

М. М. Латыпова

НАУКИ О ЗЕМЛЕ



**Белгород
2011**

УДК 631.48 (07); 551;551.3;551.5;551.58:586;556.5;504.54(07)
ББК 26.0я7
Л 27

Латыпова, М.М.

Л 27 Науки о Земле: учебное пособие /М.М. Латыпова. – Белгород:
Изд-во БГТУ, 2011. – 310 с.

В учебном пособии изложены основные положения наук о Земле: почвоведению, климатологии, метеорологии, гидрологии, геологии, гидрогеологии и ландшафтоведению.

Учебное пособие предназначено для специальностей 280201 – Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов, 280202 – Инженерная защита окружающей среды и направления бакалаврской подготовки 280200.62 - Защита окружающей среды.

УДК 631.48 (07);
551;551.3;551.5;551.58:58
6;556.5;504.54(07)
ББК 26.0я7

© Белгородский государственный
технологический университет
(БГТУ) им. В.Г. Шухова, 2011

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Белгородский государственный технологический университет
им. В.Г. Шухова

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

*Утверждено советом университета в качестве учебного пособия
для студентов специальности 280201 – Охрана окружающей среды и
рациональное использование природных ресурсов, 280202 – Инженер-
ная защита окружающей среды и направления бакалаврской подго-
товки 280200.62 - Защита окружающей среды.*

Предисловие

Науки о Земле – комплекс наук, изучающих Землю, ее геосферы, их природные свойства, население и результаты его хозяйственной деятельности. В число наук о Земле входят: естественные науки: геология, физическая география и др.; общественные науки: география населения, экономическая география и др. Любая из наук о Земле делится на общую и региональную. Общая наука изучает закономерности, присущие всем объектам, изучаемым этой наукой, а региональная – особенности этих объектов на какой-либо определенной территории.

Под влиянием эволюционного учения Дарвина на смену идеям, объяснившим изменения в облике планеты и населявших ее животных и растений всякого рода катастрофами, стали выдвигаться теории и гипотезы, рассматривавшие геологические явления в их развитии и взаимосвязи.

В период с 70-х до начала 80-х гг. русский ученый В. О. Ковалевский заложил основы эволюционной палеонтологии. Изучая ископаемых животных, он установил закономерную зависимость эволюции организмов от изменяющейся внешней среды. Существенный вклад в развитие эволюционной палеонтологии внесли С. Н. Никитин (1851–1909), А. П. Карпинский, А. П. Павлов (1854–1929) и М. В. Павлов (1854–1938).

Идей дарвинизма в геологии придерживались английский ученый Т. Г. Хаксли, австриец Э. Зюсс (1831–1914), бельгийский палеонтолог Л. Долло. Последовательным эволюционистом был австрийский геолог и палеонтолог М. Неймайр (1845–1890).

Эволюционная палеонтология оказала значительное влияние на развитие отраслей геологии.

Наряду с геологией – общей наукой о строении, составе и истории развития земной коры – сформировалась геофизика – наука о физических свойствах Земли (включая ее водную и воздушную оболочки) и о физических процессах, в ней происходящих. В этот период обособился целый ряд наук о Земле, смежный с другими естественными и точными дисциплинами.

Бурно развивалась стратиграфия – наука о пространственном взаимоотношении и возрасте горных пород, а соответственно и о геологических эпохах. Получило дальнейшую разработку учение о фациях (осадочных породах) и закономерностях их смены. Н. А. Головкинский (1834–1897) и А. А. Иностранцев (1843–1919) установили ряд закономерностей колебательных движений земной коры.

Развивались науки о веществе земной коры – кристаллография и минералогия. В работах Н. И. Кокшарова (1818–1892) и П. В. Еремеева (1830–1899) описательная минералогия превратилась в точную науку. Открытия Е. С. Федорова (1853–1919) обогатили новыми идеями кристаллографическую минералогию, а также геометрическую и оптическую кристаллографию. В начале 90-х гг. кристаллография отделилась от минералогии. Это было связано с разработкой математической теории структуры кристаллов (Федоровым в 1891 г.; Шенфлисом в 1892 г.). Быстрое развитие петрографии – науки о горных породах – было связано с введением микроскопического метода исследований. Изучение горных пород привело к проблеме магмы – ее образования, сущности и изменений. Этими проблемами занимались в России А. Е. Лагорио и Ф. Ю. Левинсон-Лёссинг, а в США – Дэлли и Йддингс.

Первым в России изучение горных пород под микроскопом принял А. П. Карпинский в 1869 г. Ему удалось выявить ряд закономерностей состава магматических горных пород. Большой вклад он внес в развитие палеонтологии и стратиграфии: исследовал генетические соотношения между некоторыми ископаемыми формами, разработал учение о колебаниях земной коры и их закономерностях. В 1892 г. под руководством Карпинского была составлена и издана первая полная геологическая карта Европейской России. Работы Карпинского способствовали успешному поиску полезных ископаемых на Урале, Донбассе, в Харьковской и Псковской областях. Со второй половины XIX в. начала развиваться сейсмология. В 1873 г. была предложена 10-балльная шкала землетрясений (Росси), тогда же были четко выделены три их типа – обвальные, вулканические и тектонические. В 1870 г. А. П. Орлов (1840–1889), в 1895 г. Э. Ребер-Пашвиц, а в начале XX в. Б. Б. Голицын изобрели сейсмографы. В 1879 г. был изобретен магнитометр, что способствовало развитию науки магнитометрии.

Выделилась самостоятельная отрасль геологии – океанология. Большую роль в этом сыграли комплексные морские экспедиции английских, американских и норвежских исследователей в 70–80-х гг., работы Н. И. Андрусова (1861–1924) на «Черноморце» в Черном море (1896) и др. Кругосветная экспедиция на «Челленд-жере» впервые составила карту глубин трех океанов (кроме Северного Ледовитого), изучила химические и физические свойства морской воды и органический мир океанов.

На основе развития метеорологии во второй половине XIX в. А. И. Воейков (1842–1916), австрийский ученый Ю. Ганн (Ханн) (1839–1921) и другие создали новую науку – климатологию. Тогда же Фёррель (США) и другие ученые заложили основу динамической метеоро-

логии. В конце XIX в. начались систематические метеорологические наблюдения.

Геологические воззрения конца XIX – начала XX в. детально изложил в своем трехтомном труде «Лик Земли» австрийский геолог Э. Зюсс (1883–1909). Он попытался дать историю земной коры на основе разработанной им контракционной гипотезы, объяснявшей тектонические процессы и образование складчатости (горных хребтов и т. п.) охлаждением и сжатием Земли. Эта гипотеза слишком упрощала историю развития Земли, но многие выдвинутые Зюссом понятия и собранный им богатый фактический материал ценны и до сих пор.

Эволюционный принцип нашел применение и в изучении конфигурации и распределении суши и моря, происхождения материков, форм и развития земного рельефа и т. д., а также лег в основу гипотезы о вертикальном перемещении земной коры (фиксизме), которую поддерживали многие ученые. Она объясняла все геологические изменения на Земле поднятием и опусканием геологических пород.

Наряду с фиксизмом в начале XX в. зародилась идея о горизонтальном перемещении земной коры (Рейбиш Зимрат в 1901–1907 гг.; Тейлор в 1910 г.). В 1912 г. немецкий геофизик А. Вёгенер (1880–1930) разработал и сформулировал идею дрейфа материков, которая предполагала возможность больших горизонтальных перемещений материковых глыб земной коры относительно друг друга (мобилизм). В основе ее лежит сходство геологического строения разобщенных частей материков – Гондваны (Ю. Америка, Африка, Индостан, Австралия и Антарктида) и Лавразии (Сев. Америка, Европа, северная половина Азии) и совпадение контуров материков. Немецкий ученый Й. Вальтер (1860–1937), будучи последовательным материалистом и дарвинистом, изучал рождение, развитие, старение и гибель различных пород. Он впервые генетически классифицировал горные породы, исследовал условия возникновения ископаемых и современных пустынь. В 1895 г. Вальтер заложил основы новой науки палеобиономии, занимавшейся изучением строения организмов ископаемых животных и растений в зависимости от условий их обитания, перенес в область литологии (науки об образовании осадочных пород) понятие отбора (селекции), аналогичное биологическому. Ученый много внимания уделял методам геологических исследований и разработал научные принципы историко-геологических исследований, в особенности метод актуализма, согласно которому можно применять ныне действующие силы природы для объяснения геологических явлений далекого прошлого.

В 80-х гг. появилась наука о почвообразовательных процессах и изменениях, происходящих в почве под совокупным влиянием физи-

ческих, химических, биологических факторов и деятельности человека, – почвоведение. Основателем ее был В. В. Докучаев (1846–1903). В своем труде «Русский чернозем...» (1883) он подвел итоги многолетних исследований черноземов и сформулировал основные положения современного почвоведения. В 1886 г. он дал первую в мире научную классификацию почв, основанную на принципе их происхождения. В 1899 г. Докучаев изложил свое учение о «естественно-исторических зонах», т. е. о ландшафтно-географических зонах, и наметил основные задачи земледелия в отдельных регионах России. В 1891 г. он разработал план борьбы с засухой в степях, предусмотрев в нем ряд комплексных мер (агрономических и лесомелиоративных) воздействия на природу степной зоны.

Вместе с Докучаевым исследованиями в области почвоведения занимались Н. М. Сибирцев (1860–1900) и П. А. Костычев (1845–1895). Сибирцев в 1892 г. принимал участие в экспедиции Докучаева с целью выяснения условий улучшения водного режима почв южных степей России. Располагая большим фактическим материалом о почвах различных районов, он развил учение о почвенных зонах и генетическую классификацию почв и стал первым автором учебника «Почвоведение», вышедшего в 1899 г.

В отличие от господствующих в то время в Западной Европе представлений о почве как землистой горной породе, содержащей примеси органических веществ, П. А. Костычев связал свойства почв с жизнедеятельностью растений и микроорганизмов, показал роль человека в изменении этих связей. Изучая процессы разложения органических веществ почвы, он установил решающую роль в этом процессе различных групп низших организмов и рассмотрел факторы образования перегноя (гумуса). Таким образом, Костычев заложил основы агрономического почвоведения (1886).

Учение Докучаева и его соратников о факторах почвообразования и природных зонах оказало определяющее влияние на развитие почвоведения в России и за рубежом. В 1900 г. была составлена первая схема почвенных зон Северного полушария, начаты почвенно-географические исследования в азиатской части России. Вопросами почвенного лесообразования занимался В. А. Обручев, положив начало новой науке — мерзлотоведению. Кроме того, он изучал вопросы тектоники, геологии, образования месторождений золота и т. д.

Большую роль в развитии агрономии сыграл немецкий ученый Г. Гельриер (1831–1895), опытным путем доказав симбиоз бобовых культур с клубеньковыми бактериями (1888). В этот же период значитель-

но продвинулась вперед отрасль агрономии, которая впоследствии была названа агрофизикой.

Русский ученый В. Р. Вильямс (1863–1939) доказал роль биологических факторов (природных сообществ высших зеленых растений и микроорганизмов) в формировании важнейших свойств почв, обуславливающих их плодородие. Он впервые подчеркнул значение биологического круговорота элементов в формировании не только органической, но и минеральной части почв. В 1914 г. Вильямс разработал научные основы травопольной системы земледелия.

Совершенствованию агрономических приемов в значительной степени способствовали работы А. В. Советова (1826–1901), который обобщил все лучшее, что было к тому времени накоплено в русской практике земледелия. Советов дал классификацию систем земледелия и показал историю их развития (1867). Учение о системах земледелия в конце XIX – начале XX в. получило дальнейшее развитие в трудах А. Н. Шишкина, А. П. Людоговского, А. С. Ермолова, И. А. Стебута, В. Р. Вильямса, Д. Н. Прянишникова и др.

Используя методы физической и коллоидной химии, К- К-Гедройц (1872–1932) разработал учение о поглотительной способности почвы. Исследования позволили ускорять процессы почвообразования, изменять важнейшие агрономические свойства почвы.

Зарождение отечественной агрохимии в 60–70 гг. связано с Д. И. Менделеевым, который исследовал вопросы питания растений и повышения урожайности сельскохозяйственных культур. Особое внимание Менделеев уделял применению удобрений и использованию питательных веществ подпахотных слоев почвы.

Существенно развил основы русской агрономии А. Н. Энгельгардт (1832–1893). В 70–80-х гг. в своем имении он изучил эффективность минеральных и органических удобрений, в частности роль извести и люпина.

Д. Н. Прянишников (1865–1948) изучил процессы усвоения растениями аммиачного азота, что позволило организовать промышленное производство аммиачных удобрений и широко их применять в земледелии. Проведенные им исследования фосфоритов способствовали развитию производства фосфорных удобрений. Прянишников определил роль бобовых культур в азотном балансе, развил учение о плодосеменной системе земледелия и севообороте. Из принципа эволюции исходила и геохимия, возникшая в начале XX в. Первые труды в этой области принадлежали В. И. Вернадскому (1863–1945), исследовавшему в 1908 г. эволюцию минералов земной коры. Вернадский создал геохимическую классификацию химических элементов, разрабо-

тал учение о миграции атомов в земной коре, заложил основы генетического направления в минералогии. Вернадский был одним из основоположников биогеохимии, изучающей роль организмов в геохимических процессах земной коры. Систематические работы Вернадского по изучению явлений жизни в биосфере относятся к 1917 г.

Проблемами геохимии занимался американский ученый Ф. У. Кларк (1847–1931).

Норвежский ученый В. М. Гольдшмидт (1888–1947) выявил в 1911 г. закономерные связи распределения химических элементов на Земле с химическими и физическими свойствами их атомов.

К середине XIX в. по результатам градусных измерений был получен ряд различных значений размеров земного эллипсоида. Иными словами, Земля не могла быть представлена простой геометрической фигурой. В 1859 г. Ф. Ф. Шуберт в России впервые высказал мысль о том, что Земля более точно может быть представлена трехосным эллипсоидом, и определил его размеры. В 1873 г. немецкий физик И. Листинг ввел понятие о геоде, а также наметил пути и методы его изучения. В 1888 г. русский ученый Ф. А. Слудский создал теорию фигуры Земли и разработал некоторые методы ее изучения. Наука геодезия получила прочную теоретическую базу.

Во второй половине XIX в. в связи с развитием теоретических основ геологии начала складываться геоморфология – наука о рельефе земной поверхности.

В 90-х гг. американский ученый У. М. Дейвис (1850–1934) разработал теорию, согласно которой развитие рельефа суши укладывалось в замкнутые циклы (юность, зрелость, старость). Дейвис основал американскую геоморфологическую школу.

Европейскую школу геоморфологии учредили немецкие ученые Альбрехт (1858–1945) и Вальтер (1888–1923) Пенк. А. Пенк разработал классификацию климатов и концепцию древнего оледенения Альп, а его сын В. Пенк установил зависимость между характером рельефа и движением земной коры.

В России геоморфологией занимались П. П. Семенов-Тянь-Шанский (1827–1914), П. А. Кропоткин, В. В. Докучаев, И. Д. Черский, И. В. Мушкетов, С. Н. Никитин, А. П. Павлов, В. А. Обручев и др. Были изучены типы рельефа в зависимости от внутренних и внешних сил Земли и его эволюция, разработаны методы исследования эволюционных процессов.

В рассматриваемый период в различных странах продолжалось создание геологических служб.

Первые геологические службы возникли еще в первой половине XIX в. в Бельгии (1810), Англии (1835) и Канаде (1842).

В России Геологический комитет был создан в 1882 г. В 1880–1900 гг. в ряде стран Европы организовывались постоянные сейсмические станции и комитеты. В 1903 г. была образована Международная сейсмическая ассоциация в Страсбурге.

Начало XX в. ознаменовалось появлением гипотезы, которой в дальнейшем было суждено сыграть ключевую роль в науках о Земле. Ф. Тейлор (1910), а вслед за ним А. Вегенер (1912) высказали идею о горизонтальных перемещениях материков на большие расстояния (дрейфе материков), подтвердившуюся в 1960-х гг. после открытия в океанах глобальной системы срединно-океанических хребтов, опоясывающих весь земной шар и местами выходящих на сушу (см. Рифтов мировая система). Выяснилось также, что земная кора под океанами принципиально отличается от континентальной коры, а мощность осадков на дне увеличивается от гребней хребтов к их периферии. Были закартированы аномалии магнитного поля океанского ложа, которые имеют удивительную, симметричную относительно осей хребтов структуру. Все эти и другие результаты послужили основанием для возврата к идеям дрейфа континентов, но уже в новой форме – тектоники плит, которая остается ведущей теорией в науках о Земле.

Значительный объем новой информации, особенно о строении атмосферы, был получен в результате исследований глобальных геофизических процессов во время максимальной солнечной активности, проводившихся в рамках Международного геофизического года (1957–1958) учеными 67 стран.

Развитие методов радиометрического датирования горных пород во 2-ой половине 20 в. позволило уточнить возраст планеты. Началось интенсивное развитие спутниковой геофизики. На основе измерений с помощью спутников была изучена структура магнитосферы, а также выявлено наличие радиационных поясов вокруг Земли. Наряду со спутниковой геодезией широкое развитие получили методы изучения атмосферных процессов со спутников – спутниковая метеорология, что значительно повысило точность метеорологических прогнозов.

Предлагаемое учебное пособие рассматривает основные науки о Земле, изучение которых поможет будущим экологам представить целостность процессов, протекающих на Земле, в их взаимосвязи и выявить антропогенную составляющую, обусловленную человеческой деятельностью, которую В.И. Вернадский назвал «новой геологической силой».

Раздел I. Почвоведение

Введение

Почвоведение – наука о почвах, их образовании (генезисе), строении, составе и свойствах; о закономерностях их географического распространения; о процессах взаимосвязи с внешней средой, определяющих формирование и развитие главного свойства почв – плодородия; о путях рационального использования почв в народном хозяйстве; об изменениях почвенного покрова при антропогенном воздействии.

Как почвоведение наука сформировалось в нашей стране в конце XIX века благодаря трудам выдающихся русских ученых: В.В. Докучаева, П.А.Костычева, Н.М.Сибирцева. Первое научное определение почвы дал В.В.Докучаев: «Почвой следует называть «дневные» или наружные горизонты горных пород (все равно каких), естественно изменены совместным воздействием воды, воздуха и различного рода организмов, живых и мертвых». Он установил, что все почвы на земной поверхности образуются путем «чрезвычайно сложного взаимодействия местного климата, растительности и животных организмов, состава и строения материнских горных пород, рельефа местности и, наконец, возраста страны». Эти идеи В.В.Докучаева получили дальнейшее развитие в представлениях о почве как о биоминеральной (биокосной) динамической системе, находящейся в постоянном материальном и энергетическом взаимодействии с внешней средой и частично замкнутой через биологический круговорот.

Основным свойством почвы является плодородие - способность удовлетворять потребность растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха и тепла для нормальной деятельности и создания урожая.

Разнообразие климатических условий, растительности, горных пород, рельефа, различный возраст отдельных территорий обуславливают и разнообразие почв в природе. Географические закономерности их распространения определяются сочетанием факторов почвообразования. Для земного шара и отдельных его материков эти закономерности связаны с зональными изменениями климата и растительности и выражаются в развитии горизонтальной и вертикальной зональностей почв. Особенности почвенного покрова небольших территорий связаны прежде всего с влиянием рельефа, состава и свойств пород на климат почвы, растительность и почвообразование.

Благодаря своим особым качествам почва играет огромную роль в жизни органического мира. Являясь особым природным телом, про-

дуктом и элементом ландшафта - она выступает как важная среда в развитии природы.

Используя почву как средство производства, человек существенно изменяет почвообразование, влияя непосредственно на свойства почвы, ее режимы и плодородие, а также на природные факторы, определяющие почвообразование. Посадка и вырубка лесов, возделывание сельскохозяйственных культур изменяют облик естественной растительности; осушение и орошение меняют режим увлажнения; применение удобрений, пестицидов, гербицидов, вызывает кислотные дожди и т.д.

Важными разделами почвоведения являются:

- учение о формировании и развитии (генезисе) почв;
- учение о почвенном покрове как целостном пространственном образовании, взаимосвязанном с внешней средой (география почв);
- учение о плодородии почв.

Кроме того, выделяют фундаментальные разделы по свойствам почвенной массы - физика почв, химия почв, биология почв и т.д. и прикладные разделы по формам использования почв и почвенного покрова, особым разделом является классификация почв.

Для изучения сложного процесса формирования и развития почвы, ее состава и свойств почвоведение владеет системой методов исследования:

- сравнительно-географический метод, в основе которого лежит изучение почв в неразрывной связи с факторами почвообразования, выявление зависимостей между почвами, их свойствами и составом, с одной стороны, и совокупностью факторов почвообразования - с другой. Этот метод широко используют и в картографии почв;
- сравнительно-аналитический метод, позволяющий путем применения системы химических, физико-химических, физических и других методов анализа почвенного образца судить о составе и свойствах почвы;
- стационарный метод изучения процессов и режимов в полевой обстановке;
- метод моделирования почвенных процессов и режимов.

1.1. Общая схема почвообразовательного процесса.

Факторы почвообразования

1.1.1. Стадии и общая схема почвообразования

Основы общих теоретических представлений о почвообразовательном процессе сформировались в результате научного творчества

выдающихся отечественных и зарубежных почвоведов: В.В.Докучаева, П.А.Костычева, Н.М.Сибирцева, В.Р.Вильямса, П.С.Коссовича и др. В развитии современных представлений о теории почвообразовательного процесса важную роль сыграли работы: И.П.Герасимова, И.В.Тюрина, А.А.Роде, С.П.Яркова и др.

Почвообразовательный процесс относится к категории биофизико-химических процессов. По определению А.А.Роде, почвообразовательным процессом называется совокупность явлений превращения и передвижения веществ и энергии, протекающих в почвенной толще. Агентами почвообразования являются живые организмы и продукты их жизнедеятельности, вода, кислород воздуха и углекислота.

Наиболее важные слагаемые почвообразовательного процесса:

- превращение (трансформация) минералов горных пород, из которых образуется почва;
- накопление в ней органических остатков и их постепенная трансформация;
- взаимодействие минеральных и органических веществ с образованием сложной системы органо-минеральных соединений;
- накопление (аккумуляция) в верхней части почвы ряда биофильных элементов и прежде всего элементов питания;
- передвижение продуктов почвообразования с током влаги в профиле формирующейся почвы.

Общая схема почвообразовательного процесса представляет сложные процессы и последовательные стадии формирования почвы. Проявление слагаемых почвообразовательного процесса на различных этапах возникновения и развития почвы имеет свои особенности - это позволяет говорить о ряде стадий развития почвообразовательного процесса. Генезис любой почвы состоит, как минимум, из трех последовательных стадий:

I. Начало почвообразования, называемое иногда первичным почвообразовательным процессом. Основная причина перехода к данной стадии, по-видимому, в значительном возрастании биопродуктивности наземных экосистем и объема биологического круговорота вследствие значительного расширения масштабов деятельности высших растений. В результате биологического поглощения и трансформации веществ в организмах элемент возвращается в почву в составе качественно иных соединений. На данной стадии формируется так называемый резервный фонд, в котором содержание доступных для организмов элементов в несколько раз выше содержания их в биоте, соответственно называемый еще обменным фондом (табл.1.1).

II. Стадия развития почвы, на которой субстрат материнской породы последовательно приобретает характерные почвенные признаки. Отсутствие равновесия с факторами почвообразования на данной стадии - причина развития почвообразовательного процесса.

Таблица 1.1.

Результаты трансформации соединений некоторых элементов при почвообразовании

Элемент	Исходные соединения в горных породах, атмосфере (С и N), природных водах	Новые формы соединений, характерные для почв
Углерод (С)	Углекислый газ атмосферы	Углерод в составе гумусовых соединений почв, а также в составе органических остатков организмов.
Азот (N)	В большинстве горных пород практически отсутствует. Молекулярный азот атмосферы. Следы аммиака, нитратов и некоторых других соединений в природных водах	Азот в составе гумусовых соединений почв. Незначительные количества азотсодержащих органических соединений индивидуальной природы (аминокислоты и др.), соли аммония, нитраты. Растворимые формы в составе почвенной влаги.
Фосфор (P)	Труднорастворимые фосфаты типа фосфоритов и апатитов, труднорастворимые соединения с железом, алюминием и др.	В составе гумусовых соединений. Аморфные разноосновные фосфаты Ca, Al, Fe, Mg и др. элементов, различающиеся по растворимости. Фосфаты, сорбированные твердой фазой, фосфаты в почвенном растворе.
Калий (K)	Труднодоступный в составе кристаллических решеток слюд, гидрослюд, некоторых полевых шпатов и др.	Ионный калий в обменной форме в составе почвенного поглощающего комплекса, растворимые соли калия в почвенном растворе
Кальций (Ca)	Преимущественно труднорастворимые минеральные соединения – карбонаты, фосфаты, реже – фториды (флюориты) и некоторые другие соединения	Ионный кальций в обменной форме в составе ППК. Комплексные соединения кальция с органическими компонентами почвы, растворимые комплексные соединения в почвенном растворе

На данной стадии процессы объединяют в две большие группы (мезопроцессы и макропроцессы). К мезопроцессам относятся оподзоливание, аккумуляция, лессиваж, торфообразование, агрегатообразование и т.д. Макропроцессы включают формирование определенных

почвенных типов со свойственными им системами горизонтов: черноземы, подзолистые почвы, красноземы и т.д.

III. Стадия сформированной (зрелой) почвы, на которой преобладают циклические обратимые процессы. На данной стадии свойства почвы и уровни биопродуктивности соответствующих биогеоценозов относительно стабильны вследствие близости почвы к равновесию с факторами среды. Характерен биологический круговорот, каждый цикл которого приблизительно повторяет предыдущий, при этом в круговорот вовлекаются соединения и элементы, прошедшие ранее через циклы биологического круговорота.

В заключении данного вопроса рассмотрим гипотетическую кривую, характеризующую скорость изменения почвенных признаков и процессов во времени в зависимости от процессов изменения в твердой фазе почвы на различных стадиях ее формирования (рис.1.1).

1.1.2. Энергетика почвообразования

Основной источник энергии в почве – это солнечная радиация. Энергетический баланс по (Волобуеву В.Р.) складывается из следующих величин:

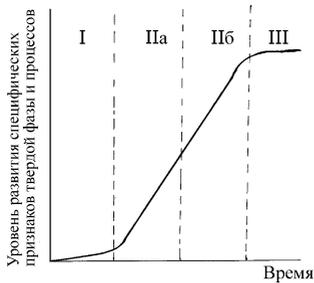


Рис.1.1. Гипотетическая кривая почвообразовательного процесса.

I - начальная стадия почвообразовательного процесса; IIa - стадия формирования почвы в фазе ускоренного развития; IIб - стадия формирования почвы в фазе замедленного развития; III - стадия равновесного функционирования.

рования.

- 1) энергетические затраты на физическое выветривание;
- 2) энергия разложения минералов в процессе химического выветривания ($2 \dots 62 \text{ Дж/см}^2$ в год);
- 3) энергия на ежегодную продукцию биомассы ($103 \text{--} 8200 \text{ Дж/см}^2$);
- 4) суммарное испарение (12300 Дж/см^2 – в тундре; 246000 Дж/см^2 – во влажных тропиках);
- 5) механическая миграция мелкозема и солей;

б) теплообмен с атмосферой.

1.2. Состав, свойства и режим почв

1.2.1. Минералогический и механический состав почвообразующих пород

Почва – многофазовая полидисперсная система, состоящая из четырех фаз: твердой (минеральные и органические частицы), жидкой (почвенный раствор), газообразной (почвенный воздух) и живой (почвенные организмы). Эти фазы находятся в тесном взаимодействии.

Твердая фаза почвы. В состав почвообразующих пород и почв входят первичные и вторичные минералы. Из первичных минералов сложены магматические породы, а в рыхлых породах и почвах они являются остаточным материалом выветривания исходных пород. Вторичные минералы возникли из первичных под воздействием климатических и биологических факторов.

Первичные минералы представлены преимущественно частицами размеры больше 0,001 мм, вторичные - меньше 0,001 мм. В большинстве почв первичные минералы преобладают по массе над вторичными, за исключением феррилитных почв, в которых первичных минералов меньше, чем вторичных.

Первичные минералы. Наиболее распространенными первичными минералами в породах и почвах являются кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены и слюды. Они составляют основную массу магматических пород. Средний минералогический состав магматических пород следующий (по Ф.У. Кларку):

Минералы	Содержание, масс.%%
Полевые шпаты	59,5
Кварц	12,0
Амфиболы (роговые обманки) и пироксены . . .	16,8
Слюды	3,8
Прочие	7,9

Первичные минералы обладают различной устойчивостью к выветриванию. Наиболее устойчивым является кварц, второе место по механической прочности занимают полевые шпаты. Амфиболы, пироксены и многие слюды легко поддаются выветриванию.

Устойчивость к выветриванию определяется природой минералов, их различием по химическому составу и кристаллической структуре. Рассматриваемые минералы, как большинство минеральных химических соединений, обладают структурами ионного типа, образо-

ванными противоположно заряженными ионами. Ионы в кристаллах минералов расположены в виде геометрически правильной пространственной решетки, называемой кристаллической. Благодаря такому строению кристаллы минералов имеют форму геометрически правильных многогранников. Для каждого минерала характерны своя кристаллическая решетка и определенная форма кристаллов в зависимости от координационного числа. Координационное число характеризуется числом ионов противоположного знака, окружающих данный ион, и определяет характер элементарной ячейки кристалла минерала.

Главным элементом структуры широко распространенных в почве кислородных соединений кремния является кремнекислородный тетраэдр $(\text{SiO})^4^-$, в вершинах которого располагаются четыре иона кислорода, а в центре - ион кремния. Кремнекислородный тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями, которые могут быть компенсированы присоединением катионов или соединением с другими кремнекислородными тетраэдрами.

Тетраэдры, соединяясь через кислородные ионы, образуют различные сочетания или типы структур: островные, цепные, листоватые (слоистые), каркасные. Каркасная структура распространена в полевых шпатах, кварце, цепная - в пироксенах, листоватая - в слюдах, глинистых минералах, ленточная - в амфиболах, островная - в оливине.

Значение первичных минералов разносторонне: от их количества (особенно крупнозернистых фракций) зависят агрофизические свойства почв, они являются резервным источником зольных элементов питания растений, а также образования вторичных минералов. Вторичные минералы. В почвах и породах состав наиболее распространенных вторичных минералов, как и первичных, невелик. Среди вторичных минералов различают минералы простых солей, минералы гидроксидов и оксидов, глинистые минералы.

Минералы простых солей образуются при выветривании первичных минералов, а также в результате почвообразовательного процесса. К таким солям относятся: кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , доломит $[\text{Ca}, \text{Mg}](\text{CO}_3)_2$, сода $\text{NaCO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мерабилит $\text{N}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, галит NaCl , фосфаты, нитраты и др. Эти минералы способны накапливаться в почвах в больших количествах в условиях сухого климата. Их качественный и количественный состав определяют степень и характер засоления почв.

Минералы гидроксидов и оксидов - это гидроксиды кремния, алюминия, железа, марганца, образующиеся в аморфной форме при выветривании первичных минералов в виде гидратированных высокомо-

лекулярных гелей и постепенно подвергающихся дегидратации и кристаллизации с образованием окисей и гидроокисей кристаллической структуры. Кристаллизации способствуют высокая температура, заморозание, высушивание, окислительные условия почвы. Степень окристаллизованности минералов обуславливает их растворимость: чем больше окристаллизованность, тем меньше их растворимость. На растворимость гидратов полутораоксидов большое влияние оказывает реакция среды. При $pH < 5$ в ионную форму переходит алюминий, а при $pH < 3$ – трехвалентное железо.

К высокодисперсным аморфным соединениям относятся также гумусовые вещества, вулканические туфы и др. От содержания и природы аморфных веществ зависят многие свойства почв. Гумусовым веществам и полутораоксидам принадлежит особая роль в структурообразовании. Аморфные полутараоокиси благодаря своей огромной поверхности поглощают много фосфора, делают его малодоступным растениям.

Глинистые минералы являются вторичными алюмосиликатами с общей химической формулой $nSiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot mH_2O$ и характерным молярным отношением $SiO_2 : Al_2O_3$, изменяющимся от 2 до 5. К наиболее распространенным глинистым минералам относятся минералы группы монтмориллонита, каолинита, гидрослюда, хлоритов, смешанослойных минералов.

Глинистые минералы образуются в результате синтеза из простых продуктов выветривания первичных минералов (гидрооксиды, соли) путем постепенного изменения первичных минералов в процессе выветривания и почвообразования. Кроме того, они могут образовываться биогенным путем из продуктов минерализации растительных остатков. Глинистым минералам присущи общие свойства: слоистое кристаллическое строение, высокая дисперсность, наличие химически связанной воды. Каждая группа минералов имеет специфические свойства и значение в плодородии.

1.2.2. Механический состав почв и почвообразующих пород. Механические элементы, их классификация и свойства

Твердая фаза почв и почвообразующих пород состоит из частиц различной величины, которые называются механическими элементами. По происхождению различают минеральные, органические и органоминеральные частицы. Они представляют собой обломки горных пород, отдельные минералы (первичные и вторичные), гумусовые ве-

щества, продукты взаимодействия органических и минеральных веществ.

Механические элементы находятся в почве или породе и в свободном, и в агрегатном состоянии, когда они соединены в структурные отдельности – агрегаты различной формы, размеров и прочности. Крупные агрегаты могут разрушаться на механические элементы и более мелкие агрегаты при механическом усилии или при размокании в воде. В микроагрегатах ($<0,25\text{мм}$) частицы удерживаются более прочно, и для их полного разделения применяют химическую обработку. Количественное определение механических элементов называют механическим анализом. Свойства механических элементов изменяются в зависимости от размера. Близкие по размеру и свойствам частицы группируются во фракции. Группировка частиц по размерам во фракции называется классификацией механических элементов (табл.1.2).

1.2.3. Классификация почв и пород по механическому составу

Фракции механических элементов слагают почвы или породы в различных количественных соотношениях. Относительное содержание в почве или породе механических элементов называется механическим или градулометрическим составом.

В настоящее время широко распространена классификация механического состава почв и пород Н.А.Качинского (табл. 1.3).

Обращаем внимание, что классификация составлена с учетом генетической природы почв, способности их глинистой фракции к агрегированию, что зависит от содержания гумуса, состава обменных катионов, минералогического состава. Чем выше эта способность, тем слабее проявляются глинистые свойства почва при равном содержании физической глины. Поэтому степные почвы, красноземы и желтоземы, как более структурные, переходят в категорию более тяжелых почв при большем содержании физической глины, чем солонцы и почвы подзолистого типа.

Таблица 1.2

Классификация фракций по Н.А. Качинскому

Фракции	Размер фракции мм	Свойства почв при наличии фракции
1	2	3
Камни	> 3	Каменистость
Гравий	3 – 1	Провальная влагопроницаемость, низкая влагоемкость

Продолжение табл. 1.2

1	2	3
Песок: крупный средний мелкий	1 - 0,5 0,5 - 0,25 0,25 - 0,05	Высокая водопроницаемость, не набухает, не пластична, обладает некоторой влагоемкостью
Пыль: крупная средняя мелкая	0,05 - 0,01 0,01 - 0,005 0,005 - 0,001	Пластичность, слабая водопроницаемость, способность к коагуляции и структуро образованию
Ил: грубый тонкий	0,001 - 0,0005 0,0005 - 0,0001	Высокая поглощительная способность, содержит много гумуса и элементов зольного и азотного питания
Коллоиды Физическая глина Физический песок	< 0,0001 < 0,01 > 0,01	Структурообразование Повышенное набухание Сыпучесть

Таблица 1.3

Классификация почв и пород по механическому составу

Краткое название по механическому составу	Содержание физической глины (< 0,01 мм), %			Содержание физического песка (> 0,01 мм), %		
	Почвы					
	подзолистого типа почвообразования	степного типа, красноземы и желтоземы	солонцы и сильно солонцеватые	подзолистого типа почвообразования	степного типа, красноземы и желтоземы	солонцы и сильно солонцеватые
Песчаная: рыхло-песчаная связно-песчаная Супесчаная	0-5 5-10 0-20	0-5 5-10 10-20	0-5 5-10 10-15	100-95 95-90 90-80	100-95 95-90 90-80	100-95 95-90 90-85
Суглинистая: легкосуглинистая среднесуглинистая тяжелосуглинистая	20-30 30-40 40-50	20-30 30-45 45-60	15-20 20-30 30-40	80-70 70-60 60-50	80-70 70-55 55-40	85-80 80-70 70-60
Глинистая: легкоглинистая среднеглинистая тяжелоглинистые	50-60 65-80 >80	60-75 75-85 >85	40-50 50-65 >65	50-35 35-20 <20	40-25 25-15 <15	60-50 50-35 <35

1.3. Органическая часть почвы

1.3.1. Источники органического вещества почв и его фракционно-групповой состав

Первичными источниками органического вещества почвы и биосферы являются так называемые первичные продуценты, или автотрофы – организмы, способные к самостоятельному синтезу органического вещества из минеральных соединений.

