земной коры | Группы      | В зависимости от положения в региональных        |   |   |  |                     |                                       |                             |
|----------------------------|-------------|--|---|---|--|---------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
|                            |             | внутригеосин-<br>клинальные                      |   | периплатформенные   |  |                     |                                       |                             |
|                            | Клас-<br>сы | В зависимости от этапов развития земной коры     |   |   |  |                     |                                       |                             |
|                            |             | сингеосинклинальные                              |   |   |  |                     | синоро-                               |                             |
| Т<br>и<br>п<br>ы           | 1           | 2  | 3   | 4   | 5  | 6                   | 7                                     |                             |
|                            |             | внутри-<br>геоан-<br>тикли-<br>нальный<br>прогиб | моно-<br>кли-<br>наль<br>на<br>борт<br>геоан-<br>тикли-<br>наль | монокли-<br>наль (зо-<br>на пери-<br>кратоно-<br>го опу-<br>скания) | пригео-<br>синкли-<br>наль-<br>ный<br>прогиб | авла-<br>ко-<br>ген | надав-<br>лако-<br>вой<br>про-<br>гиб | крае-<br>вой<br>про-<br>гиб |
| Доплитный                  |             |  |   |   |  |                     |                                       |                             |
| Плитный                    |             |  |   |   |  |                     |                                       |                             |
| Эпилитный                  |             |  |   |   |  |                     |                                       |                             |

| структурах земной коры  |                                     |   |   |    |   |  |  |   |
|---|-------------------------------------|---|---|----|---|--|--|---|
| внутриороген-<br>ные  |                                     | внутриплатформенные   |   |    |   |  |  |   |
| генные  |                                     | доплитные   |   |    | плитные   |  | эпи-<br>плитные  |   |
| 8   | 9                                   | 10  | 11  | 12 | 13  | 14   | 15   |   |
| уна-<br>ледо-<br>ван-<br>ный<br>про-<br>гиб   | нало-<br>жен-<br>ный<br>про-<br>гиб | приоро-<br>генный<br>прогиб   | грабен-синклиналь-<br>на фун-<br>дамен-<br>те |    | на чех-<br>ле пре-<br>дыду-<br>щих<br>эта-<br>пов | сине-<br>клиза,<br>эрози-<br>онная<br>влади-<br>на | покаль-<br>ное<br>подня-<br>тие<br>(сопя-<br>ной<br>купол) | гра-<br>бен-<br>син-<br>кли-<br>наль<br>на<br>плите |
|   |                                     | Южно-Якутский (юра,<br>нижний мел)<br>Иркутский,<br>Ачинский бассейны |   |    |   |  |  |   |
| Канский   |                                     |   |   |    | Подмосковный<br>бассейн, Сво-<br>боденское м-ние  |  |  |   |
| Челябинский бас-<br>сейн месторождения<br>За байкаля                                |                                     |   |   |    |   | Южно-Уральский<br>бассейн                          |  |   |
| Юрские месторождения<br>Кузбаса, Карагинско-<br>го бассейна, Бурен-<br>ский бассейн |                                     |   |   |    |   |  | Южно-Якутский в<br>конце нижнего мела                      |   |

составу и структуре в них проявляется по простиранию. От угольных бассейнов грабенного типа авлакогенные угольные бассейны отличаются многоэтапным развитием, поэтому в их разрезе выделяются несколько структурных этажей, соответствующих этапам развития соседней геосинклинали: сингеосинклинальный и синорогенный.

**Внутриорогенные угольные бассейны.** В орогенный этап развития складчатой области образуются наложенные грабенообразные внутриорогенные прогибы или продолжают унаследованное развитие синклинории, в которых в периоды стабилизации тектонических движений и пенеplanationизации расчлененного рельефа происходило угленакпление. По времени оно обычно более длительное, что отражается и в большей мощности угольных пластов.

**Внутриплатформенные угольные бассейны.** К этой группе относятся, во-первых, прогибы, наложенные на внутренние части кристаллических массивов более древних, чем складчатое основание. Обычно они представляют собой грабены, образующиеся в доплитный этап активизации платформенных областей. В последующее время на их месте образуются синеклизы.

Во-вторых, это прогибы, наложенные на внешние части древних кристаллических массивов. Они также имеют грабенообразное строение, однако угленакпление в них начинается несколько раньше, чем в прогибах предыдущего типа. Это связано с тем, что по структурному плану они в основном совпадают с прогибами уже существовавшими до угленакпления ("приспособившиеся" прогибы по Ю.А. Косыгину и др., 1962) и для подготовки в них необходимых для накопления органики структурных условий был занят более короткий промежуток времени.

В третьих, это прогибы, наложенные на складчатое основание молодых платформ, созданное в последний геотектонический цикл, непосредственно предшествующий доплитной активизации. В структурном отношении это грабенообразные прогибы, близкие к орогенным геосинклинальным прогибам, но с более спокойным режимом колебательных движений, более крупноциклическим строением угленосной формации и со значительно более мощными угольными пластами. Осадочная толща этих прогибов угловым несогласием, а иногда значительным перерывом в осадконакоплении отделена от пород сплошного осадочного чехла, структурный план которого не наследуется от доплитного этапа.

В четвертых, прогибы, наложенные на структуру более древних угольных бассейнов и характеризующиеся особенностями, близкими к типичным платформенным структурам типа синеклиз, но часто имеющие грабенное строение, большую мощность угленосной толщи, обычно грубообломочной в основании, и меньшую мощность угольных пластов.

В пятых, угольные бассейны, связанные с эрозионными впадинами, имеющими черты типично платформенных отрицательных

структур типа синеклиз, но меньшие по размерам. Угленосная толща залегает непосредственно на эродированном фундаменте.

В шестых, угольные бассейны синеклиз – типичных структур платформенных плит, в которых угленосные отложения залегают в отложениях осадочного чехла горизонтально или слабо дислоцированы.

Особый тип структурных форм угольных бассейнов внутриплатформенной группы образуют угленосные площади, связанные с соляными куполами. Однако по своему генезису их формации вполне соответствуют угленосным отложениям плитного комплекса платформ.

Анализ палеоструктурных планов площадей угленакопления на территории СССР показывает, что все известные бассейны в генетическом отношении являются полиформными и моноформными. Близкие по значению понятия "политипные" и "монотипные" введены в литературу по угольной геологии А.К. Матвеевым (1973).

Полиформные бассейны на территории СССР особенно характерны для палеозоя. Это связано с тем, что в палеозое территория нашей страны представляла собой геосинклинально-платформенную область земной коры или, иначе говоря, палеозой являлся эпохой существования и взаимодействия геосинклинальных систем и консолидированных структур земной коры. Краевые зоны платформ и внутригеосинклинальные консолидированные блоки находились в процессе развития под влиянием окружающих их геосинклиналей. Характер осадконакопления на жестких структурах отражал этапность и стадийность развития геосинклинальных систем и являлся отражением изменения режима тектонических движений в седиментационных бассейнах. Каждой стадии и этапу развития геосинклиналей соответствовала определенная структурная форма седиментационного бассейна в пределах жестких структур (см. табл. 3), а также своеобразные палеотектонические (по режиму колебательных движений) и палеогеографические условия осадконакопления.

Почти все палеозойские седиментационные бассейны СССР, сформировавшиеся на краю консолидированных областей, являются полиформными (Донецкий, Приуральская краевая зона, Карагандинский, Кузнецкий, Таймырский). В истории развития этих бассейнов выделяются: стадия перикратонного опускания, соответствующая наиболее интенсивному начальному погружению геосинклиналей, стадия пригеосинклинального прогиба периода инверсионной стадии развития геосинклиналей и стадия краевой прогиба (продольного или поперечного), соответствующая орогенному развитию складчатых сооружений.

В первые две стадии в бассейнах формировались угленосные отложения сингеосинклинального структурно-формационного комплекса. Высокая активность контрастных тектонических движений в собственно геосинклинальный этап развития геосинклиналей обу-

словливалась высокочастотный режим колебательных движений в угольных бассейнах на фоне их преобладающего прогибания. Это вызвало особенно частую смену условий осадконакопления в бассейнах, что обусловило мелкоциклическое строение угленосной толщи и малую мощность многочисленных угольных пластов (карбонные угленосные отложения). Мощность пластов обычно не превышает первых метров. Значительные пространства, занятые в этот период морскими водоемами, и периодическая связь с ними угольных бассейнов обусловили преимущественно паралический характер накопления и первоначального преобразования органического вещества, а также жесткую связь в пространстве и во времени угленосных отложений с морскими осадками.

Угольные бассейны, в которых угленакопление происходило только в один геотектонический этап, соответствующий или собственно геосинклинальному, или орогенному этапам развития геосинклиналей, являются моноформными. Это или зоны перикратонного опускания (Экибастузский бассейн), моноклиальные склоны внутригеосинклинальных геоантиклиналей (месторождения Урала), орогенные впадины складчатых сооружений или внутригеосинклинальных поднятий (месторождения Северного Кавказа, Иртыш-Зайсанской зоны и др.).

Для отдельных моноформных бассейнов характерны сверхмощные угольные пласты, хотя и связаны они с сингеосинклинальным палеозойским комплексом (Экибастуз). По существу — это единая угольная залежь, состоящая из многочисленных сближенных угольных пластов. Высокая степень консолидации каледонид Центрального Казахстана и срединных древних докембрийских глыб, незначительное их дробление (в основном в непосредственной пригеосинклинальной полосе) обусловили в течение карбона платформенный характер их развития. Высокоподнятое положение каледонид придавало узкой полосе, примыкающей к Иртыш-Зайсанской геосинклинальной зоне, преимущественно континентальный характер осадконакопления, а относительно малая подвижность территории способствовала частой стабилизации тектонических движений и сохранению благоприятного для угленакопления геотектонического режима. Влияние геосинклинального

Влияние геосинклинали сказывалось здесь в активизации тектонических движений, прекращении угленакопления и возобновлении терригенного осадконакопления. В структурном отношении на протяжении всего процесса угленакопления эта территория представляла собой зону перикратонного опускания.

Моноформными являются угольные бассейны платформ, приуроченные к синеклизам и антеклизам (Подмосковный, Тунгусский, Минусинский, Камский бассейны и др.).

В мезозое и особенно в кайнозое, когда большая часть описываемой территории перешла на путь платформенного развития, формировались преимущественно мономорфные бассейны, приуроченные к

грабенообразным прогибам, синеклизам, эрозионным впадинам, выступам фундамента и соляным куполам. Угленакопление носило почти исключительно континентальный характер. Количество типов структурных форм угольных бассейнов, характерных для палеозоя (пригеосинклинальные, краевые прогибы и др.), в мезозое и кайнозое резко сокращается. Однако вместе с этим появляется ряд новых типов структур угольных бассейнов, например приорогенные прогибы, для которых характерны сверхмощные угольные пласты (Ачинский бассейн и др.).

#### ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ТИПОВ УГЛЕЙ

Генетические типы микрокомпонентов углей. В 1919 г. М. Стопс выделила четыре основные микрокомпонента в гумусовых углях (фюзен, витрен, дюрен, кларен). Типы углей выделялись по количественному соотношению этих составных частей. "Для гумусовых углей, в особенности для преобладающих среди них полосчатых, все различия в свойствах зависят от соотношения и распределения в массе пласта угля четырех основных ингредиентов: фюзена, витрена, дюрена и кларена, которые определяют различные генетические типы угля, а вместе с этим и свойства пласта угля как полезного ископаемого... Иногда преобладание одного из этих ингредиентов является характерным для целых бассейнов. Например, угли Донецкого бассейна преимущественно клареновые. Преимущественно дюреновыми углями являются Кизеловские, некоторые Подмосквовые, угли балахонской свиты Кузнецкого бассейна и т.д." (Иванов, 1946, с. 411). По преобладанию того или иного типа угольного вещества были установлены основные типы углей, характерные (руководящие) для отдельных углеобразовательных эпох. Происхождение перечисленных основных микрокомпонентов углей связывается с типом исходной растительности и различными условиями накопления и разложения наземного растительного вещества. Главнейшими факторами при этом выступают тип исходной растительности и степень изоляции растительной органики от доступа кислорода, определяющего аэробную и анаэробную среду для жизнедеятельности микроорганизмов и окислительные или восстановительные условия превращения органического вещества (Жемчужников, 1940).

Фюзен макроскопически напоминает обычный древесный уголь, а под микроскопом обнаруживает всегда клеточное строение, что не вызывает сомнения в его происхождении из крупных обломков деревьев, подвергшихся обугливанню. Клеточные отверстия обычно заполнены органическим или минеральным веществом. Однако заороненные обломки или даже стволы деревьев, независимо от возраста угленосной толщи и глубины ее погружения, не всегда превращены в фюзен, а часто представляют собой кремнистые или

карбонатные псевдоморфозы с прекрасно сохранившимся клеточным строением. Иногда эти древесные остатки частично фюзенизированы, но всегда встречаются в осадках, накапливающихся в условиях высокой динамики водной среды (песчаники, песчано-галечные отложения). В то же время в угольных пластах и сопровождающих их тонких разностях терригенных пород древесные остатки всегда представлены фюзеном. В этом проявляется теснейшая связь накопления растительных остатков, превращенных затем в фюзен, с гидродинамически спокойной обстановкой, не способствовавшей полному выносу разложенных органических остатков в процессе их разрушения.

Разнообразие фюзена по петрографическим и химическим признакам свидетельствует о том, что процессу обугливания подвергались различно биохимически и структурно преобразованные до захоронения растительные остатки. Сходство фюзена с древесным углем, химический его состав, характеризующийся низким выходом летучих веществ, малым содержанием водорода и большим — углерода, свидетельствуют об окислении исходного вещества в процессе его разложения. Можно говорить в связи с этим, что исходное вещество фюзена возникало в аэробных условиях при свободном доступе кислорода.

Вода даже в пресных водоемах при нормальном обогащении кислородом содержит его в количествах 3–4% от содержания в воздухе, и условия разложения органического вещества при этом приближаются к анаэробным, незначительно отличаясь от них (Страхов, 1962). Тем самым окисление древесины или других типов лигнинно-целлюлозных тканей, давших в дальнейшем фюзен, не могло происходить при постоянном и сильном обводнении, а было характерным для условий недостаточного питания места накопления древесины грунтовыми водами — фации сухих лесных торфяников (Жемчужников, 1940). Что это за фация?

Изучение распространения современных торфов и видового состава исходной растительности показало, что каждый вид торфа отражает собой среду произрастания и автохтонного накопления определенного вида растений (Классификации видов торфа..., 1951). Всякая болотная растительность в своем минеральном режиме зависит от питающих торфяник вод, степень минерализации которых и является причиной объединения ее в три типа: растительности, более требовательной к минеральному питанию — в эвтрофный, или низинный, тип, менее к нему требовательной — в мезотрофный, или переходный, тип и мало требовательной — в олиготрофный, или верховой, тип. В каждом типе в соответствии с фациальными зонами выделяются лесной, лесо-топяной и топяной подтипы. Для лесного подтипа характерна древесная группа торфов, для лесотопяного — древесно-травяная и древесно-моховая группы, для топяного подтипа — травяная, травяно-моховая и моховая группы торфов. Зоны с растительной ассоциацией, в которой участвовали древесные виды,

располагались по окраинам озерных водоемов, болот, на склонах с выходом грунтовых вод, в заболачивающихся лесах по окраинам торфяников, в лесных толях. Степень обводненности отмершей древесины менялась при этом от водного дренажа и бедного грунтового питания с переменным увлажнением до намывного увлажнения, подтопления, периодического затопления и, наконец, постоянного обводнения (Классификации видов торфа ..., 1951). Наибольшей степенью разложения древесины (50–60%) с образованием сильно гумифицированной и разрушенной до потери структуры массы характеризуются верховые торфы, в меньшей степени (35–50%) – переходные и пониженной – низинные. Цвет гумифицированной массы темно-коричневый.

В зависимости от степени обводненности древесины происходят два четко выраженных типа ее разрушения: деструктивный и коррозийный (Кирюков, 1973).

При деструктивном процессе разрушаются вторичная и первичная оболочки клеток, но общая клеточная структура сохраняется, а не полностью разложившаяся (гумусовая) масса накапливается в клеточных полостях. При этом содержание целлюлозы (объемное и весовое) в древесине падает, относительное объемное содержание лигнина остается прежним, а весовое возрастает. При деструктивном процессе образуются гуминовые и гематомелановые кислоты.

При дальнейшем превращении разрушение целлюлозы происходит как последовательно от внутренних слоев клеток к срединной пластинке, так и одновременно во всех слоях, однако срединная пластинка разрушается лишь при полной потере захороненной древесиной исходной структуры (Кирюков, 1973). Остаточной целлюлозы в древесинах верховых торфяников значительно больше, чем в древесинах низинных торфяников, у хвойных – выше, чем у лиственных. В погребенных торфяниках деструктивного типа, по В.В. Кирюкову (1973), содержание целлюлозы в древесине хвойных достигает 10,2%, лиственных 1,9–5,6%. Древесины погребенных торфяников деструктивного типа разложения сходны с древесиной низинных торфов по высокому содержанию остаточного лигнина. Называя лигнитом остатки древесины, образовавшиеся в результате первоначального процесса разложения, можно наблюдать, что при деструктивном типе разложения древесины образуются рыхлые непрочные, обедненные целлюлозой лигниты (лигноксилиты, "гнилушки"), с сохраненной основой клеточного строения (Кирюков, 1973). Содержание углерода в них составляет 63,8–67,9%, водорода 5,5–5,8%, гуминовых кислот в слабогумифицированной разности лигнитов 4,3–15,7%, в сильногумифицированной 25–47%. Лигниты из древесины деструктивного типа разложения представляют собой наиболее интенсивно первичнообуглероженные разности. При этом биохимически менее устойчивые части древесных растений в условиях аэробной обстановки полностью уничтожаются (сгорают) в процессе их окисления.

Несколько иной характер начального превращения древесины происходит в условиях периодического затопления залесенных болот грунтовыми водами (периодическая обводненность). Торфы этого типа обладают темной окраской, высокой степенью разложения (до 50%) и содержат до 40% остатков коры и древесины. В этих условиях кроме деструктивного разрушения наблюдается остуднение древесины в процессе ее разложения (коррозионный тип разложения, по В.В. Кирюкову, 1973).

При коррозионном типе разложения древесинной ткани происходит неравномерная или постепенная делигнификация клеточных оболочек или точечный характер разложения, охватывающий лигнин и целлюлозу. Грибковое разложение приводит к образованию прежде всего простых веществ, расщепляющихся на моносахара. Часть простых соединений уничтожается в процессе жизнедеятельности микроорганизмов, а часть из них образует высокомолекулярные гумусовые вещества. При коррозионном типе разложения образуются преимущественно фульвокислоты.

В результате коррозионного типа разложения образуются целлоксилиты – плотные, относительно обогащенные целлюлозой лигниты и волокнистые лигниты (Кирюков, 1973). Плотные лигниты еще сохраняют все элементы исходного анатомического строения древесины, однако стебли и обломки лигнита деформированы. Лигниты обогащены целлюлозой до 41–51%, содержание лигнина в них 42–66%; углерода 55,9–60%; водорода 5,5–5,9%. Гумификация неоднородная и колеблется в пределах 20–70%. Волокнистые лигниты характеризуются значительным нарушением анатомического строения первичной древесины. Содержание целлюлозы в лигнитах достигает 45–50%; лигнина 42–47%; углерода 51,2–54,3%, водорода 6,2–7,6%. Биохимические процессы в аэробных условиях проявились слабо и затронули лишь наименее стойкие составные (белковые и углеводные) компоненты растений. Все это свидетельствует о накоплении и начальном превращении древесины в условиях более низинных и более длительно обводненных болот, чем при деструктивном типе разложения.

В условиях постоянной во времени, но переменной по интенсивности обводненности, при ограниченном доступе кислорода, из древесины образуется гумусовая масса с содержанием древесных остатков более 40%. Она представляет собой слабоуглефицированные лигниты, в которых оболочки основных клеток – трахеид и сосудов древесинной ткани сложены гелифицированным веществом (Кирюков, 1973). Структура тканей еще достаточно сохранена.

При более длительном пребывании древесины в обводненных условиях происходит дальнейшее углубление процесса ее разложения с образованием лигнитов наиболее высокой степени гелификации тканей. Полости клеток древесинной ткани за счет разбухания их стенок полностью закрываются. Структура оболочек выясняется с

трудом. Содержание углерода в лигнитах составляет 66,5–68,9%, водорода 5,6–6,0%, гуминовых кислот – до 15%, лигнина – до 58,7%. Дальнейшее разложение приводит к еще большей потере анатомических признаков исходной древесины и образуются полуразложившиеся лигниты – гумусовая масса, еще сохранившая черты индивидуальности исходных растений (аттиты).

Таким образом, в фациальном профиле болот от верховых до низинных, характеризующемся изменяющимися степенью и длительностью обводненности, глубина и характер разложения древесины различны. Различен и химический состав органического вещества, образующегося при разложении древесины. Отклонение химического состава древесного вещества в направлении его обеднения по сравнению с составом неизменной древесины тем больше, чем меньше интенсивность и длительность обводненности болот (от низинных к верховым). С точки зрения биохимического процесса преобразования органики это объясняется тем, что чем меньше обводненность болот, тем больше степень аэробности среды и тем более благоприятны условия при увеличивающейся степени доступности кислорода для химического окисления и уничтожения (истлевания) органики. При увеличивающемся обводнении все большую роль играют процессы преобразования органики микроорганизмами при подавленном процессе химического окисления и уничтожения вещества. Интенсивность биохимического разрушения древесины существенно зависит от размерности ее фрагментов. Как правило, степень автоконсервации увеличивается у более крупных обломков (Кирюков, 1973).

На образовании полуразложившейся измельченной гумусовой массы процесс первоначального преобразования органического вещества не заканчивается, если оно продолжает пребывать в обводненных анаэробных условиях низинных болот. Вообще процесс разложения отмершей древесины в обводненных условиях низинных болот протекает иначе, чем в переходных и верховых болотах, описанных выше. В последних разложение органики происходит или в исключительно аэробной обстановке при изменчивой увлажненности отмершего растительного материала (верховые болота), или при постоянной увлажненности и периодической, изменчивой по интенсивности обводненности (болота переходного типа) в условиях чередования аэробной и анаэробной сред. В первом случае идет односторонний процесс химического окисления и уничтожения органики. Увеличение увлажнения и усиление при этом бактериальной деятельности способствует разрушению и измельчению растительного материала, что убыстряет химический процесс его сгорания. Степень сохранности строения исходной органики и ее количество будут зависеть от длительности протекающего биохимического процесса. В условиях болот переходного типа процесс химического сгорания органики проявляется периодически, что способствует большей сохранности растительного материала при одном и том же времени его разложения.

Постоянная обводненность низинных болот и анаэробная обстановка разложения растительного материала, с одной стороны, подавляет процесс химического окисления, появляющегося при уменьшении толщины слоя воды, с другой стороны – способствует появлению новых химических реакций. Происходит распад вещества исходной органики на более простые составные части и одновременное образование из них более сложных органических веществ. Течению этих реакций способствует размельчение растительного материала в результате интенсивной деятельности микроорганизмов. Если в условиях химического сгорания исходной органики происходит образование в результате ее уничтожения газообразных веществ, то биохимические процессы в анаэробной среде преимущественно приводят к переходу растительного материала из твердой фазы в жидкое и полужидкое (растворенное и коллоидальное) состояние. Насколько глубоко заходит и как быстро происходит этот процесс, зависит от типа исходной органики и длительности пребывания ее в анаэробных условиях разложения.

Впервые процессы преобразования растительного материала в анаэробных условиях были описаны Ю.А. Жемчужниковым и А.И. Гинзбург (1936) при изучении основной массы углей. "... Только лишь при полном отсутствии доступа воздуха растительные вещества могут прийти к гелеобразному или близкому к нему состоянию. При изучении торфяных болот наблюдается, что растительные остатки разбухают, теряют очертания, превращаются в расплывчатые бесформенные образования или в коричневое вещество". (Жемчужников, Гинзбург, 1936, с. 836). Весь этот процесс протекает стадийно. В случае растительных остатков с преобладающей лигнинно-целлюлозной тканью процесс начинается с набухания. Стенки клеток под влиянием воды начинают увеличиваться в объеме и превращаются в студнеобразное вещество, а клеточная полость соответственно уменьшается. В начале процесса набухания растительные остатки приобретают ксиленовую структуру, при дальнейшем его действии клеточная полость совершенно исчезает и растительные вещества приобретают комковатую ксиленовитреную структуру.

На этом кончается первая стадия превращения растительных остатков. Наступает следующая стадия – разжижение. "Растительные ткани, потерявшие в стадии набухания клеточную структуру и превратившиеся в компактно прилегающие друг к другу комки, начинают размельчаться, вначале на довольно крупные обрывки, затем на отдельные клетки и, наконец, все растительные остатки, превратившиеся в студнеобразное вещество, переходят постепенно в золь, т.е. превращаются в коллоидный раствор ... Золь в стадии разжижения имеет вид совершенно однородного вещества. Так кончается вторая стадия превращения.

Последняя стадия – коагуляция, т.е. процесс перехода золя из жидкого состояния в студнеобразное, образующий гель...

Каждой стадии разложения соответствует определенный морфологический тип основной массы, легко наблюдаемый под микроскопом. Именно стадии набухания соответствует комковатая ксило-витреновая структура; стадии разжижения – однородная, гомогенная и стадии коагуляции – хлопьевидная и неяснокомковатая”. (Жемчужников, Гинзбург, 1936, с. 837).

Таким образом, аэробные условия превращения растительного материала (если процесс достигает конца) приводят к его уничтожению, а анаэробные – к его гелификации. В зависимости от положения в фаціальном профиле (по степени обводненности) заболоченных пространств, определяющего состав исходной растительности и длительности разложения в анаэробных условиях, в ископаемое состояние переходят различной степени гелифицированные органические вещества. Если для захороненного лигнинно-целлюлозного вещества с различно сохранившейся тканевой структурой применить термин “лигнит” (Кирюков, 1973), а для однородного бесструктурного гелифицированного вещества – “гелит” (Гинзбург, 1975), то в различных фаціальных условиях в зависимости от степени разложения и его направленности в ископаемое состояние перейдет органика различной структуры и состава. Гелифицированное вещество при этом является основной массой, в которую погружены различной степени разложения и величины фрагменты растений. Гелиты, содержащие неразложившиеся до конца фрагменты, – телогелиты (Гинзбург, 1975) в зависимости от типа составных частей исходных растений могут быть липоидгелитами (с остатками липоидных), ксилгелитами (с остатками стеблевых и древесинных тканей) и паренхогелитами (с остудневшим листовым материалом).

В случае захоронения древесины, не до конца разложенной в аэробных условиях, основная масса растительной органики будет представлена лигнитом, разновидности которого по структуре будут различаться крупностью обломков или обрывков лигнинно-целлюлозного вещества. Если от разложения сохраняются только наиболее химически устойчивые компоненты растений – липоидные, то в ископаемое состояние переходят липоидиты (Гинзбург, 1975), разновидности которых выделяются по виду липоидного компонента (споринит, кутинит, суберинит, резинит).

Таковы основные генетические типы микрокомпонентов растительного вещества, накапливающегося автохтонным путем и проходящего стадию первоначального биохимического преобразования в болотах, различных по обводненности и среде фаціальных обстановок.

Выше были рассмотрены стадии полного преобразования наиболее устойчивого к биохимическому разложению древесного материала. Однако для лесных заболоченных пространств характерна смешанная ассоциация растений с присутствием кустарников, травянистых растений и мхов. Как правило, все эти виды растений ко

времени гелификации или лигнитизации составных частей стволов и стеблей деревьев, так же, как и их листья, полностью разлагаются или истлевают. Этому выводу, казалось бы, противоречит состав современных древесных, древесно-травяных и древесно-моховых торфов (Классификации видов торфа ..., 1951), из которых теоретически должны образоваться угольные пласты при их погружении на большие глубины и прохождении всего цикла углеобразования. Описанный выше полный процесс стадийного преобразования растительной органики построен на основании изучения лишь тенденций биохимических процессов, наблюдаемых в торфяниках разных фациальных типов, без учета подвижности среды накопления, и логически дополненный с учетом геологического времени автохтонного накопления такой массы исходного растительного вещества, которая могла бы дать угольные пласты известной в угольных бассейнах мощности. Мы можем сравнивать с древними эпохами лишь фациальные обстановки современных болотных пространств и их дифференциацию по типам растительных сообществ, дающих различные виды торфов. Но эти условия несравнимы ни по длительности накопления органики, ни по глубине ее преобразования. Как установило Н.М.Беликовой (1934), образование торфа является кратковременным процессом, заканчивающимся в основном в пределах нескольких вегетационных периодов (Вальц, 1975). Более того, близкая нам эпоха, по мнению некоторых авторов, скорее является неблагоприятной для угленакопления. Мощность торфяных пластов невелика, чаще 1-3 м, реже 3-5 м и еще реже 5-10 м и более (Волков, 1973). Мощность погребенных залежей чаще меньше 1 м. При учете усадки торфяной массы и возможном сохранении всего запаса современного торфа (300 млрд. т) в виде единой залежи мощностью 10 м, по В.Н.Волкову, площадь угольного пласта мощностью 2-2,5 м составит всего 30 тыс. км<sup>2</sup>. По М.Н.Никонову (1954), масштабы современного накопления растительной органики очень ограничены, и современные торфяники, видимо, не будут отмеченными в геологической истории Земли. "... Современные (и тем более древнечетвертичные) автохтонные торфяники могут сопоставляться при самых благоприятных условиях их сохранения - с наиболее бедными, непромышленными углепроявлениями прошлого" (Волков, 1973, с. 6).

Есть еще одно весьма важное обстоятельство, свидетельствующее о неблагоприятности современной и близкой к нам эпохи в отношении угленакопления и о невозможности проведения аналогии между условиями формирования современных торфяников и древним угленакоплением. До сих пор ни в отечественной, ни в зарубежной литературе не отмечены переходы между торфом и бурым углем в одном непрерывном разрезе. М.Тейхмюллер приводит весьма показательный пример по торфяному месторождению Македонии (бассейн Драма). В четвертичной толще мощностью 196 м скв скважинами вскрыты несколько погребенных залежей торфа, из которых ни одна

не отличается от обычного современного торфа. В то же время ниже, в поздненеогеновых осадках залегают настоящие бурые угли (Волков, 1973).

По данным М.Н. Никонова (1948), 70% запасов торфа СССР приходится на залежи верхового типа, аналогов которых неизвестно среди ископаемых углей. Количество известных погребенных торфов невелико и, кроме того, условия их захоронения не отвечают тем процессам, с которыми связано образование углей. Из исследований всех известных угольных месторождений следует вывод, что ископаемые угли образовались и сохранились потому, что бассейны угленакопления имели тенденцию к однонаправленному прогибанию. В то же время современные материки испытывают тенденцию к преимущественному поднятию, что исключает сохранение в ископаемом состоянии даже низинных торфяников. Значительная расчлененность рельефа, характерная для современной эпохи, сильно отличают ее от эпох интенсивного угленакопления (Никонов, 1948). Незначительная продолжительность и масштабы современного торфонакопления, а также тенденция к преимущественному поднятию материков не позволяет нам наблюдать все те превращения органического вещества в стадию диагенеза при захоронении торфяника в прогибающемся бассейне, которые приводят к формированию бурых углей. В то же время в угольных бассейнах с широкой гаммой марок углей мы наблюдаем их зональное распределение как в разрезе, так и на площади.

Выше было показано, что первоначальное превращение концентрированного растительного вещества в зависимости от обводненности болота и соответствующей степени анаэробности обстановок идет в направлении его химического окисления или гелификации. Крайними членами образовавшегося при этом угольного вещества будут лигниты или гелиты. Средние члены ряда образуют в зависимости от глубины разложения органики и типа исходных растений различные сочетания из вещества крайних членов.

Попадая в захороненное состояние, органическое вещество испытывает дальнейшее преобразование. Причем обводненность в начальной стадии диагенеза не изменяется и сравнима с торфогенным слоем, в котором происходит первоначальный биохимический процесс. В значительной степени гелифицированное органическое вещество является местом обитания огромного количества микроорганизмов. Коллоидные илы, выпавшие в осадок в пресноводных водоемах, содержат 1 500 000 бактерий на 1 г сухого остатка (Страхов, 1962). "В вертикальном разрезе грунтов главная масса бактерий гнездится в верхних немногих сантиметрах и особенно в пределах первого сантиметра, где органическое вещество наиболее свежо и доступно для разложения. Вниз по разрезу число бактерий быстро и резко убывает и с глубины 20-30 см измеряется всего сотнями на грамм сырого ила" (Страхов, 1962, с. 398). Одновременно на этой глубине при уплотнении илов уменьшается влаж-

ность до 43–40%. Если учесть, что концентрированное органическое вещество сохраняет сильную обводненность еще длительное время и уплотняется медленнее, то жизнеспособность микроорганизмов, их большое количество сохраняется более длительное время и распространяется на большую глубину.

В диагенетическую стадию весьма существенную роль в превращениях органической массы играет старение коллоида. "На очень ранней стадии диагенеза большая часть органического вещества, а иногда и все оно, теряя клеточную структуру, превращается в более или менее сильно обводненный коллоид. Только в состоянии обводнения оно и оказывается доступным воздействию как бактерий, так и внеклеточных ферментов. При прогрессирующей потере осадками воды начинается отдача ее органическими коллоидами. Это вызывает их старение и свертывание и ускоряет их выход из сферы воздействия бактерий и внеклеточных ферментов; органическая масса, по химической структуре еще способная к биохимическим превращениям, из-за своего физического состояния, так сказать, не использует этих возможностей, увеличивая собою долю стабильной "остаточной массы" в составе захороненного в осадке органического материала" (Страхов, 1962, с. 430). Если под влиянием ферментов и жизнедеятельности организмов преобладал процесс распада органического вещества на простые вещества, то при их прекращении происходит преимущественно взаимодействие между простыми веществами и образование новых более сложных и более устойчивых соединений, предохраняющих органическую массу от дальнейшего распада и консервирующих ее в ископаемом состоянии. Прогрессирующее в процессе диагенеза уплотнение органической массы сопровождается дегидратацией (удалением свободной воды) и восстановлением сульфат-ионов, железа и других с образованием пирита, сидерита, особенно обильного в подстилающих и перекрывающих пласты глинах. В результате диагенетических преобразований коллоидальное или лигнитизированное органическое вещество из обводненного переходит в увлажненную горную породу (твердую фазу) – бурый уголь. Таким образом, торфяник, которому суждено превратиться в уголь, проходит полный цикл преобразования органического вещества от увлажнения и обводнения растительного материала, через разложение его в аэробных и анаэробных условиях и образование из простых веществ сложных органических соединений–консерваторов, дегидратацию в восстановительных условиях путем уплотнения остаточной органики и захоронение ее под кровлей непроницаемых пород. При этом различные типы первоначально превращенного органического вещества дадут различные типы бурых углей.

Генетические типы углей. Ю.А. Жемчужников (1940, 1941) считал, что угли надо разделять на генетические типы, слагающие пласты, пачки, слои, а не на ингредиенты, часто представляющие собой лишь включения или линзы. Он писал: "Первой задачей

несомненно является уточнение вопросов, связанных с генезисом углей... Следует поставить вопрос установления фациальных признаков отложения угольной массы в смысле той среды, в которой находился органический материал..." (Жемчужников, 1940, с. 67). При одной и той же степени разложения растительного материала, однородного по исходному веществу, состоящего из одного ингредиента, или неоднородного, представленного несколькими простыми и сложными ингредиентами, угли бывают неоднородными по расположению (распределению) микрокомпонентов — текстуре, независимо от их величины и формы. Угли могут быть слоистыми, массивными или зернистыми; землистыми (рыхлыми) или плотными. Кроме того, угли могут быть блестящими, полублестящими, полуматовыми или матовыми. Если структура углей может быть обусловлена степенью и длительностью обводненности растительного вещества, определяющих характер его разложения; блеск, кроме этого, обусловлен примесью минерального вещества и степенью углефикации, то текстурные признаки углей определяются динамическими факторами — динамикой водной среды накопления и преобразования растительного материала, а также колебательными тектоническими движениями, контролирующими взаимоотношение областей сноса и бассейнов седиментации, рельеф площадей угленакопления, существование водотоков и их энергию, количество поступления в бассейн обломочного материала, его тип и распределение в слое осадков. Ю.А. Жемчужников (1941), изучая взаимоотношения этих явлений, весьма большое значение придавал изучению проблемы слоистости углей. Тип угля по вещественно-петрографическому составу, физическим свойствам, структуре и текстуре обусловлен всеми перечисленными выше генетическими параметрами.

Генетический тип угля и степень углефикации в конечном итоге определяют и его полезные свойства — качество углей. Одним из главных факторов, влияющих на состав и свойства углей, является степень разложения исходного растительного материала (тип гелита и его количество в угле). Л.И. Боголюбова и В.С. Яблоков (1951), изучая клареновые угли Донбасса, установили, что по микропетрографической характеристике они не столь уж и однородные, как это обычно считается. Гелифицированное вещество в углях по степени разложения разделяется на два типа:

1. Ксиловитреновое гелифицированное вещество, объединяющее ксиловитрен, ксиловитреновую основную массу и условно витрен и ксилен.

2. Однородное гелифицированное вещество, представленное однородной основной массой. Эти типы углей различаются и по химико-технологическим свойствам. При одинаковой степени углефикации угли первого типа характеризуются повышенным содержанием летучих, серы, большими теплотворной способностью, спекаемостью, зольностью. Выделенные В.В. Видавским (1932) "более восстановленные" и "менее восстановленные" угли, по мнению авторов,

относятся соответственно к первому и второму типам. Кроме того, авторами выделены четыре группы пластов в зависимости от участия в них того или иного типа угля. Было установлено, что в одних случаях угольный пласт представлен повсюду только одним типом угля, в других — тип угля одного и того же пласта меняется по площади.

Выделенные типы углей Л.И. Боголюбова и В.С. Яблоков (1951) называют генетическими, поскольку они по комплексу признаков отражают общие условия накопления и первичного превращения исходного материала.

На анализе причин формирования различных генетических типов углей и условиях угленакопления в Донбассе следует остановиться подробнее, поскольку Донбасс является районом, изучение которого привело к обоснованию многих основных положений угольной геологии.

В Донецком бассейне наиболее сильно проявились паралические условия угленакопления; в составе угленосной толщи здесь широко распространены морские отложения, в том числе известняки. Донецкий бассейн был и наиболее мобильным среди бассейнов краевых частей платформ в период формирования угленосной толщи, находясь под длительным и энергичным влиянием геосинклинальных тенденций развития земной коры, в связи с чем мощность угленосных отложений достигает 20 км. В толще содержится около 330 пластов угля ниже-средне-верхнекарбового возраста (Петрология палеозойских углей..., 1976). Количество пластов возрастает вместе с увеличением мощности отложений с запада на восток. Визейские угольные пласты распространены на юго-западной окраине бассейна, утоньшаяся и выклиниваясь к северу и востоку. Среднекарбовые пласты распространены на всей территории, расщепляясь и сливаясь на отдельных участках. Часто в результате утоньшения от пластов остаются прослой со стигмариевым слоем в почве, но признаки угленосности совсем не исчезают. Пласты утоньшаются за счет исчезновения нижних или верхних их частей (неодновременность начала и конца накопления органики), а средние горизонты имеют практически повсеместное распространение.

Угли различного возраста отличаются по петрографическому составу, внешнему облику и химико-технологическим свойствам. Зоны распространения различных генетических типов ориентированы преимущественно вкост простирания пласта.

Угольные пласты верхневизейского возраста, по данным геологов Донбасса, представлены гумусовыми, реже сапропелево-гумусовыми углями с линзовидными прослоями споровых липтобиолитов. Прослой сапропелево-гумусовых углей чаще всего приурочены к средней части или кровле пластов. По вещественному составу угли являются кларено-дюренами, чередующимися с дюрено-кларенами и кларенами. С запада на восток отмечается увеличение витринита с

одновременным уменьшением лейптинита и фюзинита. В разрезе наблюдается некоторое уменьшение полублестящих типов углей от нижних к верхним пластам, однако преимущественно распространены полуматовые угли, реже матовые.

По условиям восстановленности визейские угли маловосстановленные, реже переходные.

Для углей среднего карбона, по данным тех же авторов, характерна однообразность их внешнего вида. Преобладают блестящие и полублестящие, полосчатые, реже однородные угли. Полуматовые и матовые угли залегают в виде тонких прослоев среди полублестящих углей. В общем виде понижение блеска наблюдается от подошвы пластов или их пачек к кровле. По вещественному составу преобладают клареновые и дюрено-клареновые угли спорового или смешанного состава с резко подчиненным значением кларено-дюреновых и дюреновых углей. Особенностью микрокомпонентного состава углей является высокое содержание витринита — 75-90%. Этот состав выдерживается на всей площади бассейна.

Фюзинит обуславливает смешанный состав преобладающих углей и обычно превышает в них содержание лейптинита.

По характеру восстановленности среди среднекарбонových углей различаются восстановленные и маловосстановленные угли, а также переходные между ними разности.

Характерно для Донецкого бассейна соотношение различных липоидных компонентов в углях различного возраста. Они представлены в основном микро- и макроспорами, в меньшей степени кутикулой и смолоподобными образованиями. В углях нижнего карбона, по данным геологов Донбасса, споры с толстой экзиной, а в кларенах среднего карбона они имеют тонкую экзину. Кутикула в визейских углях встречается в клареновых прослоях. Начиная с намюра, количество кутикулы увеличивается, но сохраняются ее особенности, однако уже в углях московского века она более толстая. Смоляные образования характерны для намюра и башкирского ярусов. Повышенное содержание спор (более 25%) наблюдается в углях нижнего карбона.

Сингенетические минералы представлены пиритом, марказитом, халцедоном, кальцитом, сидеритом и глинистыми образованиями. Наибольшее содержание минеральных примесей, особенно сульфидов, характерно для полублестящих углей восстановленного типа.

Распространение типов углей в Донбассе имеет зональный характер. Смена одного типа другим наблюдается как по разрезу пласта, так и по его простиранию. На севере и северо-востоке бассейна преобладают восстановленные типы углей, а в юго-западной части — маловосстановленные. По мнению геологов Донбасса, эта зональность совпадает с палеогеографическим планом карбонового времени — расположение стабильного открытого моря к северо-востоку от бассейна, а области питания — к юго-западу от него. Было

установлено, что кларено-дюрены нижнего карбона с содержанием витринита 40-50% образуют разобщенные площади, приуроченные часто к размывам. Споровые дюрено-кларены занимают обширную площадь в южной части Павлоградско-Петропавловского района, в пределах которой выделяются отдельные участки клареновых углей. Дюрено-кларены смешанного типа, частично споровые распространены на северо-западе Петриковско-Царичанского и юго-западе Новомосковского районов. Такое непостоянство вещественного состава пласта по площади названные авторы (Петрология палеозойских углей..., 1976) объясняют различной обводненностью торфяника. В более "сухом" торфянике формировались дюрены и кларено-дюрены, в более обводненном - кларены и дюрено-кларены с повышенным содержанием витринита (50-65%).

Таким образом, генетические особенности углей (степень восстановленности и др.) теснейшим образом, по мнению авторов, связаны с господствующими в период формирования пластов фациальными обстановками. Взаимосвязь фациальной обстановки и зависящей от нее исходной растительности представляется весьма тесной и должна явиться предметом более широкого исследования. Обычно принято характеризовать растительность той или иной углеобразовательной эпохи перечислением установленных в углях форм (без дифференцированной систематики их по генетическим типам углей) или, в лучшем случае, с общей характеристикой ландшафтных зон, охватывающих значительные по площади регионы.

В одной из последних коллективных работ геологов Донбасса отмечается: "По данным М.Д. Залесского, Е.О. Новика, К.И. Иносовой и других, каменноугольная флора Донецкого бассейна состоит из плауновидных, папоротников, птеридоспермовых, членистостебельных и голосеменных растений. Их углеобразующая роль в достаточной степени еще не выяснена." (Петрология палеозойских углей..., 1976, с. 87). Была сделана попытка более детально исследовать взаимосвязь исходной растительности с фациальной зональностью бассейна во времени и пространстве. В результате палиноэкологических исследований было установлено, что в углях Донбасса содержится большое разнообразие дисперсных микроспор, но только несколько (3-4) видов из них являются преобладающими (80-90%) и, видимо, отражают облик основной автохтонной растительности. Эти споры являются представителями растений трех экологических групп: водно-болотных - гигрофитов (плауновые и членистостебельные), гигромезофитов (папоротники и семенные папоротники) переходной экологической обстановки и мезофиторастений относительно сухих местообитаний (древнейшие голосеменные).