В почву поступают не только органические остатки отмерших растений (первичное органическое вещество), но и продукты их микробиологической трансформации, а также остатки животных (вторичное органическое вещество). Сложность и разнообразие органических веществ почвы уже заранее predetermined разнообразием поступающих в почву органических остатков и условиями их дальнейшей трансформации. В составе органического вещества почвы находятся все соединения растений, бактериальной и грибной плазмы, а также продуктов их последующего взаимодействия и трансформации. Схема, характеризующая систему органических веществ почвы, представлена на рис.1.2. Гумусовые вещества представляют собой смесь различных по составу и свойствам высокомолекулярных азотсодержащих органических соединений, объединенных общностью происхождения, некоторыми свойствами и чертами строения. Перечислим важнейшие из них: 1) специфическая окраска, варьирующая от темно-бурой, почти черной, до красновато-бурой и оранжевой для различных групп и фракций гумусовых веществ; 2) кислотный характер, обусловленный карбоксильными группами; 3) содержание углерода от 36 до 62%, азота – от 2,5 до 5% в различных группах и фракциях; 4) наличие во всех группах циклических фрагментов, содержащих 3–6% гетероциклического азота; 5) наличие негидролизуемого азота в количестве 25–35% от общего; 6) большое разнообразие веществ по молекулярным массам, лежащим в пределах от 700–800 до сотен тысяч.

Исследования строения гумусовых веществ показали, что в структуре молекул гумусовых кислот, в известной степени условно, можно выделить относительно лабильную часть, легко поддающуюся деструкции, - периферическую и относительно устойчивую часть – ядерную. Рассмотрим результаты определения главных структурных компонентов на примере трех препаратов гумусовых кислот (табл.1.4).

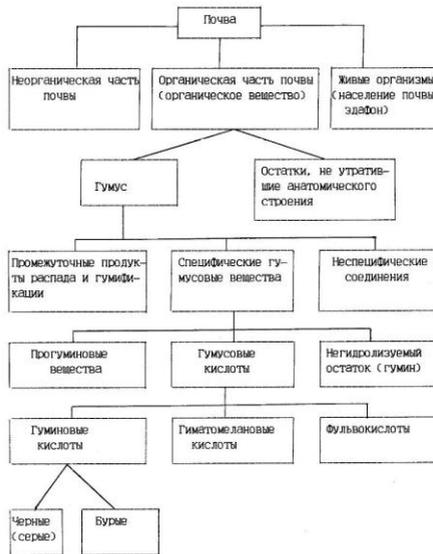


Рис. 1.2. Система органических веществ почвы (по Д.С. Орлову)

Таблица 1.4

Соотношение структурных единиц гумусовых кислот
(по обобщенным данным Д.С. Орлова), %

Фрагменты молекулы	Структурные единицы	ГК черноземов	ГК почв подзолистого типа	ФК почв подзолистого типа
Периферические	Аминокислоты	5,8	8,4	6,1
	Аминосакхара	1,9	1,9	3,3
	Вещества типа фульвокислот	6,0	7,0	-
	Всего углеводов	29,0	27,0	34,0
	В том числе:			
	Пентозаны	6,0	6,0	4,0
	Метилпентозаны	8,0	7,0	16,0
	Гексозы	15,0	14,0	14,0
Ядерные	Циклические соединения	0,5	0,4	0,2
	Бензолполикарбоновые	25,0	10,0	6,5
	Кислоты			
Неидентифицировано	Фенолокислоты	17,0	7,0	4,0
	Аминокислоты	1,9	2,8	2,0
		12	34	32

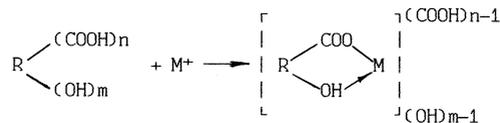
1.3.2. Взаимодействия гумусовых веществ с минеральными компонентами почвы

Наличие многочисленных функциональных групп обуславливает разнообразие взаимодействия гумусовых веществ практически со всеми компонентами почвы. В природном почвообразовании гумусовые вещества активно взаимодействуют с минеральными соединениями почвы и образуют органо-минеральные соединения:

1. Сорбция гумусовых веществ минеральными соединениями твердой фазы почвы с участием различных механизмов: ионного обмена, хемосорбции, комплексообразования ведет к образованию глиногумусовых комплексов (минералорганических соединений). Данный тип взаимодействия является фактором стабилизации многочисленных химических, физико-химических и физических свойств почвы.

2. Образование комплексно-гетерополярных солей наблюдается при взаимодействии гумусовых кислот с поливалентными металлами: Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} и др. Характерная особенность этих соединений – вхождение металла в анионную часть молекулы и неспособность его к реакции ионного обмена.

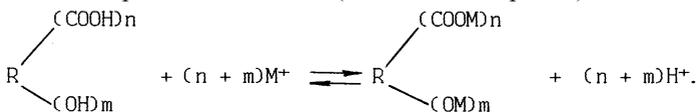
Согласно Л.Н. Александровой, образование комплекса гетерополярных солей может протекать по схеме



где M^+ - катионы $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ и т.д.

Значение этого типа взаимодействия для образования профиля почвы и формирования ее свойств состоит в том, что наличие солей данного типа существенно изменяет растворимость и межфазное распределение, миграцию и аккумуляцию, доступность растениям соединений поливалентных металлов.

3. Образование простых гетерополярных солей наблюдается при взаимодействии гумусовых кислот с ионами щелочных и некоторых щелочноземельных металлов (Ca^{2+} , Mg^{2+}), а также с ионами аммония. Взаимодействие протекает по схеме (Л.Н. Александровой)



Ионы металла при таком взаимодействии легко диссоциируют и обмениваются с другими катионами почвенного раствора. Образующиеся гуматы и фульваты щелочных металлов и аммония хорошо растворимы в воде. В природных условиях растворимые гуматы и фульваты могут образовываться, по-видимому, только в содово-засоленных почвах. Гуматы и фульваты Ca^{2+} и Mg^{2+} относительно плохо растворимы в воде и образуют гумусовые аккумуляции в почвах, насыщенных основаниями.

1.3.3. Процессы превращения органического вещества в почве и представление об образовании и функционировании системы гумусовых веществ

Почвы различных типов существенно отличаются по количеству и качеству органического вещества. Поступающие в почву органические остатки подвергаются различным биохимическим и физико-химическим превращениям, в результате чего большая часть органического вещества окисляется до конечных продуктов, CO_2 , H_2O и простых солей (минерализация), а меньшая, пройдя сложные превращения, называемые в совокупности гумификацией, включается в состав специфических гумусовых веществ почвы. Понятие гумификации в общем виде может быть определено как совокупность биохимических и физико-химических процессов, итогом которых является превращение органических веществ индивидуальной природы в специфические гумусовые вещества, характеризующиеся некоторыми общими свойствами. Важнейшая количественная характеристика гумификации - коэффициент гумификации $K_{\text{Г}}$, представляющий долю (или процентную часть) углерода органических остатков, включающегося в состав гумусовых веществ при полном их разложении. Коэффициент гумификации в основном зависит от гидротермического режима, ботанического и биохимического состава, дозы органических остатков, характера их локализации и т.д. и колеблется от единиц до десятков процентов. Биохимия трансформации различных компонентов растительных остатков при гумусообразовании изучена недостаточно, поэтому существующие схемы этого процесса носят гипотетический характер. Рассмотрим кратко наиболее распространенные современные концепции гумусообразования.

Конденсационную (полимеризационную) концепцию разработали А.Г. Трусов, М.М. Кононова, В. Фляйг. Основные положения этой концепции формулируются следующим образом: 1) процесс гумификации растительных остатков сопровождается минерализацией вхо-

дящих в них компонентов до CO_2 , H_2O , NH_3 и других продуктов; 2) все компоненты растительных тканей подвергаются дальнейшему распаду в результате деятельности микроорганизмов; 3) образовавшиеся продукты распада в результате деятельности микроорганизмов подвергаются конденсации путем окисления фенолов ферментами типа фенолоксидаз через семихиноны до хинонов и взаимодействия последних с аминокислотами и пептидами; 4) заключительное звено формирования гумусовых веществ – поликонденсация (полимеризация), являющаяся химическим процессом. При гумификации органических остатков отдельные звенья процесса тесно скоординированы и могут протекать одновременно. Согласно конденсационной концепции гумусообразования фульвокислоты являются предшественниками гуминовых кислот.

Согласно концепции биохимического окисления, предложенной в 1930-х годах И.В. Тюриным и получила развитие в работах Л.Н. Александровой, гумификация - сложный биофизический процесс превращения высокомолекулярных промежуточных продуктов разложения органических остатков (гуминовых кислот) в особый класс органических соединений – гумусовые кислоты. Последние вступают во взаимодействие с минеральной частью почвы, образуя несколько фракций органо-минеральных производных, различающихся по растворимости и деталям строения. Образующаяся нерастворимая часть фракции в виде соли с кальцием и полуторными окислами формируется как группа гуминовых кислот; более растворимая часть фракции образует фульвокислоты. Биологические концепции гумусообразования (В.Р. Вильямс, Ф.Ю. Гельцер, С.П. Лях и др.) предполагают, что гумусовые вещества – продукты синтеза различных микроорганизмов: аэробных и анаэробных бактерий, грибов и др. (рис.1.3).

Скорость обновления углерода гумусовых веществ характеризуется величиной, обозначенной символом τ - обобщающим кинетическим показателем. Чем меньше τ , тем слабее выражены процессы включения свежих углеродсодержащих фрагментов в состав гумуса, его минерализации и т.д. Эта величина оценивается по двум независимым методам: а) по величине входящего потока, определяемого изотопно-индикаторным методом с использованием меченых по углероду растительных остатков; б) по методу радиоуглеродного датирования. Остановимся на последнем подробнее.

Углекислый газ атмосферы имеет постоянную удельную активность A_0 за счет естественных процессов образования ^{14}C , идущих в верхних слоях атмосферы, равную 13,4 расп./мин ч углерода. Продук-

ты разложения свежих растительных остатков и навоза имеют ту же удельную активность, равную A_0 .



Рис.1.3. Содержание микроорганизмов в различных типах почв

Удельная активность углерода гумусовых веществ A будет ниже A_0 , поскольку среднее время пребывания углерода в фазе гумуса достаточно для заметного снижения уровня радиоактивности, который будет изменяться в соответствии с законом радиоактивного распада:

$$A = A_0 e^{-\frac{0,693x}{T}}$$

где T – период полураспада ^{14}C , равный 5600 годам.

Если удастся измерить A для какой-либо группы гумуса, то рассчитывают на основании простого соотношения:

$$\tau = \frac{(\ln A_0 - \ln A_1)T}{0,693}$$

При радиоуглеродном датировании обозначают $m\tau t$ как среднее время пребывания углерода в составе данной фракции гумуса в определенной части почвенного профиля.

Баланс углерода гумусовых веществ включает статьи прихода и расхода. Формулу баланса можно записать следующим образом:

$$B = (B_K + \mathcal{E}_{A^+} + \mathcal{E}_{B^+}) - (M_{\text{ин}} + \mathcal{E}_{A^-} + \mathcal{E}_{B^-} + M_B),$$

где B_K - новообразование и включение продуктов разложения органических остатков в гумусовые вещества почвы за счет растительных остатков и органических удобрений; \mathcal{E}_{A^+} - азральный привнос поч-

венного материала, обогащенного органическим веществом; \mathfrak{E}_{B+} - привнос почвенного материала, содержащего гумус, с поливными водами или в результате развития водной эрозии; Мин – минерализационные потери почвенного гумуса; \mathfrak{E}_{A-} - вынос органического вещества в результате развития ветровой эрозии; \mathfrak{E}_{B-} - вынос органического вещества в результате внутрипочвенной миграции.

3.4. Роль органического вещества в почвообразовании

Органическое вещество участвует в формировании характерных почвенных признаков, в процессах трансформации, массопереноса, питания растений. Все группы органического вещества выполняют различные роли (табл.1.5).

Таблица 1.5

Участие различных групп органического вещества в процессах образования и функционирования почвы

Группа органического вещества	А. Генезис почв					Б. Питание растений				В. Санитарно-защитные свойства			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Исходные органические остатки	+	++	-	+	-	++	++	++	?	++	-	-	
Детрит	+	++	-	+	+	++	++	++	?	++	-	-	
Гумин	+	++	++	-	+	-	-	-	?	-	+	-	
Гуминовые кислоты	+	++	++	-	+	+	+	+	?	?	++	-	
Фульвокислоты	+	+	-	++	++	+	+	+	?	?	++	+	

Примечания: 1. "++" – действие сильно выражено; "+" – действие выражено умеренно; "-" – действие не выражено; "?" – высказано предположение о возможном действии, но отсутствуют четкие подтверждения; 1–12 – различные функции органических веществ (см. примечание 2).

II. А – функции, связанные с генезисом почвы, формированием ее морфологических признаков, вещественного состава и свойств: 1 – формирование специфического органофилия. 2 – агрегатообразование с участием гумусовых и глиногумусовых соединений, взаимодействие гумуса с минералами и формирование микробиологически и термодинамически устойчивых структур. 3 – формирование сложения и влияние гумусовых веществ на водно-физические свойства почвы. 4 – формирование лабильных миграционноспособных соединений и вовлечение минеральных компонентов почвы в биогеохимический круговорот. 5 – формирование сорбционных, кислотно-основных и буферных свойств почвы.

Б – функции, связанные с прямым участием органических веществ в питании растений: 6 – источник элементов минерального питания высших растений (N, P, K, Ca, микроэлементов). 7 – источник органического питания для гетеротрофных организмов и влияние на продуктивность фотосинтеза. 8 – источник углекислого газа в приземном слое воздуха и влияние на продуктивность фотосинтеза. 9 – источник биологически активных веществ в почве, оказывающих влияние на рост и развитие растений, мобилизацию питательных веществ и т.д. (природные ростовые вещества, ферменты, витамины и др.).

В – санитарно-защитные функции органического вещества: 10 – ускорение микробиологической деградации пестицидов, каталитическое влияние на скорость разложения пестицидов. 11 – закрепление загрязняющих веществ в почвах (сорбция, комплексообразование и т.д.), снижение поступления токсикантов в растение. 12 – усиление миграционной способности токсикантов.

1.4. Химический состав почв и почвообразующих пород

Почва состоит из минеральных, органических и органо-минеральных веществ. По химическому составу она существенно отличается от исходных почвообразующих пород. Главные особенности химического состава почвы: присутствие органических веществ и в их составе специфической группы – гумусовых веществ, разнообразие форм соединений отдельных элементов, непостоянство (динамичность) состава во времени. Содержание отдельных химических элементов в литосфере и почве колеблется в широких пределах. В почве больше, чем в литосфере, кислорода и водорода (как элементов воды), кремния, в 20 раз больше углерода, в 10 раз больше азота, но меньше алюминия, железа, кальция, магния, натрия, калия, что является следствием процессов выветривания и почвообразования.

В составе почв обнаружены почти все известные химические элементы. Средние цифры, по предложению академика А.Е. Ферсмана стали называть кларками (в честь американского геохимика Ф.У. Кларка, впервые вычислившего в 1889 г. средний химический состав земной коры). Изучение почв с геохимической точки зрения было начато академиком В.И. Вернадским в 1911 г.

1.4.1. Содержание химических элементов в породах и почвах

Содержание отдельных химических элементов в литосфере и почве колеблется в широких пределах (табл. 1.6).

Химические элементы находятся в почвах в различных соединениях.

Кислород. Входит в большинство первичных и вторичных минералов почв, является одним из основных элементов органических веществ и воды.

Кремний. Наиболее распространенное соединение кремния в почвах - кварц (SiO_2). Кремний также входит в состав силикатов.

Алюминий находится в почвах в составе первичных и вторичных минералов в форме органо-минеральных комплексов и в поглощенном состоянии (в кислых почвах).

Химические элементы находятся в почвах в различных соединениях.

Кислород. Входит в большинство первичных и вторичных минералов почв, является одним из основных элементов органических веществ и воды.

Кремний. Наиболее распространенное соединение кремния в почвах - кварц (SiO_2). Кремний также входит в состав силикатов.

Таблица 1.6

Содержание (в весовых процентах) химических элементов в литосфере и почвах (А.П. Виноградов)

Элемент	Литосфера	Почва		Элемент	Литосфера	Почва
O	47,2	49,0		Mg	2,10	0,63
Si	27,6	33,0		C	0,10	2,00
Al	8,8	7,13		S	0,09	0,085
Fe	5,1	3,80		P	0,08	0,08
Ca	3,6	1,37		Cl	0,045	0,01
Na	2,64	0,63		Mn	0,09	0,085
K	2,60	1,36		N	0,01	0,10

Алюминий находится в почвах в составе первичных и вторичных минералов в форме органо-минеральных комплексов и в поглощенном состоянии (в кислых почвах).

Железо – элемент, необходимый для жизни растений. В почвах оно встречается в составе первичных и вторичных минералов-силикатов, в виде гидроокисей и окисей, простых солей, в поглощенном состоянии, а также в составе органо-минеральных комплексов.

Азот. Основная масса азота почв сосредоточена в органическом веществе и находится в прямой зависимости от содержания гумуса. В большинстве почв этот элемент составляет 1/40–1/20 часть гумуса.

Фосфор. В почвах фосфор содержится в органических и минеральных соединениях, входит в состав апатита, фосфорита и вивианита, а также находится в поглощенном состоянии в виде фосфат-иона.

Сера находится в почвах в виде сульфатов, сульфидов и в составе органического вещества.

Калий. Валовое содержание калия (K_2O) в почвах относительно высокое. Калий содержится в почве как в поглощенном состоянии (обменный и необменный), так и в форме простых солей.

Кальций и магний в почвах находятся в кристаллической решетке минералов, в обменно-поглощенном состоянии и в форме простых солей (хлоридов, нитратов, карбонатов, сульфатов и фосфатов). Кальций среди поглощенных ионов в большинстве почв занимает первое место, магний – второе.

Микроэлементы почв играют важную физиологическую и биохимическую роль в жизни растений. Недостаток микроэлементов (В, Мп, Zn, Со, Си и др.) в почвах приводит к снижению урожайности растений и их качества. На поведение микроэлементов и формы их соединений в почвах большое влияние оказывают окислительно-восстановительные условия, реакция среды, концентрация углекислого газа и содержание органического вещества. При кислой реакции увеличивается подвижность Сц, Zn, Мп, Со и уменьшается подвижность Мо. Бор, Фтор, Йод подвижны в кислой и щелочной средах. Увеличение концентрации углекислого газа в почвенном растворе приводит к увеличению подвижности Мп, Ni, Ва в результате перехода карбонатов этих элементов в бикарбонаты.

1.4.2. Радиоактивность почв

Радиоактивность почв обусловлена содержанием в них радиоактивных элементов. Различают естественную и искусственную радиоактивность.

Естественная радиоактивность вызывается естественными радиоактивными элементами, которые всегда в тех или иных количествах присутствуют в почвах и почвообразующих породах. Естественные радиоактивные элементы подразделяют на 3 группы.

Первую группу составляют элементы, все изотопы которых радиоактивны. К ним относятся 3 семейства последовательно превращающихся изотопов: ряды урана - радия - тория и актиния. Промежуточные продукты могут как твердые, так и газообразные изотопы (эманации).

Во вторую группу входят изотопы "обычных" элементов, обладающие радиоактивными свойствами: ^{40}K , ^{87}Rb , ^{48}Ca и др.

Третья группа включает радиоактивные изотопы, образующие в атмосфере под действием космических лучей: тритий (^3H), бериллий (^7Be , ^{10}Be) и углерод (^{14}C).

Все естественные радиоактивные элементы – в основном долгоживущие изотопы с периодом полураспада 10^8 – 10^{16} лет. Они испускают α -, β - частицы и γ - лучи. Естественная радиация в основном определяется содержанием урана, тория, радия и изотопа ^{40}K .

Естественные радиоактивные элементы распределяются по профилю почв обычно относительно равномерно, но в некоторых случаях они аккумулируются в иллювиальных и глеевых горизонтах.

Искусственная радиоактивность обусловлена поступлением в почву радиоактивных изотопов, образующихся в результате атомных термоядерных взрывов, в виде отходов атомной промышленности или в результате аварий на атомных предприятиях. При атомных взрывах образующиеся радиоактивные вещества могут переноситься воздушными потоками на большие расстояния и, постепенно выпадая, привести к радиоактивному загрязнению искусственными радиоизотопами почв и природных вод.

Включаясь в биологический круговорот, они через растительную и животную пищу попадают в организм человека и, накапливаясь в нем, вызывают радиоактивное облучение. Наибольшую опасность в этом отношении представляют изотопы стронция (^{90}Sr) и цезия (^{137}Cs).

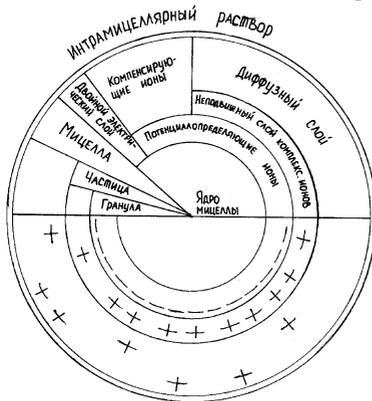
Значительную часть ^{90}Sr и ^{137}Cs закрепляется почвами по типу обменного поглощения, хотя ^{137}Cs способен и к необменному поглощению.

1.5. Почвенные коллоиды и поглощительная способность почвы

Важнейшая особенность почвы – ее гетерогенность и многофазность. Благодаря этим свойствам большинство процессов, протекающих в почвах, включая питание растений, миграцию и аккумуляцию вещества, формирование характерных признаков твердой фазы почв и др., связано с перераспределением вещества между фазами почвы. Поглощение газов, паров и растворенных веществ твердыми телами и жидкостями называется сорбцией.

1.5.1. Почвенные коллоиды как носители сорбционных свойств почвы

Почва – сложная полидисперсная система, состоящая из частиц различной величины. Почвенные коллоиды представлены частицами, диаметр которых лежит в пределах 0,0001– 0,0200 нм. Их количество в почве различно – от 1–2 до 30–40 % к массе почвы. Однако даже при незначительном содержании в почве частиц коллоидного размера именно они главные носители ее сорбционных свойств. Причины этого: 1) почвенные коллоиды даже при небольшом содержании представляют основную долю общей поверхности твердой фазы; 2) физическая и химическая природа поверхностей почвенных коллоидов благоприятствует протеканию на них разнообразных сорбционных процессов. Коллоиды в почве представлены минеральными, органическими и органо - минеральными соединениями. Строение почвенной мицеллы приведено на рис. 1.5.



К минеральным коллоидам относят глинистые минералы, коллоидные формы кремнезема и полутораоксиды.

Рис. 1. 5. Строение мицеллы

Поверхность глинистых минералов может нести отрицательный заряд вследствие нарушения связей на краях кристаллов, изоморфных замещений в сетках тетраэдров и октаэдров. Благодаря наличию отрицательного заряда, глины способны к обменному поглощению катио-

нов, количественной мерой которого является емкость катионного обмена (ЕКО), измеряемая в м-экв на 100 г вещества (почвы, минерала, илистой фракции и т. д.). Органические коллоиды почвы представлены преимущественно гумусовой и белковой природы. Кроме того, в почвах могут быть полисахариды и другие соединения, находящиеся в коллоидно-дисперсном состоянии. И те и другие – амфолитоиды, однако у гумусовых веществ, вследствие более выраженной кислотной природы, более сильно, чем у белков, проявляются свойства ацидоидов. Базоидные свойства органических коллоидов связаны с наличием в них активных аминогрупп. Для гумусовых коллоидов характерна высокая емкость катионного обмена, достигающая 400–500 м-экв на 100 г и более воздушно-сухого препарата.

Органические коллоиды находятся в почве преимущественно в осажденном состоянии вследствие связывания с поливалентными катионами (в виде гелей). Их пептизация, т.е. переход в состояние коллоидного раствора (золя), происходит под влиянием щелочей за счет образования гумусовых солей щелочных металлов. Органо-минеральные коллоиды представлены преимущественно соединениями гумусовых веществ с глинистыми минералами и осажденными формами полутораоксидов.

По степени сродства к воде различают гидрофильные (высокое сродство) и гидрофобные (низкое сродство) коллоиды.

1.5.2. Виды поглотительной способности почвы

Согласно К.К. Гедройцу, под поглотительной способностью следует понимать способность почвы задерживать «соединения или части их, находящиеся в растворенном состоянии, а также коллоидально распыленные частички минерального и органического вещества, живые микроорганизмы и грубые суспензии». Совокупность компонентов почвы, участвующих в процессах поглощения, К.К. Гедройц назвал почвенным поглощающим комплексом, или сокращенно ППК. Основную часть ППК составляют почвенные коллоиды. К.К. Гедройц выделил 5 видов поглотительной способности: механическую, физическую, физико-химическую или обменную, химическую и биологическую.

Механическая поглотительная способность, согласно представлениям К.К. Гедройца, – это свойство почвы, как всякого пористого тела, задерживать в своей толще твердые частицы крупнее, чем система пор.

Физическая поглотительная способность, по К.К. Гедройцу, представляет изменение концентрации молекул растворенного вещества на поверхности твердых частиц почвы. Одним из видов физического поглощения является молекулярная сорбция, которая может быть обусловлена ван-дер-ваальсовым или другими видами физического взаимодействия молекул с разнородной поверхностью твердой фазы почвы. К физическому поглощению К.К.Гедройц относил отрицательную сорбцию почвой хлоридов и нитратов.

Физико-химическая поглотительная способность, по К.К. Гедройцу, состоит в свойстве почвы обменивать некоторую часть катионов, содержащихся в твердой фазе, на эквивалентное количество катионов почвенного раствора. Катионный обмен в почве протекает по схеме



Таким образом, под физико-химическим поглощением в почвах К.К. Гедройц понимал ионообменную сорбцию или, конкретнее, обмен катионов в почвах, для которого характерны эквивалентность и полная обратимость. Однако, поскольку исчерпывающая классификация должна включать все виды поглощения в почвах, в этот вид поглотительной способности целесообразно включить необменное поглощение (сорбцию) катионов на минеральных сорбентах почвы вследствие изоморфных замещений, а также обменное поглощение анионов, которое может быть вызвано химическим поглощением, или хемосорбцией.

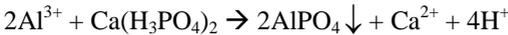
Обменное поглощение (сорбция) анионов выражено у кислых почв, богатых коллоидными формами полутораоксидов или другими, например органическими, амфолитоидами.

Химическая поглотительная способность в почвах, согласно взглядам К.К. Гедройца, состоит в образовании труднорастворимых осадков при взаимодействии отдельных компонентов почвенного раствора. В этом случае имеет место образование новой твердой фазы.

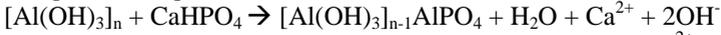
К химическому виду поглощения относят и комплексообразовательную сорбцию поливалентных катионов из почвенного раствора при их взаимодействии с сорбированным органическим веществом за счет образования координационных связей. К этому же виду поглощения относят и адгезионное взаимодействие минеральных и гумусовых компонентов. Под адгезией понимают склеивание поверхностей различного состава и строения под действием разнообразных сил.

Приведем примеры различного вида химической поглотительной способности в почвах:

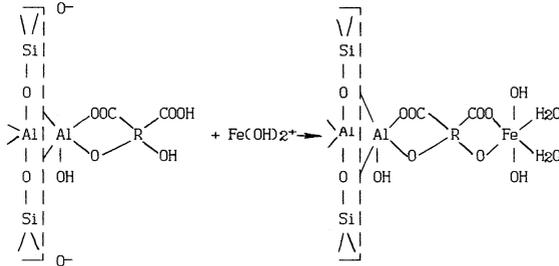
1. Образование новой твердой фазы, например реакция в почвенном растворе с фосфатом удобрения:



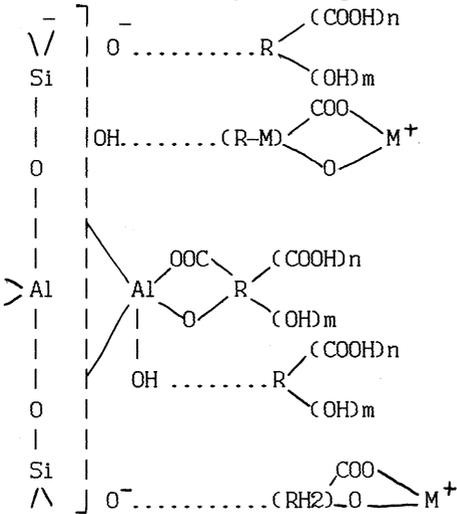
2. Осадочная сорбция фосфатов, например на поверхности труднорастворимых гидроксидов:



3. Комплексообразовательная сорбция, например $Fe(OH)^{2+}$ гумусом, сорбированном на алюмосиликате:



4. Образование глиногумусного комплекса путем сочетания адсорбционного (-) и адгезионного взаимодействия (по Л.Н.Александровой). Этот тип взаимодействия играет важную роль в образовании органо-минеральных коллоидов почв. Предполагается, что комплекс имеет следующее строение:



Большинство считают, что такой тип взаимодействия обуславливает прочное склеивание пленок гумусовых кислот и их солей с поверхностью минеральных коллоидов. Прочность склеивания зависит от минералогического состава (толщины пленки гумусовых веществ и гидротермического режима почвы).

Биологическая поглощательная способность выражается в поглощении почвенной биотой и корнями растений веществ из почвенного раствора. Процессы биологического по-

глощения, изменяя состав почвенного раствора, существенно влияют на многочисленные сорбционные равновесия, складывающиеся в почве, и состояние сорбционного комплекса почвы.

1.5.3. Основные закономерности сорбционных процессов в почвах

Рассмотрение возможных типов сорбционных взаимодействий в почвах показывает, что почва – очень сложный полифункциональный сорбент, на котором одно и то же вещество или ион может сорбироваться одновременно по нескольким типам взаимодействия.

Для количественной характеристики сорбции в почвах используют ряд показателей. Сорбционная емкость почв – максимальное количество вещества, способное сорбироваться почвой. Ввиду полифункциональности почвы как сорбента, ее сорбционная емкость будет неодинакова к различным веществам, включая катионы. Понятие сорбционной емкости следует применять к конкретным веществам или ионам.

Емкость катионного обмена (ЕКО) – максимальное количество катионов, удерживаемое почвой в обменном состоянии. Это относительно стабильная величина для каждой почвы, однако и она зависит от pH вследствие амфолитоидности некоторой части почвенных поверхностей, а также от природы ионов, участвующих в обменном поглощении. В связи с этим необходима стандартизация метода определения ЕКО. Распространенный стандартный метод – определение ЕКО по количеству поглощенного иона Ва из буферного раствора при pH 6,5.

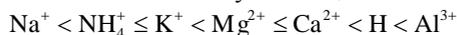
Емкость катионного обмена зависит от типа почвы, содержания основных катиопоглощающих компонентов (глинистые минералы, органическое вещество), гранулометрического состава и варьирует в очень широких пределах. Поэтому можно указать лишь преобладающие ее значения для различных почв (табл. 1.7).

Таблица 1.7

Значения ЕКО для различных типов почв

Почва	ЕКО, м-экв на 100 г
Дерново-подзолистая песчаная	3-6
Дерново-подзолистая среднесуглинистая	10-20
Дерново-подзолистая глинистая	15-25
Серая лесная среднесуглинистая	15-30
Чернозем типичный тяжелосуглинистый	30-70
Чернозем южный суглинистый	20-50
Светло-каштановая суглинистая	20-40
Серозем типичный суглинистый	8-20
Краснозем суглинистый	13-25

Селективность ионного обмена. При прочих равных условиях (концентрации в эквивалентных единицах, pH и т.д.) одна и та же почва поглощает из растворов, содержащих смесь различных ионов, неодинаковые количества как катионов, так и анионов. В большинстве типов почв приводят следующие ряды катионов и анионов по возрастанию способности к обменному поглощению:



Однако эти ряды не универсальны и могут изменяться в различных почвах и в зависимости от условий – pH, температуры, концентрации и т.д.

1.5.4. Кинетика сорбционных процессов в почвах

Для большинства сорбирующихся веществ быстрые скорости сорбции характерны лишь на первых этапах взаимодействия. Затем они замедляются, но истинное равновесие (t_∞) не устанавливается. Можно говорить лишь о кажущемся равновесии (t_∞), при котором сорбционные процессы продолжают, но с малыми скоростями. Характерная кривая кинетики сорбции вещества почвой показана на (рис.6).

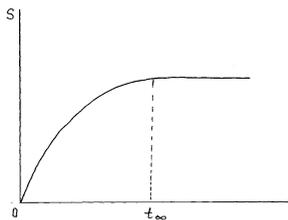


Рис.1.6. Кривая кинетики сорбции вещества почвой

Статика сорбции вещества в почвах дает представление о его распределении между фазами почвы в зависимости от содержания вещества в системе. Важнейшая статическая сорбционная характеристика – изотерма сорбции, выражающая зависимость содержания сорбированного вещества в твердой фазе от концентрации вещества в равновесном растворе при постоянной температуре. Для разных веществ в почвах виды изотерм сорбции различны (рис.1.7).

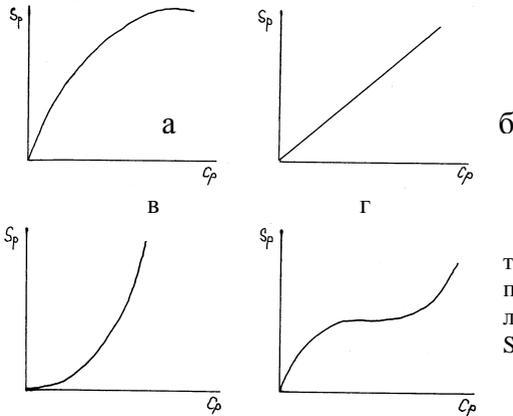


Рис. 1.7. Виды изотерм сорбции веществ почвами: а- выпуклая; б- линейная; в- вогнутая; г- S-образная.

Различные почвы существенно отличаются друг от друга по составу катионов, находящихся в обменном состоянии. В составе ППК находятся практически все катионы, необходимые для питания растений: К, NH, Са, Mg, Na, Н, Al, микроэлементы, но их доля в сумме обменных катионов невелика, порядка нескольких процентов.

Общее содержание всех обменных катионов, кроме Н и Al, называют суммой обменных оснований. В зависимости от наличия в составе ППК ионов водорода и алюминия различают почвы насыщенные (Н и Al отсутствуют) и ненасыщенные основаниями.

Наилучшие условия для питания растений создаются при преобладании в составе ППК Са и катионов, необходимых для питания растений. Неблагоприятные условия возникают при наличии в ППК значительных количеств обменных Н и Al (кислые или ненасыщенные основаниями почвы), а также Na, часто в сочетании с повышенным содержанием Mg и присутствием в почве свободных карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов (солонцы, щелочные почвы).

1.5.5. Состав обменных катионов, кислотность, щелочность и буферность почв

Ионы Н и Al, частично переходя в почвенный раствор, могут создавать значительную кислотность. Ионы алюминия подкисляют почвенный раствор вследствие гидролиза солей алюминия:



Подкисление может быть настолько существенным, что рН почвенного раствора снижается до 3,5 (это характерно для некоторых торфяно-болотных и болотно-подзолистых почв). Поскольку значения

pH, не оказывающие отрицательного влияния на большинство культурных растений, лежат в интервале от 5–6 до 8, растения будут угнетаться. Кроме того, в повышенных концентрациях, порядка 3–7 мг на 100 г почвы, ион Al токсичен для многих растений.

Ионы Na в поглощенном состоянии оказывают резко негативное влияние на физические и водно-физические свойства почв вследствие пептизации почвенных коллоидов. В равновесии с обменно-поглощенным Na находится Na почвенного раствора, подщелачивающий его иногда до значений pH более 9. Повышенная щелочность, как и повышенная кислотность, оказывают неблагоприятное влияние на состояние растений. Таким образом, для агрономической характеристики почв и повышения их плодородия необходимо знать состав обменных катионов, оценивать значения почвенной кислотности и щелочности, находить эффективные приемы их устранения.