В разрезе угольных пластов соотношение микроспор различных экологических групп растений имеет свой характер изменчивости, связанный с колебанием степени обводненности болот. По изменению состава исходной органики в разрезе пластов авторы произвели

типизацию фациальных типов болот, отражающих особенности формирования углей во времени и в пространстве. В разрезе карбона отмечается закономерное уменьшение от нижних пластов в верхнем роли гигрофитов с одновременным возрастанием роли гигромезофитов и мезофитов. Пласты башкирского яруса формировались в болотах со значительной степенью обводненности и расцветом гигрофитной растительности. Образование пластов свиты  $C_2^5$  происходило в условиях меньшей обводненности с преобладающей ролью гигромезофитов. Угольные пласты свиты  $C_2^6$  формировались в условиях режима переменной степени обводненности. Пласты свиты  $C_2^7$  образовались в болотах со слабой обводненностью при полном господстве гигромезофитной и возрастающем значении мезофитной растительности. Именно в этих "эдафических" (связанных с почвой) особенностях растений, наряду с общими "экологическими" (связанными с образованием жизни и средой), заключается "... первое и самое главное значение развития и смены растительного мира для истории углеобразования" (Жемчужников, 1958, с. 47).

Однако и эта, более детализированная характеристика эволюции среды обитания различновлажнотребующей растительности, отражает лишь общие черты изменения во времени исходного органического вещества и фациальной обстановки (по степени обводненности) его первоначального превращения. Она еще недостаточна для того чтобы раскрыть причины различий однородных по исходной растительности, близких по степени разложения, но различных по микропетрографическому составу, структуре, текстуре и химико-технологической характеристике типов углей.

Выше уже отмечалось, что изучение гелифицированного вещества клареновых углей карбона Донбасса позволило Л.И. Боголюбовой и В.С. Яблокову (1951), П.П. Тимофееву (1952) выделить два генетических типа углей, различающихся по строению и неодинаковых по химико-технологическим свойствам. Вначале эти два типа были установлены в углях марок Д и Г свит  $C_2^5$ - $C_2^7$  Добровольского, Красноармейского, Кураховского и других районов юго-западной окраины Донбасса, а затем эти же два типа Л.И. Боголюбовой (1954) были установлены в углях марок ПЖ, К, ПС и Т Центрального района Донбасса. Тем самым было доказано, что формирование двух генетических типов углей является региональной закономерностью Донбасса. Эти два типа углей различаются по 10 признакам: 1) по характеру строения гелифицированного вещества - кsilовитрено-витреновому (витрен и кsilовитрен - более 70%) в первом типе и однородному (однородная основная масса - более 70%) во втором; 2) по содержанию гелифицированного вещества - высокому (70-88%) - в первом типе и весьма высокому (75-90% и более) во втором; 3) по насыщенности форменными элементами - высокому в первом типе и низкому во втором; 4) по более разнообразному составу форменных элементов в первом типе и более однообразному во втором; 5) по содержанию фюзенизиро-

ванного вещества – больше (8–20%) в первом типе и меньше (3–10%) во втором: 6) по содержанию спор и кутикулы – меньше (4–10%) в первом типе и больше (7–15%) – во втором: 7) по соотношению фюзенизированного и кутинизированного вещества – в первом типе оно всегда больше единицы, во втором всегда меньше единицы; 8) по характеру кларенов и дюрено–кларенов–ксило-витрено–витреновый в первом типе и спорово–кутикуловый во втором; 9) содержание пирита в первом типе обычное, во втором – пирит редок; 10) по макроскопической основе – чаще неясно штриховатый в первом типе и чаще однородной во втором.

Основным признаком, по которому наиболее четко различаются угли обоих типов, является строение гелифицированного вещества. По количеству гелифицированного вещества углей и их составных частей в описанных двух генетических типах Л.И. Боголюбова (1954) выделила четыре разновидности (табл. 4).

Угли первого генетического типа независимо от марки более восстановленные, второго типа – менее восстановленные. Различаются типы углей и по химико–технологической характеристике. Все это подтверждает, что генетические различия не затушевываются в процессе диагенетического, катагенетического и эпигенетического преобразования органического вещества.

Большое количество гелифицированного вещества в обоих генетических типах (70–90%), незначительная примесь терригенного материала и хорошая сохранность растительных остатков свидетельствуют об образовании обоих генетических типов в условиях застойного постоянно обводненного болота и восстановительной среды, а также об анаэробном характере бактериальной деятельности (фашия топяных болот). Однако в первом случае в тех же условиях топяного болота процесс разложения растительного материала был приостановлен на стадии набухания, а во втором случае – на конечной стадии – разжижения, что является следствием более короткого времени разложения органики при образовании углей первого типа и более длительного – при формировании углей второго типа (Боголюбова, 1954).

Различия в продолжительности разложения растительного материала при формировании углей первого и второго генетических типов, по П.П. Тимофееву (1952, 1955), объясняются разным режимом колебательных движений. Характер колебательных движений устанавливается на основе анализа типов осадочных циклов угленосных свит, вмещающих те или иные (первый или второй) генетические типы углей. Это возможно в связи с тем, что "... если мы можем говорить о колебательных движениях как о причине циклического строения изученных угленосных свит, то мы также должны говорить и об их характере, вытекающем из анализа строения различных типов циклов–обстановок в целом и кривых изменения фаций, в частности" (Тимофеев, 1952, с. 66–67).

В разрезе свит  $C_5^5 - C_2^7$  Добровольского, Красноармейского и

Генетические типы углей Донбасса  
по Л.И. Боголюбовой (1954)

| Генетические<br>типы угля | Разновидности   | Тип вещества в %                      |                 |            |  |  |
|---------------------------|---|---------------------------------------|-----------------|------------|--|--|
|                           |   | Гелифицированное                      |                 |            | Фюзенизи-<br>рованное<br>(опак-<br>масса, фю-<br>зенизиро-<br>ванные<br>ткани) | Кутини-<br>зирован-<br>ное<br>(споры,<br>кутикулы) |
|                           |   | ксило-<br>витрено-<br>витрено-<br>вое | однород-<br>ное | общий<br>% |  |  |
| I                         | Тонкополосча-<br>тый полублес-<br>тящий ксило-<br>витрено-витре-<br>новый кларен            | 65                                    | 23              | 88         | 8  | 4  |
|                           | Тонкополосча-<br>тый полублес-<br>тящий ксило-<br>витрено-витре-<br>новый дюрено-<br>кларен | 50                                    | 20              | 70         | 20   | 10   |
| II                        | Тонкополосча-<br>тый полублес-<br>тящий спорово-<br>кутикуловый<br>кларен                   | 25                                    | 65              | 90         | 3  | 7  |
|                           | Тонкополосча-<br>тый полублес-<br>тящий спорово-<br>кутикуловый<br>дюрено-кларен            | 20                                    | 55              | 75         | 10   | 15   |

Куратовского районов юго-западной окраины Донбасса в результа-  
те детального литологического изучения П.П. Тимофеевым установ-  
лены отложения 18 фаций, образующих две группы циклов - конти-  
нентально-морских и морских. Первая группа характеризует больш-  
ую амплитуду и относительную скачкообразность колебательных  
движений, обуславливающих резкую смену режимов осадконакпли-  
нения. Вторая группа циклов характеризует спокойный режим колеба-  
тельных движений, когда микроколебания (изменения знака движе-

ний малой амплитуды) весьма постепенно приводят к процессу торфонакопления и плавно прекращают его. Позднее П.П. Тимофеев (1955) приходит к выводу, что двум генетическим типам углей и выделенным Л.И. Боголюбовой (1954) четырем разновидностям соответствуют четыре типа фаций:

1) относительно подвижных обводненных застойных торфяных болот, в которых образовались клареновые и дюрено-клареновые угли с кsilовитрено-витреновым гелифицированным веществом (II тип, первая разновидность). Для фации характерны анаэробный процесс превращения растительного материала, относительно более восстановительная среда, быстрое погружение болот и большая скорость захоронения органики, а также обусловленная этим малая продолжительность биохимических процессов ее преобразования, резкая смена условий осадконакопления;

2) относительно подвижных малообводненных ("сухих") торфяных болот, в которых формировались смешанные дюрено-кларены, кларено-дюрены и дюрены с кsilовитрено-витреновым гелифицированным веществом (I тип, вторая разновидность). Для фации, в отличие от предыдущей, характерен аэробный процесс превращения растительного материала в условиях окислительной среды;

3) относительно устойчивых обводненных застойных торфяных болот, в которых формировались клареновые и дюрено-клареновые угли с однородным гелифицированным веществом (II тип, третья разновидность). Для фации характерны анаэробный процесс превращения растительного материала в условиях относительно менее восстановительной среды, замедленные погружения болот, большая продолжительность действия биохимических процессов разложения органики, полное ее остуднение, относительно малая скорость ее захоронения, сохранение постоянства условий осадконакопления, существовавших до и после торфонакопления;

4) относительно устойчивых слабо проточных торфяных болот, в которых образовывались споровые кларено-дюрены и дюрены с однородным гелифицированным веществом (II тип, четвертая разновидность). Для фации характерны анаэробно-аэробный процесс превращения растительного материала в условиях слабо окислительной среды, относительно замедленное погружение болот, большая продолжительность действия биохимических процессов разложения органики, относительно малая скорость ее захоронения, сохранение постоянства условий осадконакопления, существовавших до и после торфонакопления.

На этом анализ условий угленакопления в Донбассе можно было бы и закончить и считать вопрос взаимосвязи образования углей различных генетических типов с длительностью пребывания растительного материала в определенных фациальных обстановках его превращения решенным. Однако в проблеме образования петрографического состава углей имеется еще ряд вопросов, требующих дальнейшего разрешения.

По приведенной выше характеристике фациальных обстановок угли первого генетического типа могут образовываться и в окислительной и восстановительной среде. Непонятно, почему в более восстановленном угольном веществе первого генетического типа значительно большее содержание (8–20%) фюзенизированного вещества по сравнению с менее восстановленными углями второго типа (3–10%). Приуроченность повышенного содержания пирита к углям первого генетического типа (более восстановленным) не всегда имеет место. Довольно часты случаи высокой сернистости маловосстановленных и переходных типов углей (Кизильштейн, 1975).

Установление двух типов углей независимо от степени их углефикации позволяет считать достоверным факт, что различные типы углей обусловлены различными фациальными условиями накопления и начального превращения растительного материала. Не вызывает сомнения, что фациальные обстановки и их смена обусловлены колебательными движениями, однако трудно себе представить столь резкую дифференциацию бассейна по режиму колебательных движений (мелкоблочное "дрожание") в периоды угленакопления, которая определила современную картину размещения углей различных типов. Неясно, как проявлялся на площади режим колебательных движений (безусловно мелкоамплитудный) в различных формах рельефа, несомненно влияющего на степень обводненности болот, способы накопления угольного вещества, структуру, текстуру и зольность углей.

Сравнительное сопоставление характера угленосности различных бассейнов по комплексу генетических признаков угольных пластов, увязанных с весьма богатым и достаточно полно систематизированным материалом по вещественно-петрографическому и химическому составу углей, заставляет рассматривать вопрос формирования углей различных генетических типов и образуемых ими слоев как частный случай процесса осадконакопления вообще. В геологической литературе приведено достаточно много фактов и соображений различных авторов, подтверждающих или поддерживающих этот вывод.

Еще в 30-х годах Ю.А. Жемчужников и А.И. Гинзбург, изучая основную массу ископаемых углей, вкладывали в это понятие "... цементирующее бесструктурное вещество, которое соединяет в одно целое различные форменные растительные остатки в угле, имеющие структуру. К последним принадлежат оболочки спор, обрывки кутикулы, клеточные ткани, проводящие элементы древесины и другие растительные фрагменты" (Жемчужников, Гинзбург, 1936, с. 825).

Представление об угле как породе, состоящей из фрагментарных частиц и "цемента", во многом сближает его с вмещающими терригенными отложениями и позволяет считать полноправным членом генетического ряда обломочных пород. Если рассматривать весь диапазон форм залегания органического вещества в осадочной обо-

лочке Земли, то можно увидеть, что угольный пласт является лишь частным их случаем.

В общем виде размещение растительной органики в осадочных толщах наблюдается в двух формах – рассеянной и концентрированной. Степень концентрации органического вещества обусловлена долей его участия в осадконакоплении. В случае преобладающего терригенного осадконакопления содержание органического вещества в породах всегда менее 50% и дальнейшее его уменьшение усиливает степень рассеянности органики в осадках. И, наоборот, при уменьшении роли терригенного материала увеличивается концентрация органического вещества, что в конечном итоге приводит к образованию угольных пластов.

Усиление или сокращение терригенного осадконакопления обусловлено активностью тектонических движений, характером расчленения рельефа в области сноса и климатом. Концентрация продуктов разрушения горных пород (осадконакопление) может происходить автохтонным (на месте разрушения) и аллохтонным (переносом) путем. Автохтония и аллохтония зависят от активности тектонических движений и энергии создаваемого при этом рельефа, что обуславливает различную степень транспортирующей способности воды. При наибольшей стабильности тектонических движений и выровненности рельефа на суше образуются коры выветривания (элювий), а в водоемах – хемогенные и органогенные осадки.

Активизация тектонических движений и сопровождающее ее расчленение рельефа приводят к образованию водотоков и переносу продуктов разрушения горных пород в другие, наиболее пониженные участки. Энергия водотоков и их протяженность тем выше, чем более четко выражен рельеф, что зависит от степени активизации тектонических движений и их дифференциации по амплитуде. В условиях малой активности тектонических движений происходит лишь незначительное перемещение продуктов разрушения горных пород на склонах приподнятых областей сноса (делювий). Усиление расчлененности рельефа приводит при благоприятных климатических условиях к образованию энергичных речных водотоков. Создается определенная ландшафтная обстановка – сочетание речных долин и водораздельных пространств.

Протяженность рек зависит от амплитуды знакопеременных (колебательных) тектонических движений и длины волны колебаний. Амплитуда колебательных движений выражается в рельефе разницей их положительных и отрицательных отметок – отклонений от равнины – геоморфологического аналога геометрической плоскости. Длина волны определяется расстояниями между наиболее высокими значениями положительных и отрицательных отметок и представляет собой в общем виде диаметр окружности, охватывающий площадь проявления тектонических движений положительного или отрицательного знака.

Крупноамплитудные коротковолновые колебательные движения создают резко расчлененный рельеф. Водотоки (преимущественно временные потоки) обладают максимальной транспортирующей энергией и сносят в отрицательные формы рельефа огромные массы грубообломочного материала (пролювий).

Увеличение длины волны колебания при одной и той же амплитуде увеличивает сглаженность рельефа и протяженность рек. Однако по мере удаления от резко расчлененного рельефа одновременно уменьшается и энергия воды; реки переносят песчано-галечниковый материал (русловой аллювий), а еще дальше в их долинах и на побережье сточных бассейнов осаждаются пойменный аллювий и озерно-болотные тонкообломочные породы. В бассейне конечного стока активизация тектонических движений проявляется сменой автохтонного (хемогенного и органогенного) осадконакопления на аллохтонное (терригенное). В прибрежном мелководье этих бассейнов терригенное осадконакопление наступает раньше, чем в более удаленных центральных зонах.

Таким образом, активность тектонических движений и характер рельефа являются главной причиной появления и развития аллохтонии, приводящей к терригенному осадконакоплению и дифференциации осадков по крупности обломков. Затухание активности тектонических движений все в большей степени сокращает накопление терригенных осадков.

Приведенный в краткой форме общий осадочный процесс в эволюции от автохтонии к аллохтонии не касается участия в осадконакоплении органического материала. Видимо, именно таким "чистым" оно было в докембрии. Однако появление сначала в водной среде, а затем наземной растительности приводит к "примешиванию" отмерших остатков к терригенному материалу и формированию высокозольных горючих ископаемых — сланцев, в которых органика находится в значительно более концентрированной форме. Элементы аллохтонии растительных остатков в процессе образования горючих сланцев сказывались в частичном перераспределении органики водотоками, приносящими терригенный материал, и обуславливали ее концентрацию в определенных геоморфологических формах дна бассейна.

Выход растений на сушу и расселение их на самых различных геоморфологических элементах рельефа привело к неременному участию растительного материала в терригенном осадконакоплении и его захоронению в осадочных толщах в рассеянной или концентрированной форме. Рассеянный растительный материал в породах обычно фиксируется как "обугленные растительные остатки", "рассеянный растительный детрит", "скопления по наслоению мелкого растительного детрита", "отпечатки листьев" и т.д. Он встречается как в однородных (грубообломочных или тонкообломочных) неугленосных толщах, так и в циклически построенных осадочных комп-

лексах, вмещающих угольные пласты. Аллотигенная природа рас-сеянного растительного материала не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует дифференциация растительных остатков по их раз-мерам в соответствии с охарактеризованным выше фациальным про-филем терригенных осадков, наблюдавшаяся уже с девона.

А.А. Ларищев (1966) описал многочисленные окремненные ос-татки стеблей псилофитов диаметром 2–12 мм и длиной 8–10 см в девонских песчаниках Алтае–Саянской области. Обломки каламитов значительных размеров (более 20 см в поперечнике и намного пре-вышающие эту величину по длине) распределены в песчаных гори-зонтах угленосной толщи Донбасса. Окремненные стволы деревьев и их части широко распространены в пермских песчаниках Кузбасса. Многочисленные обугленные остатки древесины встречаются во всех континентальных песчаниках мезозойских угольных бассейнов.

Мелкий растительный детрит образует скопления в более тон-ких разностях пород – мелкозернистых песчаниках и алевролитах, особенно в пачках их чередования, причем концентрация его на контакте песчаников и алевролитов резко увеличивается. Этот факт свидетельствует о резком снижении транспортирующей энергии во-ды, не способной уже перемещать терригенный материал алевроито-вой размерности, а позднее и размельченные растительные остат-ки. В континентальных толщах на контакте алевролитов и глин, особенно в пачках их чередования, встречаются многочисленные хо-рошо сохранившиеся остатки листьев, а также травянистых расте-ний, в большинстве случаев при полном отсутствии измельченных растительных разностей. Это уже осадки бассейна конечного стока, где влияние текучих вод из-за удаленности от береговой линии фактически не сказывается, а занесенные листья и трава в спокой-ных условиях застойного водоема осаждаются вместе с пелитовыми частицами на дно. Глины, особенно углистые, концентрируют также принесенные водой растворенные органические вещества.

Условия интенсивного трригенного осадконакопления пролюви-ального, аллювиального и бассейнового типов неблагоприятны для накопления угольного вещества в концентрированной форме, и оно рассеивается среди резко преобладающего количества аллотигенных минеральных отложений в обломочной и растворенной форме. Дви-жущаяся с большой энергией и на далекие расстояния вода осуще-ствляет механическое дробление, а также разложение, растворение органического материала и его рассеивание в пути в соответствии с гранулометрическим профилем терригенных осадков. В современных речных водах органическое вещество присутствует в заметных ко-личествах, испытывающих колебания в зависимости от времени года от 2 до 27 мг/л. Наиболее высокие его содержания отмечаются в реках, протекающих через заболоченные пространства. В составе органических веществ устанавливаются свободные аминокислоты, амины, белки, свободные сахара, сложные углеводы и гуминовые

кислоты (Страхов, 1962). Особенно высокое содержание органического вещества характерно для полярных рек, а также тропических рек Америки и Африки. В реках Финляндии на органическое вещество приходится от 40 до 50% сухого остатка, в Южной Америке — до 70%. Обогащение органикой приполярных рек, по Н.М. Страхову (1962), обусловлено, видимо, низкой годовой температурой, что тормозит ее разрушение. В тропической же зоне это обогащение обусловлено высокой годовой продуктивностью лесной растительности (отпад растительных остатков составляет до 100–200 т/га). Чем выше мутность воды, увеличивающаяся от равнинных рек к горным, тем больше органического материала находится во взвешенном состоянии и тем меньше — в растворенной фазе. Так, например, на Кавказе в р. Чорох, впадающей в Черное море, при мутности воды 4,219 г/л органического вещества от общего его содержания находится во взвешенном состоянии 95,5% и 4,5% — в растворенном. В болотных водах содержание органического углерода намного выше и колеблется от десятков до сотен миллиграммов на литр, в речных оно в среднем около 10 мг/л, соответствующее примерно 20 мг/л органического вещества.

Таким образом, при активных тектонических движениях и значительной расчлененности рельефа местности с развитой наземной растительностью остатки отмерших растений вместе с разнообразным по гранулометрическому составу терригенным материалом переносятся с места их произрастания водотоками большой энергии на значительные расстояния во взвешенном или растворенном состоянии и рассеиваются в осадках. Следовательно, для накопления растительного материала в концентрированной форме необходимо, чтобы на обводненных пространствах с анаэробными условиями разложения органики или отсутствовало поступательное движение воды, или его энергия не должна превышать уровня, при котором происходит вынос органического вещества в твердой или жидкой фазе. Таким условиям, при которых прекращается и не происходит в дальнейшем терригенное осадконакопление, отвечают наиболее стабилизированные пассивные тектонические движения при установившемся равновесии между областью сноса и седиментационным бассейном.

В геоморфологическом отношении это максимально выровненная относительно пониженная местность — равнины с различной гидрографической характеристикой, в которых зеркало грунтовых вод близко к уровню воды ближайшего наиболее крупного водоема. Существующий при этом микрорельеф, как это следует из наблюдений над современным торфонакоплением, отражается лишь в формировании верховых, переходных или низинных автохтонных торфов. Все это послужило поводом считать, что угли "... ведут свое начало от болотных отложений того же типа, как современные торфяники, и представляют собой превращение отмерших остатков высших рас-

тений, накапливающихся на месте прежде существовавшего болота. Торф является продуктом разложения растительного материала под влиянием бактерий и образуется с выделением воды и углекислоты и так называемых гуминовых кислот. Под прессующим действием отложений кровли торфяник подвергается уплотнению и постепенно дегидратируется" (Жемчужников, 1933, с. 55). Состав исходной растительности, различной по устойчивости при биохимическом разложении, степень и длительность обводненности болот, как отмечалось выше, обуславливают различную степень гелификации органических остатков, и в зависимости от количества гелифицированного вещества образуются различные типы углей.