Кислотность почв - это способность почвы подкислять почвенный раствор или растворы солей вследствие наличия в составе почвы кислот, а также обменных ионов водорода и катионов, образующих при их вытеснении гидролитически кислые соли (преимущественно Al^{3+}). Различают актуальную кислотность, определяемую значением pH почвенного раствора или водной вытяжки, и потенциальную кислотность, носителем которой являются ионы H^+ и Al^{3+} , находящиеся в твердой фазе почвы в обменно-поглощенном состоянии, но подкисляющие почвенный раствор в результате обменных реакций при увеличении в нем концентрации электролитов (например, при внесении в почву удобрений).

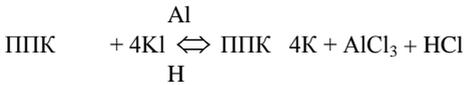
По способу определения потенциальной кислотности различают обменную и гидролитическую кислотности.

Обменную кислотность определяют количеством титруемых ионов H^+ и Al^{3+} в вытяжке, приготовленной с помощью раствора нейтральной соли – 1 н. KCl. Обменная кислотность характеризуется также величиной pH солевой вытяжки (1 н. KCl). Для кислых почв интервал значений pH солевой вытяжки лежит в очень широких пределах – от 2 (иногда менее) до 6.

Гидролитическая кислотность (Hr) определяют титрованием кислоты, но в солевой вытяжке, приготовленной на основании ацетата натрия. Гидролитическая кислотность выше обменной в связи с тем, что равновесие ионного обмена в данном случае сдвинуто в сторону более полного перехода обменно-поглощенных ионов H^+ в жидкую фазу, вследствие применения гидрологически щелочной соли (большая степень гидролиза солей алюминия в щелочной среде с образова-

нием осажденного $\text{Al}(\text{OH})_3$ и иона H^+) и образования слабо уксусной кислоты.

Обменная кислотность



Гидрологическая кислотность

Al



H

Таким образом, обменная кислотность – это часть гидролитической кислотности почв. Её используют при определении дозы извести для устранения избыточной кислотности почв, а также при вычислении показателя, получившего название степень насыщенности почвы основаниями и вычисляемого в %:

$$V = \frac{S}{S + \text{Hr}} 100 = \frac{S}{\text{ЕКО}} 100,$$

где S – сумма поглощенных оснований; ЕКО – емкость катионного обмена. Из формулы видно, что емкость катионного обмена складывается из суммы поглощенных оснований и гидролитической кислотности.

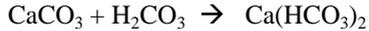
Между рН солевой вытяжки (потенциальная кислотность) и гидролитической кислотностью для почв одного типа и одинакового механического состава существует корреляционная зависимость, что позволяет в ряде случаев определять дозу извести не по гидролитической кислотности, а по значению рН солевой вытяжки.

Щелочность почв. Различают актуальную и потенциальную щелочность. Актуальная щелочность определяется содержанием в почвенном растворе или водной вытяжке гидролитически щелочных солей, преимущественно карбонатов и гидрокарбонатов щелочных и щелочноземельных металлов (Na_2CO_3 , NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$). Актуальная щелочность может определяться значением рН водной вытяжки, а также титрованием водной вытяжки кислотой, и оценивая в м-экв на 100 г почвы.

Потенциальная щелочность почв определяется содержанием обменного Na^+ , поскольку последний в определенных случаях может переходить в почвенный раствор, подщелачивая его. Например, при образовании в карбонатных и засоленных почвах значительных количеств угольной кислоты вследствие дыхания растений или разложения

органических остатков могут последовательно проходить следующие процессы:

1. Превращение нерастворимого карбоната кальция в растворимый бикарбонат



2. Ионный обмен с подщелачиванием равновесного раствора:

Na



Щелочность почв принято оценивать только по значению актуальной щелочности. В то же время следует иметь в виду, что актуальная и потенциальная щелочность теснейшим образом связаны друг с другом через процессы ионного обмена. Не могут существовать почвы, обладающие высокой актуальной щелочностью, обусловленной наличием свободных солей щелочных металлов, и не содержащие соответствующие катионы в составе ППК. Как увидим ниже, средства химической мелиорации засоленных почв всегда одновременно действуют на щелочность почв и состав ППК.

Буферность почв. С процессами ионного обмена связано такое важное свойство почв, как их буферность. Если в почвенный раствор ввести какую-либо соль (химический мелиорант, удобрение), то благодаря процессам ионного обмена изменение концентрации почвенного раствора по вводимым ионам не будет соответствовать введенному количеству вещества. Таким путем ППК выполняет важную функцию регулятора концентрации почвенного раствора. Способность почвы противостоять изменению концентрации почвенного раствора называется буферной способностью почвы. Можно говорить и о более широком понятии буферности почвы как ее полифункционального свойства устойчивости к изменению не только концентрации почвенного раствора, а следовательно, и щелочно-кислотного состояния, но и ее окислительно-восстановительного состояния и др. Часто под буферностью почвы понимают лишь способность почвы противостоять изменению ее реакции при воздействии щелочных и кислых веществ.

1.6. Физические и физико-механические свойства почвы

К физическим свойствам почвы относятся структурные, водные, воздушные, тепловые, общие физические и физико-механические свойства. Их величины и динамика определяются составом, соотношением, взаимодействием и динамикой твердой, жидкой, газообразной и живой фаз почвы. Физические свойства оказывают большое

влияние на развитие почвообразовательного процесса, плодородие почвы и развитие растений.

К общим физическим свойствам относятся плотность почвы, плотность твердой фазы и пористость.

Плотность твердой фазы почвы – отношение массы ее твердой фазы к массе воды в том же объеме при 4⁰С. Ее величина определяется соотношением компонентов органических и минеральных частей почвы.

Плотность почвы – масса единицы объема абсолютно сухой почвы, взятой в естественном сложении. Плотность почвы зависит от минералогического и механического состава, структуры почвы и содержания органического вещества, также большое влияние на плотность оказывает обработка почвы и воздействие движущейся по поверхности почвы техники. Плотность почвы сильно влияет на поглощение влаги, газообмен в почве, развитие корневых систем растений, интенсивность микробиологических процессов.

Пористость (или скважность) почвы – суммарный объем всех пор между частицами твердой фазы почвы. Выражают в процентах от общего объема почвы и вычисляют по показателям плотности почвы (d_v) и плотности твердой фазы (d):

$$P_{\text{общ}} = \left(1 - \frac{d_v}{d}\right) \cdot 100$$

Пористость зависит от механического состава, структурности, деятельности почвенной фауны, содержания органического вещества. Различают общую пористость, капиллярную и некапиллярную. Поры могут быть заполнены водой и воздухом.

К физико-механическим свойствам почвы относятся пластичность, липкость, набухание, усадка, связность, твердость и сопротивление при обработке.

Пластичность – способность почвы изменять свою форму под влиянием какой-либо внешней силы без нарушения сплошности и сохранять приданную форму после устранения этой силы. Пластичность обусловлена илистой фракцией и зависит от влажности почвы.

Липкость (или прилипание) – свойство влажной почвы прилипать к другим телам. Липкость отрицательно влияет на технологические свойства почвы. Липкость определяется силой, требуемой для отрыва металлической пластины от почвы и выражается в г/см². Липкость имеет аналогичную с пластичностью зависимость от состава объемных катионов и гумусности почвы.

Набухание – увеличение объема почвы при увлажнении . Оно обусловлено сорбцией влаги почвенными частицами и гидратацией обменных катионов, зависит от содержания и состава почвенных коллоидов и обменных катионов. Набухание – отрицательное свойство почв, так как при значительной ее выраженности может происходить разрушение почвенных агрегатов. Выражается в объемных процентах от исходного объема почвы.

Усадка – сокращение объема почвы при высыхании. Это явление обратное набуханию , и зависит от тех же факторов. Усадку выражают в процентах от объема исходной почвы.

Связность почвы – способность сопротивляться внешнему усилию, стремящемуся разъединить частицы почвы. Выражают в $\text{кг}/\text{см}^2$. Вызывается силами сцепления между частицами почвы. Зависит от механического и минералогического состава почвы, ее структурного состояния, влажности, гумусированности и особенностей ее сельскохозяйственного использования. Связанные почвы лучше противостоят эрозии, однако при увеличении связанности удельное сопротивление почвы повышается, что приводит к увеличению затрат на ее обработку.

Удельное сопротивление – усилие, затрачиваемое на подрезание пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность. Характеризуется сопротивлением почвы в кг, приходящихся на 1 см^2 поперечного сечения пласта почвы , поднимаемого плугом.

К числу наиболее важных факторов, влияющих на физические и физико-механические свойства почв, относятся механический и минералогический состав, структура, влажность, состав обменных катионов, гумусированность почвы, используемые на полях техника и технология возделываемых культур.

1.7. Почвенная вода, водные свойства и водный режим почв

Почва как многофазная, полидисперсная система способна поглощать и удерживать воду. В ней всегда находится определенное количество влаги. Содержание влаги в процентах к массе сухой почвы (высушенной при 105°C) характеризует влажность почвы , которую можно выражать также в процентах от объема почвы, в $\text{м}^3/\text{га}$, в мм.

Вода в почве может находиться во всех трех состояниях: твердом (лед), жидком и парообразном. Парообразная вода содержится в почвенном воздухе, в порах, свободных от воды. Пары воды поступают в почву из атмосферы и постоянно образуются при испарении жидкой

воды и льда. Твердая вода (лед) - потенциальный источник жидкой и парообразной воды. Эту воду непосредственно не используют растения, хотя она и может служить резервом доступной влаги. Лед переходит в жидкое и парообразное состояние при температуре выше 0°C .

1.7.1. Категории почвенной влаги и ее свойства

Выделяют следующие основные категории и формы почвенной воды, различающиеся между собой прочностью связи с твердой фазой почвы и степенью подвижности.

Связанная вода образуется путем сорбции парообразной и жидкой воды на поверхности твердых частиц почвы. Различают прочно-связанную и рыхлосвязанную воду.

Прочносвязанная (гигроскопическая) вода образуется в результате адсорбции паров воды на поверхности твердых частиц почвы и непосредственно примыкает к ним в виде пленки из двух-трех ориентированных слоев молекул воды. Гигроскопическая вода удерживается очень прочно, совершенно недоступна растениям, отличается по свойствам от свободной воды. Обладает повышенной плотностью, низкой электропроводностью, не растворяет вещества, растворимые в свободной воде, замерзает при низкой температуре (от -4 до -78°C).

Рыхлосвязанная (пленочная) вода. Сорбционные силы поверхности почвенных растворов не насыщаются полностью за счет парообразной воды. При соприкосновении твердых частиц почвы с жидкой водой образуется дополнительная пленка из слабоориентированных молекул воды. Толщина этой пленки может достигать нескольких десятков молекул. Дополнительно сорбированная вода называется рыхлосвязанной, удерживается менее прочно, может передвигаться от почвенной частицы с большей пленкой к тем частицам, где пленка тоньше. Для растений доступна лишь частично. От свойств свободной воды отличается менее резко, чем прочносвязанная.

Свободная вода не связана силами притяжения с почвенными частицами и доступна растениям. Различают две формы свободной воды в почве - капиллярную и гравитационную. Капиллярная вода заполняет капиллярные поры, передвигается в них под влиянием капиллярных сил. В зависимости от характера увлажнения различают капиллярно-подвешенную и капиллярно-подпертую воду. При увлажнении почвы сверху (атмосферные осадки, оросительные воды) формируется капиллярно-подвешенная вода, среди которой выделяются несколько видов влаги: пленочно-подвешенная - часть капиллярной воды, разобшенная «пробками» пленочной воды, характерна для почв

суглинистого и глинистого механического состава; внутри агрегатная подвешенная - вода, заполняющая капилляры комочков структурной почвы; стыковая подвешенная влага представлена отдельными разобщенными водными скоплениями на стыке между твердыми частицами почвы. Характерна для песчаных почв. При увлажнении почвы снизу (от грунтовых вод) в почве образуется капиллярно-подпертая вода. Зона капиллярного насыщения над грунтовой водой называется капиллярной каймой.

Гравитационная вода размещается в крупных некапиллярных порах, легко передвигается по профилю почвы под действием гравитационных сил. Различают гравитационную воду просачивающуюся и влагу водоносных горизонтов. Последняя образует почвенно-грунтовые воды над водоупорным слоем.

1.7.2. Водные свойства почв

Водоудерживающая способность - свойство почвы удерживать воду, обусловленное действием сорбционных и капиллярных сил. Наибольшее количество воды, которое способна удерживать почва теми или иными силами, называется влагоемкостью.

Способность почвы сорбировать парообразную воду называется гигроскопичностью. Содержание гигроскопической воды (Γ) в почве зависит от относительной влажности воздуха и свойств самой почвы. Когда относительная влажность воздуха приближается к 100%, почва насыщается водой до максимальной гигроскопичности (МГ) (рис. 1.8).

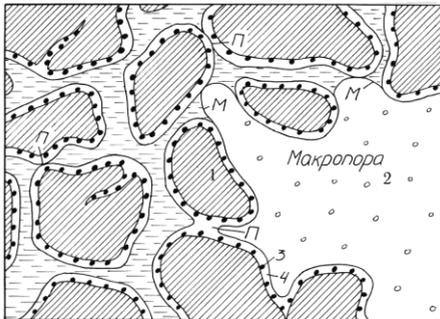


Рис. 1.8. Сорбция воды почвой (по Н.Качинскому): 1 –почвенная частица; 2 – гравитационная вода; 3– слой прочносвязанной, строго ориентированной воды; 4 – рыхлосвязанная вода; 5 – капиллярная вода; М – «пробки» пленочной воды ; П – пленочно-подвешенная вода.

Наибольшее количество прочносвязанной, строго ориентированной воды, удерживаемой адсорбционными силами, характеризует максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ).

Ее можно определить теплоте смачивания и другими методами. МАВ составляет около 60–70% МГ. Ее используют для вычисления влажности завядания.

Наибольшее возможное содержание рыхлосвязанной воды, удерживаемой сорбционными силами или силами молекулярного притяжения, характеризует максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ).

Полная влагоемкость (ПВ) – наибольшее количество воды, которое может вместить почва при полном заполнении пор водой. Если гравитационная вода не подпирается грунтовыми водами, то она стекает в более глубокие горизонты. Наибольшее количество воды, которое остается в почве после обильного увлажнения и стекания всей гравитационной воды при отсутствии слоистости почвы и подпирющего действия грунтовых вод, называется наименьшей или предельно-полевой влагоемкостью (НВ вили ППВ).

Максимальное количество капиллярно-подпертой влаги, которое может содержаться в почве над уровнем грунтовых вод, называется капиллярной влагоемкостью (КВ).

Водопроницаемость – способность почвы впитывать и пропускать воду. Первую стадию водопроницаемости характеризует впитывание, когда свободные поры почвы последовательно заполняются водой. Передвижение воды в почве под влиянием силы тяжести и градиента напора при полном насыщении почвы водой называют фильтрацией. Водопроницаемость измеряется объемом воды, протекающей через единицу площади поверхности почвы в единицу времени, выражается в мм водяного столба в единицу времени.

Водоподъемная способность - свойство почвы вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней влаги за счет капиллярных сил.

1.7.3. Водный режим почв

Водным режимом называют всю совокупность явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, удержания в почвенных горизонтах и расхода из почвы. Количественно его выражают через водный баланс. Водный баланс характеризует приход влаги в почву и расход из нее. Общее уравнение водного баланса выражают формулой:

$$V_o + V_{oc} + V_r + V_k + V_{np} + V_b = E_{исп} + E_t + V_n + V_{п} + V_c + V_1$$

где V_0 – запас влаги в почве в начале периода наблюдения; $V_{ос}$ – сумма осадков за весь период наблюдения; V_r – количество влаги, поступающей из грунтовых вод; V_k – количество влаги, конденсирующейся из паров воды; $V_{пр}$ – количество влаги, поступающей в результате поверхностного притока воды; V_6 – количество влаги, поступающей от бокового притока почвенных и грунтовых вод; $E_{исп}$ – количество влаги, испарившейся с поверхности почвы за весь период наблюдения, физическое испарение; E_T – количество влаги, расходуемой на транспирацию (деструкция); $V_{и}$ – влага, инфильтрующаяся в почвенно-грунтовую толщу; $V_{п}$ – количество воды, теряющейся в результате поверхностного стока; V_c – влага, теряющаяся при боковом внутрипочвенном стоке; V_1 – запас влаги в почве в конце периода наблюдения. Левая часть уравнения включает приходные статьи баланса, правая – расходные.

Типы водного режима почв. Водный баланс складывается неодинаково для различных почвенно-климатических зон и отдельных участков местности. В зависимости от соотношения основных статей годового водного баланса может быть несколько типов водного режима почв.

Практически характер водного режима определяют по соотношению между количеством осадков по средним многолетним данным и испаряемостью за год. Испаряемость – это наибольшее количество влаги, которое может испариться с открытой водной поверхности или с поверхности постоянно переувлажненной почвы в данных климатических условиях за определенный промежуток времени, выражается в мм. Отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости называют коэффициентом увлажнения (КУ). В различных природных зонах КУ колеблется от 3 до 0,1.

Применительно к различным природным условиям Г.Н. Высоцкий установил 3 типа водного режима – промывной, периодически промывной и вытопной. А.А. Роде, развивая учение Г.Н. Высоцкого, выделив 6 типов водного режима, разделив их на ряд подтипов.

1. Мерзлотный тип. Имеет место в районах распространения многолетней мерзлоты. Мерзлый слой почвогрунта, являясь водоупором, обуславливает наличие надмерзлотной верховодки. Поэтому верхняя часть оттаявшей почвы в течение вегетационного периода насыщена водой.

2. Промывной тип ($KУ > 1$). Характерен для местностей, где сумма годовых осадков больше величины испаряемости (рис. 1.9а).

3. Периодически промывной тип ($KУ=1$, при колебаниях 1,2–0,8) характеризуется средней многолетней сбалансированностью осадков и испаряемости. Для водного режима характерно чередование ограниченного промачивания почвенно-грунтовой толщи (непромывные условия) в сухие годы и сквозное промачивание (промывной тип водного режима) во влажные.

4. Непромывной тип ($KУ < 1$) свойственен местностям, где влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод (рис. 1.9б). Расход влаги при непромывном водном режиме идет преимущественно на транспирацию, поэтому в верхних горизонтах почв нисходящие токи влаги преобладают над восходящими.

5. Выпотной тип ($KУ < 1$) проявляется в степной, особенно в полупустынной и пустынной зонах при близком залегании грунтовых вод (рис. 1.9в).

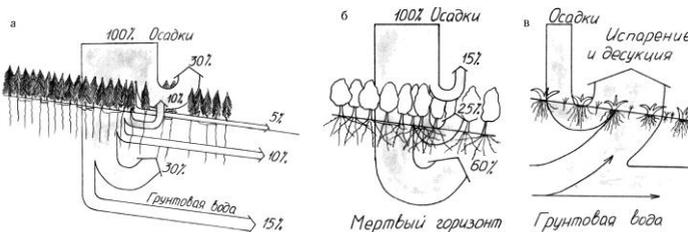


Рис. 1.9. Схема влагооборота водного баланса при различных типах водного режима: а – водный режим промывного типа; б – водный режим непромывного типа; в – водный режим непромывного типа.

1.8. Почвенный воздух и воздушный режим почв

Почвенным воздухом называется смесь газов и летучих органических соединений, заполняющих поры почвы, свободные от воды. Почвенный воздух обеспечивает живые организмы кислородом только при условии постоянного обмена с атмосферным воздухом. Процесс обмена почвенного воздуха с атмосферным называют газообменом или аэрацией. Почвенный воздух находится в почве в трех состояниях: свободном, адсорбированном и растворенном.

Свободный почвенный воздух размещается в некапиллярных и капиллярных порах почвы, обладает подвижностью, способен свободно перемещаться в почве и обмениваться с атмосферным. Наибольшее значение в аэрации почв имеет воздух некапиллярных

пор, практически всегда свободных от воды. Адсорбированный почвенный воздух - газы, сорбированные поверхностью твердой фазы почвы. Адсорбция газов сильнее проявляется в почвах тяжелого механического состава, богатых органическим веществом. Газы адсорбируются в зависимости от строения их молекул, дипольного момента в такой последовательности: $N_2 < O_2 < CO_2 < NH_3$.

Растворенный почвенный воздух - газы, растворенные в почвенной воде. Растворимость газов в почвенной воде возрастает с повышением их концентрации в свободном почвенном воздухе, а также с понижением температуры почвы. Хорошо растворяются в воде аммиак, сероводород, углекислый газ. Растворимость кислорода сравнительно небольшая.

1.8.1. Газообмен почвенного воздуха с атмосферным. Воздушные свойства почв

Газообмен, или аэрация, осуществляется через воздухоносные поры почвы, сообщающиеся между собой и с атмосферой. К факторам газообмена относятся: диффузия, поступление влаги в почву с осадками или при орошении, изменение температуры почвы и атмосферного давления, влияние ветра, изменение уровня грунтовых вод или верховодки.

Диффузия - перемещение газов в соответствии с их парциальным давлением. Поскольку в почвенном воздухе O_2 меньше, а CO_2 больше, чем в атмосфере, то под влиянием диффузии создаются условия для непрерывного поступления O_2 в почву и выделения CO_2 атмосферу. Диффузия газов через почву идет медленнее, чем в свободном воздухе. Об этом можно судить по отношению коэффициента диффузии в почве (D) к коэффициенту диффузии этого же газа в атмосфере (D_0), которое всегда меньше единицы. Коэффициент диффузии равен количеству вещества, диффундирующего через 1 см^2 поверхности при слое 1 см и градиенте концентрации, равном единице. По Люндегорду, коэффициент диффузии CO_2 менее $0,009\text{ см}^2/\text{с}$ - пред нормальной аэрации. При меньшем его значении газообмен затруднен.

Воздухопроницаемость - способность почвы пропускать через себя воздух. Она измеряется количеством воздуха в мл, прошедшем под определенным давлением в единицу времени через площадь сечения почвы 1 см^2 при толщине слоя 1 см . Чем полнее выражена воздухопроницаемость, тем лучше газообмен, тем больше в почвенном воздухе O_2 и меньше CO_2 .

Воздухоёмкость характеризует содержание воздуха в почве в объёмных процентах. Количество воздуха в почве зависит от влажности и пористости почвы. Чем выше пористость и меньше влажность, тем больше воздуха содержится в почве.

1.8.2. Воздушный режим почв и его регулирование

Воздушным режимом почв называют совокупность всех явлений поступления воздуха в почву, передвижения его в профиле почвы, изменения состава и физического состояния при взаимодействии с твердой, жидкой и живой фазами почвы, а также газообмен почвенного воздуха с атмосферным. Регулируют воздушный режим с помощью агротехнических и мелиоративных мероприятий.

Широко используется оценка условий аэрации почв по составу почвенного воздуха. Концентрация CO_2 выше 2–3 %, а O_2 ниже 19–18% ограничивает продуктивность многих сельскохозяйственных культур. По требованию к условиям аэрации их можно расположить в ряд следующим образом:

картофель > кукуруза > зерновые > многолетние травы.

Для растений большое значение имеет продолжительность периода с неблагоприятной аэрацией, поэтому необходимо знать динамику состава почвенного воздуха.

1.9. Тепловые свойства и тепловой режим почв

1.9.1. Теплопоглощательная способность почв

Почва находится в постоянном контакте с атмосферой и подвержена воздействию атмосферного климата.

Важный элемент этого воздействия - постоянный приток к поверхности почвы солнечной радиации. Совокупность явлений поступления, переноса, аккумуляции и отдачи тепла называется тепловым режимом почвы.

Теплопоглощательная способность - способность почвы поглощать лучистую энергию Солнца. Она характеризуется величиной альбедо (А). Альбедо - количество коротковолновой солнечной радиации, отраженное поверхностью почвы и выраженное в % от общей солнечной радиации, достигающей поверхности почвы.

Чем меньше альбедо, тем больше поглощает почва солнечной радиации. Альбедо зависит от цвета, влажности, структурного состо-

яния, выравненности поверхности почвы и растительного покрова (табл.1.8).

Теплоемкость (С) - свойство почвы поглощать тепло. Характеризуется количеством тепла в калориях, необходимого для нагревания единицы массы 1 г или объема 1 см³ на 1°С. В связи с этим различают весовую (или удельную) и объемную теплоемкость почв. Теплоемкость почвы зависит от минералогического и механического состава, содержания органического вещества, влажности почвы, ее пористости и содержания воздуха.

Таблица 1.8

Альбедро различных почв, пород и растительных покровов
(по А.Ф. Чудновскому)

Объект исследования	А, %	Объект исследования	А, %
Чернозем:		Пшеница :	
сухой	14	яровая	10-25
влажный	8	озимая	16-23
Серозем:		Травы:	
сухой	25-30	зеленые	26
влажный	10-12	высохшие	19
Глина:		Хлопчатник	20-22
сухой	23	Рис	12
влажный	16	Картофель	19
Песок белый и желтый	34-40		

Теплопроводность – способность почвы проводить тепло. Это очень важное свойство, от которого зависит скорость передачи тепла от одного слоя почвы к другому. Измеряется количеством тепла в калориях, которое проходит за 1 с через 1 см² слоя почвы толщиной 1 см.

1.9.2. Радиационный и тепловой баланс почвы

Солнечная энергия, притекающая к поверхности почвы, частично поглощается ею, а часть ее отражается в атмосферу. Приход-расход солнечной радиации, поглощаемой и излучаемой поверхностью почвы, называется ее радиационным балансом (T_{δ}). Приходную часть радиационного баланса составляют прямая и рассеянная коротковолновая солнечная радиация (Q_p), а также длинноволновое противоизлучение атмосферы (Q_d). Расходная часть баланса - отраженная поверхностью коротковолновая радиация ($Q_{отр}$), длинноволновое температурное излучение подстилающей поверхности ($Q_{изл}$).

Уравнение радиационного баланса имеет следующий вид:

$$T_{\text{б}} = Q_{\text{р}} + Q_{\text{д}} - Q_{\text{отр}} - Q_{\text{изл}}.$$

Радиационный баланс может быть положительным и отрицательным. Этим определяется нагревание или охлаждение поверхности почвы (рис.1.10). Для радиационного баланса характерны суточная и годовичная периодичность. В околополуденные часы он имеет максимальные значения, а ночью – минимальные (отрицательные); в годовичном цикле максимальные показатели – летом и минимальные – зимой. Солнечная радиация, достигая поверхности почвы, превращается в тепловую. Поэтому радиационный баланс имеет важное значение в формировании теплового баланса почвы, т.е. прихода и расхода тепла на ее поверхности.

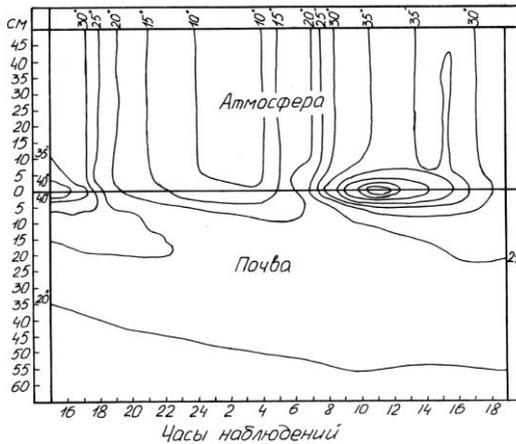


Рис.1.10. Зависимость температуры почвы от времени суток.

Тепловой баланс складывается из следующих статей:

- показателя радиационного баланса ($T_{\text{б}}$);
- затрат тепла на транспирацию влаги и ее физическое испарение ($T_{\text{т}}$), которые зависят от содержания влаги в почве и могут достигать 70...80 % радиационного баланса; - расход тепла на теплообмен между поверхностью почвы и более глубокими слоями ($T_{\text{п}}$); тепловой поток может быть направлен от поверхности в глубь почвы (летом, днем) или из глубины к поверхности (зимой, ночью); - количества тепла, расходуемого на нагревание воздуха ($T_{\text{к}}$).

Согласно закону сохранения энергии, в каждый данный момент времени приход тепла на поверхность почвы равен его расходу, поэтому тепловой баланс выражается следующим уравнением:

$$T_{\text{б}} + T_{\text{т}} + T_{\text{п}} + T_{\text{к}} = 0.$$

На тепловой баланс могут также влиять временные статьи: выпадение дождей с температурой выше или ниже температуры поверхности почвы, таяние снега и др. Он может зависеть от географического положения, рельефа, времени года и суток, свойств почвы, растительности, метеорологических условий и пр.

1.10. Почвенный раствор и окислительно-восстановительные процессы в почве

Дождевая вода, поступающая в почву, содержит некоторое количество растворенных веществ: газы атмосферного воздуха (O_2 , CO_2 , N_2 , NH_3 и др.), а также соединения, находящихся в воздухе в виде пыли. В почве они активно взаимодействуют с твердой фазой, переводя в раствор отдельные ее компоненты. Следовательно, вода в почве представляет собой почвенный раствор.

Почвенный раствор имеет огромное значение в генезисе почв и их плодородии. Он участвует в процессах преобразования (разрушение и синтез) минеральных и органических соединений; в составе раствора по профилю почв перемещаются разнообразные продукты почвообразования. Исключительно велика роль почвенного раствора в питании растений. Поэтому важно знать его состав, свойства (реакция, буферность, осмотическое давление) и динамику.

1.10.1. Состав и концентрация почвенного раствора

Почвенный раствор находится в постоянном и тесном взаимодействии с твердой и газовой фазами почвы, а также корнями растений, следовательно его состав и концентрация - результаты биологических, физико-химических и физических процессов, лежащих в основе этого взаимодействия. Темп и направление указанных процессов подвержены значительной сезонной изменчивости, поэтому и состав почвенного раствора чрезвычайно динамичен.

Концентрация почвенного раствора невелика и обычно не превышает нескольких граммов вещества на литр раствора. В почвенном растворе содержатся минеральные, органические и органоминеральные вещества, представленные в виде ионных, молекуляр-

ных и коллоидных форм. Кроме того, в почвенном растворе присутствуют растворенные газы: CO_2 , O_2 и др.

Из минеральных соединений в составе почвенного раствора могут быть анионы HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , Cl^- , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} и катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , H^+ .

В сильнокислых почвах могут быть также Al^{3+} , Fe^{3+} , а в заболоченных - Fe^{2+} . Железо и алюминий в почвенных растворах содержатся в основном в виде устойчивых комплексов с органическими веществами. Из органических соединений в почвенном растворе могут быть водорастворимые вещества органических остатков и продукты их разложения, продукты жизнедеятельности растений и микроорганизмов (органические кислоты, сахара, аминокислоты, спирты, ферменты, дубильные вещества и др.), а также гумусовые вещества.

Органо-минеральные соединения представлены преимущественно комплексными соединениями различных органических веществ кислотной природы (гумусовые кислоты, полифенолы, низкомолекулярные органические кислоты) с поливалентными катионами. Соотношение минеральной и органической частей почвенного раствора неодинаково в разных почвах. Так, для болотных, подзолисто-болотных и целинных дерново-подзолистых почв характерно преобладание в почвенном растворе органических веществ над минеральными; в черноземах эти компоненты примерно равны, а в засоленных почвах минеральных соединений больше. Повышенное содержание органических веществ в почвенном растворе имеют также солонцовые почвы благодаря щелочной, а также гумусовые вещества.

Органо-минеральные соединения представлены преимущественно комплексными соединениями различных органических веществ кислотной природы (гумусовые кислоты, полифенолы, низкомолекулярные органические кислоты) с поливалентными катионами. Соотношение минеральной и органической частей почвенного раствора неодинаково в разных почвах. Так, для болотных, подзолисто-болотных и целинных дерново-подзолистых почв характерно преобладание в почвенном растворе органических веществ над минеральными, в черноземах эти компоненты примерно равны, а в засоленных почвах минеральных соединений больше. Повышенное содержание органических веществ в почвенном растворе имеют также солонцовые почвы благодаря щелочной реакции и пептизирующему действию поглощенного Na^+ .

Из анионов, присутствующих в почвенном растворе, наиболее важное значение для растений имеют NO_3^- , SO_4^{2-} , фосфат-ионы. Содержание нитратов определяется условиями нитрификации в почве

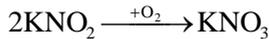
(обогащенность органическим веществом, гидротермический режим почв и условия азрации). В почвенных растворах незасоленных почв SO_4^{2-} немного (обычно не более нескольких миллиграммов на литр). Еще меньше фосфат-ионов (1 - 2 мг/л), что объясняется энергичным их поглощением растениями, минеральными соединениями почвы и слабой растворимостью почвенных фосфатов. В почвенных растворах засоленных почв содержится много Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ .

Осмотическое давление почвенного раствора имеет важное значение для растений. Если оно равно или выше осмотического давления клеточного сока растений, то поступление воды в растение прекращается, и оно погибает. Осмотическое давление зависит от концентрации почвенного раствора и степени диссоциации растворенных веществ. Наиболее высокое осмотическое давление почвенного раствора у засоленных почв, особенно тяжелых по механическому составу, с высокой поглотительной способностью.

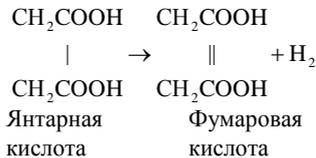
1.10.2. Окислительно-восстановительные процессы в почвах

В почве широко развиты окислительно-восстановительные процессы, и в этом отношении ее можно рассматривать в качестве сложной окислительно-восстановительной системы. Как известно, процессами окисления называются:

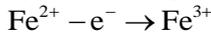
1) Присоединение кислорода :



2) Отдача водорода:

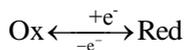


3) Отдача электронов без участия водорода и кислорода:



Обратные процессы объединяют в понятие «восстановление».

В общей схеме окисление принято рассматривать как отдачу электронов, а восстановление – как их присоединение:



Окислительные процессы широко развиты при явлениях превращения органических веществ в почве. Так, в почве возможно

окисление тирозина и других ароматических аминокислот в меланины; окисление смол и соединений непредельного ряда; окисление дубильных веществ, сахаров, аминокислот, белков и других соединений, входящих в состав растительных остатков. Гумификация - в целом процесс окислительный.

Большинство реакций окисления органических веществ почвы относится к группе необратимых.

Обратимыми окислительно-восстановительными реакциями являются широко развитые в почве реакции окисления и восстановления железа (Fe^{3+} , Fe^{2+}), марганца (Mn^{4+} , Mn^{2+}), азота (N^{5+} , N^{3+}). В почве происходит окисление и восстановление кислорода и водорода (O O^{2-} ; H H^+), серы (S^{6+} S^{2+}). Поскольку большая часть этих реакций имеет биохимическую природу и теснейшим образом связана с проявлением микробиологических процессов, то, естественно, интенсивность последних в почве непосредственно влияет и на развитие окислительно-восстановительных процессов.

Основным окислителем в почве выступает молекулярный кислород почвенного воздуха и почвенного раствора. Поэтому развитие окислительно-восстановительных процессов в почве тесно связано с условиями их аэрации и, следовательно, зависит от всех свойств почвы, определяющих состояние газообмена (структура, плотность, механический состав и др.), прежде всего от влажности.

Под окислительно-восстановительным режимом почв следует понимать соотношение окислительно-восстановительных процессов в почвенном профиле в годичном цикле почвообразования. Конкретное выражение окислительно-восстановительного режима определяется проявлением отмеченных выше форм неоднородности (изменчивости) окислительно-восстановительного состояния почв в связи с их генетическими свойствами, особенностями состава и режимов, обусловленных сочетанием естественных факторов почвообразования, а также хозяйственным воздействием человека на почву. Различают следующие типы окислительно-восстановительного режима почв:

1) почвы с абсолютным господством окислительной обстановки - автоморфные почвы степей, полупустынь и пустынь (черноземы, каштановые, серо-коричневые, бурые полупустынные, сероземы, серо-бурые и др.);

2) почвы с господством окислительных условий при возможном проявлении восстановительных процессов в отдельные влажные годы или сезоны (автоморфные почвы таежно-лесной зоны, влажных субтропиков, лиственно-лесной, буроземно-лесной зон).

3) почвы с контрастным окислительно-восстановительным режимом (полугидроморфные почвы различных зон). Наиболее контрастной динамикой окислительно-восстановительных процессов характеризуются почвы с временным избыточным увлажнением. Такие почвы широко распространены среди подзолистых, бурых лесных, солодей, солонцов и других типов почв;

4) почвы с устойчивым восстановительным режимом (болотные и гидроморфные солончаки).