Для образования угольных пластов известной в бассейнах мощности необходимы весьма большие мощности торфов, если учесть их усадку. "Торфяники, в которых слой торфа достигает значительной мощности в несколько или даже десятки метров, имеют длительную историю образования. В течение процесса накопления торфа неоднократно может меняться характер растительности, которая зависит от климатических условий, может колебаться уровень грунтовых вод и пр. В зависимости от изменения условий в торфянике происходит смена различных генераций растений, среди которых древесные формы играют очень важную роль" (Иванов, 1946, с. 399). При этом изменения (колебания) уровня грунтовых вод должны быть незначительными и плавными, недостаточными для того, чтобы произошло полное осушение торфяника или прекращение торфо-накопления и возобновление терригенного осадконакопления. Если в торфянике уровень грунтовых вод понизится значительно, то "... верхние части торфяника, оказавшиеся в аэробных условиях, будут подвергаться интенсивному разложению (тлению) и уменьшаться в своей мощности. Все устойчивые ткани высших растений, которые были в первоначальном слое в более или менее рассеянном состоянии, благодаря своей устойчивости к агентам разложения будут концентрироваться все в меньшем по мощности слое. Может наступить момент, когда последний будет состоять исключительно из остаточных продуктов разложения слоя торфа, т.е. образуется слой липтобиолита. Очевидно, что все зольные элементы, накопившиеся в уничтоженном разложением слое торфа, сконцентрируются также в слое липтобиолита" (Иванов, 1946, с. 401). И, наоборот, в случае значительного повышения уровня грунтовых вод на месте торфяника образуется водоем, на дне которого может накапливаться вначале сапропель, а затем терригенные осадки, захороняющие гелифицированный слой органики в ископаемое состояние. Колебания уровня грунтовых вод, не достигающие отмеченных пределов, будут приводить к смене одних процессов разложения органики другими "... и, вследствие этого, давать переслаивание различных по составу полос, которые в углях мы будем видеть как фюзен, кларен, дюрен и пр." (Иванов, 1946, с. 412).

Большинство авторов именно таким представляют процесс формирования генетических типов углей и считают, что для правильного понимания обстановки, в которой происходило накопление и сохранение материнского вещества каустобиолитов, необходимо рассмотреть образование торфяников в болотах и сапропелей в водоемах со стоячей водой (Иванов, 1946). При этом допускается возможность различно выраженной проточности болот, которая может проявиться или в увеличении аэробности среды (Тимофеев, 1955), или в увеличении минеральной примеси в угольном веществе. Так в геологии закрепилось представление, "... что подавляющее большинство углей имеет не аллохтонное, а автохтонное происхождение и возникло на базе лесных болот, то застойных, то более или менее проточных, в которых накапливался главным образом древесный материал. Торфонакопляющие болота только изредка возникали в результате зарастания озерных или лагунных водоемов, как правило же формировались путем заболачивания тех или иных участков общей площади гумидных зон благодаря подъему уровня грунтовых вод" (Страхов, 1962, с. 332).

Однако современные данные углепетрографии, текстурные признаки углей, их физические и химические свойства скорее свидетельствуют об автохтонно-аллохтонном, а во многих случаях исключительно аллохтонном происхождении первичного материала углей. Можно говорить об автохтонном процессе химического окисления или гелификации растительного материала, но на эти процессы накладываются динамические факторы водной среды, которые приводят к переносу не до конца окисленного лигнита в наиболее пониженные участки, где происходит гелификация, с одной стороны, автохтонного, с другой — аллохтонных измельченных растительных обрывков. К материалу, претерпевшему более длительное разложение в анаэробных условиях низинных болот и наиболее гелифицированному, примешиваются путем привноса менее гелифицированные растительные остатки переходных торфяников и окисленные лигнитовые — верховых. Поэтому "... петрография угля раскрывает перед нами разнообразие в строении гумусовых углей, как бы сложенных из пород различного происхождения и разного исходного материала и обладающих индивидуальными свойствами. Понятие "каменный уголь" становится таким образом собирательным термином для агломерата неопределенного состава, части которого имеют свою историю и свою особую судьбу" (Жемчужников, 1933, с. 58). В связи с этим проблема ископаемого угля как с научной, так и с практической точек зрения, как считает Ю.А. Жемчужников (1933), представляет собой сумму отдельных проблем, связанных с вопросами обогащения (проблема фюзена), с вопросами коксования (проблема блестящего угля витрена и кларена) и т.д.

В принципе участие аллохтонии в образовании первоначального угольного вещества не оспаривается никем, например, при образо-

вании липтобиолитов или значительном обогащении минеральными примесями, однако переносу растительных остатков и его роли в образовании концентрированных форм органики до сих пор не придается большого значения, а бассейновый способ накопления угольного вещества (за исключением зарастающих водоемов) отрицается совсем. Считается, что в бассейнах происходит лишь сапропелеобразование. Наиболее ясно эта мысль сформулирована Г.А.Ивановым " ... образование каустобиолитов может происходить или за счет накопления остатков высших растений в низинных болотах - торфа, или за счет накопления в водоемах со стоячей водой чисто водных растений - сапропеля" (Иванов, 1946, с. 399). И далее: "Сторонники аллохтонного способа накопления углей (Дюпарк и др.) в "полосчатости" слоистого угля видят слоистость, аналогичную слоистости других осадочных пород, т.е. распределение в угле различного материала от сортирующей деятельности воды при переносе ею растительных остатков ...

Конечно, не только не исключена возможность, но имеет большое распространение частичный перенос растительного материала внутри торфяника (местная аллохтония). Но длительный и далекий перенос (чистая аллохтония) при образовании пластов угля представляет скорее исключительное явление" (Иванов, 1946, с. 412). Признание преимущественно автохтонного происхождения вещества углей при поисках аналогов древних торфяников, давших угольные пласты, с современными или погребенными вынуждает считать их образования почти исключительно "лесных болот", для которых характерна смешанная ассоциация растений. Различие петрографического состава ископаемых углей в связи с этим объясняется различной устойчивостью в процессе разложения отдельных видов или частей растений и различной скоростью погружения торфяника, обуславливающей неодинаковую степень гелификации растительных остатков. Однако в этом случае одинаковые по исходному составу и размерам растительные остатки в одних и тех же фашиальных условиях разложения должны иметь одинаковую степень их гелификации. Петрографический состав углей, их структура, текстура и физические свойства всегда более сложные и более разнообразные, чем те, которые должны были бы быть при чисто автохтонном накоплении растительного вещества. Все это является результатом наложения на главный процесс статического первоначального превращения органического вещества динамических факторов водной среды. Достаточным подтверждением служит то, что " ... в ископаемое состояние переходят преимущественно низинные торфяники" (Метаморфизм углей ..., 1975, с. 26), формирующиеся в анаэробных условиях, что фиксируется почти никогда не образует самостоятельных пластов, но всегда присутствует в том или ином количестве в углях, даже в тех, которые образовались в наиболее восстановительных условиях (Боголюбова, Яблоков, 1951). Среди ископаемых углей не

найлены аналоги верховых торфяников (Никонов, 1948). "Фюзен произошел путем обугливания в аэробных условиях (процесс фюзенизации) мертвых тканей древесины на поверхности торфяника. Обычно фюзен включен в пластах угля в виде тонких линз в несколько миллиметров и в исключительных случаях представляет прослойки до нескольких сантиметров. В мелкораздробленном состоянии в виде незначительных обломков он может иногда составлять и значительную часть угольной массы пластов" (Иванов, 1946, с. 407). Не менее показательным примером влияния аллохтонии на формирование углей являются наблюдения Ю.А. Жемчужникова: "Фюзен как ингредиент часто располагается именно на плоскостях напластования угля, а иногда попадает исключительно в виде мелких обломков на этих плоскостях, отсутствуя в самом угле, сложенном, например, клареном. Таким образом, примазки фюзена подчеркивают слоистость угля, образуя как бы ленту между двумя слоями. Если же фюзена много и он образует линзы, сложенные из крупных фрагментов, то слоистость, скорее, не наблюдается. Это можно объяснить тем, что в первом случае обломки фюзена были принесены и отложились водой, тогда как во втором они, по видимому, накопились на месте, падая в беспорядке на дно заболоченного водоема" (Жемчужников, 1941, с. 68). На наш взгляд, оба эти случая могут быть объяснены различием в количестве принесенного обугленного растительного материала.

Дюреновые угли также обязаны своим происхождением аллохтонии, на что обращал внимание Ю.А. Жемчужников: "Образование дюрена связано обычно (хотя отнюдь не всегда) с некоторым движением воды, переносом, некоторой сортировкой. Этим определяется его повышенная зольность за счет перенесенных минеральных частиц" (Жемчужников, 1941, с. 69).

Как следует из вышеописанного, аллохтония (хотя и "местная") имела весьма существенное значение при формировании различных типов углей. Именно различному характеру проявления аллохтонии обязаны своим происхождением разные типы исходного вещества блестящих, полублестящих, полуматовых и матовых углей, неодинаковая засоренность минеральными примесями (малозольные и высокозольные угли), угли с различно выраженной слоистостью и т.д. Роль аллохтонии в образовании исходного вещества углей проявляется в перераспределении торфов на площади, заключающемся в перемещении различно разложенного материала верховых и переходных торфяников в низинные участки, в том числе в водные бассейны (о чем будет сказано ниже), сохраняющие тенденцию к преимущественному прогибанию и захороняющие накопившееся органическое вещество в ископаемое состояние. Одна из причин, сдерживающая проведение полной аналогии современных и погребенных торфяников с древними, — резкие отличия погребенных торфяников и

близких по возрасту ископаемых бурых углей, а также то, что современное и близкое к нему по возрасту торфонакопление не будет отмечено в истории Земли даже как самое бедное углепроявление, потому что образование торфов — это лишь самая первая фаза полного процесса угленакопления (Никонов, 1948). Различные по составу виды современных торфов, накопившиеся на месте в разной степени обводненных верховых, переходных и низинных болот, за счет соответствующих этим фациальным обстановкам растительности не перешли в следующую фазу — аллохтонного перераспределения растительного материала по площади и тем более в фазу полного диагенетического превращения органики до образования наименее углефицированных бурых углей. Погребение же ископаемых торфяников происходило в условиях преобладающей тенденции болот к поднятию и снижению уровня грунтовых вод. Процесс первоначального превращения растительного материала был приостановлен на стадии биохимического его разложения в период накопления торфов, не переходя в стадию диагенетических превращений в обводненных анаэробных условиях в случае сохраняющейся тенденции к прогибанию, дегидратации и образования бурых углей. Этим можно объяснить то, что до сих пор не найдено образований, переходных от торфов к бурым углям, в то время как в бурых углях наблюдаются постепенные переходы от углей одного типа углефикации к другому.

Явные признаки в различной степени проявленной аллохтонии установлены в углях всех петрографических типов, всех возрастов и всех известных бассейнов. Это свидетельствует о том, что гидродинамический фактор в процессе угленакопления имел не меньшее значение, чем в осадконакоплении вообще. Весьма показательным примером могут служить данные В.В.Калиненко (1959), полученные при изучении юрских углей Тувы.

Среди углей Тувы, в зависимости от степени разложения гелифицированного вещества, В.В.Калиненко выделено три типа. К первому отнесены клареновые угли, с наименьшим разложением гелифицированного вещества. Сложены они обрывками гелифицированных тканей листьев, древесины и пробки, связанных неоднородной, комковатой гелифицированной основной массой, образованной распадом перечисленных тканей. Обычное содержание тканей равно 50–60%, иногда основная масса не развита, и угли представляют собой агрегат гелифицированных тканей. Липоидные и фюзенизированные микрокомпоненты составляют 2–3%. Терригенный материал не характерен. Многочисленные крупные сильно вытянутые обрывки гелифицированных тканей создают отчетливую горизонтально-слоистую текстуру. В разрезе пластов угли первого типа занимают наиболее удаленное положение как от вмещающих пород, так и от углей третьего типа и располагаются обычно в средней части пластов и

пачек или несколько смещены в направлении наименьшей мощности углей третьего типа.

Угли второго типа занимают промежуточное положение между углями первого и третьего типов. Степень разложения гелифицированного вещества углей второго типа выше, чем в первом. Содержание гелифицированных тканей равно 5–20%. Довольно многочисленны (5–50%) обломки фюзенизированных компонентов, по содержанию которых различаются кларен (5–15%), дюрено-кларен (15–30%) и кларено-дюрен (30–50%). Чаще, чем в углях первого типа, присутствуют остатки водорослей и терригенного материала.

В углях третьего типа гелифицированное вещество имеет максимальную степень разложения и представлено однородной основной массой. Однако весьма обильны фюзенизированные микрокомпоненты (10–80%), распределенные в однородной основной массе. По степени изменения они различны. Чаще всего это черные, реже бурые крупные и мелкие угловатые обломки древесины с разнообразной сохранностью клеточного строения и такой же атрит. Имеются обрывки темно-красной весьма слабо фюзенизированной древесины. Количество липоидных микрокомпонентов не превышает 2–3%. Присутствуют остатки водорослей (0,5%). Содержание терригенного материала (кварц-алевритовой размерности, глинистые минералы и слюды) достигает 10%. Обломки и обрывки фюзенизированных тканей, минеральные частицы располагаются по отношению к слоистости косо, создавая текстуру, близкую к беспорядочной. При насыщении однородной основной массы негелифицированными микрокомпонентами создается прожилковая текстура. Основная масса при этом имеет вид тонких, вытянутых по слоистости расщепленных прожилков, которые, огибая негелифицированные микрокомпоненты и минералы, создают флюидальную текстуру. Угли третьего типа тяготеют к терригенным породам почвы, кровли, к породным прослоям и связаны с ними постепенным переходом.

Изученные угольные пласты Тувы, в зависимости от роли в них охарактеризованных генетических типов углей, делятся на две группы. В первой группе пластов преобладают угли первого типа, во второй – третьего типа. Участие углей другого (первого типа, или третьего) типа при этом незначительно, однако обязательно присутствие углей второго (переходного) типа. Переслаивание углей крайних типов с углями второго типа наблюдается в разрезе каждого пласта. В то же время непосредственный переход углей первого и третьего типов друг в друга не характерен.

Пласты первой группы (пласт Улуг), представленные преимущественно углями первого типа, достигают мощности 7 м и прослеживаются на всей площади бассейна. Строение пластов простое, иногда отмечается один прослой углистого аргиллита. Мощность и строение пластов выдержанные.

Пласты второй группы (преимущественно угли третьего типа), к которым относятся "Меджигейский", № 3, 4, 7 Меджигейского месторождения, № 5 Эрбекского ("Мощный" и "Сенекский" на Инитальском месторождении), имеют мощность 0,6–2,5 м и лишь в отдельных случаях достигают 5 м. Для них обычно сложное строение с количеством прослоев от двух до десяти. Характерно непостоянство мощности и строения. На расстоянии нескольких километров они то увеличиваются в мощности, то совершенно выклиниваются, и не один из них не протягивается более чем на 10 км. Непостоянно также количество и положение породных прослоев в разрезе пластов.

Из приведенной характеристики следует сделать выводы:

1) интенсивность разложения гелифицированного вещества усиливается от углей первого типа к углям третьего типа, в связи с чем происходит изменение его структуры – резко падает количество гелифицированных тканей, повышается роль основной массы, возрастает ее однородность;

2) с увеличением степени разложения гелифицированного вещества растет содержание остатков водорослей, терригенного материала и обломков фюзенизированных тканей. В то же время в углях, сложенных ассоциацией малоразложившихся гелифицированных микрокомпонентов, они не характерны;

3) условия накопления органического вещества углей первого генетического типа были однородными во всем бассейне и устойчивыми, третьего типа – весьма неустойчивыми, резко дифференцированные, углей второго типа – переходными.

В период формирования углей третьего типа в болотах происходило значительное движение воды (типа течений), о чем свидетельствует наличие терригенного материала, микрокомпонентов обломочной формы, следов взмучивания (беспорядочная текстура), прожилковой разновидности однородной основной массы. При образовании последней происходило ее растягивание, перенос, перетолжение жидких коллоидных продуктов (обособленные расщепляющиеся, разорванные полосы и прожилки). Постепенный переход углей третьего типа к породам почвы, кровли и прослоев терригенных пород свидетельствует о сходстве условий накопления их растительного материала с условиями образования углистых и безуглистых алевролитов и глин. Наличие остатков водорослей характеризует весьма сильную обводненность торфяников. Так как сопутствующие терригенные осадки формировались в открытом водоеме, куда во взвешенном состоянии приносились частицы алевроитовой и пелитовой размерности, то можно полагать, что и накопление органики углей третьей группы происходило также в этих условиях. Свидетельством аллотигенного ее накопления служит и то, что в подстилающих угольные пласты породах не встречено почвенных образо-

ваний типа "кучерявчика" и даже следов переработки почвы пластов корнями растений. Наконец, столь высокое содержание фюзенизированных компонентов в углях с наиболее разложенным гелифицированным веществом естественно порождает вопросы: "Всегда ли присутствие фюзенизированных микрокомпонентов в углях должно рассматриваться как признак малой обводненности? Достаточно ли отчетливо у фюзенизированных микрокомпонентов выражен автохтонный характер накопления, чтобы условия их образования могли быть распространены на уголь в целом? ... Если находимые в углях фюзенизированные микрокомпоненты считать автохтонными, то в пластах должны были бы встречаться слои углей, целиком состоящие из фюзенизированных микрокомпонентов, ибо невозможно допустить, что процесс совершался таким образом, что одни растительные остатки фюзенизировались, тогда как другие, находившиеся рядом с ними, а главное, цементирующая их основная масса, фюзенизацию не испытывали. Между тем такие угли ни разу не были встречены" (Калиненко, 1959, с. 229). Более того, для фюзенизированных микрокомпонентов, связанных с одним видом ткани — древесиной и представленных только форменными элементами и атритом, характерны неравномерная степень фюзенизации и различная сохранность первоначального (клеточного) строения. Все эти признаки фюзенизированных микрокомпонентов углей третьего типа являются доказательством того, что условия их образования были различными. Они возникли не на том месте, где обнаружены в настоящее время, а в результате переноса и раздробления попадали в гелифицированную основную массу в готовом виде.

Формирование сверхмощных угольных пластов наиболее легко объясняется с точки зрения их аллохтонного происхождения. Если учесть представления об условиях формирования современных торфяников, то для образования угольных пластов мощностью 100 м понадобится залежь торфа мощностью в несколько сотен метров или даже километров (Казанский, 1976). Никакой пышной растительностью и высоким темпом накопления автохтонным путем органики эту мощность торфа не объяснить. В то же время в угольных залежах часто фиксируются явные признаки формирования угольных пластов аллохтонным путем, когда в них содержатся вертикально расположенные стволы деревьев, погребенные в прижизненном состоянии (Казанский, 1976).

В свое время М.М. Пригоровский обратил внимание на то, что "... происхождение челябинской угленосной толщи и самих пластов иное, чем в большинстве других угленосных бассейнов СССР. Толщи, вмещающие угли, здесь в большинстве случаев накопились в озерах или речных потоках, часто в дельтах, в участках, граничных с горными массивами или крупными холмами того времени; на последнее обстоятельство указывает наличие большого количества конгломератов. В период накопления этих осадочных толщ

происходили небольшие движения земной коры в связи с продолжавшимся формированием Уральской системы. Прибрежные равнины и склоны гор тогда были временами густо покрыты богатой лесной растительностью, за счет которой и образовались угли ... Угольные залежи Челябинского бассейна, если не целиком, то во всяком случае в большинстве, произошли аллохтонным путем, т.е. не на том месте, где росли леса, за счет которых шло угленакопление, а в результате приноса растительного обломочного материала водой из других, по-видимому, очень близких мест.

Указывают на это не только большое непостоянство залежей, а также отсутствие у последних выраженной почвы из глин или глинистых сланцев, отсутствие связи между растениями, находимыми, с одной стороны, в угольных залежах, с другой — в их почвах, положение среди угольных залежей сохранившихся в них пней деревьев, указывающее на их принос водными потоками, обволакивание этих пней среди пластов угля во многих случаях сверху и с боков чередующимися прослоями угля, глин и песков". (Пригоровский, 1934, с. 25-26).

Признаки аллохтонного угленакопления установлены по всему разрезу угленосной толщи Южно-Якутского бассейна (Фролов, Сундюков, 1966), в пласте "Мощном" Березовского месторождения Канско-Ачинского бассейна (Волкова, 1965). Приведенные примеры свидетельствуют о наиболее вероятном аллохтонном способе формирования мощных и сверхмощных угольных пластов.

Наиболее ярким подтверждением автохтонного угленакопления считается обычно наличие остатков корневых систем в почве угольных пластов ("кучерявчик"). В большинстве случаев угольные пласты и "кучерявчики" связаны между собой лишь территориально, и наличие такой связи говорит о заболачивании суши, наступлении грунтовых вод на высокие участки рельефа местности. Кора выветривания, ископаемая почва, верховые, переходные и низинные торфяники — это латеральный ряд одновременных образований, отражающий геоморфологический профиль местности, характеризующийся различной обводненностью и увлажненностью, а также обусловленным ими фронтом распространения растительного мира. Обычно встречаемые резкие контакты угольных пластов с породами почвы или "кучерявчиком" свидетельствуют о проявлении аллохтонии гумусового вещества, наложенной на сформированные до этого породы или ископаемые почвы (Волков, 1973).

Весьма показательным признаком участия аллохтонии в угленакоплении является слоистость углей, проявляющаяся в появлении минеральных прослоев или растительного материала, чуждого конкретной фациальной обстановке автохтонного накопления и преобразования органики. Известно, что первичная слоистость и ее типы характеризуют различную гидродинамику среды седиментации. По Ю.А. Жемчужникову (1941), гумусовые угли всегда в той или иной

степени слоисты, и чаще всего массивная текстура, столь характерная для сапропелитов, в гумусовых углях является неясно выраженной слоистой (микрослоистой). Микрослоистость чаще всего наблюдается в клареновых углях. Под микроскопом в кларенах наблюдается чередование полосок основной массы без форменных элементов и полосок, насыщенных ими. Форменные элементы бывают разнообразными: споровыми или различно фюзенизированными остатками. Другой тип микрослоистости кларенов связан с обогащением отдельных прослоек минеральными примесями. Чаще всего это бывает на границе с дюреном. "Иногда такое чередование более зольных и менее зольных прослоек, более или менее обогащенных включениями форменных элементов (оболочек, спор, кутикулы и т.п.), принимает ритмический характер и заставляет думать о сезонном характере колебаний условий угленакопления и превращения" (Жемчужников, 1941, с. 69). Иногда в кларенах наблюдается микрослоистость, связанная исключительно с послойным расположением основной массы, принимающей, по Ю.А. Жемчужникову, флюидальное (текущее) сложение.

Для успешного развития генетического направления при изучении углей выяснение фациальных условий формирования угольных пластов с учетом степени обводненности болот и гидродинамики водной среды является необходимым условием. Методика фациального анализа терригенных пород, как справедливо считают многие авторы, вполне пригодна для угольных пластов, так как "... уголь является типичной осадочной породой, следовательно, к нему применимы общие закономерности формирования осадочных пород и образование в определенной фациальной обстановке ... Так, например, вопрос о слоистости, значительно разработанный для пород вмещающей толщи, должен быть такими же методами решен для различных генетических типов угля. Причины возникновения слоистости в углях и породах очень сходны: образование слоистости в породах часто происходит за счет изменения крупности зерна, в углях образование слоистости возникает за счет изменения размера обрывков растительных тканей в виде фюзена, ксилена, ксиленовитрена и витрена. В углях, так же как и во всех осадочных породах, наблюдается определенная ориентировка компонентов угля и минеральных частиц" (Нефедьева, 1958, с. 231). Изучение форм залегания угольных пластов, характера их изменения в разрезе и пространстве свидетельствует о тесной взаимосвязи их с вмещающими породами и во многих случаях об аналогии процессов угленакопления с терригенным осадконакоплением.

Терригенные осадки являются аллотигенными образованиями и подчиняются закономерной дифференциации обломочного материала на площади по гранулометрическому составу в соответствии с динамической энергией перемещающей его воды. Крайним членом гранулометрического ряда терригенных осадков являются глины, на-

капливающиеся в водоемах конечного стока путем выпадения частиц пелитовой размерности, находившихся до этого во взвешенном состоянии. В том случае, если водосборная площадь, окружающая обводненное болото (бассейн конечного стока), представлена залеженной аллювиальной равниной или менее обводненным болотом, то вместе с глинистым материалом водотоками малой энергии переносится во взвешенном состоянии большое количество растительного материала. Последний, как и минеральный материал, на пути следования подвергается гранулометрической сортировке. Однако удельный вес частиц растительного материала меньше удельного веса породных обломков и минеральных частиц, поэтому наблюдается некоторое смещение более крупных обломков растительности в сторону более мелких минеральных частиц. В связи с этим вместе с дисперсным и коллоидным пелитовым материалом в бассейн выносятся во взвешенном состоянии значительно большее количество растительного материала, чем это соответствует размеру частиц глины. Кроме того, значительные объемы органического вещества выносятся в растворенном и коллоидном состоянии.

После выпадения из мути в осадок пелитовых частиц осаждаются наиболее крупные растительные остатки. Мелкий растительный материал (особенно листья) еще долгое время находится в воде во взвешенном состоянии, пока в результате взаимодействия с ней не произойдет его набухание, увеличение удельного веса и выпадение в осадок. Кроме того, энергия воды, движущейся в пределах болотных пространств, будучи недостаточной для переноса терригенных частиц даже пелитовой размерности, оказывается достаточной для переноса меньшей по удельному весу органики. Растительный материал продолжает переноситься с возвышенных в пониженные участки до тех пор, пока новый импульс не возобновит терригенное осадконакопление. При этом снова начинает отлагаться глинистый материал. Колебательные движения обуславливают многократное чередование этих процессов.

С точки зрения аллохтонного происхождения угольных пластов легко объясняется факт почти постоянного сонахождения их с пластами наиболее тонких разностей терригенных пород — глинами и алевролитами. Угольный пласт в этом случае занимает крайнее положение в генетическом ряду дифференцированных по крупности обломков и удельному весу взвешенных в воде частиц, отражая наиболее уравновешенный тектонический режим в области сноса и в бассейне осадконакопления.

Аллохтония как главный фактор терригенного осадконакопления реализует наиболее слабую в это время энергию лишь в форме переноса самых легких по удельному весу частиц — различных составных частей растений. Происходит перераспределение растительного материала по болоту путем пнепленизации микро рельефа — заполнение понижений и размыва более возвышенных торфяников,

С выравниванием микрорельефа и одновременным поднятием уровня грунтовых вод за счет постоянного поступления воды с водосборных площадей аллохтония захватывает все большие площади равнин, продвигаясь в направлении верховых торфяников. При этом в процесс аллохтонии вступают крупные части растений – стебли и обломки (древесные торфяники) разложенных к этому времени стволов деревьев. Расширение аллохтонии растительного материала по площади продолжается до границ наиболее приподнятой суши, где в это время формировались почвы–аналоги автохтонных торфяников, а на участках, лишенных растительности, – коры выветривания. Эти участки в случае активизации тектонических движений первыми подвергаются размыву, в связи с чем продукты их разрушения часто сопровождают угольные пласты.

Описанный процесс угленакопления с участием аллохтонии происходит на фоне микроколебательных движений, обуславливающих миграцию границ заболоченных пространств, изменение их обводненности до осушения на одних участках в случае поднятия или до образования единого водного бассейна в случае прогрессирующего прогибания.

Микроколебательные движения проявляются в периодическом изменении уровня воды в пределах заболоченных пространств и расположенных на их территории водоемов. Иначе говоря, проявление микроколебательных движений заключается в оттоке и подтоке воды. В случае отсутствия подтока воды происходит внутреннее перераспределение ее на площади с одновременной пенепленизацией микрорельефа. Пониженные участки, заполняясь органикой, мелеют, и часть воды вытесняется (отток) на более возвышенные участки (подток). На первых участках обводненность уменьшается, на вторых – увеличивается. В конечном итоге стираются элементы микрорельефа и обводненность всего болотного пространства относительно выравнивается.

В зависимости от рельефа и обусловленного им исходного растительного материала на территории заболоченного пространства формируются различные по составу автохтонные "низинные" и "верховые" торфяники, а в конце, в результате стирания элементов микрорельефа – однотипные "низинные" торфяники. Дальнейшее прогрессирующее заполнение единого болотного бассейна органикой в случае отсутствия подтока воды приведет к его осушению и прекращению процесса накопления торфов.

При постоянном подтоке воды происходит увеличение обводненности пониженных участков, так же как заболачивание возвышенных участков и расширение границ болотных пространств. Разрозненные водоемы во внутренней части болот соединяются и образуют единый водный бассейн. Одновременно по окраинам бассейна образуются все новые типы болот, захватывающие формы рельефа со все

менее влаголюбивыми растениями, вызывая их отмирание и разложение. Подток и отток воды, изменяющие обводненность болот, могут быть обусловлены изменениями количества атмосферных осадков, однако главной причиной является тектонический фактор, поскольку угольные пласты в разрезе находятся в ассоциации с комплексом различных по составу терригенных пород, отвечающих той или иной степени активизации области сноса.

Микроколебательные тектонические движения представляют собой "... категорию движений с очень малой (в пределах метра, иногда долей метра и реже в несколько метров) амплитудой и очень малыми периодами колебаний, измеряемыми тысячами или десятками тысяч лет. Эти движения представляются наименее определенными, так как результаты их проявления часто неотличимы от результатов явлений, обусловленных климатическими и другими периодическими изменениями в природе" (Иванов, 1957, с. 12). Однако изменение климата, вызванное причинами планетарного масштаба, отражается в процессе угленакопления достаточно четко или в форме аридизации, прекращающей угленакопление, или в форме увеличения степени гумидности, проявляющейся в зарождении и миграции поясов, областей и узлов угленакопления. Эти явления носят региональный, фоновый характер. Накладывающаяся на этот фон микроклиматическая зональность, связанная с геоморфологическим рисунком местности, в конечном итоге является результатом проявления геотектонического фактора, обуславливающего общую ландшафтную обстановку. Влияние климата на частную фациальную обстановку, проявляющуюся в увеличении или уменьшении количества атмосферных осадков, носит кратковременный, локальный характер (вторжение временных потоков и вынос в отдельные места избыточного количества обломочного материала) и, как аномальное явление, легко распознается в общем закономерно направленном изменении фациальной обстановки, обусловленным относительными прогибанием или поднятием, какой бы малой ни была их амплитуда. Последние представляют собой всегда более выраженные явления и сопровождаются более глубокими преобразованиями в пределах всей рассматриваемой структурно-фациальной зоны и осложняющих ее элементов.

Микроколебательные движения не приводят к смене господствующей фациальной, а тем более общей ландшафтной обстановки, а выражаются во внутренних изменениях, порождая их разновидности в зависимости от характера обводненности бассейна и степени участия аллохтонии в осадконакоплении. В случае проявления осадочного процесса в форме угленакопления характер микроколебательных движений влияет на изменение обводненности болот, что обуславливает чередование в угольном пласте различно гелифицированных слоев, а также на изменение интенсивности аллохтонии, что отражается в обогащенности слоя определенной степени гелификации

фюзенизированными компонентами различной крупности и минеральным веществом.

Как и в любых тектонических движениях, характер микроколебаний изменяется от активизации до их затухания и стабилизации. Активизация порождает процесс дифференциации микрорельефа торфяников, появление условий для образования среди них разновидностей: верховых, переходных и низинных. Это же время соответствует наибольшей динамической активности воды. Затухание колебательных движений обуславливает все большую пенецпленизацию микрорельефа болот, снижение роли аллохтонии и повышение степени однородности фациальной обстановки по обводненности. В моменты активизации образуются наиболее разнотипные слои углей, не выдержанные по мощности и площади распространения, с частыми переходами друг в друга в разрезе и пространстве, наиболее зольные и наиболее матовые. В момент стабилизации изменчивость типов углей уменьшается и в конечном итоге не проявляется совсем. Эти условия благоприятны для образования наиболее гелифицированных и блестящих типов гелитов.

Характер проявления микроколебательных движений тесно связан и обусловлен режимом проявления мелких колебательных движений (Иванов, 1957), имеющих амплитуды от единиц и десятков до сотен метров и периоды в десятки и сотни тысяч лет, которые приводят к смене фациальных обстановок во времени и пространстве. Степень дифференцированности местности на различные фациальные обстановки (различие по размерам и количеству типов) зависит от общей ландшафтной обстановки, которая обусловлена стадией эволюционного развития крупных колебательных движений (Иванов, 1957) в цикле от их активизации до стабилизации и следующей активизации. Крупные колебательные движения, по Г.А.Иванову, имеют амплитуду, измеряемую километрами и большим периодом (десятьки и сотни миллионов лет). Характер крупных колебательных движений зависит от положения региона по отношению к наиболее мобильным структурам земной коры и этапов их развития. В зависимости от геотектонического положения во времени и пространстве и обусловленного этими факторами характера проявления колебательных движений и рельефа можно выделить следующие группы и типы болотных ландшафтов, представляющих собой совокупность частных фациальных обстановок.

1. Приморское заболоченное побережье. Здесь можно выделить несколько типов обстановок.

а. Равнинное заболоченное побережье с наиболее однородной и устойчивой обводненностью, меняющейся лишь в незначительно выраженных, но больших по площади понижениях и разделяющих их областях (болотная обстановка). Господствует однотипная фациальная обстановка низинных торфяников, окаймленных торфяниками переходного типа и значительно удаленной

зоной верхового болота. Преобладает автохтонное накопление угольного вещества. Аллохтония проявляется весьма слабо по окраинам зон и заключается в частичном примешивании к автохтонному материалу микрокомпонентов ближайшей соседней зоны. Степень ее проявления зависит от наклона равнины в сторону моря. Этим же обусловлена ширина углеобразующих зон. Формируются близкие типы малозольных гелитов, дающих в результате углефикации блестящие и полублестящие с наименее выраженной микрослоистостью клареновые, дюрено-клареновые, кларено-дюреновые угли с резко подчиненным количеством дюреновых в краевых зонах болот. Обстановки характерны для платформенных областей и районов, перешедших в плитный этап развития и стадию наибольшей стабилизации пассивных тектонических движений. В зонах, примыкающих к береговой линии, формируются сапропелево-гумусовые угли, которые замещаются в прибрежном мелководье углистыми аргиллитами.

В случае значительного наклона равнинного побережья и близкого взаиморасположения различных по обводненности узких углеобразующих зон образуются слоистые, с различной зольностью и количеством гелифицированного вещества полуматовые и матовые кларено-дюреновые, дюреновые, фюзено-дюреновые и дюрено-фюзеновые угли.

Типы углей, образующихся в этих обстановках, характеризуются выдержанностью по строению и физико-химическим свойствам. Обстановки характерны для паралических бассейнов и для времени, непосредственно предшествующему трансгрессии моря. Длительность существования обстановки зависит от положения бассейна по отношению к геосинклинальным системам.

б. Равнинное побережье с изменяющейся обводненностью (болотно-лагунная и болотно-озерная равнины) от водоемов к различно обводненным болотам. Дифференциация рельефа равнины обуславливает заметное проявление аллохтонии от менее обводненных к более обводненным болотам и водоемам. Степень участия аллохтонии зависит от характера расчлененности микрорельефа болот и угла наклона равнины в сторону моря. От этого же зависит площадь углеобразующих зон и размеры отдельных частных обстановок, которые могут быть озерами, лагунами, переходными и верховыми болотами.

В зависимости от степени обводненности, степени участия аллохтонии и длительности существования частных обстановок (характера колебательных движений) при захоронении концентрированной органики образуются кларены, дюрены и переходные между ними разности углей с различной структурой, текстурой, зольностью и блеском. Более существенную роль играют фюзенизированные и фюзеновые компоненты. Угли имеют более сложное, чем в первом случае, строение, менее выдержаны в пространстве по мощности и

морфологии, часты взаимные переходы от одного типа угля к другому. Возможно образование гумусово-сапропелевых углей и сапропелитов. Обстановки возникают в случае заболачивания аллювиально-озерной или аллювиально-лагунной равнины в старичную стадию рек.

в. Заболоченное побережье с заметной проточностью болот (проточные озерно-болотные равнины). Образуются при заболачивании аллювиально-озерных равнин с интенсивно мандрирующими реками с весьма малой транспортирующей энергией воды. При заболачивании еще сохраняются площади с поступательным движением воды в условиях низинных болот с различной степенью обводненности. Последние преобладают, однако образуются и переходные болота, а на окраине, прилегающей к стабильной суше, — верховые болота. В периоды увеличения энергии поступательного движения воды происходит вынос в низинные торфяники растительного материала переходных и верховых болот, а также терригенного минерального вещества. Образующиеся при захоронении в ископаемое состояние клареновые, переходные к дюреновым и дюреновые полублестящие, полуматовые и матовые угли не выдержаны по площади распространения, структурно-текстурным особенностям и физико-химическим свойствам.

г. Аллювиально-болотная равнина с высокой проточностью болот формируется в зонах примыкания приморского побережья к стабильной суше. Болотные пространства ограничены широкими долинами рек, в пределах которых выделяются русла, поймы и озерно-старичные зоны. Эти обстановки характеризуются наименее устойчивым угленакоплением, весьма невыдержанными по площади распространения, составу, структурно-текстурным и физико-химическим типами углей, исходная масса которых образовалась в условиях высокой динамики водной среды.

Охарактеризованные ландшафтные обстановки приморских побережий могут занимать или все их пространство, или образовывать латеральный ряд обстановок между береговой линией и стабильной возвышенной сушей. Последний случай характерен для обширных по площади равнинных побережий, весьма слабо наклоненных в направлении к береговой линии. Основную площадь заболоченного побережья занимают в этом случае низинные торфяники, и лишь в наиболее удаленных от береговой линии их краевых частях образуются узкие зоны переходных и верховых болот. С увеличением наклона прибрежной равнины и приближением области сноса к морю сокращается как общая площадь заболоченных пространств, так и ширина зоны низинных торфяников со все большим вытеснением их переходными и верховыми типами.

При чередовании трансгрессий и регрессий моря происходит миграция охарактеризованных ландшафтных обстановок в пространстве

вместе с миграцией береговой линии. В угольных пластах эти изменения проявляются в чередовании различных типов углей.

2. Внутриконтинентальные болотные обстановки формируются за пределами приморских побережий на территории континентальных пространств. В зависимости от стадии геотектонического развития континентов и зависящей от нее геоморфологии, а также дифференциации территории по активности тектонических движений в различных районах образуются разные типы заболоченных пространств.

а. Болотные обстановки региональных равнин характерны для пенепленизированных платформенных областей в плитный этап их развития. Заболоченные пространства в одном случае могут характеризоваться преимущественно однотипной фациальной обстановкой низинных болот с подчиненной ролью по окраинам торфяников переходного и верхового типов. В другом случае может быть внутриболотная дифференциация на частные фациальные обстановки водоемов, низинных переходных и верховых торфяников с той или иной степенью проточности болот и различной ролью аллохтонии в угленакоплении. В геоморфологическом плане эти обстановки представляют собой бассейны конечного стока для различных водотоков окружающей аллювиальной равнины, выполняющей в данном случае роль стабильной суши и области сноса. Обстановки могут иметь самые различные размеры от мелких понижений до территорий, соизмеримых с обширными синеклизами. Лимнический характер угленакопления и типично платформенный режим колебательных движений обуславливает широкую гамму полуматовых и матовых, часто высокозольных углей с различно выраженными текстурными признаками и большим разнообразием по физико-химическим характеристикам. Выдержанность типов углей по площади, структуре, мощности и физико-химическим свойствам зависит от степени дифференциации болотных ландшафтов на частные фациальные обстановки. В водоемах и на их побережье возможно образование гумусово-сапропелевых углей.

б. Болотные обстановки предгорных равнин характерны для краевых зон пенепленизированных платформенных областей, граничащих с активизированными структурами. По форме они бывают чаще всего асимметричными: с узким крутым краем перед активизированной зоной и пологим противоположным, представляющим собой полого наклоненную от внутренних районов платформы равнину. Вдоль крутого края заболоченной предгорной равнины располагается обычно или один, или серия водоемов, являющихся бассейнами конечного стока всех внутриболотных водотоков и окружающих пространств. Широко развиты явления перераспределения и привноса растительного материала с размывающихся в периоды поднятий верховых и переходных торфяников до того, как начнет поступать из областей сноса терригенный материал. Часто поднятие

не достигает этих пределов, тогда в стабильно сохраняющихся низинных болотах и водоемах формируются мощные и сверхмощные пласты углей сложного микрокомпонентного состава. Образующиеся при захоронении угли весьма разнообразны также по количеству гелифицированного вещества и минеральных примесей, в связи с чем среди них различаются блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые клареновые, дюреновые и фюзеновые разности, размещенные в пространстве обычно зонально, а в разрезе — в чередовании. В периоды стабилизации пассивных тектонических движений и выравнивания микрорельефа болот и обводненности, а также наименьшей выраженности наклона краевых зон болот в водоемах формируются сапропели, а на болотных пространствах гелиты.

В. Болотные обстановки межгорных равнин образуются в складчатых областях в период их орогенного развития и на платформах в период их доплитной и эпиплитной активизации. Они имеют различные, но преимущественно небольшие размеры. Весьма развита аллохтония. Возможны самые разнообразные частные фациальные обстановки и их сочетания, что обуславливает и разнообразие типов углей, различающихся по форме залегания, протяженности, структурно-текстурным особенностям и физико-химическим свойствам.

Охарактеризованные группы и типы болотных ландшафтных обстановок являются не только пространственными категориями, но и временными. Преобладание одних обстановок в отдельные эпохи и их смена другими, в частности переход от паралического типа угленакопления к лимническому, смена ландшафтов приморских побережий предгорными и межгорными, а затем внутриконтинентально-равнинными, являются отражением всего хода поступательного исторического развития земной коры от геосинклиналей к платформам, замены геосинклинальных морей эпиконтинентальными, а затем через сокращение последних — внутриконтинентальными бассейнами (от морей до озер старичных водоемов), перехода растений от приморских равнин во все более разнообразные в геоморфологическом и площадном выражении внутренние зоны континентов.

Эволюция фациальной обстановки осадконакопления, обусловленная изменением перечисленных геотектонических и палеогеографических факторов в истории развития земной коры от палеозоя к мезозою и кайнозою, выражалась в изменении степени дифференциации болот по обводненности, по микрорельефу, по гидродинамике среды (характер движения воды: разнонаправленное или радиальное внутриболотное, проточное транзитное и т.д.), по способу накопления растительного материала (автохтонное, аллохтонное), по удаленности от области сноса терригенного материала (стабильной суши), по условиям и длительности первоначального преобразования

органики и скорости ее захоронения в ископаемое состояние. Эти условия являлись главными при формировании генетических типов углей и их эволюции в истории угленакопления. Различные виды взаимодействия этих природных явлений, а также роль каждого из них в конкретной обстановке, обусловили в целом все разнообразие типов углей по микрокомпонентному составу, структуре, текстуре и первичным физико-химическим свойствам.

Усложнение и увеличение разнообразия условий угленакопления от палеозоя до кайнозоя сопровождалось последовательным увеличением количества генетических типов углей, участвующих в сложении угольных пластов. В пределах палеозоя более древние угольные пласты характеризуются более однотипным петрографическим составом. Так, для девонских пластов по петрографическому составу характерен один тип, для пластов нижнего карбона — два типа, из которых один имеет преобладающее значение, в среднем и верхнем карбоне наибольшее распространение получают три типа угольных пластов и т.д. (Волкова, 1971).

Относительно близкие геотектонические и палеогеографические условия угленакопления в девоне и раннем карбоне, а также приуроченность наземной растительности к узкой прибрежной зоне приморских равнин предопределили главенствующую роль в формировании генетических типов углей исходного растительного материала. Весьма активная роль геосинклинальных процессов в это время, стягивающих в прогибание примыкающие к ним консолидированные структуры, обуславливала большую крутизну морских склонов и значительный наклон к береговой линии приморских заболоченных побережий при незначительной их ширине, а также близость стабильной суши (ландшафтная обстановка типа 1а, вторая разновидность). Все это вызвало высокую проточность болот при существенной роли аллохтонии органического вещества, проявляющаяся в основном в выносе малостойчивой органики. В этих условиях сохранились лишь наиболее стойкие составные части растений, что и определило своеобразный петрографический состав девонских и нижнекарбонных углей. Для среднего девона характерны псилофитовые липтобиолиты, для верхнего девона и нижнего карбона — преимущественно споровые дюрены, меньше кларено-дюрены и дюрено-кларены.

Представителем среднедевонских углей являются барзасские липтобиолиты Кузбасса. Основным исходным материалом для них явилась толстая кутикула псилофитов, количество которой достигает в углях 50% (Аммосов, 1963). Угли имеют слоистую текстуру за счет лентовидных прослоев из кутикулы и пленчатых наслоений остатков бурых водорослей морского литорального обитания (Ларищев, 1966). По плоскостям наслоения значительно содержание минеральных примесей, представленных илом или даже песком (Ергольская, 1932, Жемчужников, 1941). По данным А.А. Ларищева (1966), среднее содержание золы в углях редко бывает ниже

35–40%, а в массивных сливных альгинито–псилофитовых разностях оно колеблется между 45 и 66%. Наряду с углями встречаются барзасские горючие сланцы типа водорослевого сапроколлита, водоросли в которых полностью разложены. Между сланцами, альгинито–псилофитовыми разностями и отдельными разновидностями высокозольных углей наблюдаются постепенные переходы.