1.11. Строение почвы

1.11.1. Морфологические признаки и описание профиля почвы

Важная часть почвенных исследований – описание почвенного профиля по морфологическим (внешним) признакам. По ним можно приблизительно судить о направлении и степени выраженности почвообразовательного процесса и классифицировать почвы. Чтобы получить полное и правильное представление о генетических и агрономических особенностях почв, надо изучение по морфологическим признакам сочетать с исследованием физических, химических и биологических свойств.

Строение почвы - определенная смена в вертикальном направлении ее слоев, или генетических горизонтов. Эти горизонты отличаются один от другого цветом, структурой, сложением, химическим, а нередко и механическим составом, в них по-разному протекают микробиологические процессы. То или иное строение почвы приобретают под влиянием природных процессов почвообразования и производственного использования земельных угодий.

В профиле почвы выделяют несколько горизонтов, которые можно подразделить на подгоризонты. Каждый горизонт имеет название и буквенное обозначение (индекс). Обычно выделяют следующие генетические горизонты: Ap – пахотный, Ao – лесная подстилка, Ad – дернина, A – гумусово-аккумулятивный, A1 – гумусово-элювиальный, A2 – элювиальный, B – иллювиальный, переходный, G – глеевый, C – материнская порода, D – подстилающая порода.

Пахотный горизонт (Ap). Этот горизонт образуется за счет верхних слоев почвы. В зависимости от типа почвы и мощности пахотного горизонта в него входит весь гумусовый горизонт A1 или его часть. Если мощность горизонта Ap превышает мощность горизонта A1, то в него войдут и расположенные ниже горизонты, например в дерново-подзолистой почве - A2 и даже часть горизонта B. Если распахивают целинную почву, то в пахотный слой войдет и горизонт Ao.

Лесная подстилка (Ao). На непахотных (целинных и залежных) почвах с поверхности залегают горизонт разлагающихся органических остатков с примесью минеральных частиц. В лесах это слой лесной подстилки (опавшие листья, хвоя, ветки и т.д.), а на лугах и в степях дернина (Ad) или степной войлок (опавшие стебли и листья, а также живые и мертвые узлы кущения травянистых растений).

Гумусово-аккумулятивный горизонт (A). Этот горизонт формируется в верхней части почвенного профиля. В нем накапливается (аккумулируется) наибольшее количество органических (гумуса) и питательных веществ. Его окраска чаще более темная по сравнению с другими горизонтами.

Гумусово-элювиальный горизонт (A1) характеризуется тем, что здесь, наряду с накоплением гумуса происходит разрушение минералов и частичный вынос продуктов разрушения.

Элювиальный горизонт (A2). Это горизонт, из которого в процессе почвообразования выносятся ряд веществ в нижележащие горизонты или за пределы почвенного профиля. В результате горизонт обедняется глинистыми минералами, полуторными окислами и относительно обогащается кремнеземом. В разных почвах элювиальный горизонт имеет различное наименование (подзолистый - в подзолистых и дерново-подзолистых почвах, осолоделый - в солодах).

Иллювиальный горизонт (B). В нем частично откладываются вещества, которые вымываются из почвенных горизонтов, расположенных выше, а иногда приносятся боковым током почвенно-грунтовых вод с повышенных элементов рельефа. В зависимости от состава мигрирующих по профилю почв продуктов почвообразования иллювиальный горизонт может обогащаться различными соединениями: гумусом (Bh), илом (Bi), карбонатами (Bк), соединениями железа (BFe). В почвах, где не происходит перемещения минеральной алюмосиликатной основы (черноземы, каштановые почвы), горизонт B не иллювиальный, а переходный от гумусово-аккумулятивного горизонта к породе.

Глеевый горизонт (G). Образуется в гидроморфных почвах. Вследствие длительного или постоянного увлажнения и недостатка свободного кислорода в почве происходят восстановительные процессы, что приводит к образованию закисных соединений железа и марганца, подвижных форм алюминия, дезагрегированию почвы и формированию глеевого горизонта. Сизовато-серой окраске глеевого горизонта обычно сопутствуют охристые пятна, образовавшиеся в результате попеременного проявления аэробных и анаэробных процессов в

почве, а также черные или темно-бурые пятна из железо-марганцевых новообразований.

Материнская порода (С). Представляет собой незатронутую или слабо затронутую почвообразовательными процессами породу.

Подстилаящая порода (Д). Выделяется в том случае, когда почвенные горизонты образовались на одной породе, а ниже расположена другая.

Для более детальной индексировки горизонтов и отражения некоторых особенностей генезиса или состава к их основным обозначениям добавляют буквы, которые ставят справа и снизу основного индекса: А2g, В1g. Так, g обозначает признаки оглеения в данном горизонте; с - накопление легкорастворимых солей; к - обогащение карбонатами; h - накопление иллюированного (вымытого) гумуса; г - скопление гипса; m - выделение метаморфических горизонтов; f - выделение иллювиально-железистых горизонтов.

Межведомственной комиссией по классификации и диагностике почв предложена новая система индексов, которая, сохраняя определенную преемственность в индексировке горизонтов в отечественном почвоведении, учитывая также и опыт других национальных школ. В новой системе выделяют те же основные генетические горизонты, но им даны другие индексы.

Органические торфяные горизонты обозначаются индексом Т, а Т₁, Т₂, Т₃ – соответственно неразложившийся, слаборазложившийся, средне- и сильно разложившийся органический материал. Органические подстилочные горизонты, включая и травянистые войлоки, обозначают индексами: 0, 01 – неразложившиеся и слаборазложившиеся; 02, 03 – средне- и сильноразложившиеся растительные остатки. Гумусово-аккумулятивные горизонты обозначают буквой А, пахотные – Р, элювиальные – Е, переходные или иллювиальные горизонты бурых, красных, желтых, коричневых или пестрых цветов – В, глеевые горизонты – G, рыхлая почвообразующая порода – С, подстилаящая рыхлая порода - Д, массивная подстилаящая или почвообразующая порода – М.

По новой системе индексов любой из выделенных основных горизонтов можно подразделять по количественному изменению в характере того или иного признака горизонта. В таких случаях к индексу справа добавляют малую арабскую цифру: Е₁, Е₂, В₁, В₂ и т.д. Для гумусовых горизонтов в этом случае используют штрихи: А', А'', А'''.

Новая система индексов содержит много дополнительных буквенных малых индексов, состоящих из букв латинского алфавита. Эти

индексы служат для уточнения состава, свойств и генезиса основных горизонтов. Например, индекс g (ELg, Bg) указывает на признаки оглеения, Ca (BCa, CCa) - на наличие карбонатов кальция, Sh (BSh) - на присутствие солонцовых горизонтов и т.д.

Почвы имеют различное строение профиля. В одних случаях горизонты четко выделяются на почвенном профиле, в других - слабо. Это зависит главным образом от характера почвообразовательного процесса, возраста почвы и особенностей материнских пород. В случае постепенной смены одного горизонта другим обособляется переходный горизонт, несущий признаки обоих горизонтов. Такие горизонты обозначаются двойными основными буквенными индексами: A0A1, A1A2, A2B, B/C и т.п. В молодых почвах генетические горизонты выражены неотчетливо.

По характеру соотношения генетических горизонтов все почвенные профили можно сгруппировать в несколько типов.

Примитивный профиль имеют почвы в начальных стадиях своего формирования, когда почвообразованием затронута лишь самая поверхностная часть породы. Профиль слабо дифференцирован на горизонты, мощность его составляет несколько сантиметров.

Неполноразвитый профиль формируется на массивно-кристаллических плотных породах или на крутых склонах. В таких условиях образуются почвы также с небольшой мощностью профиля – несколько десятков сантиметров при полном наборе генетических горизонтов, присущих данному типу, но с небольшой их мощностью. Часто такие профили имеют горные почвы.

Нормальный профиль - наиболее часто встречающийся, характерен для зрелых почв, формирующихся на рыхлых породах в равнинных условиях. Почвы имеют полный набор генетических горизонтов, свойственных данному типу почвообразования.

Слабодифференцированный профиль присущ почвам, развивающимся на породах, бедных легко выветриваемыми минералами (кварцевые пески, древние ферралитные коры выветривания). Генетические горизонты слабо выражены (расплывчатые).

Нарушенный профиль характерен для эродированных почв, у которых уничтожена верхняя часть профиля.

Реликтовый профиль – сложный, в нем присутствуют различные по генезису погребенные горизонты (отдельные или целые профили) или горизонты, характерные для предшествующих фаз почвообразования.

Многочленный профиль свойственен почвам, формирующимся на многочисленных породах при их смене обычно в пределах одного метра от поверхности.

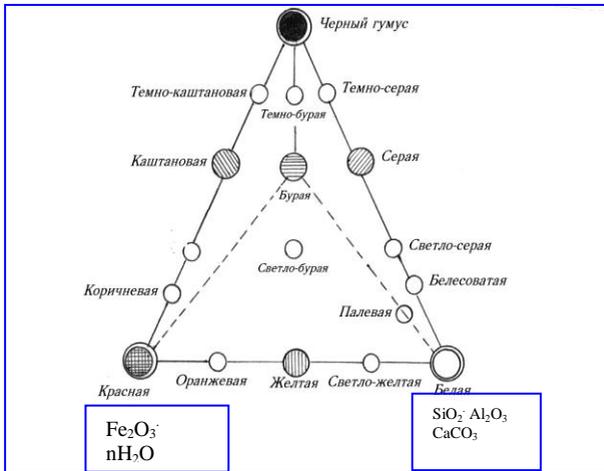
Полициклический профиль развивается в условиях периодического отложения почвообразующего материала, например в условиях отложения вулканического пепла, в поймах при отложениях аллювия.

Нарушенный (перевернутый) профиль приобретают почвы, подвергнутые искусственному смешению генетических горизонтов (плантаж, ярусная обработка) или интенсивному перемешиванию естественного профиля землероями.

Мозаичный профиль образуется при большой пространственной неоднородности сочетания генетических горизонтов. Кроме того, профили могут различаться и систематизироваться по характеру распределения веществ. Например, аккумулятивный профиль присущ почвам с максимальным накоплением веществ с поверхности (гумусово-аккумулятивный профиль), элювиальный характеризуется обеднением (выносом) веществ в профиле, элювиально-иллювиальный - обеднением веществ (например, ила или R_2O_3) в верхней части профиля и накоплением их в средней или нижней части и т.п. Каждому почвенному типу свойственно свое сочетание горизонтов. Поэтому некоторые из них могут в том или ином профиле отсутствовать.

1.11.2. Окраска почв

Окраска почв представляет наиболее доступный и прежде всего бросающийся в глаза морфологический признак. С учетом других признаков и свойств окраска почвы - существенный показатель принадлежности ее к тому или иному типу. Недаром многие почвы получили название в соответствии со своей окраской - подзол, краснозем, чернозем и т. д. Окраска почв отражает их зональные особенности: каждой почвенно-климатической зоне присущи характерные цветовые оттенки почв. По С.А. Захарову, наиболее важными для окраски почв являются следующие три группы соединений: 1) гумус; 2) соединения железа; 3) кремнекислота, углекислая известь и каолин. Гумусовые вещества обуславливают черную, темно-серую и серую окраску.



Различное сочетание указанных трех групп веществ определяет большое разнообразие почвенных цветов и оттенков, сведенных С.А. Захаровым в одну схему (рис. 1.11).

Рис. 11. Треугольник цветов С.А. Захарова

1.12. Агропроизводственная группировка и бонитировка почв

1.12.1. Система учета почв в России

Почвенные ресурсы страны представляют огромное народное богатство. Правильное их использование немислимо без строго научного количественного и качественного учета почв. Этой задаче служит составление и ведение земельного кадастра (кадастр – от французского *cadastre* – регистрация). Земельный кадастр – совокупность достоверных и необходимых сведений о природном, хозяйственном и правовом положении земель. Государственный земельный кадастр России включает данные регистрации землепользователей, учета количества и качества земель, бонитировки почв и экономической оценки земель. «Данные государственного земельного кадастра служат целям организации эффективного использования земель и их охраны, планирования народного хозяйства, размещения и специализации сельскохозяйственного производства, мелиорации земель и химизации сельского хозяйства, а также осуществления других народнохозяйственных мероприятий, связанных с использованием земель».

Первая попытка количественного и качественного учета почв была сделана в Египте в IV в. до н.э. В XVIII и XIX вв. во Франции, Италии, Германии и других европейских государствах были созданы земельные кадастры. В России количественный и качественный учет

почв начал проводиться в XV в. в связи с установлением ратной повинности и взиманием податей. Методы учета почв совершенствовались с развитием земледелия и почвоведения. В XIX в. В.В. Докучаевым на примере изучения почв Нижегородской губернии было положено начало разработке научного метода качественного учета почв. В дореволюционной России, как и во многих европейских государствах в настоящее время, учет почв проводился главным образом с целью налогообложения, поэтому их качество обычно оценивалось по чистому доходу с единицы площади.

Основной формой количественного и качественного учета почв являются различные материалы крупномасштабных почвенных исследований: почвенные карты, картограммы, почвенные отчеты с аналитическими данными и т.п. Важное место при более детальной качественной оценке почв занимают агропроизводственная группировка и бонитировка почв.

Учет и качественная оценка почв приобретают особо актуальное значение в современных условиях развития сельского хозяйства.

1.12.2. Классификация земель

Наряду с агропроизводственной группировкой почв в целях их наиболее рационального использования, составляют классификацию земель (Федорин, 1976, 1981).

Классификация земель - группировка земель в целях их пригодности для сельскохозяйственного использования. Составляется на основе комплексного изучения и сопоставления всех компонентов земель: рельефа, почвообразующих пород, почв, условий увлажнения и т.д. Выделяют категории и классы земель.

Основой выделения категорий пригодности земель служит возможность их целесообразного использования под основные виды сельскохозяйственных угодий (пашня, сенокосы, пастбища). Главным критерием разделения на категории является качественное состояние земель. Учитывают также экономические и некоторые другие факторы. В пределах категорий выделяются классы земель.

Классы земель - участки с близкими природными и хозяйственными качествами, общностью использования, приемов окультуривания и охраны. Они обособляются по различиям рельефа, механического состава почв и почвообразующих пород, условий увлажнения и других факторов. Выделяют 7 категорий земель, включающих 37 классов. Ниже дана краткая их характеристика.

Категория 1. Земли, пригодные под пашню.

Классы земель: 1 – окультуренные; 2 – дренированных водоразделов и слабовыраженных склонов (до двух градусов), суглинистые и легкосуглинистые, некарбонатные; 3 – дренированных водоразделов и слабовыраженных склонов, суглинистые и легкосуглинистые, карбонатные; 4 – дренированных водоразделов и слабовыраженных склонов (до двух градусов), супесчаные и песчаные; 5 – дренированных водоразделов и слабовыраженных склонов, глинистые, включая слитые; 6 – дренированных водоразделов и слабовыраженных склонов повышенного влияния плотных пород и валунно-галечниковых отложений, суглинистые; 7 – слабодренируемые кратковременно переувлажняемые, глинистые и суглинистые, некарбонатные; 8 – то же, карбонатные; 9 – слабодренируемые кратковременно переувлажняемые супесчаные и песчаные на глинах и суглинках; 10 – слабоэрозионно опасные пологих склонов (2–5 градусов), глинистые и суглинистые на рыхлых породах, включая слабосмытые; 11 – то же, супесчаные; 12 – эрозионно опасные покатых склонов (5–10 градусов), глинистые и суглинистые на рыхлых породах, включая смытые; 13 – то же, супесчаные; 14 – повышенно эрозионно опасные пологих и покатых склонов (2–10 градусов) на плотных породах, включая смытые.

Категория 2. Земли, пригодные преимущественно под сенокосы.

Классы земель: 1 – пойменные луговые, глинистые и суглинистые; 2 – то же, супесчаные и песчаные; 3 – внепойменные луговые, глинистые и суглинистые; 4 – то же, супесчаные и песчаные.

Категория 3. Земли пастбищные, после улучшения могут быть использованы под другие сельскохозяйственные угодья.

Классы земель: 1 – переувлажненные (заболоченные); 2 – солонцовые и слитые автоморфные, включая средне- и сильнокомплексные; 3 – солонцовые и слитые полугидроморфные, включая средне- и сильнокомплексные; 4 – солонцовые и слитые гидроморфные, включая средне- и сильнокомплексные; 5 – особо эрозионно опасные крутых склонов (более 10 градусов), включая смытые; 6 – маломощные, включая сильнокаменистые и щебнистые; 7 – пески задернованные.

Категория 4. Земли, пригодные под сельскохозяйственные угодья после коренных мелиораций. Классы земель: 1 – болота торфянистые низинные и переходные; 2 – болота минеральные низинные и переходные; 3 – сильно- и очень сильнозасоленные; 4 – такыры; 5 – овражно-балочные комплексы; 6 – пески, лишенные растительности (развеваемые).

Категория 5. Земли, малоприспособленные под сельскохозяйственные угодья.

Классы земель: 1 – болота верховые; 2 – галечники, каменистые россыпи, щебнистые отложения и др.

Категория 6. Земли, непригодные под сельскохозяйственные угодья.

Классы земель: 1 – скалы, обнажения скальных пород, россыпи и др.; 2 – ледники, вечные снега, участки под водой.

Категория 7. Нарушенные земли.

Классы земель: 1 – торфоразработки; 2 – карьеры, горные выработки, терриконники и др.

Составление классификации земель является более детальным природно-сельскохозяйственным районированием.

1.12.3. Бонитировка почв и экономическая оценка почв

Бонитировка почв (лат. Bonitos – добротность) – сравнительная оценка почв по их производительности. Бонитировка почв строится на сопоставлении объективных признаков, свойств и режимов почв с многолетней средней урожайностью сельскохозяйственных культур при определенном уровне интенсивности земледелия.

Работы по бонитировке почв в нашей стране начались давно. Первые оценочные данные были приведены в писцовых книгах XV, XVI и нач. XVII вв. В них учитывались угодья – пашни, луга, леса, болота. Особенно подробно описывалась пашня. Она разделялась по качеству на 4 категории: земля «добрая», «средняя», «худая» и «добрехудая».

Второй период в учете качества земель связан с кадастровыми работами 1833 - 1867гг., которые проводили специальные комиссии Министерства государственных имуществ. Члены кадастровых комиссий собирали сведения о качестве почв, устанавливали среднюю урожайность на каждой почве. В результате была составлена бонитировочная шкала, в которой оценка почв проводилась по урожайности. В.В. Докучаев высоко оценивал труды кадастровых комиссий. Он указывал, что в их отчетах находится богатейший, единственный в своем роде материал о почвах России.

После реформы 1861 г. оценка земель перешла к земствам. Земские работы составили третий период развития бонитировки почв в России. В разных земствах оценка земель проводилась различными методами (по продажным и арендным ценам, по чистому доходу землевладельца и др.).

На примере изучения почв Нижегородской губернии В.В.Докучаев при участии Н.М.Сибирцева впервые разработал науч-

ный метод бонитировки почв, получивший название «естественно-исторического (русского) метода бонитировки почв», или «оценки почв по Нижегородскому типу».

В.В. Докучаев считал главным и основным фактором оценки качества земель «естественную правоспособность почв», т.е. их природные качества, определяющие плодородие.

При бонитировке почв В.В. Докучаевым учитывались следующие свойства, имеющие, по его мнению, большое значение в определении плодородия почв:

1. Геологические (мощность гумусовых горизонтов и содержание в них гумуса, материнская порода, условия залегания и пр.).

2. Химические. Для каждого типа почв проводился полный химический анализ: разложение почвы фтористоводородной кислотой с подробным определением минеральных составных частей, определение основных питательных элементов в 10%-й и 1%-й солянокислых вытяжках.

3. Поглонительная способность почв.

4. Физические.

В каждой из указанных групп свойств показатели лучшей почвы – «черноземо-плато» – принимались за 100 баллов и соответственно определялся сравнительный балл для остальных почв. Средний балл из всех четырех показателей и составлял окончательную бонитировочную оценку почвы.

Сопоставление оценочных данных почв с урожайностью показало хорошее их совпадение.

Более полную бонитировку почв Нижегородской губернии составил Н.М.Сибирцев. В.В.Докучаев и Н.М.Сибирцев много сделали для разработки теории и практики бонитировки почв.

1.12.4. Принципы и методика бонитировки почв

Современные методы бонитировки почв исходят из принципов, сформулированных В.В.Докучаевым, и строятся на одновременном и сопряженном использовании количественных показателей свойств почв и агроклиматических условий, которые находятся в тесной коррелятивной связи с урожайностью, и многолетних данных по средней урожайности сельскохозяйственных культур, полученных при сходном уровне интенсивности земледелия.

Свойствами почв, которые чаще всего тесно коррелируют с многолетней средней урожайностью, являются гумусность, кислотность, механический состав, емкость поглощения, плотность, мощность гу-

мусового слоя. Из агроклиматических показателей наиболее тесно связаны с урожайностью сумма температур выше 10^0 С, коэффициент увлажнения (по Высоцкому – Иванову), степень континентальности климата. Одновременное использование данных по свойствам почв и агроклиматических показателей объясняется тем, что тесная коррелятивная зависимость между свойствами почв и многолетней урожайностью наблюдается только в пределах определенных эколого-генетических рядов почв (зонального ряда, рядов заболачивания, засоления, солонцеватости и т.д.) и не может быть установлена сразу для всех почв региона.

Например, хорошо коррелируют с урожайностью на черноземах и каштановых почвах содержание гумуса (%) или его запасы (т/га), но этот показатель непригоден для оценки солонцов, которые часто занимают значительные площади среди черноземов и каштановых почв. Качество солонцов будет оцениваться по глубине залегания солонцового горизонта и физико-химическим свойствам профиля солонца. Мощность гумусовых горизонтов и запасы гумуса хорошо коррелируют с урожайностью на Северном Кавказе, но плохо – в Поволжье.

Наиболее тесные коррелятивные связи урожайности сельскохозяйственных культур наблюдаются со следующими физико-химическими и морфологическими свойствами почв.

В зонах обеспеченного влагой земледелия (таежно-лесная, буроземно-лесная зона): содержание гумуса в пахотном слое; содержание фракций физической глины и ила (в механическом составе почвы); рН солевой вытяжки; гидролитическая кислотность; сумма поглощенных оснований; степень насыщенности основаниями.

В зонах не обеспеченного влагой земледелия (лесостепной, степной, сухостепной, полупустынной): содержание гумуса в пахотном слое; запасы гумуса во всей толще гумусового горизонта, а также в слоях 0–20, 0–50, 0–100 см (т/га); мощность гумусового профиля; содержание фракций физической глины и ила; емкость поглощения.

Для серых лесных почв и оподзоленных черноземов наблюдается корреляция урожайности с величиной гидролитической кислотности и степенью насыщенности основаниями, для солонцеватых почв - с содержанием поглощенного натрия для солончаковых почв - с содержанием легкорастворимых солей.

В приведенный перечень вошли только те свойства почв, методика количественного определения которых хорошо разработана и по которым имеются массовые данные, полученные при почвенных съемках. Ряд других, важных для определения плодородия свойств почв, таких как степень оглеенности, степень луговости, степень смы-

тости, степень дефлированности и т.д., не поддаются строгому количественному учету и определяются только количественно-качественным методом по системе слабо, средне, сильно. Их учет в бонитировке почв осуществляется с помощью поправочных коэффициентов, которые вычисляются по сопоставлению урожайности на этих почвах.

Агроклиматические показатели, если их используют при бонитировке, снимают с агроклиматических карт или выбирают из агроклиматических справочников применительно к распространению бонитируемых почв.

Определение средней многолетней урожайности сельскохозяйственных культур в случае пахотных земель и естественной биологической продуктивности (урожайности трав) на сенокосах и пастбищах применительно к конкретным почвам представляет собой задачу, достаточно сложную и для некоторых случаев еще не вполне разработанную.

Основные материалы по урожайности сельскохозяйственных культур следующие: хозяйственная урожайность в колхозах и совхозах, данные опытных станций и сортоучастков, материалы по прямому учету урожаев на полях угодий. Все эти данные могут быть получены за различное число лет, и их необходимо привести к одному и тому же сроку (5–7–10 лет). Только в материалах второго и третьего вида урожайность непосредственно сопрягается с конкретными почвами. Что же касается основного источника данных хозяйственной урожайности в колхозах, то она, как правило, определяется для хозяйства в целом и только иногда по полям и участкам.

Пашни могут располагаться: на одной разновидности почв (редкий случай); на нескольких близких разновидностях, при этом одна из них занимает более 70 процентов площади; на нескольких разновидностях, существенно различающихся между собой. В первом случае суммарная урожайность в хозяйстве точно соответствует определенной разновидности почв, во втором – мы принимаем ее как урожайность на преобладающей почве и, наконец, в третьем случае необходим специальный расчет, основанный на решении систем уравнений для ряда хозяйств одного типа почвенного покрова и уровня интенсивности земледелия, но с разным соотношением площадей почв на пашнях. Этот расчет позволяет примерно оценить урожайность сельскохозяйственных культур на конкретных почвах взятого ряда.

Таким образом, накапливаются данные по многолетней урожайности на определенных почвах. Эти данные для каждого типа почвы группируются по трем уровням интенсивности земледелия. Каждый

уровень характеризуется следующими средними агротехническими и агроэкономическими показателями: средняя стоимость сельскохозяйственных машин (включая грузовые автомобили) на 1 га пашни в хозяйствах данного уровня, вносимых удобрений (в действующем веществе также на 1 га пашни); средняя обеспеченность га пашни рабочей силой.

Все данные по свойствам почв и урожайности сельскохозяйственных культур подвергаются математической обработке.

В дальнейшем материалы для построения шкал бонитировки почв обрабатываются тремя методами:

1) строят две параллельные шкалы бонитетов почв: одну – по свойствам почв, наиболее полно коррелирующим с урожайностью, и вторую – непосредственно по материалам урожайности. Первую принимают как основную, вторую – как контрольную (Ф.Я. Гаврилюк, А.С. Фатьянов, Н.Ф. Тюменцев);

2) строят одну шкалу одновременно и по свойствам почв, и по урожайности, при этом средние бонитеты основных групп почв определяют по урожайности, а бонитеты конкретных почв в пределах этих групп – по почвенным свойствам с учетом общего бонитета группы (С.А. Шувалов);

3) бонитеты почв рассчитывают по урожайности, а материалы по свойствам почв используются для проверки шкалы и уточнения классификации и группировки почв (В.П. Кузьмичев).

Применяются все три метода построения бонитировочных шкал, но второй может быть более достоверным, как синтетический. Расчеты осуществляются на ЭВМ с использованием уравнений регрессии.

В нашей стране больше используется стобалльная оценочная шкала, которую строят в двух вариантах – «разомкнутой» и «замкнутой». При разомкнутой шкале наиболее распространенным средним почвам присваиваются 100 или 50 баллов. Остальные почвы в зависимости от качества оценивают выше или ниже указанных баллов. При замкнутой шкале лучшим почвам дают 100 баллов, худшим присваивают минимальное число баллов.

Бонитировочные шкалы, или оценочные таблицы, разрабатывают государственные проектные институты по землеустройству (гипроземы) при участии научно-исследовательских институтов по землеустройству и кафедр почвоведения вузов. Наиболее широко известны бонитировочные шкалы (методы бонитировки), разработанные Н.Л. Благовидовым, А.С. Фатьяновым, Ф.Я. Гаврилюком. Оригинальные шкалы разработаны для Башкирии, прибалтийских государств, Украины, Белоруссии, среднеазиатских государств.

В целях установления единых принципов бонитировки почв Почвенным институтом им. В.В. Докучаева ВАСХНИЛ ведется разработка общей методики бонитировки почв и составляются указания с учетом опыта работ в разных государствах и областях. В настоящее время обогащается методика и техника работ на основе совершенствования, отбора и учета материалов по хозяйственной урожайности, расширяется набор свойств почв, привлекаемых к обработке, широко используются математические методы.

Изучается связь плодородия почв с их водно-физическими свойствами, с особенностями питательного режима, с параметрами гидротермического режима и с агроклиматическими показателями. В Почвенном институте им. В.В. Докучаева, ВАСХНИЛ разработаны единые бонитировочные шкалы основных (зональных) почв. Основы этой работы были заложены С.С. Соболевым и М.Н. Малышкиным, а продолжены Н.Н. Розовым, С.А. Шуваловым и И.И. Кармановым.

В настоящее время И.И. Кармановым разработаны общие бонитировочные шкалы для ряда ведущих сельскохозяйственных культур. Приводятся баллы бонитетов зерновых культур и показатели относительной урожайности. Все данные получены для низкого и высокого уровня интенсивности земледелия. Высокий уровень определялся на основании материалов по передовым хозяйствам и госсортоучасткам. Баллы бонитета и относительная урожайность рассчитаны по отношению к лучшей почве в нашей стране для зерновых - типичному (слабовыщелоченному) предкавказскому чернозему. При исчислении баллов бонитет этого чернозема принимался и при низком и при высоком уровне за 100, а урожайность - за 1,00 (низкий уровень).

В особой графе таблицы представлен рост урожайности (в форме числа раз увеличения продукции) при переходе от низкого уровня интенсификации земледелия к высокому. При составлении таблицы И.И. Кармановым были найдены корреляции урожайности с почвенными свойствами и с тремя агроклиматическими показателями (сумма температур за вегетационный период, коэффициент увлажнения по Высоцкому - Иванову и коэффициент континентальности) и составлены эмпирические формулы для расчетов. Поскольку баллы бонитетов для низкого и высокого уровня земледелия высчитаны по независимым стобалльным системам, введено использовавшееся и ранее понятие урожайной цены балла (в кг/га).

Основные бонитировочные шкалы разрабатываются для суглинистых зональных почв. Бонитеты других (интразональных) почв получают с помощью поправочных коэффициентов. Первые шкалы поправочных коэффициентов были разработаны Н.А. Качинским

(механический состав) и С.С.Соболевым (эродированность). Все последующие разработки попра-вочных коэффициентов обобщены И.И.Кармановым, С.А.Шуваловым и Д.С.Булгаковым с учетом потребностей главных сельскохозяйственных культур.

1.13. Загрязнение почв химическими веществами

К веществам, всегда имеющимся в естественной почве, но концентрация которых может возрастать в результате антропогенной деятельности, относятся свинец, ртуть, кадмий, медь и др. Повышенное содержание свинца может быть вызвано, например, атмосферной иммиссией (поглощением из атмосферы) за счет выхлопных газов автомобилей, в результате внесения компостных удобрений, пестицидов и т.п. Мышьяк содержится во многих естественных почвах в концентрации примерно 10 млн., однако его содержание может увеличиваться до 500 млн. Повышение концентрации до 121 млн. найдено в почвах фруктовых садов и огородов как следствие применения арсената свинца. Диапазон колебаний природных концентраций - в данном случае от 10 до 500 млн. - указывает на трудности измерений (естественный фон обычно неизвестен) и оценки незначительного повышения исходной концентрации за счет деятельности человека. Так, ртуть в обычных почвах содержится в количестве от 90 до 250 г/га. За счет средств протравливания зерна она может ежегодно добавляться в количестве около 5 г/га; примерно такое же количество попадает в почву с дождем. Дополнительные загрязнения возможны при внесении удобрений, компостов и с дождевой водой. Антропогенное повышение содержания кадмия в почве привело к тому, что в 1970 г. в Японии впервые проблема загрязнения почвы была решена на уровне принятия закона о контроле загрязнения окружающей среды.

Качественные и количественные изменения при длительном пребывании в почве посторонних органических химических веществ и механизмы их перераспределения в почве до настоящего времени не изучены ни для одного такого вещества. На рис.1.12 схематически показаны процессы и реакции, кинетику которых в почвенных системах необходимо изучить для проведения надежных расчетов.

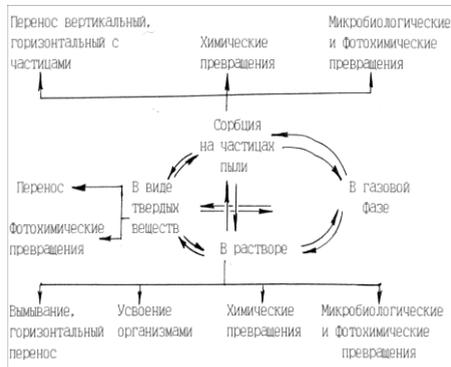


Рис.1.12. Поведение ксенобиотиков (пестицидов) в почве

В процессе превращения органических веществ в почве большую роль играют как абиотические, так и биотические реакции, протекающие под воздействием находящихся в почве живых организмов, а также свободных ферментов. Образование неэкстрагируемых или связанных остатков в почве в значительной мере определяет ее качество на длительный период времени.

Неэкстрагируемые остатки средств защиты растений в составе растений и в почве определяются ИУРАК (Международный союз теоретической и прикладной химии) следующим образом: неэкстрагируемые (связанные) остатки в растениях и почве представляют собой химические вещества, которые образуются из пестицидов после их использования по назначению в сельском хозяйстве и не извлекаются методами, не изменяющими существенно их химическое строение. В этой связи они представляют собой либо сами исходные вещества, либо их производные, либо продукты их распада. Методы извлечения в данном случае включают экстракцию растворителями или перегонку, которые применяются при извлечении химических веществ из образцов почвы. При упоминании о неэкстрагируемом остатке всегда нужно указывать метод его извлечения.

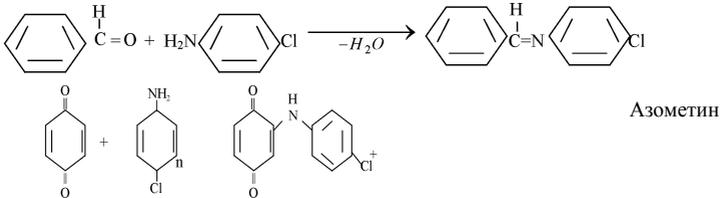
В соответствии с современным уровнем знаний возможны следующие виды связи в неэкстрагируемых остатках, находящихся в почве:

- включение в слоистую структуру глинистых материалов;
- нековалентное включение в пустоты гуминовых макромолекул;
- то же при участии водородных связей, вандер-ваальсовских сил, взаимодействий с переносом заряда;

- ковалентные связи с мономерами и встраиванием в гуминовую макромолекулу.

Ковалентные связи особенно важны для веществ с реакционноспособными группами, подобными мономерам гуминовых веществ, в частности для фенолов и ароматических аминов.

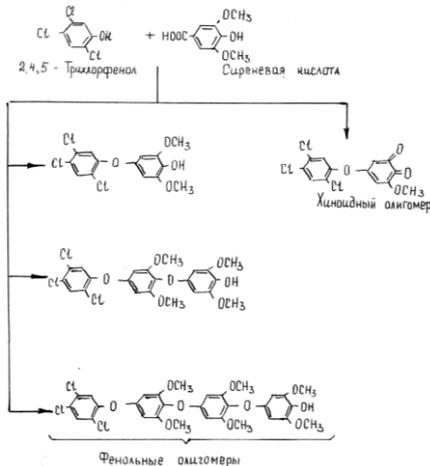
Рассмотрим некоторые модельные реакции хлоранилина с гуминовыми мономерами, которые протекают абиотически.



Реакции приводят к образованию гидролизующихся связей азометинового или аминного типа. Образовавшиеся таким образом связанные остатки снова освобождаются в результате гидролиза.

Реакции однако, приводят к встраиванию аминной группы в гетероциклическую кольцевую систему феноксазинового или феназинового типа, поддающуюся гидролизу.

Для фенолов модельные реакции представляют собой:



Так как за длительный период связанные остатки химических веществ в почве в процессе микробиологического разложения и длительного превращения гуминовых материалов могут снова освобождаться в небольших количествах и тем самым становиться биологически активными по отношению к растениям, они требуют постоян-

ного контроля. До тех пор пока они не минерализуются или каким-либо образом не войдут в углеродный обмен веществ, их следует рассматривать как посторонние для окружающей среды вещества.

1.14. Эрозия почв и меры борьбы с ней

1.14.1. Виды эрозии

Эрозия (от латинского *erosio* - разъедание) – процесс разрушения почв под воздействием воды и ветра. Разрушение почв под действием воды называют водной эрозией, а под действием ветра - ветровой эрозией, или дефляцией. Предохранение почв от эрозии и борьба с ней - важнейшая задача рационального использования земли.

Водную эрозию подразделяют на плоскостную, или поперхностную, и линейную, или овражную. В зависимости от вида стоковых вод водную эрозию также подразделяют на эрозию, вызываемую талыми, дождевыми или ирригационными водами.

Поверхностная эрозия – смыв верхнего горизонта почвы под влиянием стекающих по склону дождевых или талых вод. Последние при своем движении образуют мелкие струйчатые размывы, которые при очередной обработке почвы заделываются за счет постепенной припашки подпахотного слоя почвы. Таким образом, в результате поверхностной эрозии пахотный горизонт все в меньшей и меньшей степени сохраняет материал исходного верхнего слоя почвы и формируется за счет нижележащих менее плодородных горизонтов, а общая мощность почвенного профиля уменьшается, формируются смытые почвы.

Механизм поверхностной эрозии связан с разрушающей ударной силой дождевых капель и с воздействием поверхностного стока дождевых и талых вод. Капли дождя, падая на поверхность почвы, разрушают почвенные агрегаты на мелкие частицы и разбрызгивают их в стороны. При этом почва дезагрегируется и делается более податливой смыву, часть поверхностных пор заиливается, что вызывает снижение водопроницаемости и усиление поверхностного стока.

Поверхностный поток воды на склоне обладает определенной кинетической энергией, которая пропорциональна массе воды и скорости ее стекания. Часть энергии расходуется на разрушение (размыв) почвы, ее отдельных комочков, а также на перенос разрушенного материала.

Линейная эрозия - размыв почв в глубину более мощной струей воды, стекающей по склону. Первые стадии линейной эрозии – образование глубоких струйчатых размывов (до 20–35 см) и промоин

(глубиной от 0,3–0,5 до 1–1,5 м). Дальнейшее их развитие приводит к образованию оврагов и к полному уничтожению почвы. О степени развития овражной эрозии чаще всего судят по проценту площади, которую занимают овраги, или по суммарной протяженности оврагов на квадратный километр площади. В последнем случае принимаются градации (км/км²): слабая – меньше 0,25, средняя – 0,25–0,5, сильная – 0,5–0,75 и очень сильная – больше 0,75. В горных районах наряду с развитием обычных форм водной эрозии могут возникать селевые потоки, образующиеся после бурного снеготаяния или интенсивных дождей. Селевые потоки (сели) движутся с большой скоростью и увлекают огромное количество материала в виде мелкозема, гальки и крупных камней. Сели весьма опасны, вызывают большие разрушения, и борьба с ними требует строительства специальных противоселевых сооружений.

По темпам развития принято различать геологическую (нормальную) и ускоренную эрозию.

Геологическая эрозия - медленный процесс смыва частичек с поверхности почвы, покрытой естественной растительностью. При этом потеря почвы восстанавливается в ходе почвообразования, и практически такая эрозия вреда не приносит.

Ускоренная эрозия связана с удалением естественной растительности, неправильным использованием почвы, в результате чего темп эрозии резко возрастает.

1.14.2. Условия возникновения эрозии

Главная причина развития эрозии - неправильное использование земельной территории человеком, особенно там, где природные условия предрасположены к появлению эрозионных процессов. Поэтому принято различать социально-экономические и природные условия развития эрозии.

Активное развитие эрозионных процессов стало проявляться с момента воздействия человека на растительный и почвенный покров в связи с возделыванием сельскохозяйственных культур, эксплуатацией лесов, выпасом скота и т.п. Для того чтобы исключить развитие эрозии, необходимо проводить комплекс противоэрозионных мероприятий, бережно относиться к земле.

К природным условиям, влияющим на развитие эрозии при неправильном хозяйственном использовании земель, относятся климат, условия рельефа, геологическое строение местности, почвенные условия и растительный покров.

Из климатических условий наиболее важное значение имеют количество и режим выпадающих осадков. Особенно опасны ливневые (крупнокапельные дожди интенсивностью 0,5–1 мм/мин и более) и затяжные дожди, выпадающие в периоды слабого развития растительности или ее отсутствия на пахотных землях. Большое значение для оценки возможности развития смыва почв от стока талых вод имеют учеты запасов воды в снеге, интенсивности снеготаяния, а также состояние почвы к периоду снеготаяния. Эрозия от талых вод интенсивнее проявляется на неглубоко оттаявших склоновых землях, когда верхний маломощный оттаявший слой, пересыщенный влагой, легко смывается по мерзлой прослойке нижележащего горизонта.

При оценке климата в отношении развития дефляции почв первостепенное значение имеют количество, распределение и характер выпадающих осадков, температурный и ветровой режимы. Дефляции способствует засушливый и континентальный климат. Во влажной почве увеличивается связность частиц, улучшается противоэрозийная стойкость почвы, ускоряется рост растений, что способствует более быстрому созданию почвозащитного покрова.

Водная эрозия развивается под влиянием вод поверхностного стока. Поэтому особое значение в ее развитии имеют условия рельефа: глубина местного базиса эрозии, крутизна, длина, форма и экспозиция склонов. Смыв почвы возможен уже при уклонах 1,5–2 градуса, а при уклонах 3 градуса и больше эрозия развивается заметно и тем интенсивнее, чем круче склон. Поскольку с увеличением длины склона возрастают масса стекающей воды и энергия потока, то, как правило, при этом возрастает опасность смыва почвы. Однако при оценке влияния крутизны и длины склона на развитие эрозии следует учитывать режим выпадающих осадком, состояние растительности, свойства почвы.

По форме различают склоны прямые, выпуклые, вогнутые и ступенчатые. Прямые склоны имеют ровную крутизну на всем протяжении, и наибольший смыв наблюдается в нижней их части. На выпуклом склоне наибольшая крутизна и максимальный смыв имеют место также в нижней части склона. При вогнутом профиле наибольший смыв наблюдается в верхней наиболее крутой части склона, а в нижней создаются условия для аккумуляции материала. При ступенчатом склоне создаются условия для ослабления эрозии, так как участки террас на склоне замедляют сток. Почвы южных склонов обычно более подвержены смыву, чем северных.

Условия рельефа в горных и предгорных районах (сильная расчлененность территории, господство склоновых форм, большая

крутизна и протяженность склонов), возможность образования мощных потоков при ливнях и интенсивном снеготаянии, при маломощности смытых почв и близком залегании плотных пород, создают большую опасность эрозии на этих территориях.

Дефляция наиболее опасна на равнинных территориях, а также в обширных межгорных и межсопочных долинах.

Влияние геологического строения территории на развитие эрозии связано с различной податливостью пород к размыву и смыву, а также к дефляции. Так, лессы и лессовидные отложения легко размываются и способствуют образованию оврагов. Моренные суглинки более устойчивы к смыву, чем покровные суглинки. Флювиогляциальные и древнеаллювиальные отложения, обладая хорошей водопроницаемостью, устойчивы против водной эрозии, но легко подвергаются дефляции.

Весьма эрозионно опасны территории, сложенные небольшой толщей рыхлых отложений и подстилаемые с глубины 30–50 см плотными породами (опоками, сланцами, песчаниками, гранитами и т.п.). На таких территориях смыв и дефляция верхнего рыхлого слоя могут приводить к полному уничтожению почвы.

Влияние почвенных условий в значительной степени определяется водопроницаемостью и потому тесно связано с механическим составом, структурностью, мощностью гумусовых горизонтов, плотностью и влажностью верхнего слоя. Почвы, легко впитывающие влагу (структурные, легкие по механическому составу, рыхлые), лучше противостоят водной эрозии. Все факторы, способствующие образованию прочной структуры, благоприятствуют и противоэрозионной устойчивости почв, а ухудшение структуры ее.

Бесструктурные почвы с уплотненным верхним горизонтом обладают слабой противоэрозионной устойчивостью. Наиболее устойчивы к водной эрозии черноземы, а наименее – дерново-подзолистые и сероземы. Дефляции, которая проявляется в виде пыльных (черных) бурь и местной (повседневной) ветровой эрозии, легко подвергаются песчаные и супесчаные почвы, а также бесструктурные суглинистые и глинистые почвы при иссушении их верхнего горизонта.

Растительный покров выполняет исключительно почвозащитную роль. Чем лучше он развит, тем слабее проявляется эрозия. Почвозащитная роль растительности объясняется следующими причинами:

- корни растений прочно скрепляют почвенные частицы и, как своеобразная «арматура», препятствуют смыву, размыву и развеванию почвы;

- наземный полог растений принимает на себя ударную силу дождевых капель, предохраняя тем самым структурные отдельности почвы от разрушения падающими дождевыми каплями или сильно ослабляя их действие;

- густая растительность резко замедляет скорость поверхностного стока, способствуя лучшему впитыванию воды, а также задерживает почвенные частицы, смытые с вышележащих участков;

- дернина и подстилка, обладая высокой влагоемкостью и хорошей водопроницаемостью, легко впитывают воду и хорошо сохраняют в минеральном верхнем горизонте некапиллярные поры, созданные почвенной фауной и корнями;

- растительность способствует накоплению снега и, как следствие, ослабляет промерзание почвы, что приводит в период весеннего снеготаяния к лучшему впитыванию влаги.

Столь же велика почвозащитная роль растений и в отношении дефляции. На задернованных участках, покрытых древесной или кустарниковой растительностью, ветровая эрозия практически не проявляется.



Вопросы для самоподготовки

1. Что представляет собой почвообразовательный процесс?
2. Какие существуют основные стадии почвообразовательного процесса?
3. Из каких фаз состоит почва?
4. За счет каких процессов происходит трансформация исходных веществ в почвенные?
5. Какие существуют основные энергетические источники почвообразовательного процесса?
6. К какой категории процессов относится почвообразование?
7. На какой стадии почвообразования формируется резервный фонд?
8. Что называется обменным фондом?
9. Перечислите основные стадии почвообразовательного процесса. Каковы их особенности?
10. Какую роль выполняет биота в почвообразовательном процессе?
11. Что является результатом трансформации соединений калия и кальция при почвообразовании?
12. Какие исходные вещества в ходе почвообразовательного процесса превращаются в гумусовые соединения?

13. Какие основные компоненты входят в уравнение энергетического баланса почвообразовательного процесса?
14. Какие первичные и вторичные минералы входят в состав почв?
15. Какова сущность классификации механических элементов по Н.А. Качинскому?
16. Охарактеризуйте основные свойства почв при наличии различных фракций?
17. Что называют механическим составом почвы?
18. В зависимости от каких характеристик изменяются свойства механических элементов почвы?
19. Какие почвы называют тяжелыми?
20. Какие органические вещества входят в состав почв?
21. Какие вещества являются специфическими и неспецифическими почвенными веществами?
22. Какие свойства проявляют гумусовые кислоты?
23. Раскройте понятие «гумификация».
24. За счет каких процессов происходит нарастание гумусового горизонта?
25. Какие группы почвенных органических веществ формируют сорбционные, кислотно-основные и буферные свойства почвы?
26. Каковы главные особенности химического состава почвы?
27. Какие основные макроэлементы входят в состав почв?
28. В виде каких соединений в почве присутствует алюминий?
29. Какую важную роль в жизни растений выполняют почвенные микроэлементы?
30. Чем обусловлена радиоактивность почв?
31. Какие виды радиоактивности почв бывают?
32. Какие радионуклиды обуславливают естественную радиоактивность?
33. Каков механизм закрепления ^{90}Sr и ^{137}Cs в почвах?
34. Что называют почвенными коллоидами?
35. Каково строение почвенной мицеллы?
36. Какие существуют виды поглотительной способности почв?
37. Что такое сорбционная емкость почв и ее значение?
38. Что такое ППК (почвенный поглощающий комплекс)?
39. Раскройте понятия «кислотность и щелочность почвы»?
40. В чем основные причины кислотности и щелочности почвы?
41. Что называется буферностью почв?
42. Какие существуют меры борьбы с кислотностью и щелочностью почв?
43. Что такое плотность твердой фазы почв?

44. От чего зависит плотность твердой фазы почвы?
45. На какие почвенные процессы влияет плотность почвы?
46. Пористость почвы и ее виды?
47. Перечислите отрицательные и положительные физико-механические свойства почвы ответ обоснуйте?
48. Перечислите основные категории и формы воды в почве?
49. Что называется водоудерживающей способностью почв?
50. Что называют водным режимом почв?
51. Какие бывают типы водного режима?
52. Каково значение водного режима?
53. Что называется почвенным воздухом?
54. Что такое воздухопроницаемость?
55. Дайте определение воздухоемкости?
56. Что такое воздушный режим почвы?
57. Какие существуют способы регулирования воздушного режима почвы?
58. Дайте определение теплового режима почвы?
59. Что такое тепловые свойства почвы?
60. Виды радиационного и теплового баланса? от чего они зависят?
61. Что называется почвенным раствором?
62. Какие основные вещества входят в состав почвенного раствора?
63. Осмотическое давление почвенного раствора и его значения для растений?
64. Какие виды окислительно-восстановительных процессов протекают в почве?
65. В чем сущность классификации почв по окислительно-восстановительным процессам?
66. Дайте определение строению почвы?
67. Опишите основные виды почвенных горизонтов?
68. Какие бывают типы почвенных профилей?
69. От чего зависит окраска почвы?
70. Охарактеризуйте треугольник цветов С.А. Захарова?
71. Какие основные принципы классификации земель в России?
72. Что называется земельным кадастром?
73. Что называется кадастровым паспортом?
74. Как производится бонитировочная оценка почвы?
75. Дайте характеристику принципу и методике бонитировки почв.
76. Что называется мониторингом почвы?
77. Какова сущность классификации деградационных процессов почвы?
78. Как протекает химическое загрязнение почв?

79. Перечислите и охарактеризуйте основные виды эрозии.
 80. Охарактеризуйте основные меры борьбы с эрозией.

Основные термины и определения

Азотобактерии – все микроорганизмы почвы, способные самостоятельно или в симбиозе фиксировать атмосферный азот.

Аэрация почвы – газообмен почвенного воздуха с атмосферным, при котором почвенный воздух обогащается кислородом, а надземный – углекислым газом.

Биокосное вещество по В.И.Вернадскому – вещество, которое создается одновременно живыми организмами и косными процессами и является закономерной структурой из живого и косного вещества. Биокосное вещество характерно для почвы, фактически все поверхностные слои Земли есть результат преобразования биокосного вещества.

Биологическая активность почв – совокупность биологических процессов, протекающих в почве. О биологической активности почв судят: - по интенсивности потребления кислорода и выделение углекислоты; - по интенсивности выделения тепловой энергии организмами почвы;

Биомасса почвы – совокупность живых организмов, обитающих в почве и играющих ведущую роль в процессе формирования почвы. Почвенные организмы включают в круговорот веществ биосферы основные химические соединения.

Бонитет почвы – качественная характеристика естественных свойств земельного участка: уровень урожайности на земельном участке сельскохозяйственных культур как суммарный показатель его плодородия.

Бонитировка почв – сравнительная оценка почв по важнейшим агрономическим свойствам. Бонитировка необходима для экономической оценки земли, ведения земельного кадастра, мелиорации и т.п.

Буферность почв – способность почв сохранять свои основные характеристики при различных внешних воздействиях.

Влагоемкость почвы – способность почвы удерживать влагу. Влагоемкость выражается в процентах от объема или от массы почвы. Основные виды влагоемкости почвы: - полная, когда все поры заполнены водой; - капиллярная, когда соответствующий слой почвы находится в пределах зоны капиллярного поднятия грунтовых вод; - наименьшая, когда в почве содержится лишь подвешенная влага, оставшаяся после стекания всей гравитационной влаги и при отсутствии подпирания

действия грунтовых вод; - полевая, предельная полевая, максимальная молекулярная, максимальная адсорбционная.

Влажность почвы – содержание в почве влаги в твердом, жидком и газообразном состоянии. Влажность почвы определяется в процентах от массы сухой почвы или от объема. От соотношения влаги и воздуха в почве зависит в значительной степени рост и развитие растений.

Водный режим почвы – совокупность процессов, определяющих поступление, передвижение, изменение состояния и расхода почвенной влаги. К элементам водного режима почвы относятся инфильтрация, конденсация, фильтрация, замерзание, испарение и др.

Гумус – органическое вещество почвы, образующееся за счет разложения растительных и животных остатков и продуктов их жизнедеятельности. Гумус состоит из гуминовых кислот, фульвокислот, гумина и ульмина. Количество гумуса служит показателем плодородия почвы.

Земледелие - отрасль сельского хозяйства, возделывание земли для выращивания растений, используемых человеком. Различают: - круглогодичное земледелие во влажных субтропиках и тропиках, где можно собирать 2–3 урожая в год; - устойчивое земледелие в областях достаточного увлажнения;- орошаемое земледелие на орошаемых землях с различными способами полива; - богарное земледелие на неполивных землях, где возможны зимние или весенние осадки.

Мониторинг земель - в РФ – система наблюдения за состоянием земельного фонда для своевременного выявления изменений, их оценки, предупреждения и устранения последствий негативных процессов. Мониторинг земель является составной частью мониторинга за состоянием окружающей природной

Окислительно-восстановительный потенциал почвы – функция соотношения окисленных и восстановленных форм химических элементов в почве.

Педобионт – организм, обитающий в почве.

Педосфера – часть биосферы; почвенный покров Земли.

Плодородие почвы – способность почвы удовлетворять потребности растений в питательных веществах, влаге, воздухе, биотической и физико-химической среде. Плодородие почвы обеспечивает урожай сельскохозяйственных культур, а также биологическую продуктивность дикой растительности. Различают естественное и искусственное плодородие почвы.

Почва – особое природное образование, возникшее в результате преобразования поверхностных слоев литосферы под совместным воздействием воды, воздуха, климатических факторов и живых организмов. Остатки живых организмов разлагаются в почве редуцентами.

Почва - по В.В.Докучаеву – те дневные или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), которые были более или менее естественно изменены взаимным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов - живых и мертвых, что и сказывается известным образом на составе, структуре и цвете таких образований

Почва - по П.А.Костычеву – верхний слой земли до той глубины, до которой доходит главная масса корней.

Почва - по В.И.Вернадскому – благородная "ржавчина Земли".

Почвенные карты – карты, показывающие распространение и физико-химические свойства почв. Различают: - общие почвенные карты - карты типов почв;- частные почвенные карты - карты, характеризующие отдельные свойства почв: кислотность, засоленность, содержание обломочного материала и др. Используются также карты, отображающие степень нарушенности почв эрозией, плодородие почв, необходимую мелиорацию и др.

Почвенный поглощающий комплекс (ППК) – совокупность нерастворимых в воде мелкодисперсных минеральных, органических и органо-минеральных соединений почвы, образовавшихся в процессе ее формирования и частично унаследованных от материнской породы. Почвенный поглощающий комплекс, особенно его коллоидная фракция, определяет поглотительную способность почвы.

Почвенный профиль – вертикальный разрез почвы от поверхности до материнской породы, состоящий из почвенных горизонтов и подгоризонтов. Мощность почвенного профиля составляет от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. В почвенном профиле порядок горизонтов всегда один и тот же, но мощность их и состав различны, отдельные горизонты могут отсутствовать. Почвенный профиль определяет тип почвы. Если почвенные горизонты плохо различаются, то говорят, что почвенный профиль развит слабо.

Почвенный раствор – жидкая часть почвы; вода с растворенными газами, минеральными и органическими веществами. Почвенный раствор находится в пленочной, капиллярной и гравитационной формах.

Почвоведение – наука о почве. Почвоведение изучает происхождение, развитие, строение, состав, свойства, географическое распространение и рациональное использование почв. Агрогеологическое почвоведение рассматривает почву как геологическое образование. Генетическое почвоведение рассматривает почву как о естественноисторическое тело, обладающее свойствами живой и неживой природы (В.В. Докучаев). Агрономическое почвоведение изучает взаимоотношение почвы и растительности, почвенное плодородие (П.А. Костычев). Гео-

графическое почвоведение - сравнительный анализ почвенного профиля в связи с почвообразованием (Н.М. Сибирцев, К.Д. Глинка).

Почвообразование – превращение коры выветривания любых горных пород или верхнего слоя осадочной горной породы в почву под влиянием факторов почвообразования: материнская порода, климат, растительный и животный мир, рельеф, геологический возраст территории, хозяйственная деятельность человека. Изменчивость факторов почвообразования во времени и пространстве обусловила формирование разнообразных типов почв.

Реликтовые почвы – почвы, сохранившие в строении и свойствах черты прежних условий почвообразования. Изучение реликтовых почв широко применяется для палеогеографических реконструкций.

Ризосфера – почва, окружающая корни растений на расстоянии 2-3 мм, отличающаяся значительной биологической активностью и повышенным содержанием микроорганизмов, привлекаемых выделениями корней.

Самоочищение почвы – способность почвы уменьшать концентрацию загрязняющего вещества в результате протекающих в почве процессов миграции.

Структурность почвы – способность почвы распадаться на комочки различной формы и величины. Почвенные комочки удерживают влагу, в них происходят обменные реакции, в структурной почве достаточно воздуха.

Тип почвы – основная единица классификации почв. Тип почвы выделяется по характеру почвенного профиля. Первая классификация почв России выполнена В.В. Докучаевым в 1886 г. Наиболее распространены зональные типы почв, образующие вместе с растительностью и другими компонентами ландшафта природные зоны.

Эдафические факторы – совокупность физических и химических свойств почв, способных оказывать влияние на живые организмы (растения).

Эдафобионты – организмы, обитающие в грунте (почве).

Эрозия почвы – процесс разрушения почвенного покрова и сноса его частиц потоками воды или ветром. В естественных условиях эрозия почвы происходит постоянно, но, как правило, не принимает угрожающих размеров. В результате хозяйственного воздействия эрозия почвы может резко усилиться и привести к значительному снижению плодородия почв.

Раздел II. Климатология

Введение

На протяжении всей истории развития цивилизации климат оказывает существенное влияние на деятельность человека. Климатология – одна из древнейших наук – всегда способствовала развитию его производительных сил. Изменения климата во многом были причиной подъема и упадка культур целых наций и государств. Однако в последнее время быстрый рост развития производительных сил приводит к тому, что зависимость ряда отраслей хозяйственной деятельности и даже государств от меняющихся климатических условий в абсолютном выражении не падает, а растет, причем возрастает вместе с ростом производства.

Если еще недавно считали, что основным практическим применением метеорологии является прогноз погоды, то сейчас многие начали понимать, что для долговременного планирования и управления хозяйственной деятельностью, помимо прогноза погоды, нужно шире, глубже и всестороннее использовать знания о климате и его изменениях.

Повышенный интерес к проблеме климата в последние годы в значительной степени вызван рядом крупных климатических аномалий, существенно повлиявших на экономику некоторых стран.

В век научно-технической революции зависимость человека от капризов погоды и изменений климата, казалось бы, должна уменьшиться, но на самом деле этого не произошло, хотя, безусловно, человечество обладает теперь несравненно большими возможностями для преодоления последствий климатических бедствий, чем в прошлом. Приведенные примеры наглядно иллюстрируют причины всеобщего беспокойства возросшей зависимостью хозяйственной деятельности и самого человека от климата. Кроме того, человек и сам начал преднамеренно влиять на климат. Пока это проявляется лишь в ограниченных масштабах. Например, климат городов уже сейчас заметно отличается от климата окружающих районов, создаются водохранилища, изменяются ландшафты, русла рек и влагооборот, газовый и аэрозольный состав атмосферы, не без влияния человека наступают пустыни и повышается засушливость климата в этих зонах.

Есть все основания утверждать, что при разумном отношении к природе человечество в состоянии удовлетворять все свои потребности без значительного ущерба окружающей среде. В этой связи появляются иногда в печати довольно категорические «известия» о ско-

ром наступлении нового ледникового периода или о предстоящем глобальном разогреве атмосферы нашей планеты, таянии ледников, повышении уровня океана и т.д. следует воспринимать не более как сенсации, рассчитанные на эффект. Еще большие опасения на этом фоне вызывают преждевременные предложения по «регулированию» климата, что немисливо делать без понимания состояния климата и предвидения возможных его изменений. Не создано и достаточно надежной научной базы, позволяющей оценить влияние климата на экономику, биологические и социальные аспекты развития общества.

Однако и это не все. На вопрос, почему и как менялся климат в прошлом, каковы последствия суммарного воздействия на климат факторов естественного и антропогенного происхождения, ответить однозначно наука еще не в состоянии. Главная причина заключается в том, что проблема климата настолько сложна, что для ее решения в прошлом еще не было создано соответствующей научной и материально-производственной базы. Эта проблема не может быть предметом лишь одного раздела географической науки, к которой до недавнего времени относили климатологию.

В 1967 г. Всемирной метеорологической организацией (ВМО) и Международным Советом Научных Союзов (МСНС) при поддержке ООН была начата подготовка международной научной Программы Исследования Глобальных Атмосферных Процессов (ПИГАП). Ее первой целью была проблема долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности (три – пять дней) и на средние сроки (до двух-трех недель).

В 1974 г. ВМО совместно с МСНС в Швеции была созвана научная конференция для разработки программы «Физические основы климата и его моделирование», предусматривавшей улучшение понимания физических механизмов (естественных и антропогенных), отечественных за формирование, изменения и моделирование климата. Однако эти задачи не охватывали других проблем, связанных с климатом и в особенности с воздействием климата на общество.

В 1979 г. в Женеве была созвана Всемирная конференция по климату (ВКК) под девизом «Климат и человечество». В ней приняли участие ученые-эксперты самых различных специальностей из более чем 50 государств. ВКК приняла декларацию с обращением к странам мира:

- использовать в полной мере знания человека о климате; предпринимать шаги с целью значительного улучшения этих знаний;

- предвидеть и препятствовать потенциальным антропогенным изменениям климата, которые могут быть неблагоприятными для человека.

Можно указать три основных компонента Всемирной климатической программы: климатические данные и применение знаний о климате на практике, исследования влияния климата на деятельность человека, изучение изменений климата под влиянием естественных и антропогенных факторов.

До недавнего времени климат в основном рассматривался лишь как часть природной окружающей среды, а не как компонент экономической, биологической и социальной подсистем. В настоящее время можно выделить четыре группы знаний о климате. Первая – общие статические характеристики климата и его изменчивость для различных регионов и всего земного шара; вторая – влияние климатических экстремумов (засухи, холодный зимы, наводнения), т. е. нетипичных для среднего климата состояний климатической системы, на различные стороны экономической и социальной жизни.

Здесь уместно отметить, что как первая, так и вторая группы знаний страдают от недостатка необходимой исходной информации – ведь период регулярных инструментальных метеорологических наблюдений охватывает всего 100-150 лет, а других видов наблюдений и того меньше. В связи с этим история климата Земли, воссозданная по данным инструментальных и косвенных наблюдений, геологическим и историческим данным представляется исключительно важной для накопления знаний о климате.

Третья группа знаний включает оценку влияния хозяйственной деятельности на климат. Например, если в будущем будет доказано, что расширение пахотных земель за счет вырубки лесов или выброс в атмосферу определенных химических веществ пагубно повлияют на климат, соответствующие рекомендации могут и должны привести к перестройке землепользования или технологии пусть даже очень нужного производства. Формирование этой категории знаний требует большой компетентности, надежной аргументации и исключительной ответственности при выдаче подобных рекомендаций.

Четвертая группа знаний – это прогнозы климата. Такие прогнозы скорее всего будут носить вероятностный характер. Они не будут и не должны выражаться в терминах прогнозов погоды и могут даваться в более общем виде.

2.1. История климата земли

2.1.1. Общая характеристика

Для понимания изменений климата важно знать его эволюцию на протяжении всей истории существования нашей планеты, т. е. более чем за 4,5 млрд. лет. Эти изменения, длившиеся миллионы лет, происходили как за счет астрономических факторов и геохимической эволюции земной атмосферы, так и за счет движения континентов, смещения полюсов, изменения скорости вращения Земли и др. Имели место и более короткие периоды изменения климата – десятки и сотни тысяч лет, наблюдались также колебания, измержавшиеся тысячелетиями, столетиями и десятилетиями.

Хотя климатология – одна из старейших научных дисциплин, она пока еще не в состоянии объяснить климаты прошлого, а тем более будущего, даже с помощью метода физического анализа и результатов математического моделирования. Лишь в середине текущего столетия наука начала переходить от стадии описания климата к стадии его объяснения и то на весьма скромной теоретической базе. Иллюстрацией данного положения является хорошо известный и до некоторой степени парадоксальный факт, что само определение понятия «климат» неоднозначно и вызывало весьма оживленные и острые дискуссии. На этом имеет смысл остановиться несколько подробнее.

Говоря об истории климата, следует четко себе представлять, какой смысл мы вкладываем в это понятие. К настоящему времени известно около 60 – 70 определений понятия «климат». Сам термин, буквально означающий наклонение солнечных лучей, был введен древнегреческим астрономом Гиппархом (190 – 120 гг. до н. э.). Затем это понятие развивалось древнегреческими учеными. Примерно до конца XVIII в. господствовало мнение, что климат определяется высотой солнца над горизонтом. Согласно этому представлению существовало девять климатов. Первый относится к полосе на 12 градусов широты к северу и югу от экватора, остальные климаты разделялись кругами широт через $5,5^{\circ}$. Все, что было севернее 50° с.ш., причислялось к девятому климату, в то время считавшемуся необитаемым. Южное полушарие, о котором ничего не было известно, вообще ни к какому климату не причислялось.

В дальнейшем было принято другое деление. Земля делилась на 36 климатов по обе стороны от экватора. Район вблизи экватора, где разность между наибольшими и наименьшими днями в году составляла до 1 часа, относился к первому климату. Там, где эта разность была

1-2 часа, - ко второму и т. д. до 24-го климата. Кроме того, между полюсом и полярным кругом было еще 12 климатов. Там, где солнце не заходит до одного, полутора, двух, двух с половиной месяцев, полагали 26 – 29-й климаты вплоть до 36-го у полюса, где солнце не заходит шесть месяцев.

В скором времени люди, однако, убедились, что средние условия погоды в этих, так называемых одинаковых климатических зонах разные, и начали искать тому объяснения. Появились новые определения климата. Наиболее полное было дано А. Гумбольдтом в 1831 г., и затем в 1845 г. в его известной книге «Космос». По Гумбольдту, слово «климат» прежде всего обозначает «специфическое свойство атмосферы, которое зависит от непрерывного совместного действия подвижной поверхности моря, изборожденной течениями противоположных температур, излучающей тепло суши, которая определяет громадное разнообразие в отношении своей орографии, окраски и состояния покрова». Но и это определение продержалось недолго. С 70-х годов XIX в. климат трактуется уже «как общее состояние погоды в определенном месте или в определенной стране, или, точнее говоря, совокупность средних величин и свойств всех метеорологических элементов есть не что иное, как то, что называют климатом какого-либо места».

Однако в 20 – 30-х и в конце 40-х – начале 50-х годов вновь разгорелись жаркие дискуссии по климату. И лишь в 70-х годах было дано определение понятия климата как совокупности статистических свойств климатической системы за достаточно длинный, но ограниченный промежуток времени. Большинство исследователей сходятся на том, что период осреднения должен быть от нескольких лет до 10 и даже 30. Имеются серьезные основания относить к климату все то, что не может быть выражено в терминах погоды, особенно в части прогноза. Под погодой при этом понимается совокупность значений метеорологических элементов в любой точке трехмерного пространства в любой момент времени. В такой трактовке существует предел предсказуемости погоды, исчисляемый двумя-тремя неделями. За пределами предсказуемости может идти речь о прогнозе лишь осредненных характеристик, т. е. о прогнозе климата. В свою очередь климатическая система включает следующие компоненты, находящиеся между собой в сложном взаимодействии: атмосферу, океан, поверхность суши, криосферу (вода в замерзшем состоянии), биосферу.

Климат каждой эпохи (периода) определяется на основе климатических выборок за данную эпоху или данный период. Таким образом, для характеристики климата Земли и описания его истории необходимо знать совокупность статических свойств всех компонентов клима-

тической системы. В то же время известно, что наша планета существует примерно 4,7 млрд. лет, а период самых длительных регулярных инструментальных метеорологических наблюдений насчитывает 100–150 лет, и лишь по отдельным пунктам он составляет более 200 лет. Спутниковые и некоторые другие специальные виды наблюдений имеют еще более короткие ряды, порядка 10–15 лет.

Вполне понятно, что проследить за историей климата Земли можно только по ограниченному количеству показателей не для всей климатической системы, а для отдельных ее компонентов и в основном с использованием косвенных методов и косвенных признаков. Несомненно, в большей степени нас будет интересовать климат не безжизненной Земли, а последних нескольких миллионов или десятков миллионов лет, когда появилась биосфера.

Главную информацию о климате прошлого дают геологические источники, экологическая интерпретация палеобиологических материалов, т. е. макро- и микроостатков растений, включая пыльцу, споры и др., а также животных, погребенных в отложениях различного возраста на континентах, на дне океанов и морей. Кроме того, изучаются древние ископаемые почвы, коры выветривания и различные континентальные отложения.

Существенными видами косвенной информации являются дендрологические, археологические, исторические и другие данные, относящиеся к последнему периоду истории Земли.

В самое последнее время начали широко использоваться геохимические, главным образом изотопные методы анализа, позволяющие количественно интерпретировать некоторые характеристики климата. В соответствии с имеющимися представлениями на Земле было не менее трех крупных ледниковых эпох, последняя около 650 млн. лет назад.

Примерно в течение последних 20 млн. лет распределение материков и океанов на нашей планете стало напоминать настоящее. За это время земная атмосфера прошла существенную эволюцию. Мы не будем детализировать климат первых 4 млрд. лет истории Земли (докембрий) и последних 570–650 млн. лет (фанерозой). Отметим только, что в течение различных геологических эпох наблюдались теплый каменноугольный период в палеозое, около 300 млн. лет назад, холодный – в мезозое, около 200 млн. лет, теплый – в третичном периоде, около 70 млн. лет назад. Более или менее надежные косвенные данные имеются о климате Земли за последние 2 млн. лет (четвертичный период).

2.1.2. Климат последнего тысячелетия

Главными источниками информации о климате этого периода являются исторические записи и косвенные наблюдения за такими показателями климата, как кольца деревьев, уровень озер, состояние горных ледников и др. За последние полтора-два столетия имеются ряды инструментальных наблюдений.

Наиболее характерными периодами для последнего тысячелетия являются следующие климатические условия:

- сравнительно теплый период примерно в VIII-XIV вв.,
- похолодание между XIV и XIX вв. – малый ледниковый период;
- потепление, начавшееся во второй половине XIX в., с максимумом в 30-40-х годах XX в.;
- похолодание после 30-40-х годов, которое еще продолжается с некоторыми колебаниями.

Следует отметить, что наука располагает различного рода письменными источниками, характеризующими аномалии климата в Египте, Китае, и Южной Европе соответственно с 3000, 2500, и 500 гг. до н. э. Для Северной Европы они имеются за всю историю современного летоисчисления, для Японии, Исландии, Северной Америки, Южной Америки, Австралии – начиная соответственно с 500, 1000, 1500, 1550, 1800 гг. н. э. В русских исторических источниках информация о климате содержится примерно с X-XI столетий.

2.1.3. Современный климат

Под этим понятием подразумевается климат после потепления 30-40-х годов. Для этого периода характерно общее понижение температуры, увеличение на континенте количества льда и снега, повторяемости необычных условий погоды, т.е. таких, которые по данным МВО встречаются раз в 25-30 раз и более лет. Были и отдельные потепления климата, например в конце 50-х годов; затем оно сменилось значительным похолоданием, достигшим максимума в середине 60-х годов. Вслед за этим было зарегистрировано повышение температуры, продолжавшееся до конца 60-х – начала 70-х годов. Этот факт послужил основанием для отдельных ученых утверждать, что это потепление глобальное и знаменует переломный момент в тенденции климата к глобальному потеплению за счет антропогенных факторов и, в частности, за счет роста CO₂. Однако подобные утверждения оказались преждевременными, по крайней мере, в силу двух причин.

Во-первых, в середине 70-х годов вновь проявилась тенденция к похолоданию климата, а годы 1976,1978,1979 были исключительно холодными и аномальными по количеству необычных условий погоды (засухи, холодные зимы, наводнения). В связи с этим потепление конца 60-х – 70-х годов следует считать такой же флюктуацией климата, как и раньше.

Во-вторых, похолодание климата после 40-х годов не было повсеместным, а носило четко выраженный региональный характер, что наблюдалось во все периоды истории Земли. Что касается роста CO_2 , то он пока еще не обеспечивает того тепличного эффекта, которым можно объяснить потепление. К тому же этот фактор не единственный.

В 1973 году Японская метеорологическая служба создала специальную исследовательскую группу для оценки повторяемости необычных условий погоды и тенденций изменения климата. Большое число специалистов считают, что изменение не средних климатических условий, а климатических аномалий, климатических экстремумов или необычных условий погоды главным образом влияет на состояние человеческого общества.