Среди барзасского типа углей З.В.Ергольская (1932) выделила 4 петрографических разновидности: плитчатая или слоистая (наиболее распространенная); плотная; плотная Камжальского месторождения; брекчиевидная.

Плитчатая разновидность характеризуется тонким чередованием блестящих слоев коричневого или черного цвета, сплюснутых переплетающихся слоевищ бурых водорослей с тонкими прослойками минеральных веществ, главным образом глинистых (Жемчужников, 1933).

Плотная разновидность не имеет четкой слоистости. Наблюдающиеся иногда тонкие прослой минеральных веществ изогнутого или волнистого расположения придают некоторую полосчатость смятому первоначальному материалу водорослей. Последний является слоевищами бурых водорослей, подвергшихся большому ослизнению.

Камжальская разновидность отличается еще большим ослизнением исходного материала, а также присутствием остатков высших растений в виде скоплений спор.

В кутикуловых барзасских литобиолитах основная масса представлена незначительным количеством или почти отсутствует, но в них наблюдается процесс превращения кутикул в однородное основное вещество, особенно характерный для плотных разностей углей, что придает им смоляно–блестящий оттенок (Жемчужников, Гинзбург, 1936).

Приведенные сведения о барзасских углях достаточно четко характеризуют условия их образования. Высокая степень разложения растительного материала свидетельствует о значительной обводненности среды накопления и превращения органики. По Г.П.Стадникову (1937), превращение скоплений водорослей в сапропели может происходить в неглубоких бассейнах, вода которых содержала в растворенном состоянии кислород. Наличие остатков морских бурых водорослей барзасских углей, основная масса которых интенсивно разложена, свидетельствует о их автохтонном накоплении и превращении в условиях мелководного морского бассейна. Об этом же свидетельствует и то, что угли залегают среди морской красной толщи среднего девона, которая, как и сам угольный пласт, имеют достаточно выдержанное распространение в северо–восточной части Кузбасса. Эти осадки вместе с альгинитом образовались в литоральной и сублиторальной фациях моря (Ларишев, 1966). Однако наряду с водорослевым материалом угли в значительной массе сложены из остатков высших наземных растений (пучки прово-

дящих тканей, остатки кутикулы, споры и др.) в виде мелких детритовых обрывков. Вместе со значительным количеством минерального вещества и слоистой текстурой они свидетельствуют о периодическом привносе в бассейн чуждого данной обстановке материала с расположенного по соседству проточного болота. В пределах последнего формировались псилофитовые липтобиолиты. Высокая динамика значительно обводненной среды способствовала выносу в этих условиях разложенного растительного вещества с сохранением и частичным переносом наиболее стойких частей растений. Отсутствие или незначительное количество в углях основной массы подтверждает эти выводы. К такому заключению еще в 30-х годах пришли С.В. Кумпан и С.И. Шкорбатов (1936), считающие, что образование барзасских углей следует отнести к паралическому типу, смешанному по способу накопления - автохтонно-аллохтонному. На аллохтонность, по их мнению, указывает переслаивание пачек угля с грубозернистым материалом, а также брекчиевидное строение некоторых прослоев угля и механическое примешивание обломков пород к угольной массе. Позднее такая же мысль была высказана Ю.А. Жемчужниковым (1955), считавшего, что фациальная обстановка образования барзасских углей была прибрежно-континентальной (болотной) с признаками аллохтонии.

В пространстве наблюдаются существование и взаимный переход трех фациальных обстановок накопления органического вещества (горючие сланцы, сапроколиты и угли) от бассейновой к мелководно-бассейновой прибрежной и приморскому, часто затопляемому побережью. Этим обусловлено и чередование в разрезе слоев перечисленных типов органического вещества в зонах, прилегающих к береговой линии морской бассейна.

Верхнедевонские угли по исходной растительности отличаются от описанных среднедевонских и близки к углям нижнего карбона. На западном склоне Южного Урала среди франских бокситов месторождения "Межевой Лог" залегает слой (8-10 см) углистых сланцев, содержащих удлиненные линзочки каменного угля толщиной 1,5-2 см (Блудоров, Мелешенко, 1947). В углистых сланцах наблюдаются овоиды боксита, глинистого и растительного гумусового материала, слагающие значительную часть породы. Встречаются отдельные зерна кварца размером до 0,5 мм и чешуйки слюды. Угли блестящие, тонкослоистые за счет минеральных наслоений, в которых встречаются овоиды и обломки бокситов, обтекаемые угольной массой. Боксит встречается в углях также в виде прожилков. Содержание золы в углях 36,7%. Накопление угля и бокситов, по А.П. Блудорову и В.С. Мелешенко (1947), происходило в прибрежных мелководных условиях.

В угленосной толще верхнего девона в районе г. Казани бурением вскрыто два пласта матового (0,6 м) и блестящего (0,10 м) угля, разделенных слоем породы мощностью 0,8 м (Блудоров,

1960). Матовый уголь имеет зольность до 30%, блестящий 9,1%. Угли образованы из остатков древесины высших наземных растений. Под микроскопом различаются основная масса и форменные элементы, представленные в различной степени измененными спорами, смоляными телами, обрывками витрена и ксилено-фюзена, составляющими иногда значительное количество. Угли относятся к кларенам и дюрено-кларенам (Блудоров, Троепольский, 1953). Угленакпление происходило в неглубоких водоемах приморского побережья, в малоподвижной среде.

Угленакпление в нижнем карбоне установлено на Урале, в Казахстане, в Камском, Кизеловском, Подмосковном бассейнах и в юго-западной части Донбасса. Основными углеобразователями в нижнем карбоне были споровые лепидофиты, в связи с чем для углей весьма характерно большое количество спор, преобладающих над другим исходным материалом.

Преимущественно споровый состав углей является характерным только для нижнекарбоневой эпохи и не повторяется в других. Вся гамма концентрированного органического вещества весьма разнообразна — от липтобиолитов и споровых дюренов до кларенов и сапропелитов. Однако сапропелиты на фоне всей массы концентрированной органики нижнего карбона распространены весьма незначительно, клареновые блестящие угли встречаются редко, а преобладают матовые и полуматовые дюреновые угли. Проточность приморских болот представляет собой своеобразную черту нижнекарбоневых (визейских) ландшафтных обстановок (Жемчужников, 1955). В споровых углях количество спор иногда достигает 80–90%, и они уже являются липтобиолитами. Такое количество спор вместе с непрозрачным веществом, а также значительное содержание в углях минеральной примеси служит отражением специфических фациальных обстановок угленакпления в нижнем карбоне. Все эти признаки, как заключает Ю.А. Жемчужников (1955), указывают на усиленное разложение и вынос лигнинно-целлюлозного (древесного) материала обогащенными кислородом проточными водами с одновременно привнесом минерального вещества, примешивающегося к остаточным оболочкам спор. Зольность углей Подмосковного бассейна достигает 30–40%, Восточноуральского — до 40%, Карагандинского — до 32%, Камского — до 25%, Кизеловского — до 20%.

Для визейских углей характерно также повышенное содержание фюзенизированных микрокомпонентов. В Восточноуральском бассейне, где преобладают матовые и полуматовые дюреновые угли с подчиненным значением кларено-дюреновых и полублестящих дюрено-клареновых, они представлены фюзенизированными крупными обрывками древесины, ксиловитрено-фюзеном, ксилено-фюзеном, которые вместе с кутикулой и спорами часто образуют линзовидные склеп-

ления и прослой фюзенового угля (Петренко, 1953). Фюзеновый уголь характеризуется чередованием полос кларена или витрена с дюреном толщиной до 2 см с прослоями, обогащенными крупными обломками фюзена и ксилено-фюзена шириной в 1-2 см. Часто крупные линзы фюзена и ксилено-фюзена играют в углях главенствующую роль.

Об условиях угленакопления в визейское время на Урале можно сказать следующее. Площади угленакопления представляли собой дифференцированные болотные ландшафты (тип 16) островных приморских побережий с обилием водоемов типа озер реликтовых лагун и системой водотоков, часть которых сохраняла связь с открытым морем (Петренко, 1953). Однородный плоскоравнинный озерно-болотный ландшафт осложнялся возвышающимися одиночными сопками вулканов. Кроме внутриболотных водотоков проточность болот увеличивалась за счет многочисленных ручьев и коротких рек, стекавших с более приподнятых участков древней суши, расположенной восточнее. Этим обстоятельством объясняется несплошное, очаговое распределение типов углей с быстрым их выклиниванием на коротком расстоянии как по простиранию, так и по падению с колебаниями в содержании минеральных примесей. Явные признаки участия аллохтонии в угленакоплении отражают особенно часто встречающееся сингенетическое обогащение углей глинистой примесью и их замещение углистыми сланцами (Петренко, 1953).

Визейские угли Карагандинского бассейна представлены полуматовыми кларено-дюреновыми и матовыми дюреновыми типами стеблевого и смешанного состава (Кузнецова, Голицын, 1975). Они содержат 15-35% фюзеновых компонентов и обогащены (14-32%) минеральным веществом, представленным преимущественно глинистым материалом. Споры составляют около 6%. Количество фюзена и минеральных примесей в углях увеличивается, как это установлено по ряду пластов, с запада на восток и с севера на юг. Дюреновые угли отличаются повышенным содержанием аттрита.

По данным М.В. Голицына (Геология месторождений угля... т. 5, 1973), ашлярикское (конец раннего визе и среднее визе) угленакопление характеризуется широким развитием проточных болот на побережье, окаймляющем морской бассейн с востока, с широким развитием лагун в конце этого времени (типы 1а и 16). Преобладало аллохтонное накопление органического вещества, что обусловило невыдержанность угольных пластов по составу, очень сложное их строение, высокую зольность угля, аттритовый характер растительного материала и большое количество фюзенированных компонентов. В раннекарагандинское (поздневизейское) время ландшафтная обстановка ашлярикского времени сохраняется, однако уменьшается количество внутриболотных водоемов и увеличивается роль торфяников.

Угли Кизеловского бассейна представлены в основном полуматовыми и матовыми споровыми и спорово-фюзеновыми дюренами с заметным участием липтобиолитов. Иногда в углях встречаются тонкие (первые сантиметры) прослой сапропелитов и сапрогумитов в виде кеннелей, кеннель-богхедов и переходных к гумусовым углям разностей, составляющие до 2% массы угля (Калмыков и др., 1975). Количество спор в дюренах колеблется в пределах 20–46%, фюзеновых микрокомпонентов 14–24%. Гелифицированная основная масса составляет 44%, имеет струйчато-волокнистый облик. Признаки течения основной массы, облекание ею как минеральных, так и растительных форменных элементов (фюзеновых и спор) свидетельствуют о ее затвердевании после засорения аллохтонным привносом растительных остатков и минеральных частиц, что указывает на ее роль как цементирующего вещества. Фюзеновые микрокомпоненты в углях, как правило, не образуют макроскопических скоплений. Чаще всего фюзеновые частицы образуют беспорядочные нагромождения в основной массе, нередко почти полностью вытесняя ее. От нижних пластов к верхним наблюдается уменьшение содержания витринита и увеличение количества спор и фюзеновых компонентов. В пространстве эта закономерность проявляется в северном направлении (Калмыков, 1959).

Выдержанность по площади типов углей различная. Одни из них имеют локальное распространение, другие характерны для всего бассейна. В целом выдержанность в стратиграфическом разрезе увеличивается снизу вверх. Изложенные особенности состава, строения и выдержанности типов углей свидетельствуют о дифференцированном в геоморфологическом отношении характере болотного ландшафта (тип 1б, 1в), в большей степени в начале угленакопления и в меньшей степени в конце.

Болотные фации приморского побережья граничили с типично континентальными. Перемещение фаций по площади происходило на фоне общего медленного погружения территории. Преобладал автохтонно-аллохтонный способ накопления органики в подвижной водной среде с незначительным сапропелеобразованием в локальных застойных водоемах. Аллохтонное угленакопление проявлялось как в местном перемыве проточными водами, так и в переотложении исходного материала (Петрология ..., 1975). Растительные остатки переносились как в неизменном виде, так и неравномерно окисленные при отложении и преобразовании в более ранние периоды. Проточностью болот объясняется и пониженное содержание в углях витринита в связи с вымыванием его из торфяника. Типичный дюреновый облик углей, засоренность основной массы спорами, обрывками фюзена, а иногда остатками водорослей свидетельствуют о постоянном поступлении в торфяник воды с минеральной и органической мутью.

Для Подмосковского бассейна характерно разнообразие типов концентрированной органики от полуматовых клареновых, дюрено-клареновых и кларено-дюреновых углей до липтобиолитов и сапропелитов (кеннелей и богхедов) при преобладании матовых дюренов и дюрено-кларенов (Петрология ..., 1975). Содержание спор в углях колеблется от 2 до 70%, достигая в липтобиолитах 90%. Количество фюзеновых микрокомпонентов иногда достигает 53%, составляя часто в углях 15-40%. Содержание гелифицированной основной массы в дюренах и липтобиолитах колеблется от 15 до 40%.

Отдельные типы углей и угольные пласты невыдержаны как по площади, так и в стратиграфическом разрезе. Наибольшей выдержанностью характеризуются матовые и полуматовые разности. Липтобиолиты встречаются небольшими гнездами или маломощными (0,05-0,2 м) прослоями на южной окраине бассейна. Сапропелиты характерны для западной и центральной части южного крыла. В восточных районах распространены матовые дюреновые угли. Накопление и преобразование органического материала происходило в условиях весьма дифференцированного озерно-болотного ландшафта (типы 1б, 1в) с широким разнообразием фациальных обстановок: проточных, малоувлажненных, среднеувлажненных и обводненных болот, прибрежной, переходной и глубоководной зон озер (Железнова, и др., 1975).

В визейских углях Донецкого бассейна содержание спор достигает 25% (Петрология ..., 1975). Генетические типы углей весьма разнообразны. Накопление дюреновых и спорово-липтобиолитовых углей происходило в болотах с высокой проточностью. Клареновые, дюрено-клареновые и кларено-дюреновые угли формировались в болотах с меньшей проточностью, но сильно обводненных, хотя и без открытого водного пространства. Накопление гумусово-сапропелевых углей происходило в застойных и небольших по размерам водоемах типа озер (Шульга, 1973).

Таким образом, характерные черты визейской эпохи угленакопления отражаются в типах углей всех основных бассейнов СССР.

Намюрское угленакопление слабо отражено в угленосных формациях нашей страны, однако имеющийся материал позволяет считать, что эта эпоха по условиям угленакопления является переходной от нижнекарбоневой к среднекарбоневой. Переходный характер намюрской эпохи сказался, с одной стороны, в смене типичной для нижнего карбона растительности вестфальского типа (Жемчужников, 1955), с другой - в переходе исключительно паралического типа угленакопления нижнего карбона к заметно проявленному лимническому типу в намюре. Эти изменения обусловлены в первую очередь геотектоническими причинами и являются отражением смены преимущественно моноклинальных структурных форм угольных бассейнов (перикратонных олуканий), открытых в сторону морских акваторий, все более замкнутыми бассейнами прогибов.

Намюрские угли Львовско-Волынского бассейна являются преимущественно полублестящими дюрено-кларенами (57-86%) с подчиненным количеством блестящих кларенов (7-33%), полуматовых кларено-дюренов (7-24%) и матовых дюренов (4-10%) с повышенным содержанием фузеновых (13-21%) и липоидных (5-10%) компонентов (Ершов, Вырвич, 1975). Клареновые угли приурочены к нижней части угольных пластов, дюреновые в виде слоев мощностью 1-10 см - к верхним. Типы углей значительно выдержаны в пространстве. Большая часть угольного вещества представлена гелифицированной основной массой (68-76%), цементирующей фрагменты фузенизированных тканей, микро- и макроспор. Фрагментарные остатки растений в разных типах углей и в одном типе различаются по форме, размерам, анатомической структуре и, по-видимому, принадлежат растениям разных групп и видов (Ершов, Вырвич, 1975). Как правило, разнообразие и крупность растительных остатков в угольных пластах увеличиваются снизу вверх. В виде линзовидных прослоев мощностью от 0,1 до 1,5 м встречаются среди основных типов углей гумусово-сапропелевые и сапропелевые разновидности (кеннели и кеннель-богхеды), представляющие собой в основной массе микринит, состоящий из скопления мельчайших семифузеновых зернышек, которые располагаются между включениями микроспор, обломков фузена, редких водорослей и фрагментов гелифицированных растительных тканей.

Данные вещественно-петрографического состава углей свидетельствуют о том, что угленакопление происходило на большей части бассейна в условиях стабильной обводненности болот озерно-болотной равнины (тип 16) с дифференцированным микрорельефом и заметным участием аллохтонии исходного материала с наиболее возвышенных участков болот в низинные торфяники и водоемы. Явные признаки аллохтонного накопления исходного вещества устанавливаются в восьмом пласте (Ершов, Вырвич, 1975). Дифференцированный характер микрорельефа и фациальных обстановок болот и связанная с этим аллохтония обусловили возникновение дюреновых углей, засоренность фузеном и его скопления, а также породных прослоев. В изолированных застойных водоемах происходило накопление исходного материала сапропелевых углей.

Переходный характер намюрской эпохи угленакопления особенно четко фиксируется в Карагандинском бассейне при сравнении типов углей ашлярической и нижней части карагандинской свиты с углями средней и верхней подсвит последней. По данным А.А. Кузнецовой и М.В. Голицына (1975), угли ашлярической и низов карагандинской свит образовались в паралических условиях, угли основной части карагандинской и всех вышележащих свит - в лимнических. Для первых характерно большее участие аллохтонии, чем для вторых. В нижней части карагандинской свиты содержание минеральных примесей колеблется в пределах 25-32%, выше - 14,9-19,9%, породных прослоев в угольных пластах соответственно 12-23% и

1-8%, кларено-дюреновых углей 35-49% и 45-51%, дюрено-клареновых 12-14% и 13-29%, фюзеновых компонентов 27-33% и 15-35%.

М.В.Голицын и другие исследователи (1973) отмечают значительное изменение спорово-пыльцевого комплекса при переходе от нижней части карагандинской свиты (визе) к средней (намюр). Более чем в 3 раза (в среднем до 20%) сокращается содержание спор, характерных для нижележащих слоев карбона, исчезают представители древних групп. Одновременно возрастает значение спор папоротников и птеридоспермов (в среднем до 75,3%), появляются первые хвойные (0,3%).

Аналогичные изменения от визейских углей к намюрским прослеживаются и в Экибастузском бассейне (Кузнецова, Голицын, 1975). Намюрские угли здесь образовались за счет органического вещества, накопившегося в лимнических условиях устойчивого озерно-болотного ландшафта с периодической проточностью болот в конце эпохи. Признаки местной аллохтонии, по А.А.Кузнецовой и М.В.Голицыну (1975), отмечаются в углях по всему разрезу. В виде маломощных прослоев и линз среди гумусовых углей встречаются сапропелевые разности, свидетельствующие о резком увеличении обводненности на отдельных участках болот и превращении их в застойные водоемы. Угли характеризуются значительным содержанием (до 45%) фюзеновых компонентов. Их содержание, а также раздробленного атритового материала, как правило, увеличивается в полуматовых и матовых углях и от дюрено-кларенового типа к кларено-дюреновому. Все это свидетельствует о значительном участии аллохтонии в накоплении исходного вещества углей Экибастузского бассейна.

Среднекарбоновая (частично верхнекарбоновая) эпоха угленакопления резко отличается от всех предыдущих и последующих эпох. Своеобразие ее в палеотектоническом отношении заключается в том, что к этому времени приурочена консолидация герцинских геосинклиналей и значительная стабилизация тектонических движений в предороганный этап развитием складчатых сооружений.

В палеогеографическом отношении эта эпоха характеризуется значительным выравниванием рельефа континентов, преобладанием мелководных эпиконтинентальных морей над глубоководными геосинклинальными, наименьшей дифференцированностью болотных пространств по фаціальным обстановкам, а также наименьшей ролью аллохтонии в накоплении исходного вещества углей. "Ландшафты, существовавшие в зонах угленакопления в позднем палеозое, вряд ли имеют точные аналоги среди современных ландшафтов ... Особенности рельефа суши и мелководность бассейнов позднего палеозоя обусловили существование таких обстановок, которые в настоящее время либо совершенно исчезли, либо встречаются в виде реликтов ...

Позднепалеозойское время было временем мелководных морей и обширных приморских равнин. Дельты рек в таких условиях могли быстро достигать значительных размеров. Малейшие климатические, даже атмосферные явления (а не только тектонические), связанные с обводнением (ливни) или высыханием (засушливый период), приводили к значительным изменениям береговой линии" (Бетехтина, 1970, с. 44).

О пенепленизированном характере рельефа континентов среднекарбоневой эпохи угленакопления свидетельствует ничтожная роль конгломератов и тонкообломочный состав угленосных толщ. Даже аллювиальные песчаники характеризуются мелкозернистым и среднезернистым составом. Все это говорит об отсутствии или незначительном распространении в это время горных рек (Жемчужников, 1955).

Угли среднего карбона представлены преимущественно клареном. Как отмечалось выше, и среди кларенов выделяются различные типы и разновидности, однако преобладающее количество углей, представленных в основной массе гелифицированным веществом, накладывает своеобразный отпечаток на угли среднего карбона. "... Среднекарбоневая эпоха может служить примером известного единообразия основного типа, распространенного по всему земному шару. Подавляющее большинство углей всех крупных каменноугольных бассейнов Европы и Америки относится к типу блестящих и полублестящих, а по микроструктуре - к кларенам и дюрено-кларенам. Это значит, что в их составе гелифицированное вещество составляет не менее 70-80%, а иногда и более. Разумеется, среди этих углей присутствуют и дюрены, сходные отчасти с нижнекарбоневыми (т.е. споровые), и переходные кларено-дюрены этого типа, а также и другие. В последнее время обнаружены и пропластки сапропелитов" (Жемчужников, 1955, с. 68). Однако резко подчиненное количество этих разновидностей углей отражает лишь некоторую, весьма слабую по контрастности микрорельефа дифференциацию господствующего ландшафта равнинного прибрежного болота (тип 1а, первая разновидность) на частные фациальные обстановки.

Начавшееся в позднем карбоне орогенное развитие палеозойских складчатых сооружений максимальной энергии достигает в ранней перми, охватив обширные пространства и платформенных областей континентов. Этим была обусловлена и резкая смена палеогеографической обстановки. Поднятие континента вызвало, с одной стороны, регрессию эпиконтинентальных морей, с другой - орогенное развитие складчатых областей и прилегающих частей консолидированной рамы вызвало дифференциацию рельефа территории СССР и образование преимущественно полузамкнутых и замкнутых бассейнов.