Анализируя различные данные температур, осадков и пр. можно сделать два вывода.

1. В северном полушарии продолжает увеличиваться снежный и ледовый покров и понижаться температура со средней скоростью примерно $0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, что подтверждают практически все характеристики климатической системы.

2. В южном полушарии климат несколько теплеет и уменьшается количество льда.

Современный климат неустойчив: засухи в одних районах и наводнения в других. Такая неустойчивость была характерна для перехода к малому ледниковому периоду в прошлом.

Итак, в целом о современном климате можно сказать следующее.

1. В настоящее время наблюдается тенденция похолодания климата в северном полушарии, которая характеризуется средним понижением температуры воздуха и воды на $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет и увеличением количества льда и снега. Судя по всему, это похолодание является не признаком перехода к новой ледниковой эпохе, а климатической флюктуацией, аналогичной прошлым. В южном полушарии отмечается потепление климата.

2. Повторяемость необычных явлений погоды и климатических аномалий возрастает. Подобное происходило и ранее, в частности при переходе от малого климатического оптимума к малому ледниковому

периоду и во время последнего. Поэтому вряд ли можно говорить об исключительной аномальности наблюдаемых явлений. Однако теперь в отличие от прошлых столетий они охватывают густонаселенные районы с высокоразвитым хозяйством, в связи с чем последствия таких климатических аномалий могут оказаться более ощутимыми, чем в прошлом.

3. Повышенная изменчивость климата и особенно температур наиболее интенсивна, как и ранее, в высоких и умеренных широтах и в меньшей мере – в низких.

4. Повышенная изменчивость осадков проявляется во всех широтных зонах, но наиболее ощутима в так называемых аридных и прилегающих к ним зонах, ибо сельское хозяйство в этих районах очень страдает от засух или даже от недобора осадков.

5. Экономика и сам человек во все времена и, особенно, в последнее зависят, как от климатических трендов средних температур, средних осадков, так и в еще большей степени от климатических аномалий и изменчивости климата. Изучение этих условий в будущем и их прогнозирование станут главной задачей при оценке и учете влияния климата на экономику и человеческую деятельность.

В качестве одного из примеров приведем данные о продолжительности вегетационного периода (дни, когда средняя температура выше $5,5^{\circ}\text{C}$) в центральной части Англии. В 1870-1895 гг. средняя за десятилетие продолжительность вегетационного периода составила 255-265, а наименьшая 205-225 суток, в 1930-1949 гг. соответственно 270-275 и 237-243 суток. В 1950-1959 гг. средняя продолжительность вегетационного периода вновь упала до 265, а минимальная – до 226 суток.

В наиболее холодные десятилетия малого ледникового периода в Англии средний вегетационный сезон был короче почти на месяц по сравнению с 1930-1949гг. Наложение на эпохи укороченного вегетационного периода крупных климатических аномалий значительно может усугубить последствия и без того неблагоприятных климатических условий, вызываемых сокращением вегетационного периода.

2.2. Естественные факторы изменения климата

Изменения климата, носившие глобальный характер и охватывавшие как длительные, так и более короткие периоды истории Земли, в основном были вызваны естественными причинами. Лишь в небольшой мере, особенно в последние десятилетия, отдельные изменения объясняются неосознанной деятельностью человека: вырубка и выжи-

гание лесов на больших пространствах, увеличение пахотных земель, вытаптывание растительности животными в так называемых аридных зонах, что могло способствовать наступлению пустынь, и др. Однако человеческая деятельность подобного рода не способна повлиять на крупные климатические колебания: ледниковые и межледниковые периоды или даже малый климатический оптимум и малый ледниковый период.

Естественные механизмы, влияющие на климат, можно разбить на следующие группы:

- астрономические факторы, связанные с изменением параметров земной орбиты, наклоном земной оси и процессами на Солнце или в Солнечной системе;
- геофизические факторы, обусловленные свойствами Земли как планеты;
- циркуляционные факторы, связанные в основном с процессами внутри самой атмосферы.

2.3. Климат и хозяйственная деятельность человека

2.3.1. Биоклиматология человека

Человек постоянно испытывает воздействие факторов окружающей среды. К ним относятся тепловые, шумовые, световые, радиационные загрязнения окружающей среды, эмоциональные нагрузки, влияние различных физических полей и явлений и др.

Однако наиболее существенны факторы, определяющие тепловое состояние человека, в частности испарение, теплообмен и радиационные притоки, целиком зависящие от климатических условий. На основе учета этой зависимости возникло новое направление исследований, называемое биоклиматологией; последняя делится на общую и частную.

Общая биоклиматология занимается изучением влияния климата, погоды, гелиофизических, геомагнитных, атмосферно-электрических и других факторов на самочувствие и здоровье человека. Частная биоклиматология исследует влияние микроклимата различных природных и городских ландшафтов, а также помещений на самочувствие и условия проживания человека.

Анализ статистических данных и уравнения теплового баланса позволяет выделить климатические условия, оптимальные для проживания человека. Основным ограничивающий фактор- температура. Верхний предел возможных для проживания условий (T_{max}) составляет около 55°C , нижний (T_{min}) – порядка -60°C . Зонай климатического

комфорта считается довольно узкий интервал температур порядка 20–25⁰С, который несколько различен в странах с разным влажностным и ветровым режимом. Проживание при температуре ниже и выше этих величин связано уже с определенными дополнительными условиями (утепление или охлаждение).

На рис. 2.1 приведен график, характеризующий распределение населения мира в диаграмме среднегодовых значений T_{min} и T_{max} . Заштрихованный район указывает диапазон температур, в которых проживает 60% населения. Он находится между T_{max} порядка от 30–35⁰ до 35–40⁰С и от T_{min} –10⁰ до 15⁰С. В зоне, обозначенной горизонтальной штриховкой, проживает около 30% населения. Эта зона лежит в пределах T_{max} между 20–25⁰С и 45–50⁰С, а T_{min} между -50 – -55⁰С и 20–25⁰С.

В экстремальных климатических условиях проживает всего около 10% населения. По данным Всемирной организации здравоохранения и Всемирной продовольственной организации наиболее благоприятный климатический эталон соответствует среднегодовой температуре воздуха 10⁰С. Уменьшение этой температуры требует увеличения калорийности пищи порядка 3% на каждые 10⁰С понижения температуры. При повышении среднегодовой температуры калорийность снижается на 5%. Проведенные специальные исследования показали, что в различных климатических условиях требуемая калорийность пищи может меняться в существенно больших пределах. Естественно, что на калорийность влияют и другие климатические факторы. Но эти вопросы еще достаточно не изучены. Тем не менее ясно, что изучение и районирование биотермических условий жизнедеятельности человека - весьма актуальная задача, особенно для стран с холодным или жарким климатом.

Воздействие климата на условия проживания человека и его самочувствие ярко проявляется в благоприятном влиянии факторов климатического лечения. В связи с этим курортология и климатотерапия стали одним их закономерных и эффективных арсеналов средств современной медицины и лечения заболеваний.

Однако это направление может успешно развиваться при условии научных обоснований влияния климата на здоровье человека. Влияние многих климатических факторов, таких, как явления, связанные с солнечной активностью, атмосферным электричеством, резкими изменениями погоды и др., до конца еще не выяснено. Исследования показали, что для здорового организма возможность приспособления (адаптации) к меняющимся климатическим условиям весьма высокая. В связи с этим зависимость здоровья практически здорового человека

от климатических условий не так велика. Однако больные, люди пожилого возраста и дети чутко реагируют на перемены климата.

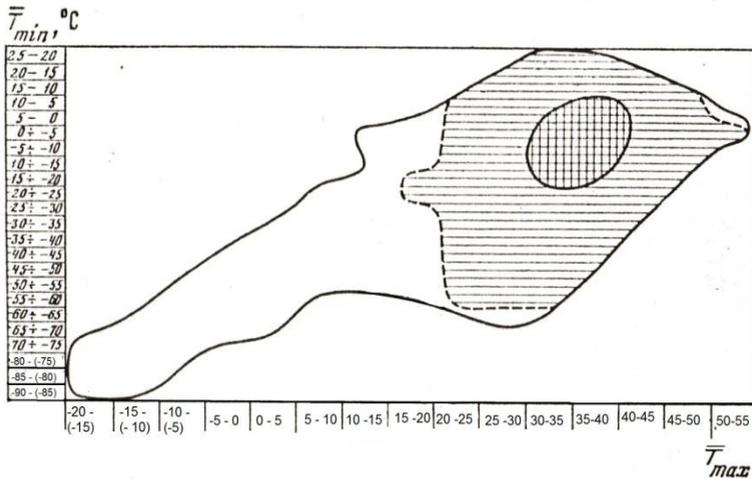


Рис. 2.1. График, характеризующий распределение населения мира в диаграмме среднегодовых значений T_{min} и T_{max} .

В ряде стран обнаружена четко выраженная сезонность в количестве смертей. Так, в США минимум смертности для Нью-Йорка, Лос-Анджелеса и Чикаго падает на летние месяцы, а максимум — на зимние. При этом амплитуда составляет порядка 15–25%. Однако, в прошлом столетии картина была обратная. Пик смертности 1867-1880 гг. отмечался летом. По-видимому, следует различать смертность в зависимости от тех или иных заболеваний.

Так, минимум смертности от сосудисто-сердечных заболеваний в северном полушарии падает на летние месяцы. В южном полушарии в это время наблюдается максимум смертности. Специально проведенные исследования в США показали, однако, наличие определенной зависимости распределения смертности от климатических условий. Так, смертность ниже в районах США с диапазоном среднегодовых температур между 15,6 и 26,6⁰С. В более холодных и более жарких районах смертность повышалась. Заметное влияние на заболеваемость и смертность оказывают климатическая изменчивость и резкие колебания погоды.

В последние годы показано влияние сезонной изменчивости и различных климатических условий на возникновение и распространение самых разнообразных вирусных заболеваний. Целый ряд вирусов

может развиваться и размножаться только при определенных климатических условиях.

Если в ряде стран (США, Япония) резко снижается смертность от инфекционных заболеваний, то в них же резко увеличивается смертность от респираторных заболеваний, связанных с качеством окружающей среды. В городе Нешвилл (США) было установлено, что при загрязнении атмосферного воздуха двуокисью серы до $0,149 \text{ мг/м}^3$ процент обострения бронхиальной астмы среди взрослого населения составил 8,1%. При повышении концентрации в диапазоне $0,15\text{--}0,349 \text{ мг/м}^3$ – 12%, а в районах с концентрацией выше $0,75 \text{ мг/м}^3$ этот показатель возрос до 43,8 %.

Здесь мы рассмотрели лишь в самых общих чертах возможное влияние климатических условий на здоровье и условия проживания человека. Проблема эта имеет глубокое социально-экономическое значение.

2.3.2. Антропогенное воздействие на климат

Дальнейшее развитие хозяйственной деятельности приводит ко все возрастающему влиянию человека на окружающую среду и климат. Другими словами, обретают силу антропогенные факторы. Следует, по-видимому, различать два типа воздействия на климат непреднамеренное – в результате хозяйственной деятельности и намеренное – с целью изменения климата в нужном человеку направлении.

Непреднамеренное воздействие человеческой деятельности на климат началось уже давно. Осваивая новые территории, вырубая и выжигая леса, распахивая земли, засаживая территории различными видами растительности, человек неосознанно менял характер подстилающей поверхности, ее альбедо и тем самым способствовал изменению теплового баланса системы Земля-атмосфера.

В настоящее время создаются новые водохранилища и каналы, изменяются русла крупных рек, осушаются болота, продолжают вырубаться леса и др. На характере подстилающей поверхности сказывается эрозия почв. Все это влияет не только на альбедо, но и на газовый обмен с атмосферой, влаго- и теплообмен атмосферы и подстилающей поверхности.

Среди химических газов, меняющих газовый состав атмосферы, особая роль отводится CO_2 , который, проступая в атмосферу, создает тепличный эффект. При возрастающей скорости поступления газа в ближайшие 100 лет, его воздействие на климат может стать ощутимым.

В атмосферу поступают и фотохимически активные малые примеси: фреоны, фтористые, бромистые и хлорные соединения, которые разрушают озоновый слой и влияют на тепловой режим планеты. Целый ряд химически активных малых примесей, таких, как окислы азота, те же фреоны и др., обладает свойствами поглощать солнечную радиацию и тем самым воздействовать на тепловой режим атмосферы, либо уменьшая метеорологическую солнечную постоянную, либо увеличивая действие тепличного эффекта.

В связи с ростом населения и объема производства, развитием энергетики возрастает поступление в атмосферу тепловых выбросов. Оно уже сейчас ощутимо в крупных городах и промышленных центрах. Вполне естественно, что в дальнейшем этот процесс усилится. Отсюда крайне важно знать, как тепловые выбросы повлияют на погоду и климат.

Можно указать еще несколько видов человеческой деятельности, которые могут отразиться на климате. К ним относятся: загрязнение океана нефтяными продуктами, нарушающее тепло- и влагообмен между атмосферой и океаном, воздействие на облака с целью стимулирования осадков, сжигание топлива, увеличивающее выброс в атмосферу водяного пара, действие оросительных систем, повышающие испарение и др.

Пагубное воздействие на климат могут оказывать испытания ядерного оружия, способствующие образованию и накоплению в атмосфере аэрозоля, окислов азота, радиоуглерода и других компонентов, разрушающих озоновый слой, и др. В настоящее время ни теоретическая база, ни уровень технических возможностей не позволяет ставить задачу намеренного воздействия на климат. Однако в будущем эта задача может оказаться посильной для человечества.

2.3.3. Влияние топливно-энергетического комплекса на климат

Несомненно, развитие основных отраслей экономики в значительной мере будет обусловлено развитием топливно-энергетического комплекса, функционирование которого, с одной стороны, зависит от климатических условий, а с другой – влияет на окружающую среду и климат. Существует по крайней мере несколько видов воздействия топливно-энергетического комплекса на климат.

Прежде всего это выбросы в атмосферу аэрозолей, из которых наибольшее значение имеют сажа и продукты сгорания в виде соединений серы, Второй вид – поступление в атмосферу радиационно-

активных малых газовых компонентов в результате сжигания химического топлива. Сюда относятся углекислый газ и окислы азота, влияющие на углеродный и азотный циклы в системе атмосфера – океан – биосфера - почвы суши. Следующий вид – воздействие на подстилающую поверхность.

Наиболее важным видом воздействия топливно-энергетического комплекса на погоду и климат некоторые авторы считают влияние тепловых выбросов непосредственно в атмосферу и океаны. При любых оценках влияния топливно-энергетического комплекса на погоду и климат важно иметь правильное представление о тенденциях развития топливно-энергетической базы в мире.

Суммарное потребление энергии в мире в среднем составляет 2% в год. Эта цифра принципиально важна для оценки тенденций будущего роста энергетических мощностей, поскольку некоторые исследователи явно завышают процент до 4, а то и до 6.

Основным источником топлива в настоящее время является каменный уголь. По данным международного Института системного анализа на 1974 год мировые запасы угля всех сортов, от антрацита с теплотворной способностью 8000 ккал/кг до бедных углей с теплотворной способностью 3500 ккал/кг или менее, составили $1,0754 \cdot 10^{13}$ т, что эквивалентно запасам $8,4 \cdot 10^{11}$ т угля с теплотворной способностью 7000 ккал/кг.

Академики В.А. Кириллин и М.А. Стырикович общие запасы условного топлива, включая нефть и газ, оценивают в $1,29 \cdot 10^{13}$ т. Считается, что на 80 % условное топливо состоит из каменного угля.

В 1975 г. по материалам Академии наук США запасы энергетических ресурсов исчисляется так: жидкая нефть, натуральный газ и уголь соответственно $10,55 \cdot 10^{21}$, $7,60 \cdot 10^{21}$, $276,2 \cdot 10^{21}$ Дж (в $294,35 \cdot 10^{21}$ Дж), т.е. на долю угля, нефти и газа приходится соответственно 94,2, 3,5 и 2,3% общей суммы.

Все это позволяет сделать следующие выводы:

- основными продуктами сжигания топлива в будущем будут продукты сжигания угля;
- добыча топлива и его сжигание будут осуществляться в нескольких крупных регионах мира и неравномерно распределяются на поверхности Земли.

Эти два обстоятельства крайне важны при оценке воздействия топливно-энергетического комплекса на климат.

Наиболее вероятное годовое потребление энергии в мире 1985, 2000 и 2025 гг. эксперты оценивают соответственно $329 \cdot 10^{18}$, $567 \cdot 10^{18}$ и $1238 \cdot 10^{18}$ Дж.

Более детальный анализ указывает на следующую динамику развития топливно-энергетического комплекса. Если потребление дерева в качестве источника топлива в начале XIX в. составляло 90%, то теперь оно снизилось до 10%. Удельный же вес угля сейчас близок к 50%, а нефти и газа – к 30%. На долю гидроэнергетики падает не более 10–12%.

Очевидно, что вклад нефти и газа в ближайшие 30–50 лет будет существенным. В результате возрастет роль угля, возобновляемых источников энергии (Солнце, ветер, геотермальное тепло и др.). Роль гидроэнергетики, по-видимому, останется на прежнем уровне.

С этих позиций, а также с позиций учета предполагаемого роста населения и потребления энергии на душу населения следует оценить тенденции роста энергетических мощностей в мире и возможные климатические изменения, вызываемые этим ростом.

В большинстве стран с низким уровнем потребления энергии наиболее интенсивно растет население, в связи с чем проблема обеспечения продовольствием, водой, сырьем, промышленными и другими товарами будет зависеть от состояния топливно-энергетической базы.

Уже сейчас можно попытаться оценить влияние энергетических нагрузок на климат, считая, что большая часть произведенной энергии перейдет в тепло и будет выброшена либо целиком в атмосферу, либо частично в воды суши и океана.

Некоторые исследователи утверждают, что в ближайшие десятилетия будет достигнут тепловой барьер и климат резко потеплеет. Однако, это утверждение основывается на экспериментах, в которых антропогенные тепловые выбросы превышали минимум на порядок. Принимаемые в моделях тепловые нагрузки могут быть достигнуты не ранее середины или конца следующего столетия. При возможных тепловых выбросах в ближайшее десятилетие, по-видимому, никаких глобальных изменений не произойдет, но региональные и локальные эффекты будут ощутимы. Наиболее реальным в перспективе представляется не потепление климата, а изменение циркуляционного режима атмосферы и увеличение повторяемости климатических аномалий.

Проанализировав характер добычи топлива, можно сделать вывод, что развитие топливно-энергетического комплекса, по-видимому, будет связано с изъятием из обращения значительных площадей, изменением альбедо и свойств шероховатости нескольких сотен тысяч квадратных километров земель. Этот эффект следует рассматривать с учетом других путей антропогенного воздействия на подстилающую поверхность.

Вполне вероятно, что опасность загрязнения атмосферы существенно активизирует использование энергии ветра и Солнца.

Такова в общих чертах современная научная оценка возможных воздействий топливно-энергетического комплекса на погоду и климат.

2.3.4. Влияние антропогенного роста углекислого газа на климат

Эта проблема в настоящее время – одна из центральных и наиболее важных при оценке естественного цикла CO_2 в системе океан – атмосфера – биосфера в условиях антропогенного воздействия.

В результате сжигания топлива в атмосферу ежегодно поступает около 5 млрд. т углерода. Чтобы изменить эту ситуацию потребовалось бы коренным образом перестроить технологию использования энергетических мощностей и источников топлива, что, вероятно, трудно осуществить быстро и легко, поскольку проблема эта глобальная и связана со всей структурой мировой экономики. На углеродном цикле, помимо сжигания топлива, сказывается и воздействие человека на биосферу и океан. Все это серьезно усложняет проблему. К тому же еще не ясно, приведет ли увеличение CO_2 к неблагоприятным последствиям для человека.

Как говорилось, общие запасы топлива оцениваются около $1,3 \cdot 10^{13}$ т условного топлива (около $(5-8) \cdot 10^{12}$ т чистого С). При сжигании угля, нефти и газа на 10^{12} Дж в атмосферу выделяется соответственно 87, 71 и 51 т CO_2 .

Рассматриваемая задача осложняется еще и тем, что имеются и другие источники антропогенного поступления CO_2 в атмосферу: сжигание лесов, промышленной древесины и ее отходов, культивация земель, минеральные источники и т.д. всего в атмосфере остается 25-30% антропогенного С, на долю же океана и биосферы приходится около 70%.

Существует еще один антропогенный источник С – биосферного происхождения (воздействие на почву, растительность и др.) до середины нашего столетия за счет этого источника С поступило больше, чем от сжигания ископаемого топлива. Позже рост CO_2 за счет сжигания ископаемого топлива стал преобладать. В настоящее время по данным радиоуглеродного анализа колец деревьев отношение С, поступающего за счет сжигания ископаемого топлива, к биосферному источнику антропогенного происхождения составляет 2:1.

Определить антропогенное влияние на общее содержание CO_2 в атмосфере невозможно, если не исследовать в целом цикл С в системе

океан – атмосфера – биосфера при наличии двух источников сжигания ископаемого топлива и воздействия на биосферу.

Сжигание всего разведанного химического топлива привело бы к увеличению максимальной концентрации в атмосфере, которая в 8-11 раз превысит концентрацию доиндустриального периода. Влияние океана и биосферы уменьшает эту концентрацию.

Земная биосфера поглощает CO_2 в процессе синтеза и хранит углерод в стволах деревьев, почве, перегное, листве и др. Около 90% C сосредоточено в лесах.

Роль океана в цикле CO_2 , по мнению большинства исследователей, исключительно велика, поскольку он является основным источником углерода и хранителем излишков индустриального CO_2 .

Между атмосферой, биосферой и океаном существует непрерывный обмен CO_2 , причем скорость его зависит от климатического режима. Так, скорость обмена CO_2 между атмосферой и деятельным слоем океана (верхний, хорошо перемешанный слой океана толщиной порядка 75 м) обусловлена температурой воды. В результате в высоких широтах поток CO_2 направлен в основном из атмосферы в океан, а в южных районах из океана в атмосферу. Наличие загрязняющих океан пленок нефти может уменьшить этот обмен.

Время полного обмена между глубинным океаном и его деятельным слоем порядка 300 лет, между деятельным слоем и глубинным океаном 4–6 лет. Между атмосферой и биосферой и биосферой и атмосферой время обмена соответственно 33 и 40 лет, а между атмосферой и деятельным океаном 5–6 лет.

Рассматривая влияние антропогенного роста CO_2 на климат, обратим внимание на дву-, трехкратное увеличение CO_2 . Дело в том, что для биосферы и человека многократное увеличение CO_2 не представляет никакой опасности, а во многих отношениях, главным образом, с точки зрения ускорения роста растений, оно даже выгодно. По существующим оценкам двукратное увеличение антропогенного CO_2 может вызвать рост деревьев в течение следующих 200 лет.

Полосы поглощения углекислым газом тепловой радиации обладают пределом возможного поглощения. В связи с этим тепличный эффект (подъем температуры в нижней тропосфере) по мере роста концентрации CO_2 после его двукратного увеличения замедляется и при возрастании концентрации более чем в 2-3 раза тепличный эффект проявляет себя примерно также, как и при дву-, трехкратном увеличении CO_2 . Поэтому влияние роста CO_2 обычно оценивают при дву-, трехкратном увеличении его в атмосфере, т.е. к середине или к концу

следующего столетия (по мнению некоторых специалистов, для начала следующего столетия эта оценка явно завышена).

Какие же последствия могут быть вызвана увеличением CO_2 ? Прежде всего – это возможное изменение режима осадков и испарения, потепление климата, наиболее сильное в высоких широтах, отступление снеговой линии, таяние ледников, нестабильность ледяного покрова, нарушение циркуляции атмосферы и океана, частые засухи.

На ряде отраслей народного хозяйства многие из этих изменений не обязательно скажутся отрицательно, для лесов и сельского хозяйства, наоборот, вероятен даже положительный эффект. Однако при потеплении климата и океана может увеличиваться поток CO_2 в атмосферу. В этом случае может усилиться тепличный эффект, растают континентальные льды, повысится уровень океана, будут затоплены прибрежные районы и др.

Имеются, однако, основания предполагать, что проблема CO_2 при всей ее важности может оказаться и преувеличенной, а скорее всего даже не единственной при рассмотрении тепличного эффекта. Действительно, за 100 лет, с 1860 по 1960 г., количество CO_2 в атмосфере возросло на 12-13%, но климат за это время не потеплел, а в последние десятилетия даже похолодал.

Помимо CO_2 есть и другие малые примеси, например, фреоны, N_2O , CH_4 , CCl_2F_2 , NH_3 , водяной пар и др., которые обладают тепличным эффектом. Поэтому существует необходимость совокупной оценки влияния всех малых примесей, в том числе обладающих способностью поглощать не только инфракрасную, но и ультрафиолетовую радиацию и компенсировать влияние тепличного эффекта.

В первую очередь сюда следует отнести азотный цикл в атмосфере в связи со сжиганием топлива, ядерными взрывами, внесением азотных удобрений и др. Образующиеся азотные соединения играют важную роль в фотохимии озона и поглощении коротковолновой солнечной радиации. Далее идет серный цикл. Выбросы в атмосферу серных соединений в результате деятельности человека почти целиком представляют двуокись серы. Сера окисляется в серную кислоту и в конечном итоге переходит в аэрозоль. Последний влияет на климат главным образом через стратосферный мелкодисперсный аэрозоль, состоящий из соединений серы. Кроме того, образующиеся при соединении двуокиси серы с водой серная кислота попадает в облака и осадки, а через них в почву, окисляя ее, и в водоемы, влияя на рыбный промысел.

Все эти факты заслуживают самого внимательного анализа при оценке воздействия малых компонентов на климат и в целом на окружающую среду.

2.3.5. Влияние антропогенного аэрозоля на климат

В связи с расширением хозяйственной деятельности человека поступление в атмосферу аэрозоля антропогенного происхождения существенно возросло. Учитывая темпы роста энергетики, можно ожидать, что к 2025 г. в атмосферу за счет сжигания угля и нефти поступит 1361,7 млн. т окислов серы, причем основным вкладчиком будет уголь (принимая во внимание, что содержание серы в нефти для различных географических районов колеблется от 0,14 до 2,22%, а в угле – от 0,71 до 3,19%). Наблюдения показывают, что концентрация аэрозоля в урбанизированных районах мира в среднем около 100 мг/м³.

В 1960-1972 гг. в неурбанизированных районах средняя концентрация составляла около 20 мг/м³.

Проблема атмосферного аэрозоля антропогенного происхождения исключительно актуальна. Прежде всего это связано с его вредным медико-биологическим воздействием на окружающую среду. Мы остановимся лишь на влиянии антропогенного аэрозоля на климат. В этой проблеме важное значение приобретают следующие вопросы:

- закономерности распределения аэрозолей по вертикали во времени в различных географических районах в зависимости от мощности и характеристики источников аэрозоля;
- горизонтальный дальний перенос аэрозоля;
- трансформация и химические превращения аэрозоля в атмосфере;
- механизмы прямого влияния аэрозоля на радиационный баланс коротковолновой и длинноволновой радиации в атмосфере и количественная оценка этих механизмов;
- воздействие этих механизмов (при наличии других) на климат.

В тропосфере сосредоточена в основном крупнодисперсная фракция аэрозоля, которая вымывается осадками, быстро оседает и в среднем находится во взвешенном состоянии от нескольких дней до недель, максимум месяцев. В стратосфере преобладает мелкодисперсный аэрозоль. Вследствие большой устойчивости стратосферы он может сохраняться от нескольких месяцев до 1–2 лет.

Некоторые компоненты аэрозоля, такие как S, могут, окисляясь, превращаться в CaSO₄, а затем, соединяясь с влагой, образовывать мелкодисперсный аэрозоль, состоящий из мельчайших капелек H₂SO₄.

Именно стратосферный аэрозоль представляет наибольший интерес для оценки климатических изменений.

Известно, что над тропиками в стратосфере на высотах 15–20 км и несколько выше постоянно существует естественный аэрозольный слой со средним радиусом частиц порядка 0,3 мкм, состоящий в основном из соединений серы. Источник естественного аэрозоля здесь – вулканическая деятельность.

Нормальный слой атмосферного аэрозоля составляет массу (M_c) порядка 0,2 млн. т. Количество же водяного пара в стратосфере оценивается в 2,6 млн. т, и этого количества вполне достаточно для поддержания реакции CaSO_4 с влагой.

Мы отмечали, что в стратосферу попадает количество серы, которое в пересчете на CaSO_4 дает величину, сопоставимую с самыми мощными вулканическими извержениями. В будущем же за счет сжигания топлива ожидается поступление CaSO_4 , который на порядок может превышать эту величину (около 1360 млн. т/год). При этом не совсем ясно, какая часть вносимого аэрозоля будет мелкодисперсной фракцией, попадающей в стратосферу, и как долго она будет там находиться. Но даже если десятая часть приведенной величины превратится в мелкодисперсную фракцию стратосферного аэрозоля, его влияние будет сопоставимо с влиянием крупных вулканических извержений.

Каково же суммарное воздействие стратосферного аэрозоля? Это зависит от его поглощающих и рассеивающих свойств, которые не до конца изучены. Дело в том, что мелкодисперсный аэрозоль рассеивает коротковолновую радиацию и тем самым увеличивает альбедо атмосферы. Это приводит к эффекту охлаждения атмосферы. Многие исследователи объясняют прошлые похолодания климата стратосферным аэрозолем вулканических извержений. В то же время отмечено, что при извержении вулкана Агунг в 1963 г. температура стратосферы поднялась на 3° , что указывает на существенное поглощение радиации аэрозолем, а не только на ее рассеивание.

Так или иначе, но аэрозольный эффект не может рассматриваться изолировано от других факторов, влияющих на климат. Нельзя, в частности, не указать, что аэрозоль в тропосфере может влиять на микроструктуру облачности и осадки. Через облачность возможно изменение условий прохождения радиации в атмосфере и климата.

В стратосфере и особенно в верхней тропосфере (вблизи тропопаузы) за счет полетов самолетов увеличивается количество водяного пара. Так, при сжигании 1 кг топлива образуется около 1,2–1,4 кг водяного пара. При использовании водородного топлива на каждый килограмм сгораемого топлива будет образовываться около 8 кг водяно-

го пара. При ожидаемом увеличении полетов самолетов к 2000 г. количество дополнительно вводимой влаги в стратосфере составит около 0,26 млн. т, т.е. около 10% количества влаги в стратосфере. Вносимая влага становится ядрами конденсации, на которые «перекачивается» вследствие разностей упругостей насыщения водяного пара над льдом и водой влага из атмосферы. При определенных благоприятных условиях образуется перистая облачность (ее аналог – облачные следы за самолетами).

Таким образом, облачный аэрозоль антропогенного происхождения может воздействовать если не на глобальный, то на региональный климат. Так или иначе, проблема аэрозоля, и в особенности антропогенного, – одна из ключевых в современной теории климата.

2.3.6. Воздействие на подстилающую поверхность и климат

Человечество уже давно начало воздействовать на подстилающую поверхность, существенно меняя ее альбедо. Начался этот процесс на заре человеческой цивилизации. Первоначально он проявлялся в вырубке и выжигании лесов для высвобождения земли под пахоту и уголья. Так, площадь культивируемых земель возросла с 500 млн. га ($5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) в 1860 г. до 1,37 млрд. га ($13,7 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) в 1970 г.

Предполагаемая площадь потенциального сельскохозяйственного производства без использования ирригации составляет 17 млн. км², к этому следует добавить около 4,7 млн. км² потенциально орошаемых земель. Предполагаемый рост населения приведет, таким образом, к освоению 22 млн. км² земель под сельскохозяйственные уголья. Альбедо этих территорий существенно изменится.

Разрушительные операции в лесу, оголение достаточно больших площадей меняют энергетический, водный и биохимический циклы. Ликвидация лесного покрова и оголение почв ведут к осушению атмосферы. Уже в ближайшие 20–30 лет использование земли в тропиках коснется территории примерно $(1,2–1,5) \cdot 10^9$ га, или около 12–15 млн. км².

Теоретические расчеты показывают, что при полной ликвидации лесного покрова на земном шаре, среднее годовое альбедо повысилось бы примерно на 0,6%. В случае уничтожения лесов параметр шероховатости уменьшился бы с 14,9 до 3 см. Это изменило бы поверхностное торможение, уменьшило угол отклонения ветра от изобар, что повлияло бы на поле давления, вертикальные токи и общую циркуляцию атмосферы в целом.

Большое влияние на альбедо и шероховатость оказывает строительство водохранилищ, городов, дорог, развитие энергетического комплекса и т.д. Пожалуй, единственный способ оценить возможное влияние на климат воздействия на подстилающую поверхность- это численные эксперименты с моделями общей циркуляции атмосферы и климата. Результаты их, в частности, показали, что пустыни, расположенные в основном в субтропической зоне, имеют очень высокое альбедо – около 35%. По этой причине они отражают большее количество коротковолновой солнечной радиации, чем окружающие районы. Кроме того, поскольку пустыни сильно нагреты, они теряют уходящую длинноволновую радиацию, которая из-за незначительного содержания водяного пара мало задерживается атмосферой. По этой же причине пустыни типа Сахары, Гоби и др. являются такими же зонами потери энергии, как и полярные районы. Данная особенность пустынь, четко зафиксированная с метеорологических спутников, приводит либо к ослаблению возникающих под влиянием каких-то других причин восходящих движений, либо к формированию нисходящих вертикальных движений и еще большему удалению воздуха от состояния насыщения. Из этого следует, что с уничтожением растительности в прилегающих к пустыням районах увеличится альбедо и они приблизятся к пустынным (такой же качественный эффект дает и уничтожение тропических лесов). Далее начинает действовать механизм «иссушения» за счет нисходящих вертикальных движений. Перенаселение указанных зон, чрезмерное использование пастбищ и обработка земли также могут изменить альбедо, режим осадков. В связи с этим сейчас подвергаются переоценке причины гибели цивилизации в некоторых районах Африки и других аридных зонах около 4 тыс. лет назад. Предполагается, что этот процесс уже тогда был связан с человеческой деятельностью.

Так выглядит картина качественно. Количественный эксперимент был проделан для объяснения конкретной засухи в Сахели. Благодаря осадкам, выпадающим по внутритропической зоне конвергенции, этот район Африки относится к числу плодородных. Северная граница зоны конвергенции располагается вблизи 18° с. ш. Таким образом, пояс песков лежит между 18° с. ш. летом и 10° с. ш. зимой, зоны песков на 32° с. ш. Таким образом, пояс песков лежит между 18° и 32° с. ш. летом и 10° – 32° с. ш. зимой. В зоне 10 – 18° с. ш. растительность зимой обычно сохраняется. Достаточно зоне конвергенции сместиться на несколько градусов широты к югу, как северная часть этого района оказывается в условиях жесточайшей засухи.

За последние несколько тысяч лет смена влажных и сухих периодов происходила здесь с периодичностью 700–800 лет. В последние несколько столетий засухи в Сахели повторялись в среднем один раз в 30 лет. Однако в конце 60-х – начале 70-х годов засухи в Сахели следовали несколько лет подряд. Сахельская засуха представляет яркий пример катастрофического изменения климатических условий крупного района.

Основываясь на приведенном выше качественном механизме, американский ученый Чарни высказал гипотезу, что исчезновение растительности в результате хозяйственной деятельности, в частности вытаптывание ее при выпасе скота, вблизи 18° с. ш. и несколько севернее, могло привести к увеличению здесь альбедо и развитию нисходящих вертикальных движений, препятствующих реализации конвективных, а тем более фронтальных осадков.

Численный эксперимент с простейшей моделью показал, что изменение альбедо с 14 до 35% севернее 18° с. ш. действительно привело к формированию в зоне 10°–18° с. ш. нисходящих вертикальных движений. Эксперимент с полной моделью общей циркуляции атмосферы показал также, что в июле–августе количество осадков вблизи и севернее 18° с. ш. при названном выше изменении альбедо уменьшилось почти вдвое. Самое существенное заключалось в том, что область максимальных ливневых осадков, связанная с внутритропической зоной конвергенции, сместилась к югу и расположилась примерно в зоне 10–18° с. ш., в то время как при альбедо, равном 14%, оно располагалось в зоне 10–26° с. ш. Активная же зона дождей при увеличении альбедо сместилась к югу на 4–6° широты, что действительно наблюдалось в период сахельских засух и характерно для климата этого района последних лет.