Такова была обстановка к моменту наступившей стабилизации тектонического режима. Угленакопление в перми имело преимуще-

ственно лимнический характер. Изменение палеогеографии приводит к смене лелидофитовой растительности с толстой корой — типичной материковой древесины (кордаитовой). Дифференциация рельефа обусловила дифференциацию болотных ландшафтов на частные фациальные обстановки с различной обводненностью и длительностью разложения органического вещества, образовавшего верховые, переходные и низинные торфяники. При значительной крутизне крыльев заболоченных бассейнов и близости стабильной суши торфяники различного типа образовывали узкие, близко расположенные друг к другу зоны, окружающие бассейн конечного стока текучих вод (типы 1в, 1г).

Охарактеризованные генетические параметры условий угленакопления в перми обусловили соответствующий им вещественно-петрографический состав углей и закономерности его изменения в пространстве.

Угли Печорского бассейна, расположенного на краю древней платформы, где угленакопление в перми еще в значительной степени сохранило паралитический характер, по вещественно-петрографическому составу ближе стоят к карбоновым (Жемчужников, 1955), однако в разрезе наблюдается все большее приобретение ими признаков континентальности и участия аллохтонии в накоплении исходного вещества. Об этом свидетельствуют более слоистая текстура верхних пластов по сравнению с нижними, преимущественно простое строение и преобладающее количество тонких и средних по мощности пластов в нижней части, сложных и более мощных в верхних. По данным Ю.В. Степанова (1975), угли нижней части разреза мало- и среднезольные (5–13%), в верхней части — зольные и высокозольные (до 30–40%). В низах преобладают блестящие и полублестящие угли (71%), выше их количество снижается до 56–33% (интинская свита), а в верхах составляет 42–41% (печорская серия). На смену им приходят полуматовые и матовые угли. Количество фюзеновых компонентов, колеблющееся в углях нижних пластов в пределах 10–19%, в верхних пластах устойчиво составляет 20% (печорская серия).

По Ю.В. Степанову (1975), условия накопления и превращения растительного материала существенно изменялись во времени и были дифференцированы в пространстве при формировании исходного вещества отдельных угольных пластов. Угли более верхних пластов, наряду с повышенным содержанием кластических зерен, характеризуются изменением основной цементирующей массы, приобретающей комковатость гелифицированного вещества со следами окисления и дробления текучими водами.

Среди углей нижних пластов, исходное вещество которых накапливалось и преобразовывалось в более стабильных и однородных по обводненности условиях, встречается сапропелево-гумусовый тип (Воргашорское м-ние).

В большей степени лимнический характер угленакопление в перми имело в Кузнецком бассейне. Здесь в разрезе угленосной толщи клареновые угли намюра с содержанием фузеновых компонентов в количестве 6% сменяются кларено-дюреновыми углями среднего и верхнего карбона, содержащими 28–38% дюреновых и 1% липоидных компонентов, а затем значительно обогащенными фузеном (37–46%) кларено-дюреновыми углями нижней перми. Последние сменяются кларенами низов верхней перми с содержанием фузеновых компонентов 9–13% и липоидных – 2%, переходящих в дюрено-клареновые угли верхней ее части с количеством фузена 15–20% и липоидных компонентов 2–3%.

Относительно устойчивая обводненность основной части полузамкнутого и замкнутого внутриконтинентального бассейна обусловила высокое содержание в углях гелифицированного вещества. Количество же форменных элементов, их состав и содержание минеральных примесей, определяющие типы углей Кузбасса, изменялись во времени и на площади в зависимости от степени расчлененности рельефа торфяников, дифференциации на частные фациальные обстановки и участия аллохтонии в накоплении исходного вещества (изменение ландшафтных обстановок от типов 1в, 1г до типов 2а, 2б, 2в). Этим и обусловлено разнообразие обстановок угленакопления и типов углей в Кузбассе. Сапропелевые угли с различной примесью гумусового вещества встречаются в некоторых пластах верхней и нижней перми в виде тонких прослоев.

Тунгусский бассейн по условиям угленакопления в перми является типичным представителем внутриконтинентальных бассейнов с лимническим характером накопления и преобразования исходной органики, отражает специфику пермской эпохи вещественно-петрографическим составом углей и закономерностями изменения его в разрезе и пространстве. По данным Ю.Р. Мазора и Э.И. Стефановой (1975), угольные пласты нижней перми сложены матовыми разновидностями. Встречающиеся на юге бассейна клареновые и дюрено-клареновые угли составляют не более 10–12%, чаще блестящие и полублестящие разности отмечаются на западе, в Норильском районе и нижнем течении р. Нижней Тунгуски.

Угли пластов нижней части перми представлены полублестящими и блестящими типами. В верхней части – преимущественно кларенами и дюрено-кларенами. Восточнее появляются кларено-дюреновые, затем дюреновые со все большим их содержанием в восточном направлении. На р. Учуми встречаются прослои сапропелево-гумусового угля, а в бассейне р. Виллой – сапропелево-гумусового угля типа кеннеля.

Фузеновые компоненты присутствуют во всех типах углей и их содержание изменяется от 8 до 36%. Максимальное их содержание отмечено на юге бассейна, где они участвуют в сложении 60% всех изученных пластов. Встречаются они в виде линзовидных

скоплений и прослоек или рассеяны в форме обрывков с нарушенной клеточной структурой с полузаплывшими стенками.

Общая закономерность в распределении типов углей заключается в следующем (Мазор, Стефанова, 1975). Зоны с содержанием гелитовых углей более 75% приурочены к озерно-болотным депрессиям палеоландшафта с развитием преимущественно низинных торфяников в условиях застойных болот. Содержание гелитов 75-55% характерно для склонов депрессионных зон, где болота отличались переменным режимом обводнения при господствующей анаэробной среде. Угли с содержанием гелитов 50-25% приурочены к еще более высоким частям крыльев депрессионных зон, где преобладали условия аэробной среды при чередовании ее с анаэробной. На наиболее приподнятых участках, где развивались верховые болота с низким уровнем грунтовых вод и преобладали почти исключительно аэробные условия, формировались угли с содержанием гелитов менее 25%. Характерно, что зоны с наибольшим содержанием гелитов характеризуются и максимальной суммарной мощностью угольных пластов в разрезе. Все это свидетельствует о значительной дифференциации ландшафта (типы 2а, 2б) по фаціальным обстановкам, обводненности и роли аллохтонии в накоплении исходного вещества. С этими закономерностями согласуются и изменения зольности углей, которая колеблется от 30% и более на приподнятых участках до 15% и менее в наиболее пониженных зонах центральных частей погружений. При малой энергии водотоков в условиях обширной равнины аллохтония наиболее проявлялась в форме переноса в пониженные участки (зоны конечного стока) легкого растительного материала, в то время как значительный привнос минерального вещества был характерен лишь для зон, примыкающих к стабильной суше.

"Таким образом, из сравнительного изучения угленакопления двух крупных, хотя и сближенных эпох верхнего палеозоя мы находим на рубеже их коренные изменения, начиная с исходного растительного материала (древесина, а не кора), климата, общей палеогеографической и тектонической обстановки образования осадков до фации самого угля. В перми угли, как горные породы и полезные ископаемые, совершенно иные, чем в карбоне. ... Полуматовая или матовая основа пермских углей очень характерна для угленакопления Ангариды и во многих угольных бассейнах преобладает, а в других составляет существенный элемент. Микроскопически это выражается или в чисто фюзено-ксиленовом типе углей, или в фюзено-ксиленовом дюрене, кларено-дюрене, наконец дюрено-кларене и реже полосчатом кларене. Но все эти разновидности углей связаны переходами и имеют вместе взятые свой определенный "стиль" или облик, столь отличный от спорового дюрена" (Жемчужников, 1955, с. 74-75).

Мезозойское угленакопление, начавшееся после некоторого перерыва, происходило уже в иных, также свойственных только этой эпохе палеотектонических и палеогеографических условиях, что определило и специфику типов углей, их изменение во времени и пространстве, форму, мощность и морфологию угольных пластов. В палеотектоническом отношении мезозойская эпоха характеризуется резкой тектоно-магматической активизацией (особенно в пределах молодых эпипалеозойских платформ) и образованием сводово-глыбовых областей в начале, а также их пенепленизацией и стабилизацией тектонических движений в периоды угленакопления (рэт-лейас, ранняя - средняя юра, поздняя юра - ранний мел, ранний - поздний мел). Во времени наблюдается миграция всех этих геологических явлений с запада на восток.

В палеогеографическом отношении мезозойская эпоха являлась эпохой развития почти исключительно внутриконтинентальных небольших, по сравнению с палеозоем, изолированных бассейнов (межгорных - в пределах молодых и равнинных депрессионных - на территории древних платформ) с близко расположенной стабильной сушей (ландшафты типа 2а, в). Широко были развиты предгорные заболоченные равнины (тип 2б). Резко контрастный профиль обводненности болотных ландшафтов, близость областей сноса, крутые склоны заболоченных бассейнов определили высокую дифференциацию их по фациальным обстановкам и наибольшее участие аллохтонии в накоплении исходного растительного материала.

Все это обусловило невыдержанный характер разнообразных типов углей мезозоя, обилие в них фюзеновых компонентов, обнаруживаемых в любых типах угля, вплоть до блестящих, преобладание в составе фюзено-ксиленового материала, большую мощность угольных пластов и резкую ее изменчивость на близком расстоянии. Иногда фюзено-ксиленовым типом угля почти целиком сложены мощные пласты (Жемчужников, 1955). Угли характеризуются различной, часто высокой зольностью.

Бассейны депрессионного типа (2а), менее распространенные в мезозое, получают основное развитие в кайнозое. По размерам эти депрессии невелики. Для кайнозойских углей весьма характерны так называемые "землистые" угли.

Таким образом, сравнительный анализ в эволюционном плане генетических типов углей, их вещественно-петрографического состава, структуры, текстуры и физических свойств достаточно четко показывает их связь с теми фациальными обстановками, в которых происходило накопление и первоначальное превращение растительного вещества, и которые изменялись во времени и в пространстве в процессе эволюции от эпохи к эпохе на территории СССР палеогеографических и палеотектонических условий осадконакопления

вообще и угленакопления, в частности. Генетический тип угля в конечном итоге зависит от степени обводненности болот, дифференциации их микрорельефа, длительности разложения исходного вещества и роли аллохтони в его накоплении, определяющей количество минеральных примесей и привнесенных окисленных фрагментов растений, а часто и общее количество концентрированной органики.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Достоверный прогноз угленосности больших или малых территорий всегда требует знания закономерностей размещения пластов угля в осадочных толщах. Может быть два уровня прогноза: региональный и внутривассейновый. Для малоизученных территорий проводится прежде всего региональный прогноз. Возможность обнаружить месторождения угля в каждом конкретном районе зависит от того, какой путь геологического развития пройден данным участком земной коры до образования его современной структуры.

Проведенный анализ эволюции процесса угленакопления в истории становления и развития земной коры на территории СССР показывает, что в разрезе осадочной оболочки и пространстве угольные пласты занимают строго определенное положение. Они являются образованиями наиболее спокойного режима осадконакопления – режима тектонического равновесия между областью сноса и бассейнами седиментации. Сам процесс угленакопления – результат нарушения этого равновесия, однако недостаточным для того, чтобы транспортирующая энергия водотоков обеспечивала приток в бассейн терригенного материала. Отсюда следует весьма важный вывод, что угольные пласты не могут быть геосинклинальными образованиями, угленосные формации не характерны для эвгеосинклинальных зон, эвгеосинклинальные комплексы пород бесперспективны в отношении угленосности. Угленакопление в тех или иных масштабах при благоприятных климатических условиях начиналось всякий раз на тех участках земной коры, которые прошли путь геосинклинального развития и превратились в жесткие консолидированные структуры.

От того, как долго сохранялось относительное тектоническое и геоморфологическое равновесие между стабильной сушей и бассейном осадконакопления, зависит длительность накопления органики (мощность угольных пластов). От того, как часто нарушалось это равновесие возобновлением терригенного осадконакопления, за счет контрастного поднятия области сноса и сохраняющейся тенденции бассейна осадконакопления к прогибанию, и как часто возвращалось тектоническое равновесие, зависит количество захороненных в ископаемое состояние угольных пластов. Условия накопления и превращения органики (генетический тип угля) зависит от того, как быстро нарушалось равновесие и изменялся уровень грунтовых вод в болоте. От того, насколько большие были по размерам консолидированные и неплененизированные участки земной коры, где происходило угленакопление, зависела площадь угленосности осадочных толщ.

Все перечисленные предпосылки процесса угленакопления, определяющие характер угленосности и генетические параметры угольных пластов, зависят, в свою очередь, от того, какое положение по отношению к мобильным и стабильным структурам занимал угольный бассейн в период формирования угленосной формации: внутригеосинклинальное, внутриорогенное, периплатформенное или внутриплатформенное. Генетические параметры угленосной формации и угольных пластов зависят, кроме того, от степени активности мобильных структур (геосинклиналей) или подвижности стабильных блоков земной коры (платформ, складчатых областей), определяемой этапом их эволюционного развития. По отношению к этапам развития региональных структур угольные бассейны и угленосные формации могут быть сингеосинклинальными, синорогенными, платформенными доплитными, плитными, эпиплитными.

Место угольных бассейнов во времени и пространстве определяет их структурную форму. Все известные в настоящее время палеоструктуры угольных бассейнов, установленные в результате формационного и фациального анализа угленосных толщ, объединяются в 15 типов.

Структурной формой угольного бассейна определяется размер и палеоландшафт площадей угленакопления, а также характер его дифференциации на частные фациальные обстановки. Последние, а также геотектонический режим в процессе развития угольного бассейна регулируют угленакопление и определяют параметры угольных пластов и генетические типы слагающих их углей.

Анализ вещественно-петрографического состава углей и сопоставление его с палеоструктурным планом бассейна, а также с закономерностями изменения литологических характеристик угленосных толщ свидетельствуют о тесной взаимосвязи его с упомянутыми геологическими факторами. Все это позволяет при комплексном анализе угленосных толщ в историко-геологическом плане устанавливать основные тенденции изменения угленосности в бассейнах во времени и пространстве и прогнозировать типы и качество углей на малоизученных территориях.

Рассмотрение эволюции угленакопления на территории СССР от девона до кайнозоя и сравнение максимумов его проявления в геологической истории развития земной коры показывает достаточно четкую их приуроченность к периодам инверсии тектонических движений планетарного масштаба, к смене преимущественного прогибания геосинклинальных поясов орогенным развитием складчатых сооружений или сводово-глыбовых областей, к смене континентального сводового развития больших территорий прогибаниями, вызываемыми планетарные трансгрессии и, наоборот, к смене преимущественного прогибания и морского ландшафта сводовым поднятием и регрессией морей.

Наиболее оптимальными по масштабу угленакопления и вещественно-петрографической характеристике углей была среднекарбон-

вая эпоха в палеозое и ранне-среднеюрская – в мезозое. В структурном отношении зоны максимального угленакопления были приурочены к краевым частям консолидированных структур на границе с мобильными блоками земной коры: пригеосинклинальные, краевые и приорогенные прогибы, в палеогеографическом отношении являющиеся прибрежно-бассейновыми равнинами.

В процессе угленакопления существенную роль играла аллохтония растительного материала, особенно на мезозойском этапе, которая, с одной стороны, способствовала темпу угленакопления, с другой – оказывала отрицательное влияние на качество гелитовых углей за счет обогащения фюзеновыми компонентами.

Рассмотрение эволюции угленакопления на территории СССР на фоне развития главных структурных элементов земной коры показало, что генетические параметры угленосных толщ и угольных пластов, а также качество углей зависят прежде всего от геотектонических условий формирования угольных бассейнов, обуславливающих в конечном счете физико-географическую обстановку осадконакопления и начального превращения растительного материала, а также характер и степень его углефикации.

Угленосные формации отличаются от всех других типов осадочных толщ тем, что в их формировании в наибольшей степени проявлялся тектонический фактор, так как осадконакопление происходило преимущественно на уровнях, близких к поверхности водоемов при компенсации (или близко к ней) колебательных движений осадками. В этих условиях тектонические движения, которые выражаются в развитии положительных и отрицательных форм рельефа как в области сноса, так и в водоеме, существенно влияли на распределение литологических типов осадков и их мощностей. Аналогичным образом палеоструктурный и геоморфологический планы бассейна и их изменение во времени влияли на распределение зон угленакопления, на формирование угольных пластов, их морфологии и генетических типов углей. Все это позволяет при палеотектоническом анализе и прогнозе угленосности широко использовать весь комплекс фактического материала, имеющегося в распоряжении геофизиков, геологов, литологов и углепетрографов.

И, наоборот, располагая на основе данных полевых геофизических исследований сведениями о структуре бассейна, на отдельных площадях увязанных с материалами бурения, установленные закономерные связи между литологией и тектоническими формами по аналогии можно прогнозировать на неизученной территории.

Сделанная в данной книге попытка классификации структурных форм угольных бассейнов, в зависимости от их положения в пределах основных структурных элементов, а процесса угленакопления – в главных этапах развития земной коры, определяющих тектонический режим осадконакопления в седиментационных бассейнах, является стремлением показать диалектическое единство формы (тип

палеоструктуры бассейна) и содержания (тип угленосной формации по характеру угленосности). Палеоструктура бассейна и особенности угленосной формации взаимно контролируют друг друга, поэтому как по структурным формам возможна классификация угленосных формаций, так и группировка формаций позволяет выделять группы структурных типов бассейнов, близких по истории формирования и особенностям осадко-угленакопления.

Задача дальнейших исследований по изучению

Задача дальнейших исследований по изучению закономерностей размещения угля в земной коре состоит в том, чтобы увязать весьма богатый фактический материал по угленосности бассейнов различных генетических типов с эволюцией тектонических движений в истории формирования каждого из них и определить место угленакопления в осадочном процессе региона в целом, зависящего от взаимодействия мобильных и малоподвижных структур. Для этого в СССР выполнен большой объем работ по детальному литолого-фациальному и формационному изучению продуктивных толщ.

Следующим этапом в решении задачи является построение палеотектонических схем главных эпох угленакопления для крупных тектонических структур земной коры, включающих провинции, области и пояса угленосности с привязкой полей распространения угленосных толщ к элементарным структурам, проявляющим себя на протяжении всей истории формирования угольных бассейнов. Анализ эволюции осадочного процесса в угольном бассейне и за его пределами путем изучения взаимодействия областей сноса и зон осадконакопления на фоне истории формирования региональных структур позволит выяснить причины интенсивного угленакопления или прекращения его, установить тенденции изменения угленосности в разрезе и пространстве и выделить структурные этажи и районы с наибольшим развитием угольных пластов. Все это послужит основой для составления карт размещения угленосных формаций и прогноза угленосности территории СССР.

Аммосов И.И. Петрографический состав углей СССР и некоторые его изменения. - "Советская геология", 1963, № 1, с. 119-128.

Барбашинова В.Н. Сапропелиты северо-восточной части Большого Донбасса. - "Изв. вузов. Геология и разведка", 1962, № 5, с. 59-66.

Беликова Н.М. Распад органического вещества торфообразователей. - "Тр. научно-исслед. торф. ин-та", 1934, вып. 14, с. 120-171.

Белов А.А. Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа (Передовой хребет) в верхнем палеозое. - Автореф. канд. дис., М., МГРИ, 1960, с. 19.

Бетехтина О.А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по намюрским двустворкам. Новосибирск, "Наука", 1970, 178 с.

Блудоров А.П. Итоги исследований и пути использования углей Татарии. - "Изв. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол. наук", 1960, № 9, с. 95-117.

Блудоров А.П., Мелешенко В.С. О находке углей в девонских отложениях на западном склоне Южного Урала. - "Докл. АН СССР", 1947, т. УШ, № 9, с. 2013-2015.

Блудоров А.П., Троепольский В.И. О находке углей в верхнедевонских отложениях Татарии. - "Докл. АН СССР", 1953, т. ХС, № 2, с. 227-229.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1959, т. 34, вып. 1, с. 3-23.

Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967, 328 с.

Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1951, № 6, с. 110-119.

Боголюбова Л.И. Генетические типы клареновых углей среднего карбона Донецкого бассейна. - Автореф. канд. дис., М., ГИН АН СССР, 1954. 18 с.

Бочкарев В.С., Тимофеев А.А. Особенности строения и геологического развития некоторых впадин Азиатского материка. - "Тр. Тюменского индустр. ин-та. Геология", 1970, вып. П, ч. 1, с. 59-66.

Бочкарев В.С., Тимофеев А.А. О некоторых особенностях становления молодых платформ. - "Тр. Тюменского индустр. ин-та", 1973, вып. 17, с. 37-51.

Быкадоров В.С., Мазор Ю.Р. Тунгусский бассейн. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 259-280.

Вальц И.Э., Гинзбург А.И., Крылова Н.М. Вещественно-петрографическая классификация ископаемых углей. - В кн.: Петрографические типы углей СССР. М., "Недра", 1975, с. 60-68.

Варнаровский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., "Наука", 1971. 160 с.

Видавский В.В., Прокопец Е.И. Изучение коксующей способности углей методом нафталинового экстрагирования. - "Сб. работ по химии угля (1929-1931 гг)". Харьков, ОНТИ, 1932, с. 38-72.

Волков В.Н. Генетические основы морфологии угольных пластов. М." "Недра", 1973. 316 с.

Волкова И.Б. Литология и стратиграфия мощного угольного пласта Березовского месторождения (Канско-Ачинский бассейн) - "Советская геология", 1965, № 6, с. 90-103.

Волкова И.Б. Типы угольных пластов основных эпох угленакпления на территории СССР. - "Химия твердого топлива", 1971, № 3, с. 3-11.

Волкова И.Б. Распределение классов и типов углей в пластах угленосных формаций. - В кн.: Петрографические типы углей СССР. М., "Недра", 1975, с. 130-148.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. - "Тр. ГИН АН СССР", М., "Наука", 1972, вып. 226. 300 с.

Геология Карагандинского бассейна. М., "Недра", 1972. 416 с. Авт.: В.М. Бекман, О.А. Сейдалин, Р.А. Зинова и др.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., "Недра", 1963, т. 1. 1210 с.

То же, 1962, т. 2, 518 с.

То же, 1965, т. 3, 491 с.

То же, 1967, т. 4, 476 с.

То же, 1973, т. 5, кн. 1. 720 с.

То же, 1973, т. 5, кн. 2. 432 с.

То же, 1968, т. 6. 599 с.

То же, 1969, т. 7. 912 с.

То же, 1964, т. 8, 790 с.