Подобные же эксперименты были проведены в Англии. Выводы согласуются с приведенными выше: если данный район сделать влажным, то в нем создаются условия для дальнейшего поддержания такого состояния.

Приведенные примеры воздействия на подстилающую поверхность не единственные. Обсуждается проблема образования нефтяных пленок на поверхности океана и их влияние на испарение влаги и климат.

Общее производство нефти в мире составляет 2,5–3 млрд. т, что равносильно объему 4–5 км³. Объем же океана 1,4 млрд. км³, так что при хорошем перемешивании небольшой объем нефти, пролитой в океане, должен бы раствориться в нем. Площадь океана около 370 млн. км², поэтому потребовался бы годовой объем производства нефти,

чтобы покрыть океан пленкой толщиной в 1 мм. При реальной утечке нефти около 0,1%, или 2,5–3 млн. т в год, пленка может образоваться лишь на ограниченной территории.

Эксперименты показали, что 10–20% разлитой нефти перемешиваются с более глубинными слоями за 24 часа, а нефтяные пятна в плохую погоду исчезают в течение нескольких суток. Несомненно, биологическое и экологическое воздействие разлитой нефти в океане крайне неблагоприятно. Что касается климатических эффектов, то они, по-видимому, не так велики, как казалось, и будут носить региональный характер.

В настоящее время рассматривается проблема влияния на альбедо льда разлитой по его поверхности нефти. Это очень важный вопрос, поскольку устойчивое изменение альбедо льда в летние месяцы способствует уменьшению равновесной толщины льда до 60%. Нефть же, пролитая надо льдом, несомненно, меняет его альбедо. Кроме того, она легко диффундирует в ледяном покрове и долго в нем сохраняется.

Все описанное выше дает лишь самое общее представление о результатах воздействия на климат деятельности человека. Тем не менее и приведенных примеров достаточно, чтобы подчеркнуть важность этой проблемы.



Вопросы для самоподготовки

1. Дайте определение климатологии как науки.
2. Какие международные организации и программы занимаются вопросами формирования климата Земли?
3. Какое место в формировании климата занимает океан?
4. Как сказывается влияние подстилающей поверхности на климат?
5. Почему циркуляционные факторы оказывают влияние региональные климатические условия?
6. Какое влияние оказывает криосфера на климат Земли?
7. Какие виды аэрозолей встречаются в атмосфере? Какое влияние они оказывают на климат?
8. Какие астрономические факторы влияют на климат?
9. Почему углекислый газ является индикатором процессов потепления климата?
10. Перечислите парниковые газы. Какое влияние они оказывают на климат Земли?
11. В чем заключается антропогенное влияние на климат Земли?

12. Какое влияние оказывает топливно-энергетический комплекс на климат?
13. Какие климатические условия характерны для современного климата?
14. Назовите основные этапы формирования климата Земли последнего тысячелетия.
15. Какими проблемами занимается биоклиматология?
16. Какой температурный диапазон по данным ВОЗ является оптимальным для проживания человека?
17. Какое влияние оказывает климат на сельскохозяйственную деятельность человека?
18. Что включает климатическая система?
19. Что характерно для климата тундры?
20. Какие принципы заложены в классификацию климатов Л.С. Берга?
21. Как отличаются местный климат и микроклимат?
22. Каковы возможные последствия глобального потепления?
23. Какое влияние на климат оказывают океанические течения? Приведите примеры.
24. Как распределяются географически осадки на Земле?
25. Какие существуют методы изучения климата прошлого?

Основные термины и определения

Антарктический климат – климат Антарктиды и прилегающих акваторий. Над материком климат отличается: чрезвычайной суровостью: температура воздуха зимой достигает -70°C и ниже, годовая сумма осадков менее 100 мм;- преобладанием антициклонального режима погоды. Над океаном климат отличается резкими колебаниями атмосферного давления, интенсивной циклонической деятельностью с частым выпадением осадков и сильными штормовыми ветрами. На побережье Антарктиды дуют сильные ветры, связанные с непрерывным прохождением циклонов над окружающим Антарктику океаном и со стоком холодного воздуха из центральных районов континента по склонам ледникового щита.

Аридный климат – сухой климат с высокими температурами воздуха, испытывающими большие суточные колебания, и малым количеством атмосферных осадков. Аридный климат свойственен пустыням и полупустыням.

Арктический климат – климат Арктики и прилегающих районов Субарктики. Арктический климат – суровый климат с низкими зимними температурами (до -40°C), обусловленными сильным излучением и

охлаждением поверхности снега и льда во время длительной полярной ночи, значительным притоком солнечной радиации летом. При арктическом климате годовая сумма осадков составляет 100–200 мм. В периферийных районах для арктического климата характерна интенсивная циклоническая деятельность с количеством осадков до 400 мм, сильная облачность и туманы.

Аэроклиматология – раздел климатологии, изучающий климатические условия в тропосфере и нижней стратосфере (до высоты 25 км) г с помощью шаропилотных и радиозондовых наблюдений.

Биоклиматология – раздел климатологии, изучающий влияние климатических факторов на жизненные процессы и функции человека, животных и растений.

Высокогорный климат – горный климат, формирующийся на высотах более 2–3 км.

Горный климат – климатические особенности горных местностей. От климата соседних равнин горный климат отличается пониженным атмосферным давлением, температурой воздуха и абсолютной влажностью, повышенной солнечной радиацией и ее богатством ультрафиолетовыми лучами, чистотой воздуха, часто горно-долинными ветрами. Горный климат обладает благотворным действием на организм человека и широко используется в целях климатотерапии.

Городской климат – местный климат крупного города. От климата окружающей местности городской климат отличается: повышенными температурами и загрязненностью воздуха; ослаблением солнечной радиации; увеличением облачности и осадков летом, туманов – зимой. В городах распределение основных климатических характеристик, направление и скорость ветров в значительной мере зависят от расположения улиц, площадей, зеленых зон и других местных условий.

Гумидный климат – в геоморфологической классификации – климат областей с избыточным увлажнением, когда осадки превышают сумму влаги, идущей на испарение и просачивание в почву, а избыток влаги удаляется речным стоком, что способствует развитию эрозионных форм рельефа. Для ландшафтов с гумидным климатом типична лесная растительность. Различают два типа гумидного климата: полярный (с многолетней мерзлотой) и фреатический (с грунтовыми водами).

Динамическая климатология – раздел климатологии, рассматривающий климат как результат процессов общей циркуляции атмосферы.

Засуха – длительный период (1–2 месяца) с малым количеством осадков или их полным отсутствием при повышенной температуре и пониженной влажности воздуха и почвы. Обычно засуха наступает при устойчивой ясной антициклональной погоде. В результате засухи за-

пасы влаги в почве резко снижаются, что создает неблагоприятные условия для нормального развития растений. Основными методами борьбы с засухой являются: - агротехнические мероприятия: специальная обработка почвы, снегозадержание.

Изменения климата – длительные (свыше 10 лет) направленные или ритмические изменения климатических условий на Земле в целом или в ее крупных регионах. Изменения климата прямо или косвенно обусловлены деятельностью человека, вызывающей изменения в составе глобальной атмосферы.

Климат – многолетний режим погоды в той или иной местности, определяемый географическими условиями этой местности. Представления о климате складываются на основе статистической обработки результатов многолетних метеорологических наблюдений. Климат - результат климатообразующих процессов, непрерывно протекающих в атмосфере и деятельном слое: приток, преобразование, отдача и перенос тепловой, кинетической и других форм энергии, испарение, конденсация и перенос влаги и т.д. Климат - одна из важнейших географических характеристик местности, проявляющаяся в абсолютных, крайних, средних значениях и повторяемости отклонений от средних показателей температуры, скорости ветра, осадков и других элементов погоды.

Климат тундры – климат в наиболее высоких широтах материков Северного полушария, на крайнем юге Южной Америки и на некоторых островах Арктики и Антарктики, с коротким прохладным летом и продолжительной суровой зимой. При климате тундры годовое количество осадков

Климат умеренных широт – климат, характерный для умеренного географического пояса преимущественно Северного полушария. Климат умеренных широт формируется в зоне круглогодичного преобладания воздуха умеренных широт (полярного), морского или континентального происхождения, под влиянием интенсивной циклонической деятельности, приводящей к частым и сильным изменениям давления и температуры воздуха, а также направления ветра.

Климатическая система – совокупность атмосферы, гидросферы, биосферы и геосферы и их взаимодействие.

Климатические карты – географические карты, на которых показаны особенности климата данной территории по многолетним, годовым, сезонным, месячным данным. Большей частью особенности климата показываются с помощью изотерм, изобар и других изолиний. Осадки обычно показываются фоновой закраской по шкале цветов соответственно среднегодовому количеству осадков; ветры - стрелками пре-

обладающих направлений или розами ветров. Особые климатические карты представляют схемы климатического районирования, на них наносятся границы климатических поясов и областей.

Климатические пояса – обширные, достаточно однородные в климатическом отношении области земного шара, имеющие характер широтных или субширотных сплошных или прерывистых полос, отличающихся друг от друга: интенсивностью нагревания солнечными лучами; особенностями общей циркуляции атмосферы; сезонной сменой воздушных масс.

Климатические пояса по Б.П.Алисову выделяются: арктический и антарктический, умеренные, тропические, экваториальный пояса с господством в течение всего года одноименных воздушных масс; переходные между ними субарктический и субантарктический, субтропические и субэкваториальные пояса.

Климатические факторы – условия, определяющие климат местности: - географическая широта, определяющая зональность и сезонность поступления солнечной радиации на земную поверхность; высота над уровнем моря, от которой зависит высотная поясность; распределение суши и моря, сказывающееся в неравномерности нагревания земной поверхности; рельеф суши, благоприятствующий или препятствующий движению воздушных масс; океанические течения; характер подстилающей поверхности: лес, степь, обнаженные горные породы и т.п.

Климатический сезон – периоды года продолжительностью в несколько месяцев, обладающие определенной общностью состояний климата.

Климатология – наука о климате, его формировании, географическом распределении и изменении во времени. Климатология входит в систему географических наук, но опирается на выводы метеорологии.

Местный климат – климат небольших территорий, однородных по природным условиям. Обычно особенности местного климата проявляются в приземном слое воздуха до высоты нескольких сотен метров. К явлениям местного климата относятся многие местные ветры.

Микроклимат – климат приземного слоя воздуха на небольшой территории, или различия метеорологического режима внутри какого-либо типа местного климата.

Муссонный климат – климат областей земного шара с муссонной циркуляцией атмосферы. Муссонный климат отличается сухой зимой и влажным летом. Различают климат тропических (экваториальных) муссонов, субтропических муссонов и муссонов умеренных широт. В субарктическом поясе на северном побережье Евразии существует сезонная смена ветров муссонного типа, но четко выраженных муссонов нет.

Нивальный климат – в геоморфологической классификации - климат высоких широт или высокогорий. В условиях нивального климата снега выпадает больше, чем может растаять и испариться, из-за чего образуются снежники и ледники.

Оледенение – совокупность длительно существующих природных льдов: ледников, наледей, многолетних морских и подземных льдов. Оледенение - процесс значительного расширения площади ледников, связанный с изменением климата.

Основные задачи климатологии состоят в изучении атмосферных процессов за длительный период, обобщении результатов измерений параметров погоды во всех пунктах наблюдений с определением их средних и экстремальных величин и повторяемости сочетаний отдельных метеоэлементов. Прикладными отраслями климатологии являются: биоклиматология, агроклиматология, палеоклиматология, медицинская климатология и др.

Световой климат – совокупность условий естественного освещения в той или иной местности за период более десяти лет. Световой климат характеризует освещенность и количество освещения: на горизонтальной и различно ориентированных по сторонам горизонта вертикальных поверхностях; создаваемых рассеянным светом неба и прямым светом солнца; продолжительность солнечного сияния и альбедо подстилающей поверхности.

Солярный климат – условный климат, рассчитываемый теоретически по поступлению и распределению по земному шару солнечной радиации в зависимости только от широты местности и времени года. Солярный климат – в узком смысле – режим солнечной радиации и эффективного излучения в данном месте.

Субарктический климат – тип климата, переходный от климата средних широт к холодному полярному климату Северного полушария. Субарктический климат формируется на северных окраинах Евразии и Северной Америки.

Субтропические климаты – климаты, формирующиеся в субтропических широтах. Характеризуются преобладанием тропических воздушных масс летом и умеренных – зимой. К субтропическим климатам относятся: средиземноморский климат, климат субтропических муссонов, климаты субтропических (в том числе холодных) пустынь.

Тропические климаты – типы климата тропических широт, как правило, сухие и жаркие, формирующиеся в течение всего года под воздействием областей повышенного давления субтропических областей и пассатной циркуляции над океанами и депрессиями термического происхождения над материками.

Раздел III. Метеорология и гидрология

Введение

Окружающая среда, в которой протекает наша жизнь, представляет собой совокупность многих факторов, в том числе погоды и климата. Существование растительного и животного мира теснейшим образом связано с изменением метеорологических условий. Подлинное знание нашей планеты и природной среды на ней будет достигнуто лишь тогда, когда будут познаны фундаментальные закономерности атмосферных процессов и их влияние на земную поверхность.

Метеорологи, изучающие погоду теоретически, исследуют множество отдельных факторов-характеристик погоды, называемых метеорологическими элементами. К их числу относятся, в частности, температура и влажность воздуха, атмосферное давление, ветер, солнечная радиация и др. Метеорологи рассматривают каждую из этих величин в отдельности и соотношения между ними. Прогноз погоды основывается на том, чтобы, используя открытые наукой закономерности, указать, какими будут эти взаимодействия метеорологических величин в будущем в том или ином конкретном месте.

В 350 г.г. до н. э. древнегреческий философ и учёный Аристотель одним из первых научно обосновал и написал логический трактат «О метеорологических вопросах».

После изобретения в XVII веке барометра, делались попытки предсказания погоды по изменению атм.давления в данном пункте, но единичные данные не давали общей картины для анализа процессов происходящих в атмосфере. Первую попытку построения прогнозных карт предпринял в 1826г. немецкий учёный Г.В. Брандес. Но только изобретение телеграфа создало предпосылки для широкого развития синоптического метода и позволило создать службу погоды. Практическим толчком к этому послужила буря 14 февраля 1854, во время которой в Балаклавской бухте погибло много кораблей англо-французского флота, действовавшего на Чёрном море в период Крымской войны (1853–1856г.). Французский учёный Урбен Жан Жозеф Леверье астроном, член Парижской АН который всю жизнь занимался небесной механикой, вопросами устойчивости Солнечной системы. Будучи к этому моменту директором Парижской обсерватории проследил перемещение этой бури в Европе по данным имевшихся наблюдений и пришёл к выводу, что её можно было своевременно предсказать при условии обмена данными наблюдений между разными странами.

В Главную физическую обсерваторию в Петербурге метеорологические телеграммы начали поступать в 1856г., а в 1872г. в России под руководством М.А. Рыкачёва начато издание ежедневного бюллетеня погоды. Первое штормовое предупреждение по Балтийскому морю было дано 10 октября 1874г.

Ещё до организации службы погоды Г.В. Дове (1837) в Германии пришёл к выводу, что изменения погоды в умеренных широтах объясняются последовательной сменой полярных и экваториальных потоков воздуха и что все атм.движения имеют вихревой характер.

В 60-х гг. английский учёный Р. Фицрой Вице-адмирал, который возглавлял океанографическую экспедицию на корабле «Бигл», в которой участвовал Ч. Дарвин; во время этой эксп. были произведены съёмки берегов Патагонии, Огненной Земли и Магелланова пролива. Развивая воззрения Дове, Фицрой доказал, что, в атмосфере умеренных широт всегда обнаруживаются перемежающиеся течения полярного и тропического воздуха, на границах между которыми возникают циклоны.

В 20-е годы XX в. норвежские учёные В. Бьеркнес, Т. Бергерон и др. более точно сформулировали представления о воздушных массах и атмосферных фронтах, предложили схемы эволюции циклонов и антициклонов и развили волновую теорию циклогенеза. Циклогенез - процесс возникновения и развития циклона, Антициклогенез – процесс возникновения и развития антициклона.

Дальнейшее развитие происходило под знаком внедрения в синоптический анализ аэрологических наблюдений, ставших возможными после изобретения радиозонда, первая конструкция которого была предложена П.А. Молчановым. В конце 40 – нач. 50-х гг. рост аэрологической сети и увеличение высоты подъёма радиозондов позволили обогатить метеорологию новыми представлениями, в частности о струйных течениях. С 50-х гг. также интенсивно развивались методы описания и прогноза атм. процессов с помощью составления и численного решения уравнений атм. гидротермодинамики.

В 60-е гг. начался новый этап развития метеорологии. 28 февраля 1967. запущен первый метеорологический спутник. На базе гидродинамической теории и численных методов анализа, прогноза полей давления, температуры и ветра оказалось возможным перейти к рассмотрению атм. процессов в целом, в масштабе всей планеты (Дж. Смагоринский и др.,США) и численному краткосрочному а также долгосрочному прогнозу общего характера погоды для больших территорий.

И наконец 90-е г.г. подарили метеорологии персональные компьютеры с их мобильностью, и мировой метеорологической сетью.

Что позволяет современным метеорологическим службам значительно повысить наглядность, качество и оперативность прогнозов погоды.

3.1. Атмосфера

3.1.1. Происхождение, развитие и состав атмосферы

Современная земная атмосфера представляет собой конечный результат эволюции, начавшийся на пустынной первичной Земле сразу после её возникновения и продолжавшийся на протяжении 3-4 миллиардов лет. На таком долгом и негладком пути развития Земли её атмосфера многократно изменяла свой состав и свойства.

Само слово «атмосфера» - древнегреческое: «атмос» означает пар, а «сфайра» – сфера. Однако теперь мы уже далеко ушли от такого примитивного определения и можем-притом, как нам кажется, с большей точностью – описать ту реальную атмосферу, которую Земля имела на ранних этапах развития. Мы обладаем и вполне удовлетворительным объяснением тех изменений и эволюционных процессов, которые воздействовали на атмосферу с момента её образования и в конце концов привели её к современному состоянию.

Атмосфера не сразу приняла современное состояние, которое теперь хорошо изучено (табл. 3.1). Она состоит из 4 основных и нескольких второстепенных газов и, кроме того, содержит много различных переменных составных частей, называемых примесями. Количество примесей сильно зависит от характера земной поверхности в каждом конкретном месте, а также от числа и вида живущих там организмов. Человек, конечно, тоже участвует в формировании состава этих примесей.

К числу атмосферных примесей относятся, в частности, водяной пар, озон, перекись водорода, аммиак, сероводород, оксид углерода, сернистый газ, пыль, различные соли и т.д.

Легко видеть, что газовый состав современной атмосферы сильно отличается от газового состава первичной атмосферы и отражает многие особенности ее эволюции.

Великий французский учёный А. Лавуазье (1743–1794) первым установил, что воздух представляет собой смесь газов. Лавуазье исследовал эти газы и определил основные их свойства. Однако представления его о природе земной атмосферы частично были ошибочны.

В нижнем слое атмосферы, в тропосфере, состав воздуха сравнительно однороден. Именно этот слой особенно интересен для метеорологов, поскольку в нём формируется погода.

Газы атмосферы

Элемент и газ	Содержание в нижних слоях атмосферы	
	по объему	по массе
Азот	78,064	75,5
Кислород	20,946	23,14
Аргон	0,934	1,28
Неон	0,0018	0,0012
Гелий	0,000524	0,00007
Криптон	0,000114	0,0003
Водород	0,00005	$5 \cdot 10^{-6}$
Углекислый газ (в среднем)	0,034	0,0466
Водяной пар :		
в полярных широтах	0,2	
у экватора	2,6	
Озон : в тропосфере	$1 \cdot 10^{-6}$	
в стратосфере	$10^{-3} - 10^{-4}$	
Метан	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$0,9 \cdot 10^{-4}$
Оксид азота (IV)	10^{-6}	$0,3 \cdot 10^{-6}$
Оксид углерода	следы	
» в атмосфере городов	$0,8 \cdot 10^5$	$7,8 \cdot 10^{-6}$

Самый распространённый в атмосфере газ – азот. В нижних слоях атмосферы содержится 78 % этого газа. Будучи в газообразном состоянии химически инертным, азот в соединениях, называемых нитратами, играет важную роль в обмене веществ в растительном покрове и животном мире.

В биологическом отношении самый активный газ атмосферы – кислород. Его содержание в атмосфере (около 21 %) сравнительно неизменно. Это объясняется тем, что непрерывное использование кислорода животными уравнивается выделением его растениями. Животные поглощают кислород в процессе дыхания. Растения же выделяют его как побочный процесс фотосинтеза, но и поглощают его при дыхании. В результате этих и других взаимосвязанных процессов общее количество кислорода в земной атмосфере в настоящее время, более или менее сбалансировано, т. е. приблизительно постоянно.

С точки зрения метеоролога и климатолога одной из самых важных составных частей атмосферы является углекислый газ. Хотя по объёму он занимает всего 0,03 %, изменение его содержания может коренным образом изменить погоду и климат Земли. Позднее мы рассмотрим более подробно основные атмосферные процессы, в которых углекислый газ играет важную роль. Однако сейчас интересно отме-

тить, что удвоение содержания углекислого газа в атмосфере, т. е. увеличение его объёма до 0,06 %, может повысить температуру на земном шаре на 3°C. На первый взгляд такое повышение кажется незначительным. Но оно стало бы причиной коренного изменения климата на всей Земле.

Приблизительно в течение 120 лет, прошедших после начала великой промышленной революции прошлого века, человечество непрерывно увеличивало выброс в атмосферу не только углекислого, но и других газов. И хотя количество углекислого газа в атмосфере пока не удвоилось, средняя температура воздуха на Земле за период с 1869 по 1940 г. тем не менее выросла на 1°C. Правда, предполагают, что содержание углекислого газа на Земле менялось и в прошлом. Изменения эти безусловно могут влиять на климат и поэтому привлекают к себе внимание метеорологов и климатологов всего мира.

В атмосфере есть газы, которые не участвуют в биологических процессах, однако некоторые из них играют важную роль в переносе энергии в высоких слоях. К числу таких газов относятся аргон, неон, гелий, водород, ксенон, озон (трёхатомная разновидность кислорода – O₃).

Кроме перечисленных выше газов в атмосфере находится много веществ в твёрдом и жидком состоянии. Так, в атмосферу поступают различные виды пыли (в результате промышленной деятельности человека, при сдувании верхнего слоя почвы ветром), а при вулканических извержениях, кроме того, водяной пар и сернистый газ. В атмосферу переносится с растительного покрова бесчисленное количество пыльцы, спор и семян. В атмосфере встречаются также различные микроорганизмы. Все эти примеси ветер переносит на тысячи километров. Вместе с брызгами морской воды в атмосферу поступают кристаллики солей.

Вулкан Кракатау при извержении, происшедшем в 1883 г., выбросил в атмосферу дым и пепел. В районе извержения при заходе солнца наблюдалась зелёная вечерняя заря. Пепел, занесённый в атмосферу, оказывал значительное влияние на приход солнечной радиации на земную поверхность в северном полушарии в течение 1–3 лет. Есть доказательства того, что этот пепел несколько охладил атмосферу.

Различные газы и твёрдые частицы, попав в атмосферу, по-разному влияют на условия погоды. В частности, они поглощают часть лучистой энергии, приходящей к атмосфере извне. Кристаллики солей становятся ядрами конденсации и участвуют в процессах образования дождя и других видов осадков, т. к. водяной пар конденсируется на

кристалликах солей и на других твёрдых частицах, взвешенных в воздухе.

3.1.2. Слон атмосферы

До начала XX века метеорологи считали всю атмосферу более или менее однородной. В частности, они были убеждены в том, что температура воздуха в атмосфере равномерно убывает с высотой. Лишь в начале XX века было установлено слоистое строение атмосферы.

Исследование высоких слоёв атмосферы с помощью различных шаров-зондов и ракет – аэронмия – представляет собой сравнительно молодую область метеорологии. В настоящее время уже известно, что с увеличением высоты некоторые физические и химические свойства атмосферы изменяются коренным образом. Первые же вертикальные зондирования показали, что значительно меняется температура воздуха. Но лишь позже выяснилось, что изменяется она далеко не во всех слоях атмосферы одинаково. По мере удаления от Земли свойства атмосферы, в том числе значения температуры, всё время изменяются (рис. 3.1).

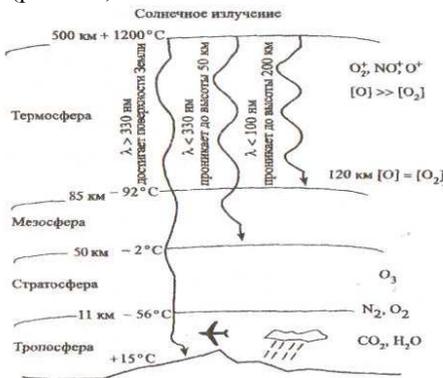


Рис. 3.1. Строение атмосферы

Атмосферу подразделяют на три главных слоя. Расслоение атмосферы – в первую очередь результат неодинакового изменения температуры воздуха с высотой. Нижние два слоя сравнительно однородны по составу. По этой причине обычно говорят, что они образуют гомосферу.

Тропосфера. Нижний слой атмосферы называется тропосферой. Сам этот термин означает «сфера поворота» и связан с характеристиками турбулентности данного слоя. Все перемены погоды и климата являются результатом физических процессов, происходящих именно в этом слое. В XVIII веке, поскольку изучение атмосферы ограничива-

лось только этим слоем, считалось, будто обнаруженное в нём уменьшение температуры воздуха с высотой присуще и всей остальной атмосфере.

Различные превращения энергии происходят в первую очередь именно в тропосфере. Вследствие непрерывного соприкосновения воздуха с земной поверхностью, а также поступления в него энергии из космоса, он приходит в движение. Верхняя граница этого слоя располагается там, где уменьшение температуры с высотой сменяется её возрастанием, примерно на высоте 15–16 км над экватором и 7–8 км над полюсами. Как и сама Земля, атмосфера под влиянием вращения нашей планеты тоже несколько сплюснута над полюсами и разбухает над экватором. Однако этот эффект выражен в атмосфере значительно сильнее, чем в твёрдой оболочке Земли.

В направлении от поверхности Земли к верхней границе тропосферы температура воздуха понижается. Над экватором минимальная температура воздуха составляет около $-62\text{ }^{\circ}\text{C}$, а над полюсами около $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако в зависимости от пункта измерений температура может быть несколько иной. Так, над островом Ява на верхней границе тропосферы температура воздуха падает до рекордно низкого значения $-95\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Верхняя граница тропосферы называется тропопаузой. В умеренных широтах более 75% массы атмосферы лежит ниже тропопаузы. В тропиках же в пределах тропосферы находится около 90% массы атмосферы.

Тропопауза была открыта в 1899 г., когда в вертикальном профиле температуры на некоторой высоте был обнаружен ее минимум, а затем температура незначительно повышалась. Начало этого повышения означает переход к следующему слою атмосферы – к стратосфере.

Стратосфера. Термин стратосфера означает «сфера слоя» и отражает прежнее представление о единственности слоя, лежащего выше тропосферы. Стратосфера простирается до высоты около 50 км над земной поверхностью. Особенностью ее является, в частности, резкое повышение температуры воздуха по сравнению с исключительно низкими значениями ее в тропопаузе. В умеренных широтах температура в стратосфере повышается примерно до минус $40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это повышение температуры объясняют реакцией образования озона – одной из главных химических реакций, происходящих в атмосфере.

Озон представляет собой особую форму кислорода. В отличие от обычной двухатомной молекулы кислорода (O_2), озон состоит из трехатомных его молекул (O_3). Появляется он в результате взаимодей-

ствия обычного кислорода с лучистой энергией, поступающей в верхние слои атмосферы.

Основная масса озона сосредоточена на высотах примерно 25 км, но в целом слой озона представляет собой сильно растянутую по высоте оболочку, охватывающую почти всю стратосферу. В озоносфере ультрафиолетовые лучи чаще и сильнее всего взаимодействуют с атмосферным кислородом. Лучистая энергия вызывает распад обычных двухатомных молекул кислорода на отдельные атомы. В свою очередь атомы кислорода часто снова присоединяются к двухатомным молекулам и образуют молекулы озона. Таким же образом отдельные атомы кислорода соединяются в двухатомные молекулы. Интенсивность образования озона оказывается достаточной для того, чтобы в стратосфере существовал слой высокой его концентрации.

Взаимодействие кислорода с ультрафиолетовыми лучами – один из благоприятных процессов в земной атмосфере, способствующих поддержанию жизни на Земле. Поглощение озоном этой энергии препятствует излишнему поступлению ее на земную поверхность, где создается именно такой уровень энергии, который пригоден для существования земных форм жизни. Возможно, в прошлом на Землю поступало большее количество энергии, чем теперь, что и оказывало влияние на возникновение первичных форм жизни на нашей планете. Но современные живые организмы не выдержали бы поступления от Солнца более значительного количества ультрафиолетовой радиации.

Озоносфера поглощает часть лучистой энергии, проходящей через атмосферу. В результате этого в озоносфере устанавливается вертикальный градиент температуры воздуха примерно $0,62\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м, т. е. температура повышается с высотой вплоть до верхнего предела стратосферы – стратопаузы (50 км).

На высотах от 50 до 80 км располагается слой атмосферы, называемый мезосферой. Слово «мезосфера» означает «промежуточная сфера», здесь температура воздуха продолжает понижаться с высотой.

Выше мезосферы, в слое, называемом термосферой, температура снова растет с высотой примерно до $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, а затем очень быстро падает до $-96\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако падает не беспредельно, потом температура снова увеличивается.

Ионосфера. Можно считать, что ионосфера начинается с высоты около 80 км над поверхностью Земли.

Расчленение атмосферы на отдельные слои довольно легко заметить по особенностям изменения температуры с высотой в каждом слое.

В отличие от упомянутых ранее слоев, ионосфера выделена не по температурному признаку. Главная особенность ионосферы – высокая степень ионизации атмосферных газов. Эта ионизация вызвана поглощением солнечной энергии атомами различных газов. Ультрафиолетовые и другие солнечные лучи, несущие кванты высокой энергии, поступая в атмосферу, ионизируют атомы азота и кислорода – от атомов отрываются электроны, находящиеся на внешних орбитах. Теряя электроны, атом приобретает положительный заряд. Если же к атому присоединяется электрон, то атом заряжается отрицательно. Таким образом, ионосфера является областью, имеющей электрическую природу, благодаря которой становятся возможными многие виды радиосвязи.

Самая внешняя область атмосферы часто называется экзосферой. Этот термин указывает на существование окраины космоса вблизи Земли. Определить, где именно кончается атмосфера и начинается космос, трудно, поскольку с высотой плотность атмосферных газов уменьшается постепенно и сама атмосфера плавно превращается почти в вакуум, в котором встречаются лишь отдельные молекулы. С удалением от земной поверхности атмосферные газы испытывают все меньшее притяжение планеты и с некоторой высоты стремятся покинуть поле земного тяготения. Уже на высоте примерно 320 км плотность атмосферы настолько мала, что молекулы, не сталкиваясь друг с другом, могут проходить путь более 1 км. Самая внешняя часть атмосферы служит как бы ее внешней границей, которая располагается на высотах от 480 до 960 км.

Атмосферу можно разделить на слои и по изменению ее газового состава. Это изменение вызвано тем, что поле земного тяготения удерживает атомы и молекулы тяжелых атмосферных газов ближе к земной поверхности, чем атомы и молекулы более легких газов.

Гомосфера. До высоты примерно 80 км состав атмосферы сравнительно однороден. Эта часть атмосферы получила название «гомосфера» («гомо» означает «то же самое»).

Гетеросфера. Сразу над гомосферой находится слой, состоящий из двухатомных молекул азота (N_2) и некоторого количества таких же молекул кислорода (O_2). Этот слой простирается до высоты примерно 240 км. Выше него молекулярный азот и молекулярный кислород встречаются редко. Последний содержится здесь лишь в атомарном состоянии (O), а не в обычном, характерном для низких слоев атмосферы. Слой атомарного кислорода простирается примерно до 960 км.

Еще выше, непосредственно над слоем атомарного кислорода, расположен третий газовый слой. Он состоит из атомов гелия (He) и

тянется до высоты 2400 км. Наконец, выше гелиевого слоя обнаруживается слой водорода.

Все эти слои объединяет название «гетеросфера» («гетеро» значит «различный»). Газы следующих друг за другом слоев имеют все меньший и меньший атомный вес. Толщина каждого слоя зависит от интенсивности поля земного тяготения на соответствующих высотах и его способности удерживать газы вблизи Земли. Водород и гелий в ничтожно малом количестве обнаруживаются в самых верхних слоях атмосферы, тогда как более тяжелые атомы и особенно молекулы кислорода и азота легко удерживаются на меньшем расстоянии от земной поверхности.

3.2. Энергия Солнца в атмосфере

3.2.1. Лучистая энергия и времена года

Количество солнечной радиации, которую получают те или иные районы, зависит от положения Земли относительно Солнца. От изменения этого положения – отклонения земной оси от перпендикуляра – зависит и смена времен года. Зимой (северного полушария) Земля находится ближе к Солнцу, чем летом, и получает на 7% больше солнечной радиации, но это уравнивается влиянием наклона земной оси, а также распределением суши и океанов и другими факторами.

Поверхность суши нагревается и охлаждается быстрее, чем поверхность водоемов. Даже при беглом взгляде на карту мира видно, что большая часть суши сосредоточена в северном полушарии, а большая часть водной поверхности находится в южном полушарии.

Таким образом, изменение расстояния между Землей и Солнцем в годовом цикле оказывается лишь второстепенной причиной смены времен года.

В результате того, что изменяется положение Земли относительно Солнца, изменяется постепенно в течении года и наибольшая – полуденная – его высота над горизонтом. Это изменение является прямым следствием вращения Земли вокруг Солнца и наклона ее оси.

Так называемые тропики представляют собой те наиболее удаленные от экватора широты, на которых Солнце в полдень может находиться в зените, т. е. прямо над головой наблюдателя. 21 июня Солнце в полдень находится в зените прямо над Северным тропиком. В этот день – день летнего солнцестояния – начинается лето в северном полушарии. В полдень 21 декабря Солнце находится в зените над Южным тропиком. В этот день – день зимнего солнцестояния – начинается зима в северном полушарии. Таким образом, зима в северном

полушарии начинается 21 декабря, когда северный конец оси Земли направлен в сторону, противоположную Солнцу. Лето же начинается 21 июня, когда северный конец земной оси направлен в сторону Солнца.

На траектории орбитального движения Земли вокруг Солнца есть еще две важные точки, лежащие примерно посередине между точками солнцестояний. Около 23 сентября и около 21 марта Солнце в полдень находится в зените точно над экватором. Эти две даты означают начало соответственно осени и весны в северном полушарии. В эти дни ось Земли еще занимает свое прежнее положение относительно небосвода, но уже не наклонена ни к Солнцу, ни в противоположную сторону.

Северный тропик расположен на 23 град. 30 мин с. ш., а Южный тропик на 23 град 30 мин ю. ш. Наблюдая ежедневно за точкой наивысшего положения Солнца на небосводе можно заметить, что точка эта за год перемещается на 47 град. Указанные даты начала сезонов приблизительны и могут колебаться в пределах одного – двух дней, так как наши измерения времени неточны.

Из-за наклонного положения земной оси угол, под которым солнечные лучи падают на Землю, в течение года меняется. Угол, под которым лучи Солнца падают на земную поверхность, и продолжительность светлого времени суток непосредственно определяют собой сезонные изменения состояния атмосферы.

В летний полдень, когда угол падения солнечных лучей ближе всего к прямому, на единицу площади земной поверхности поступает наибольшее количество солнечной энергии. Зимой же, когда угол между пучком солнечных лучей и земной поверхностью уменьшается, уменьшается и приход солнечной радиации на единицу площади. Стало быть, земная поверхность меньше нагревается зимой, чем летом.

Угол падения солнечных лучей в полдень на горизонтальную земную поверхность можно вычислить, найдя дополнение до 90 град к разности между широтой данного места и той широтой, на которой Солнце в полдень этого дня находится в зените. Чем меньше этот угол, тем меньше и инсоляция, т. е. количество солнечной энергии, получаемое земной поверхностью. Инсоляция прямо пропорциональна углу падения солнечных лучей на земную поверхность.