То же, 1973, т. 9, кн. 1. 692 с.

То же, 1973, т. 9, кн. 2. 399 с.

То же, 1962, т. 10, 403 с.

Гинзбург А.И. Особенности состава и условий образования углей класса гелитолитов. - В кн.: Петрографические типы углей СССР. М., "Недра", 1975, с. 85-88.

Голицын М.В., Кейль Б.Г. Прибалхашская группа месторождений. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., "Недра", 1973, т. 5, кн. 1, с. 600-605.

Донецкий каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 85-110. Авт.: В.Г. Белоконов, Г.П. Вырвич, К.И. Иносова и др.

Донецкий бассейн. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 79-117. Авт. В.В. Лагутина, М.Л. Левенштейн, Н.И. Погребнов, В.С. Попов.

Егоров А.И. Пояса угленакопления и нефтеносные зоны земного шара. Изд-во Ростовского ун-та, 1960, 182 с.

Егоров А.И. Эволюция угленакопления на территории СССР. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Недра", 1973, с. 70-80.

Егоров А.И. Очерки угленакопления. Изд-во Ростовского ун-та, 1974, 132 с.

Ергольская З.В. К вопросу о классификации барзасских углей. - "Химия твердого топлива", 1932, № 9-10, с. 8-15.

Ершов В.З., Вырвич Г.П. Львовско-Волинский каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 49-56.

Жемчужников Ю.А. Развитие угленакопления в геологической истории. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1955, № 3, с. 57-82.

Жемчужников Ю.А. Предпосылки углеобразования. - "Зап. ЛГИ", 1958, т. XXXIII, вып. 2, с. 40-62.

Жемчужников Ю.А. Проблемы изучения углей и реконструкция угольного дела. - "Сорена", 1933, № 5, с. 41-69.

Жемчужников Ю.А. Литология и петрография углей. - "Литологический сборник", 1940, вып. 1, с. 62-69.

Жемчужников Ю.А. Слоистость в ископаемых углях. - "Зап. ЛГИ", 1941, т. XIII, вып. 3, с. 61-78.

Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основная масса в углях. - "Изв. АН СССР. Отд. мат. и естеств. наук", 1936, с. 826-870.

Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.-Л. "Наука", 1965. 223 с. Авт.: В.В. Мокринский, И.Э. Вальп, В.М. Власов, Т.А. Ишин, З.П. Просвирякова.

Звонарев И.Н., Анфиногенова М.П. К вопросу о расчленении и корреляции разрезов верхнепалеозойских отложений Минусинского бассейна. - В кн.: Угленосные отложения Кузнецкой и Тунгусской провинции. Новосибирск, 1975, вып. 221, с. 34-46 (Труды СНИИГГИМС).

Иванов Г.А. Каустобиолиты. - В кн.: Курс месторождений полезных ископаемых, 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1946, с. 396-510.

Иванов Г.А. Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций). - Автореф. докт. дис. Л., ЛГИ, 1957, 81 с.

Иванов Г.А. О континентальности угленосных отложений (фациальные условия образования угленосных формаций). - "Изв. вузов. Геология и разведка", 1964, № 8, с. 45-57.

Иванов Г.А. О генетической классификации угленосных формаций. - "Зап. ЛГИ", 1967, т. XII, вып. 2, с. 79-87.

Иванов Г.А. Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., "Наука", 1967. 407 с.

Иванов Г.А. Основные факторы образования угленосных формаций и их взаимосвязь. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", 1973, с. 14-23.

Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск, "Наука", 1976. 272 с.

Калиненко В.В. Генезис юрских углей Тувы. - В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 221-240.

Калмыков Г.С. Петрографический состав и метаморфизм углей Кизеловского каменноугольного бассейна. - Автореф. канд. дис., М., МГРИ, 1959, 26 с.

Карбоновое угленакопление Кузнецкого бассейна. Новосибирск, "Наука", 1972. 350 с. Авт.: И.Н. Звонарев, Э.М. Сендерзон, В.П. Шорин, В.Ф. Шугуров.

Кизеловский каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 33-49. Авт.: Г.С. Калмыков, В.Я. Лимонова, С.А. Мусьял, Г.И. Верентинова.

Кизильштейн Л.Я. Генезис серы в углях. Изд-во Ростовского госуниверситета, 1975, 198 с.

Кирюков В.В. Особенности платформенного палеоген-неогенового угленакопления и некоторые вопросы его оценки. - Автореф. докт. дис. Л., ЛГУ, 1973, 45 с.

Классификации видов торфа и торфяных залежей. М., Главное управление торфяного фонда при СМ РСФСР, 1951. 68 с.

Клер В.Р. Прочие верхнепалеозойские месторождения центральной части Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Угленосные

формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 142-149.

Клер В.Р., Скороход В.В. Подмосковский бассейн. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 129-141.

Ковалев Б.С. Угленосность Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, 1963, т. 1, с. 978-988.

Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.

Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. - В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, "Наука", 1962, т. 1, с. 9-18.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М., "Недра", 1974, 216 с.

Котлуков В.А. Девонский этап углеобразования. - В кн.: Основные закономерности углеобразования на территории СССР. Л., "Недра", 1975, с. 9-18.

Котлуков В.А. Каменноугольный этап углеобразования. - В кн.: Основные закономерности углеобразования на территории СССР. Л., "Недра", 1975, с. 19-38.

Кравцов А.И., Погребнов Н.И. Месторождения горючих полезных ископаемых. М., "Недра", 1975. 149 с.

Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во МГУ, 1957. 294 с.

Кузнецкий каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс). М., "Недра", 1975, с. 111-137. Авт.: Э.М. Сендерзон, Э.А. Стаценко, Л.А. Шитова, В.П. Шорин.

Кузнецова А.А., Голицын И.В. Карагандинский и Экибастузский каменноугольные бассейны. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 56-85.

Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., "Недра", 1968. 155 с.

Куликов П.К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. (Тр. Зап. СибНИГНИ). Тюмень, 1971, вып. 46, с. 5-148.

Кумпан С.В., Шкорбатов С.И. Угли и горючие сланцы Барзасского района Кузнецкого бассейна. - В кн.: Геология угольных месторождений СССР, 1936, вып. УШ, с. 13-24.

Кумпан А.С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., "Недра", 1966. 213 с.

Ларишев А.А. Природа исходного вещества ископаемых углей юры и девона Кузнецкого каменноугольного бассейна. - Автореф. докт. дис., Томск, Госуниверситет, 1936, с. 44.

Мазор Ю.Р., Стефанова Э.И. Тунгусский каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 137-143.

Марус А.И. Основные черты угленосной формации Горловского бассейна. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, "Наука", 1968, с. 90-92.

Марус А.И. Некоторые новые данные по геологии Горловского бассейна. - В кн.: Ископаемые угли Сибири и методы их изучения, Новосибирск, "Наука", 1971, с. 110-114.

Матвеев А.К. Классификация угольных бассейнов. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", 1973, с. 53-60.

Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., "Недра", 1969, 286 с.

Мелешенко В.С., Янов Э.М. О пригеосинклинальных прогибах. - "Геология и геофизика", 1960, № 11, с. 92-95.

Месторождения Восточного Казахстана. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, М., "Недра", 1973, т. 5, кн. 1, с. 641-677. Авт.: Г.Л. Кушев, И.Н. Рощин, В.И. Власов, П.М. Пономарев.

Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М., "Недра", 1975, 256 с.

Мионов К.В. Геологические основы методики разведки угольных месторождений. М., "Недра", 1973. 316 с.

Мионов К.В. Угольные бассейны и месторождения Урала. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 166-180.

Мокринский В.В. Основные элементы эволюции угленакопления на территории СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1960, 192 с.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. - "Тр. ГИН АН СССР", М., "Наука", 1975, вып. 268, 314 с.

Муратов М.В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. - "Изв. вузов. Геология и разведка", 1967, № 10, с. 17-63.

Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. - "Геотектоника", 1969, № 2, с. 3-21.

Муратов М.В. Взаимоотношения складчатого основания и чехла молодых платформ. - В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., "Наука", 1972, с. 98-114.

Муромцев В.С. Палеогеография. - В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 131-152.

Нефедьева Л.П. Методика изучения фациальной изменчивости угольных пластов. - "Тр. Лаб. геол. угля АН СССР", 1958, вып. УШ, с. 230-241.

Никонов М.Н. О роли познания современных торфяных отложений для выяснения генезиса ископаемых углей. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1948, т. XXШ(6), с. 93-102.

Никонов М.Н. О закономерностях размещения торфяных залежей и особенностях современного торфонакопления. - "Тр. ин-та торфа АН БССР", Минск, 1954, т. 3, с. 40-50.

Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна, Новосибирск, "Наука", 1974. 170 с.

Петренко А.П. Восточно-Уральский пояс нижнекарбонového угленакопления. - Тр. Лаб. геол. угля АН СССР", 1953, вып. 1, с. 7-109.

Погребницкий Е.О. Генетическая классификация угленосных формаций. - "Зап. ЛГИ", 1964, т. XXXУП, вып. 2, с. 138-146.

Погребницкий Ю.Е., Захаров В.В. Таймырский бассейн. - В кн.: Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР. М., "Недра", 1964, т. 8. 790 с.

Погребнов Н.И. Средний и верхний карбон Северного Кавказа. - Автореф. канд. дис., Ростов-на-Дону, РГУ, 1961, с. 21.

Погребнов Н.И. Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР. - "Советская геология", 1972, № 7, с. 3-10.

Погребнов Н.И. Месторождения Северного Кавказа. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 118-128.

Погребнов Н.И. Размещение палеозойских угольных бассейнов в современных структурах земной коры на территории СССР и их сравнительная характеристика. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 42-53.

Подмосковный бурогольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 24-33. Авт.: Н.Г. Железнова, С.А. Мусял, Е.А. Шарикова, А.Г. Харламова.

Попов В.С. Геотектонический режим образования угленосных формаций. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", 1973, с. 24-30.

Портнов А.Г. О пространственной связи верхнемезозойских впадин и угольных месторождений Забайкалья с глубинными разломами. - В кн.: Геология угольных месторождений Забайкалья и Южной Якутии. Ред.-изд. сектор Заб. фил. геогр. о-ва СССР, 1972, с. 3-27.

Пригоровский М.М. Геологическая характеристика Челябинского бассейна и его угленосность. - "Вест. Всесоюз. геол.-разв. объединения", 1934, № 1, с. 20-34.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.-Л., "Наука", 1965, 160 с.

Пушаровский Ю.М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1961, т. XXXV(6), с. 31-44.

Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. - "Геотектоника", 1969, № 1, с. 3-17.

Резников А.П. Стратиграфия, литология и палеогеография отложений среднего и верхнего карбона Промежуточной зоны (Северный Кавказ). - "Уч. Зап. Рост. гос. ун-та", 1958, № 53, вып. 9, с. 12-21.

Сальников Б.А. Строение и основные черты угленосности верхнеудейской свиты западного побережья Сахалина. - Автореф. канд. дис. Л., ЛГИ, 1960, 25 с.

Семеркин В.И. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным. - "Геотектоника", 1971, № 3, с. 87-93.

Сендерзон Э.М. Геотектоника и образование угленосных формаций. - "Тр. СНИИГГИМС", вып. 188, Кемеровское книжное изд-во, 1974, с. 4-12.

Стадников Г.П. Происхождение углей и нефти. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937. 611 с.

Степанов Г.И., Былинский Р.В. Стратиграфия Таймыра. - "Уч. зап. НИИГе", 1968, вып. 18, с. 3-24.

Степанов П.И. Теория поясов и узлов угленакопления. - В кн.: Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской Социалистической революции. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947, с. 172-193.

Степанов Ю.В. Печорский каменноугольный бассейн. - В кн.: Петрология палеозойских углей СССР (VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 144-155.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Т. П. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостоптехиздат, 1963, 536 с.

Терентьев Е.В. Львовско-Волынский бассейн. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 54-78.

Тимофеев А.А. О типах структур активизации земной коры. - В кн.: Материалы к научной конференции, посвященной 50-летию геологического образования в Томском университете. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1971а, с. 70-71.

Тимофеев А.А. К вопросу выделения этапов в развитии платформ. - "Тр. Тюменск. индустр. ин-та. Геология", 1971б, ч. 2, вып. 11, с. 3-17.

Тимофеев А.А., Ташилкин В.А. О типах краевых структур, возникающих на различных стадиях развития геосинклиналей. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1975, № 1, с. 31-40.

Тимофеев А.А., Ташилкин В.А., Шарудо И.И. Особенности формирования и развития структур угольных бассейнов в процессе становления эпипалеозойских платформ на территории СССР. - В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии угленосных отложений СССР. Изд-во Рост. гос. ун-та, 1975, с. 3-18.

Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1952, № 5, с. 60-73.

Тимофеев П.П. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами - обстановками осадконакопления в Донбассе. - "Докл. АН СССР", 1955, т. 102; № 4, с. 809-812.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 2, с. 49-63.

Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. - В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М., "Наука", 1968, с. 12-25.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления. - "Докл. АН СССР", 1962, т. 144, № 4, с. 896-899.

Тимофеев П.П., Иванов Г.А. Современное состояние учения об угленосных формациях и сущность формационного анализа. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", 1973, с. 8-13.

Троицкий В.И. Мезозойская тектоника Средней Азии. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 18-65.

Тыжнов А.В. Бассейны и месторождения Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн.: Угленосные формации верхнего палеозоя СССР (УШ Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона). М., "Недра", 1975, с. 210-259.

Фролов В.И., Сюдюков Ш.А. Некоторые признаки аллохтонии Южно-Якутских углей. - "Геология и геофизика", 1966, № 4, с. 134-136.

Цейслер В.М. Соотношение мезозойских и палеогеновых формаций в платформенных и геосинклинальных прогибах Средиземно-морского пояса юга СССР. - "Геотектоника", 1972, № 1, с. 52-63.

Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск, "Наука", 240 с.

Шатский Н.С. Избранные труды, М., "Наука", т. 1, 1963, т. П, 1964, т. Ш, 1965, т. IV, 1965, 622 с., 720 с., 540 с., 398 с.

Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. - "Тр. ГИН АН СССР", М., "Наука", 1974, вып. 255. 223 с.

Шорин В.П., Марус А.И. К вопросу о метаморфизме углей Горловского бассейна. - В кн.: Угленосные отложения Кузнецкой и Тунгусской провинций (Тр. СНИИГГИМС), 1975, вып. 221, с. 84-88.

Шульга В.Ф. Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна. - Автореф. докт. дис., М., МГУ, 1973, 53 с.

Юзвицкий А.З. Условия формирования структур северо-восточной части Кузнецкого бассейна. Новосибирск, "Наука", 1970, 95 с.

Яворский В.И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. - "Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер." М., Госгеолтехиздат, 1957, т. 19, 71 с.

Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1955, № 5, с. 51-74.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1965, с. 8-39.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакоген 54, 55, 64, 70,  
 72, 73, 100, 139, 140  
 Активизация 7, 9, 15, 80, 84,  
 166, 201  
 Антиклинорий 6, 15, 26, 55, 56  
 Антеклиза 64, 66, 74, 78, 84  
 Аридизация 20, 21, 129, 130,  
 132  
 Ассоциация растительная 148-  
 156  
 Атрит 175, 196  
 Байкалиды 7, 8, 9, 33, 53  
 Бассейн 3, 9, 14, 33, 204  
 Бассейн моноформный 145, 146  
 Бассейн полиформный 145, 146  
 Бассейн периплатформенный  
 138-140  
 Блок земной коры 29, 30, 44,  
 93, 99, 205  
 Брахиантиклиналь 72  
 Брахисинклиналь 15  
 Витрен 147  
 Вещество гелифицированное  
 157, 158, 161, 198  
 Вещество гумусовое 151  
 Впадина 24, 27, 45, 79, 141  
 Гепит 153  
 Гель 152  
 Геоантиклиналь 11, 15, 88, 109  
 Геократизация 128-132  
 Геосинклиналь 6, 23, 39, 51, 204  
 Горизонт 56, 57, 58, 59  
 Грабен 15, 23, 93, 94, 114  
 Грабен-синклиналь 15, 25, 141  
 Движение контрастное 17, 24  
 Движение орогеническое 27, 36  
 Движение тектоническое 31, 114  
 Денудация 46  
 Диапазон стратиграфический 100  
 Дюрен 147, 163, 175, 200  
 Земная кора 4, 7, 29, 138, 203  
 Золя 152  
 Зона аридная 128-132  
 Зона гумидная 130  
 Зона краевая 17, 30, 59, 106  
 Зона структурно-формационная 94  
 Изопахита 38  
 Инверсия частная 62, 63  
 Интрагеосинклиналь 93  
 Каледониды 8, 9, 12, 16, 23  
 Кислота гуминовая 149  
 Кларен 147, 158, 163, 175  
 Климат гумидный 120  
 Коллоид 152, 153  
 Компенсация осадками 34, 122  
 Комплекс геосинклинальный 135  
 Комплекс плитный 93, 109, 119  
 Комплекс продуктивный 96  
 Комплекс сингеосинклинальный  
 25, 27, 47, 53, 84  
 Комплекс угленосный 23, 25, 47  
 Консолидация 9, 10, 12, 86, 138  
 Кора выветривания 105, 126, 133  
 Ландшафт паралический 18, 121  
 Лигнин 150  
 Лигнит 119, 149, 150, 153  
 Линза угля 10, 60  
 Масса гумусовая 149, 150, 151  
 Масса основная 147-183  
 Материк 6, 120  
 Месторождение 3, 12, 18, 25, 50  
 Моласса 13, 24, 44, 61, 107  
 Моноклиналь 17, 30, 40, 140  
 Мощность пласта 10, 21, 26,  
 33, 35  
 Мощность рабочая 21, 26, 33  
 Мощность суммарная 18, 33

- Надвиг 43
- Обстановка ландшафтная 121
- Обстановка палеотектоническая 32, 37
- Опускание перикратонное 17,30
- Ороген 20, 27, 139
- Орогенез активный 54, 93
- Отложения угленосные 14, 15, 21, 23, 46, 121, 145
- Палеозойды 93
- Параметр генетический 204
- Пенепленизация 31, 93, 180
- План палеотектонический 22, 120, 121
- План структурный 22-121
- Пласт 10, 13, 20, 32, 57
- Плита 7, 9, 84, 94
- Площадь угленосная 11, 15, 46, 67
- Поднятие сводовое 105, 204
- Прогибание компенсационное 34, 122
- Прогиб 15-216
- Прогиб краевой 15, 22, 32, 140
- Прогиб пригеосинклинальный 17, 20, 31
- Прогиб приорогенный 139, 205
- Прослои углистые 24
- Процесс заболачивания 126
- Развитие автономное 10-59
- Развитие геосинклинальное 99
- Развитие орогенное 20, 27, 93
- Регрессия 30
- Режим геосинклинальный 99
- Сапропелит 170
- Свита 13, 14
- Седиментация 4-216
- Синклиналь 11, 13
- Синеклиза 140
- Склон структурный
- Сланцы углистые 10
- Стабилизация движения 31, 93
- Стадия инверсионная 10-59
- Стадия позднеорогенная 10-59
- Степень метаморфизма 156-201
- Структура консолидированная 10, 12, 111, 203
- Тектогенез 8, 22, 63, 76
- Тоща угленосная 10, 24, 78
- Торфяник верховой 149-156
- Торфяник низинный 149-156
- Торфяник переходный 149, 171, 186
- Углекислотность 46, 68, 96, 157
- Угленакопление 3, 18, 32, 203
- Угленосность 3, 25, 38, 79, 203
- Угли гумусовые 78, 102
- Угли дюреновые 129, 159
- Угли клареновые 147-201
- Угли сапропелевые 198-201
- Фаза тектогенеза 14, 31, 63, 76
- Фактор геотектонический 120
- Фактор палеогеографический 120
- Фация 147-187
- Флора вестфальская 128-132
- Форма структурная 15, 22, 205
- Формация угленосная 10, 87, 133, 138, 194, 203
- Цикличность 93, 128
- Чехол платформенный 7, 93, 109
- Шов структурный 55
- Этап доплитный 93
- Этап неотектонический 112
- Этап плитный 93, 99
- Этап угленакопления 87
- Этап эпиплитный 140

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| Предисловие .....  | 3   |
| Часть I. Процесс угленакопления в истории становления и развития<br>основных структурных элементов земной коры на территории<br>СССР ..... | 6   |
| Глава 1. Палеозойское угленакопление.....  | 9   |
| Урало-Монгольский пояс .....   | 10  |
| Средиземноморский пояс .....   | 60  |
| Восточно-Европейская платформа .....   | 63  |
| Сибирская платформа.....   | 78  |
| Глава 2. Мезозойское угленакопление .....  | 87  |
| Средиземноморский пояс .....   | 87  |
| Восточно-Европейская платформа .....   | 90  |
| Урало-Сибирская платформа .....  | 93  |
| Монголо-Амурская платформа .....   | 99  |
| Сибирская платформа .....  | 104 |
| Тихоокеанский пояс .....   | 107 |
| Глава 3. Кайнозойское угленакопление .....   | 110 |
| Восточно-Европейская платформа .....   | 111 |
| Сибирская платформа .....  | 111 |
| Урало-Сибирская платформа .....  | 112 |
| Монголо-Амурская платформа .....   | 113 |
| Тихоокеанский пояс .....   | 114 |
| Средиземноморский пояс .....   | 118 |
| Часть II. Эволюция угленакопления .....  | 120 |
| Глава 1. Эволюция палеотектонических и палеогеографических<br>условий угленакопления .....   | 120 |
| Глава 2. Эволюция климата и растительности .....   | 128 |
| Глава 3. Эволюция структурных форм и генетических типов<br>угольных бассейнов .....  | 132 |
| Глава 4. Эволюция фациальных обстановок угленакопления и<br>типов углей .....  | 147 |
| Заключение .....   | 203 |
| Список литературы .....  | 207 |
| Предметный указатель .....   | 217 |

Анатолий Андреевич Тимофеев  
Виктор Фомич Череповский  
Иван Иванович Шарудо

ЭВОЛЮЦИЯ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Редактор издательства Л.С. Цаплина  
Переплет художника Т.Н. Погореловой  
Художественный редактор В.В. Евдокимов  
Технический редактор Е.С. Сычева  
Корректор С.С.Борисова

Сдано в набор 26.05.78. Подписано в печать 01.03.79  
Т=05448 Формат 60х90/16 Бумага офс. Печ.п. 13,75  
Уч.-изд.л. 15,87 Тираж 1600 экз. Заказ 225/12251  
Цена 2 р. 40 к.

---

Издательство "Недра", 103633. Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.

2 р. 40 к.

5

2911

НЕДРА

6