Рассматривая влияние наклона земной оси на приход солнечной радиации, отметим и тот факт, что Земля окружена атмосферой. Чтобы достичь земной поверхности, поток солнечной радиации должен в разные сезоны пройти через неодинаковую толщу воздуха. Зимой, когда угол падения солнечных лучей мал, они проходят через большую толщу атмосферы, чем летом. Это значительно ослабляет поток солнеч-

ной радиации и уменьшает ее количество, приходящее к земной поверхности. Летом же, когда Солнце в полдень стоит высоко, лучи его проходят в атмосфере более короткий путь и потому не ослабляются столь сильно, как зимой.

Таким образом, наклон земной оси обуславливает действие трех важных факторов, которые уже в свою очередь влияют на смену сезонов. Из-за меньшего угла падения лучей интенсивность солнечной радиации зимой меньше, чем летом. Продолжительность дня летом больше, чем продолжительность ночи, и потому приход радиации в дневные часы больше, чем ее потеря ночью. И наконец, ослабление солнечных лучей зимой сильнее, чем летом, так как в первом случае лучи проходят более длинный путь в атмосфере.

3.2.2. Солнечная радиация и атмосфера

Солнечная радиация на пути к Земле прежде всего встречает ее воздушную оболочку. Некоторая часть радиации, взаимодействуя с атмосферой, вызывает в ней целую серию различных процессов, приводящих в конечном счете к расслоению атмосферы. Основная же часть радиации (примерно 80%) беспрепятственно проходит через атмосферу и достигает земной поверхности, которая частично ее поглощает, а частично отражает. Лучистый теплообмен в атмосфере прежде всего оказывает влияние на нижние слои, поскольку они соприкасаются с земной поверхностью. Явления погоды формируются именно в нижнем слое атмосферы.

Энергия, излучаемая Солнцем, переносится через межпланетное пространство к Земле в виде электромагнитных волн, или лучистой энергии. Набор электромагнитных волн различной длины называется спектром излучения. Все волны имеют одно главное свойство : в близком к вакууму космическом пространстве они распространяются со скоростью 300 000 000 м/с.

Солнечная радиация включает в себя длинные электромагнитные волны, например, радиоволны, волны средней длины – инфракрасные (тепловые) и видимые, короткие волны – ультрафиолетовые, рентгеновские и гамма-лучи. Кроме того, Солнце посылает к Земле космические лучи. При переносе лучистой энергии от Солнца к Земле, занимающем около 9 минут, интенсивность всех волн несколько ослабевает.

Солнце излучает энергию главным образом, коротковолновой части спектра. Те цвета, которые мы различаем в видимой части солнечного спектра, являются отдельными волнами света. Красный конец

видимой части спектра содержит самые длинные видимые волны, а ближе к фиолетовому концу спектра цвета солнечного света создаются все более и более короткими волнами. Еще более короткие волны уже невидимы и представляют собой ультрафиолетовое излучение.

Земная поверхность поглощает в основном коротковолновую радиацию. При этом поверхность нагревается и затем сама начинает излучать радиацию подобно черному телу. Энергия, излучаемая земной поверхностью, лежит в области длинных волн. Коротковолновая радиация обладает значительно большей проникающей способностью, чем длинноволновая. Кроме того, с атмосферой земное излучение и солнечная радиация взаимодействуют совершенно по-разному. Этот факт важен для дальнейшего изложения.

Общее количество лучистой энергии всех длин волн, поступающее в единицу времени на единичную площадку, находящуюся на верхней границе атмосферы и перпендикулярную к солнечным лучам, остается более или менее одинаковым и носит название солнечной постоянной.

Атмосфера прозрачна для одних видов лучистой энергии, полупрозрачна для других и полностью непрозрачна для третьих. Это происходит из-за избирательного (селективного) пропускания или поглощения волн различной длины разными газами атмосферы. Кроме того, количество лучистой энергии, достигающей земной поверхности, зависит от облачности, запыленности воздуха и его влажности, т.е. от количества содержащегося в нем водяного пара.

Лучистая энергия легко проходит, почти не задерживаясь, сквозь такие газы, как азот и кислород. Эти газы прозрачны для радиации. Однако другие газы атмосферы различным образом взаимодействуют с радиацией. Они уменьшают количество этой радиации, доходящее до земной поверхности. Характер влияния некоторых атмосферных примесей, например, водяного пара, а также их распределение в слоях, лежащих выше тропосферы, еще подлежит дальнейшему уточнению.

Действительное количество лучистой энергии, поступающей на земную поверхность, называется инсоляцией. Инсоляция зависит от интенсивности поглощения и отражения радиации в атмосфере и на земной поверхности.

Атмосфера поглощает приблизительно 20% поступающей на ее верхнюю границу солнечной радиации. Еще 34% радиации отражается от поверхности Земли, атмосферы, облаков и взвешенных в атмосфере примесей. Остальные 46% приходящей солнечной радиации поглощаются земной поверхностью.

Отражение падающей лучистой энергии от того или иного предмета называется альбедо. Альбедо всей Земли вместе с ее атмосферой составляет в среднем 34%.

Инсоляция зависит от нескольких факторов: солнечной постоянной, расстояния между Землей и Солнцем, наклона земной оси, а также от поглощения и отражения радиации в атмосфере.

Взаимодействие солнечной радиации с молекулами газов приводит к потере энергии, которая уже не сможет поступить на земную поверхность. Ультрафиолетовую часть спектра поглощают озон, углекислый газ, водяной пар и пыль.

Значительная часть лучистой энергии, поступающей в атмосферу, поглощается водяным паром. Содержание водяного пара в воздухе связано с его температурой. При перемещении от экватора к полюсам влажность воздуха в общем уменьшается. В низких широтах влажность воздуха сравнительно велика – количество водяного пара достигает 4%. Для сравнения можно указать, что на полюсах оно составляет лишь 0.5%. Естественно, что высокая температура воздуха в пустынях тропических и умеренных широт очень редко позволяет водяному пару стать насыщенным. Поэтому и получается, что меньшее количество пара в воздухе полярных районов чаще приводит к образованию и выпадению осадков, чем более значительное количество пара в пустынях.

Поглощение и последующее собственное излучение радиации водяным паром и каплями воды, находящимися в воздухе, довольно интенсивны. Например, облака могут отражать до 75–80% радиации. Часть отраженной радиации распространяется в сторону земной поверхности и поэтому не является для нее потерянной. Кроме того, облака отражают к земной поверхности и сами излучают в том же направлении еще некоторое количество и длинноволновой радиации. В высоких широтах, где воздух сравнительно чистый и сухой, до поверхности Земли доходит более значительная доля солнечной радиации, поступившей на верхнюю границу атмосферы, чем в низких широтах, где воздух загрязненный и влажный.

Процессы образования облаков в закономерности их влияния на другие атмосферные процессы в настоящее время являются предметом все возрастающего числа исследований. Эти исследования особенно важны для получения более точного представления о том, каким образом различные облака поглощают, пропускают и сами излучают радиацию.

Пыль, взвешенная в атмосфере, кроме того, что отражает солнечную радиацию, вместе с водяным паром образует важное «хранилище» лучистой энергии. Энергия, улавливаемая взвешенными примесями, и

особенно энергия, поглощенная водяным паром и пылью, приводит к повышению температуры окружающего воздуха.

Полная энергия, полученная Землей из внешнего пространства, т.е. главным образом от Солнца, точно равна энергии, отданной всем земным шаром в космос. Несмотря на то, что за сравнительно короткие отрезки времени в отдельных районах количество полученной и отданной лучистой энергии может быть разным, все же за более длительные периоды общий баланс энергии остается удивительно постоянным.

Энергия, излучаемая земной поверхностью, поступает в атмосферу, а солнечная радиация, не дошедшая до поверхности Земли, тоже расходуется в атмосфере на развитие конвективных и адвективных движений воздуха.

Суммарное воздействие процессов переноса лучистой энергии в атмосфере создает в ней наблюдаемое распределение температуры с высотой: в нижних слоях атмосферы при подъеме на каждые 100 м она уменьшается на 0,6 град.С. Такое уменьшение ее носит название нормального вертикального градиента температуры и имеет место в устойчивых воздушных массах.

Температура воздуха в среднем уменьшается и с увеличением широты места наблюдений: обычно вблизи земной поверхности примерно на 1/1000 нормального градиента температуры, т. е. на сравнительно очень малую величину. Наконец, температура очень заметно изменяется в зависимости от характера поверхности, над которой ее измеряют.

3.2.3. Вертикальные градиенты температуры и неустойчивость воздушных масс

В нижних слоях атмосферы температура изменяется на $6,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Это происходит не в результате восходящих движений воздуха в атмосфере, а связано только с тем, что земная поверхность поглощает солнечную радиацию и сама служит источником излучения.

Когда воздух совершает восходящие движения, возникает динамическое уменьшение его температуры, связанное с различием атмосферного давления на разных высотах. При этом поднимающийся воздух не отдает свое тепло в окружающее пространство: уменьшение его температуры – следствие только расширения, т. е. увеличения расстояний между молекулами и соответственно менее частых их столкновений. Поднимающийся объем воздуха расширяется, так как уменьшается давление окружающих его масс воздуха. При расширении воздух охлаждается – тепло переходит в кинетическую энергию, т. е. энергию

движения. Опускающийся воздух, наоборот, испытывает увеличивающееся давление и в результате этого сжимается – происходит его нагревание, так как теперь кинетическая энергия переходит в тепло.

Изменяется температура в поднимающемся или опускающемся воздухе не беспредельно, а лишь до тех пор, пока не станет одинаковой с температурой окружающей его воздушной среды. После этого его движение затухает и воздух становится устойчивым.

Солнечная радиация так же, как в случае с земной атмосферой, дойдя до земной поверхности, начинает взаимодействовать с ней. Поверхность суши и водоемов излучает длинноволновую радиацию, которую поглощает, нагреваясь при этом, атмосфера. Образуется теплоизолятор, отделяющий Землю от космического пространства. Таким образом, атмосфера двояко влияет на лучистую энергию: с одной стороны, довольно свободно пропускает ее к земной поверхности, с другой, когда земная поверхность, излучая, сама теряет энергию, улавливает часть этой энергии. Поэтому Земля теряет тепло не так быстро, как, например, Луна и другие небесные тела, обладающие лишь небольшой атмосферой или же вовсе ее лишенные.

Альbedo Земли как планеты значительно изменяется от одного ее участка к другому. Облака довольно сильно отражают падающую на них лучистую энергию: их альbedo достигает 80%. Однако в среднем их отражательная способность близка к 55%. Песчаная поверхность без растительного покрова отражает около 30% проходящей к ней солнечной радиации. Тот же песок, но с растительностью отражает только 25% радиации. Альbedo лесистых районов составляет примерно 10%. Следовательно, наличие растительного покрова становится важным фактором в расчете потерь лучистой энергии путем отражения.

Если альbedo воды обычно величина незначительная (при самом высоком положении Солнца около 6%), то альbedo чистого снега и льда составляет до 80% проходящей радиации и больше. Но снег не только хорошо отражает коротковолновую радиацию, он еще хорошо задерживает длинноволновую радиацию, излучаемую Землей, и тем самым защищает поверхность суши от сильного выхолаживания. Установлено, что почва под снегом может не замерзнуть даже в тех случаях, когда на соседних участках, лишенных снежного покрова, она промерзает. Тем самым в течение нескольких зимних месяцев снежный покров защищает от вымерзания посевы и живущие в почве микроорганизмы.

3.3. Вода в атмосфере

3.3.1. Испарения и конденсация в атмосфере

Вода, содержащаяся в атмосфере, единственное вещество, которое может находиться там одновременно во всех трех фазовых состояниях: газообразном (водяной пар), жидком (вода) и твердом (лед).

Физические свойства воды делают ее весьма своеобразным поглотителем лучистой энергии. Главная особенность воды, находящейся на земной поверхности, в частности в океанах, заключается в том, что она избирательно поглощает и преобразует огромное количество лучистой энергии, непрерывно поступающей к Земле.

В атмосферу вода поступает в результате испарения с поверхности водоемов. Она выделяется живыми организмами при процессах дыхания и обмена веществ. Наконец, она является побочным продуктом вулканической деятельности, промышленного производства и окисления различных веществ. Потом содержащийся в атмосфере пар, сконденсировавшись, превращается в воду. Пар конденсируется в тех случаях, когда воздух охлаждается путем теплоотдачи или расширения. Сгущение атмосферного водяного пара может происходить в форме сублимации. Сублимация – это процесс непосредственного перехода вещества из газообразного состояния в твердое, минуя жидкую фазу. Сублимация может идти и в обратном направлении, т.е. вещество переходит из твердого в газообразное состояние.

Любое изменение фазового состояния требует затраты энергии. Например, на таяние льда затрачивается около 80 кал/г. Эта величина называется теплотой плавления. Такое же количество энергии вода выделяет в атмосферу при замерзании. При температуре 100 °С, когда вода переходит из жидкого состояния в парообразное, на каждый грамм воды, участвующей в этом переходе, расходуется 540 калорий тепла. Эта величина называется теплотой испарения. При обратном переходе пара в жидкое состояние высвобождается такое же количество тепла, которое называется скрытой теплотой. Скрытая теплота представляет собой то количество энергии, которое содержит вода, находящаяся в атмосфере в парообразном состоянии. Все возможные изменения состояния воды на Земле заключены в понятие «круговорот воды». Этот круговорот представляет собой некий идеализированный процесс. Одно из звеньев круговорота воды в природе – облака, другое – осадки, средняя годовая сумма которых в целом для всей Земли составляет около 100 см. Звеньями круговорота воды являются также испарение и транспирация.

Фазовые превращения воды в разных районах Земли совершаются с разной интенсивностью, о чем говорит, например, распределение осадков по земному шару. Так, если на всей Земле за год выпадает в среднем примерно 100 см осадков, то на сушу попадает лишь около $\frac{1}{4}$ этого количества.

Большая часть водяного пара поступает в атмосферу с поверхности морей и океанов. Особенно это относится к влажным, тропическим районам Земли. В тропических широтах испарение превышает количество выпадающих осадков. В высоких широтах имеет место обратное положение. В целом же по всему земному шару испарение и количество осадков примерно одинаковы.

Испарение регулируется некоторыми физическими свойствами местности, в частности, температурой поверхности воды в крупных водоемах и преобладающей здесь скоростью ветра. Когда над водной поверхностью дует ветер, он относит в сторону увлажнившийся воздух и заменяет его свежим, более сухим. Чем сильнее ветер в данном районе, тем быстрее меняется воздух и тем интенсивнее идет испарение.

Конденсируется водяной пар легче всего тогда, когда относительная влажность воздуха достигает 100%. Если в ночные часы поверхность Земли и наземных предметов выхолаживается путем теплопроводности, то на них может начаться конденсация водяного пара из воздуха (осаждение). Поэтому на таких поверхностях ночью выпадает роса. Однако появление капель росы может усиливаться, если в атмосфере есть мельчайшие частички различных примесей.

Вопреки широко распространенному, но все же неправильному представлению, конденсация водяного пара в атмосфере далеко не всегда заканчивается выпадением осадков.

В каждый момент любого среднего дня до 50% небосвода над нашей планетой покрывают облака, но лишь из очень небольшой части этих облаков и в очень немногих районах выпадают осадки.

В связи с очень большим количеством разных факторов, влияющих на образование осадков, чрезвычайно трудно с большой точностью предсказать их выпадение. Начало выпадения осадков, их продолжительность и количество меняются в широких пределах даже на небольших площадях, около 100 кв. км. Кроме того, при прогнозировании осадков трудно разграничить районы выпадения дождя и снега. Вид осадков зависит, в частности, от распределения температуры земной поверхности и температуры воздуха до высоты нескольких сотен метров. Микрофизические свойства облаков и общая динамика процессов их образования в настоящее время еще не вполне выяснены.

3.3.2. Туманы и облака

Туманом называется скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара, взвешенных в воздухе над поверхностью земли и вызывающих помутнение атмосферы, - видимость составляет до 1 км.

Сильный туман - дальность видимости менее 50 м, умеренный туман – 50–500 м, слабый туман – 500–1000 м, умеренная дымка – 1–2 км, слабая дымка – 2–10 км.

Дымку не следует путать с мглой. Мгла - это сплошное помутнение атмосферы, наблюдающееся обычно в сухую погоду и вызываемое множеством находящихся в воздухе мелких твердых частиц – пыли, дыма.

Туманы бывают водяные (до -20°) и ледяные.

По происхождению различают туманы охлаждения (радиационные, адвективные) и туманы испарения.

Радиационные туманы образуются в центральных частях антициклонов над сушей и над районами сплошных льдов в результате радиационного выхолаживания подстилающей поверхности, от которой охлаждается прилегающий к ней слой воздуха до стадии конденсации водяного пара.

Благоприятными условиями на суше летом являются: ясная или малооблачная ночь; относительная влажность воздуха более 60 %; инверсионное распределение температуры в слое 50–300 м; вогнутая поверхность рельефа, способствующая накоплению холодного воздуха в низине; слабый ветер – не более 2 м/с.

При полном штиле вместо тумана образуется роса.

По высоте различают туманы: поземные – до 2 м; низкие – 2–10 м; средние – 10–100 м; высокие – более 100 м.

Летом преобладают поземные и низкие радиационные туманы, которые рассеиваются вскоре после восхода

Облака, являясь одной стадией круговорота воды в природе, представляют собой системы из миллиардов крошечных капелек воды или мельчайших кристаллов льда, взвешенных в воздухе. Когда воздух поднимается, он быстро охлаждается вследствие расширения. Если охлаждение непрерывно и если количество водяного пара достаточно для того, чтобы он стал насыщенным, в воздухе появляются мельчайшие капли воды. Обычно такие капли медленно выпадают из вершины облака, где зародились. На более низких уровнях они начинают испаряться. Таким образом, в облаке на разных уровнях идет непрерывный процесс образования и испарения капель.

Некоторые облака образуются, когда две массы воздуха, имеющие разную температуру, перемешиваются и более теплый и влажный воздух охлаждается. Однако, главным процессом, вызывающим образование облаков, все же бывает адиабатическое охлаждение поднимающегося воздуха.

Когда воздух поднимается, то точка росы достигается быстрее, чем в неподвижном воздухе вблизи земной поверхности. Точка росы в поднимающемся воздухе уменьшается с высотой примерно на 0,17 град.С/100 м. Таким образом, чем выше поднимается воздух, тем ниже становится в нем точка росы, т.е. температура, при которой начинается конденсация пара. Точка росы понижается, так как давление в поднимающемся воздухе уменьшается. Уменьшающееся же давление понижает концентрацию водяного пара.

Восходящее движение воздуха само по себе может быть вызвано несколькими причинами. Одна состоит в том, что возвышенность, лежащая на пути движущегося воздуха, заставляет его подниматься (рис. 3-10). Это явление называется орографическим восхождением. Другой причиной могут быть динамические особенности центральной части областей пониженного давления, где также развиваются восходящие движения воздуха. Поднимающийся воздух охлаждается и возникает облака. Наконец, воздух может подниматься в термиках – местных конвективных течениях небольшого масштаба.

Первые и самые удачные классификации облаков были созданы еще в XIX веке. В этих классификациях учитывались разный внешний вид облаков и различная их высота. Современная классификация облаков выделяет 10 основных форм, которые далее часто подразделяются на несколько видов и разновидностей. Здесь мы рассмотрим лишь основные формы облаков. В тропосфере облака могут образоваться на всех высотах. Однако каждое семейство облаков, выделяемое в классификации, располагается в основном только в каком-либо одном диапазоне высот. В современной классификации выделены семейства облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов, а также вертикального развития. Облака разных ярусов иногда могут сливаться, но обычно они довольно отчетливо разделяются по ярусам.

Начиная со второй половины XIX века метеорологи дают названия облакам, используя единые международные термины.

С 1880-х гг. при составлении классификации облаков используются их фотографии. В настоящее время формы облаков и облачных систем определяют, используя Международный атлас облаков. В названиях облаков часто встречаются слова приставки, помогающие представить себе внешний вид данных облаков. Так, приставка *strato*

показывает, что речь идет о плоских слоистообразных облаках, *cumulo* относится к вытянутым по вертикали облакам в виде башен, *nimbus* – к облакам, дающим дождь, и т.д.

Облака нижнего яруса. Эти облака располагаются в слое атмосферы, простирающемся от земной поверхности до высоты около 2100 м. Приведем ниже некоторые примеры облаков нижнего яруса.

1. Слоистые (*Stratus*) – серые однородные облака, значительно вытянутые в горизонтальном направлении и похожие на более высоко расположенные облака, которые могут давать морось и ледяные кристаллы. Однако обычно они состоят из мелких капель воды. Иногда слоистые облака придают небу угрожающий вид. Эти облака повторяют конфигурацию расположенной под ними местности, что связано с их происхождением: они часто являются результатом радиационного выхолаживания воздуха над различными ландшафтными участками

2. Кучевые (*Cumulus*) – плотные, иногда размытые, вытянутые по вертикали, изолированные друг от друга облака, способные распространяться выше всех других облаков нижнего яруса. Обычно они имеют куполообразную белую вершину и плоское темное основание. Благодаря местным восходящим движениям воздуха, эти облака не сливаются друг с другом, а имеют вид отдельных пирамид или ячеек. Из кучевых облаков могут выпадать ливневые осадки. Обычно эти облака состоят из капель воды. Осадки же они дают лишь в том случае, когда имеют большую вертикальную протяженность.

3. Слоисто-дождевые облака (*Nimbostratus*) имеют серый или белый цвет и иногда пятнистый вид. Они состоят из капель воды и иногда из кристаллов льда

4. Слоисто-кучевые облака (*Stratocumulus*) возникают под влиянием конвективных восходящих движений воздуха и турбулентного перемешивания. Эти процессы придают облакам кучевообразный вид или волнистое строение.

Облака среднего яруса. Эти облака лежат на высотах от 2100 до 4000 м в полярных районах и до 8000 м над тропиками. В названиях этих облаков часто используется приставка «*Alto*». В таких облаках теплый и влажный воздух совершает восходящее движение и при этом охлаждается, за счет чего и образуются эти облака в умеренных широтах. Приведем некоторые примеры облаков среднего яруса.

1. Высоко-слоистые облака (*Altostratus*) представляют собой сравнительно однородный серый или голубоватый облачный слой, покрывающий все небо. Он состоит из чередующих скоплений (пятен) капель воды и кристаллов льда. Высоко-слоистые облака могут давать

снег, дождь и ледяной дождь. Проявление таких облаков может быть предвестником выпадения этих осадков в ближайшие часы.

2. Высоко-кучевые облака (*Altostratus*) – белые или серые кучевообразные или неоднородные облачные слои. Они состоят из капель воды, хотя при низких температурах в них преобладают ледяные кристаллы.

Облака верхнего яруса. В умеренных широтах высота нижней границы этих облаков составляет от 3500 до 8000 м. Верхняя же их граница в тропиках может располагаться на высотах до 20 км. Они принадлежат к типу *cirrus*, что означает «завиток», «спираль» и т.д. Часто эти облака являются предвестниками приближения шторма, бури. Обычно они состоят из ледяных кристаллов, образующих нити, пучки или перестообразные прозрачные тонкие белые облака. Часто они образуют гало вокруг Луны, если она просвечивает через эти облака. К облакам верхнего яруса относятся следующие роды облаков.

1. Перистые (*Cirrus*) облака представляют собой тонкие, нежные, белые нити, распространяющиеся по всему небу. Они почти целиком состоят из кристаллов льда. Во время восхода и захода Солнца они могут окрашиваться в разные цвета. За их внешний вид их обычно называют конскими хвостами.

2. Перисто-слоистые (*Cirrostratus*) облака имеют вид тонких нитей или волокон. Они состоят из кристаллов льда и могут давать гало. В верхней части таких облаков водяной пар конденсируется, а в нижней – испаряются облачные элементы. Появление перисто-слоистых облаков может предвещать выпадение дождя (или снега).

3. Перисто-кучевые (*Cirrocumulus*) – тонкие белые неоднородные облака, возникающие под действием небольших конвективных потоков воздуха. Волнистый вид этих облаков привел к появлению термина «небо в барашках». Перисто-кучевые облака обычно состоят из ледяных кристаллов.

Облака вертикального развития. Некоторые формы облаков, характеризующиеся значительной вертикальной протяженностью, простираются с самых нижних уровней до высот, на которых обычно располагаются облака верхнего яруса. К таким облакам относятся кучево-дождевые (*Cumulonimbus*), имеющие вид гор, высоких башен и т.д. (рис.3.2). Они образуются в результате развития и дальнейшего преобразования кучевых облаков. Кучевые облака также могут иметь значительную вертикальную протяженность, но кучево-дождевые отличаются от них большей плотностью, массивностью и внешним видом. Их вершина часто растекается, приобретая форму наковальни, или же благодаря наличию в ней ледяных кристаллов, принимает вид пери-

стых облаков. Вертикальная протяженность кучево-дождевых облаков может составлять от 100 м до 12 км.

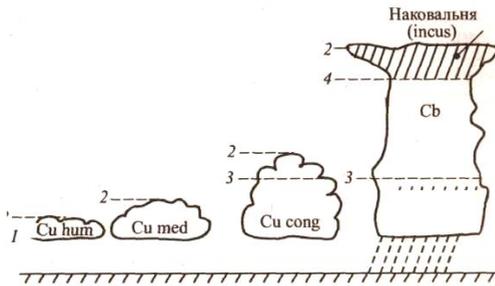


Рис. 3.2. Стадии развития конвективных облаков: уровни: 1 – конденсации; 2 – конвекции; 3 – нулевой изотермы; 4 – кристаллизации

Кучево-дождевые облака состоят, в основном, из капель воды, лишь в верхней части они могут содержать кристаллы льда. Эти облака часто называют грозовыми и они действительно могут дать сильный ветер, молнию, ливневые осадки. Нередко они сопровождаются выпадением града и наблюдаются при прохождении смерчей.

Измерение высоты нижней границы облачного покрова носит название измерения облачного «потолка». Оно производится с помощью специального прибора, называющегося «измеритель потолка». Этот прибор направляет луч света на основание облака, от которого луч отражается вниз, к детектору, позволяющему точно отсчитать высоту нижней границы облака.

Метеорологи определяют также количество облаков. Оно выражается в десятых долях покрытия неба облаками, называемых баллами. В ежедневных сводках погоды используются также качественные характеристики типа «ясно», «переменная облачность», «пасмурно» и т. п.

Определение форм облаков служит одним из лучших вспомогательных средств для ориентировочного предсказания погоды на ближайшие часы. Различные формы облаков часто весьма показательны для предстоящих в скором времени изменений погоды. Это объясняется тем, что каждая форма облаков, помимо всего прочего, является результатом определенных метеорологических процессов, вызывающих ее возникновение.

3.3.3. Виды осадков

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из облаков или осаждающиеся из воздуха на поверхности

земли и предметах. Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах. Интенсивность осадков измеряется в мм/мин. При визуальной оценке осадки, выпадающие из облаков, делят на слабые, умеренные и сильные.

Различают следующие виды осадков, выпадающих из облаков.

Твердые осадки:

- снег – ледяные или снежные кристаллы (снежинки), чаще всего имеющие форму звездочек или хлопьев;
- снежная крупа – непрозрачные сферические крупинки белого или матово-белого цвета диаметром 2-5 мм;
- снежные зерна – непрозрачные матово-белые палочки или крупинки диаметром менее 1 мм;
- ледяная крупа – ледяные прозрачные крупинки диаметром до 3 мм с непрозрачным ядром в центре;
- ледяной дождь – прозрачные ледяные шарики размером 1-3 мм;
- град – кусочки льда различных форм и размеров. Чаще всего диаметр градин составляет 1–3 см, но в отдельных случаях может превышать 10 см.

Жидкие осадки:

- дождь – капли диаметром от 0,5 до 7,0 мм;
- морось – капли диаметром 0,05-0,5 мм, находящиеся как бы во взвешенном состоянии, так что падение их почти незаметно.

Смешанные осадки:

- мокрый снег – тающий снег или смесь снега с дождем.

По характеру выпадения различают осадки обложные, ливневые и морозящие.

Обложные осадки выпадают обычно из системы фронтальных слоисто-дождевых и высокосоистых облаков, а иногда и из слоисто-кучевых. Они характеризуются умеренной, мало меняющейся интенсивностью, охватывают большие площади и могут непрерывно или с короткими перерывами продолжаться в течение нескольких часов и даже десятков часов.

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков, в тропических районах могут выпадать из мощных кучевых облаков. Они отличаются внезапностью начала и конца выпадения, резкими колебаниями интенсивности и сравнительно малой продолжительностью. Обычно они охватывают небольшие площади. Летом так выпадает крупнокапельный дождь, иногда вместе с градом. Летом ливневые осадки часто сопровождаются грозами. Зимой ливневым бывает обильный снегопад, состоящий из крупных хлопьев снега. В переход-

ное время года может наблюдаться ливневое выпадение снежной или ледяной крупы одновременно со снегом или дождем. Ливневые осадки часто отличаются большой интенсивностью, но могут быть и малоинтенсивными, например, состоять из небольшого количества крупных капель, выпадающих из отдельного кучево-дождевого облака.

Морозящие осадки выпадают из слоистых и изредка из слоисто-кучевых облаков. Это может быть морось, мельчайшие снежинки или снежные зерна. Интенсивность морозящих осадков очень мала.

Выделяют осадки, образующиеся на поверхности земли и предметах.

Жидкие осадки:

- роса - капельки воды, осевшие на внешней стороне листьев растений и различных предметах. Образуются в результате конденсации водяного пара непосредственно на поверхности предмета в ясные тихие ночи, благоприятствующие охлаждению лучеиспусканием.

Твердые осадки:

- иней – имеет вид очень тонкого слоя снежных кристаллов на открытых поверхностях. Образуется при тех же условиях, что и роса, но при температуре ниже 0°C;

- изморозь – снеговидный рыхлый осадок, нарастающий на ветвях деревьев, проводах, на острых выступах предметов с наветренной стороны; толщина отложения может достигать нескольких сантиметров, образуется в туманную морозную погоду.

- гололед – слой льда, образующийся на деревьях, проводах, столбах, на поверхности земли от намерзания капель переохлажденного дождя. Обычно наблюдается при температурах от 0 до -3°C, реже при более низких температурах.

3.4. Динамика атмосферы

Как мы уже видели, атмосфера не статична. Различия в степени нагревания воздуха, наблюдаемые даже в незначительных районах, способствуют возникновению перепадов давления в воздушных массах и приводят их в движение. Огромные массы воздуха премещаются в атмосфере и вблизи земной поверхности, и на больших высотах.

Изучение атмосферы показывает, что в отдельных районах земного шара ветры сравнительно устойчивые или хотя бы преобладающие. Так, в некоторых районах ветер может дуть в одном направлении в течение почти всего года. Несмотря на видимую простоту такой картины, механизм возникновения даже устойчивых ветров сложный.

Многие особенности циркуляции атмосферы еще не изучены и это затрудняет предсказание погоды на долгий срок.

Циркуляционные движения воздуха, которые мы наблюдаем в атмосфере, создает солнечная радиация, получаемая Землей. Если бы не было циркуляции атмосферы, экваториальные районы были бы еще более жаркими, а полярные – еще более холодными, чем теперь. Перенос тепла от экватора к полюсам происходил бы в этом случае только путем теплопроводности, т.е. был бы очень медленным. В действительности тепло в атмосфере переносится с помощью целого ряда циркуляционных «ячеек» или «поясов», причем гораздо интенсивнее, чем только за счет теплопроводности. Сама циркуляция атмосферы испытывает влияние вращения Земли вокруг своей оси и воздействие термического режима атмосферы.

Обычно движения воздуха вызываются изменением его температуры. Хотя в развитии движений часто принимает большое участие сила тяжести, но поддерживаются они в основном различиями температуры. Движения воздуха переносят тепло из одних районов в другие перераспределяют водяной пар между этими районами. Однако воздушные течения не являются просто переносом теплого воздуха в более холодные области Земли. Температура воздуха, в свою очередь изменяется от района к району вследствие различного поглощения солнечной радиации разными участками земной поверхности. По мере поглощения радиации воздухом тепловая энергия при участии силы тяжести переходит в кинетическую энергию движения.

Исследуя особенности погоды на Земле, ученые постепенно находят ключ к разгадке ее тайн. Таким ключом является циркуляция атмосферы, осуществляемая ее ячейками.

3.4.1. Силы, действующие в атмосфере

Направление движения воздуха определяется взаимодействием нескольких сил. Сила Кориолиса является только одной из четырех основных сил, действующих на движущийся воздух. Другие такие силы – сила тяжести, сила градиента давления и центробежная сила. Как только воздух начинает двигаться и возникает ветер, вступают в действие и три последние силы. Градиент давления. В холодном воздухе молекулы атмосферных газов расположены теснее, чем в теплом. Поэтому холодный воздух плотнее теплого. Различие плотности соседних порций воздуха служит причиной того, что воздух начинает перемещаться из одних районов в другие. Различия температуры со-

здают разность давления, которая и действует как сила, направленная из районов более высокого давления в районы более низкого давления.

На картах погоды изобары – линии, соединяющие точки с одинаковым давлением, части могут иметь вид неправильных окружностей. Эти окружности ограничивают местоположение областей высокого и низкого давления. Обычно изобары на картах проводят с интервалом 2,3,4 или 6 миллибар. Расстояние между изобарами характеризует скорость изменения давления по горизонтали, а тем самым и силу, действующую в направлении от высокого к более низкому давлению.

Изменение давления от одного района к другому называется градиентом давления. Чем больше разность давления между двумя районами, тем более значительная сила действует на воздух. Если изобары на карте погоды расположены довольно густо, то это указывает на сравнительно быстрое изменение давления на небольшом участке. Такое расположение изобар говорит о большом градиенте давления в данном районе. Движение воздуха под действием силы барического градиента стремится развиваться прямолинейно, вдоль этого градиента. При этом воздух движется из области большего давления к области меньшего давления, но с отклонением, вызванным действием силы Кориолиса.

Действительное движение воздуха – результат равновесия трех сил: силы градиента давления, силы Кориолиса и центробежной силы. Центробежная сила отражает стремление воздуха, движущегося по криволинейной траектории, удалиться по прямой линии в направлении от центра кривизны. Когда три названные силы полностью уравновешивают друг друга, движение воздуха именуют градиентным ветром. Скорость такого ветра определяется величиной вызывающего его градиента давления.

Очень часто, особенно на больших высотах, изобары проходят прямолинейно и параллельно друг другу. При такой их конфигурации центробежная сила либо отсутствует, либо столь мала, что ею можно пренебречь. Так возникает геострофический ветер – прямолинейное движение воздуха вдоль изобар, т.е. перпендикулярное к направлению градиента давления. При геострофическом ветре сила Кориолиса точно уравновешивает силу градиента давления и воздух движется так, будто на него не действуют никакие силы.

Однако вблизи земной поверхности действует еще один фактор. До высоты примерно 1 км скорость ветра несколько уменьшается силой трения, которая направлена в сторону, противоположную направлению движения воздуха. При уменьшении скорости ветра из-за силы трения уменьшается и сила Кориолиса, действующая на движущийся

воздух. Это приводит к тому, что ветер начинает дуть в направлении, пересекающем изобары, а не вдоль них, как бывает при отсутствии трения. Поэтому, рассматривая карты погоды, легко заметить, что ветер направлен под некоторым углом к изобарам. Этот угол в зависимости от шероховатости участка земной поверхности меняется в широких пределах. Над открытым морем угол между направлением ветра и изобарами довольно мал и составляет примерно 10 град. Над сушей он около 20-30 град, но может достигать и 35 град.

В северном полушарии воздух втекает в область пониженного давления, вращаясь вокруг нее против часовой стрелки. В южном полушарии вращение воздуха вокруг такой области совершается по часовой стрелке. Такой тип движения воздуха называется циклоническим. Ветер в областях пониженного давления бывает довольно сильным, так как градиенты давления в них сравнительно велики (рис.3.3).

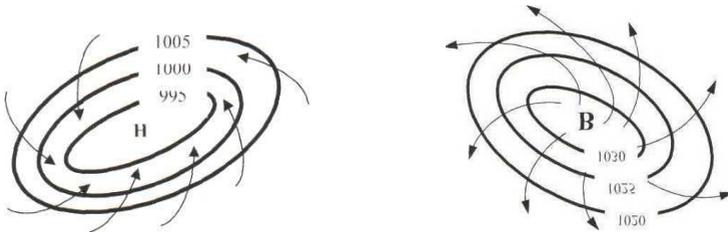


Рис. 3.3. Схема антициклона и циклона в Северном полушарии

Области повышенного давления создают систему ветров, называемую антициклонической. Ветер по спирали вытекает из области повышенного давления, совершая при этом в северном полушарии вращение по часовой стрелке, а в южном – против часовой стрелки. Антициклонический тип движения воздуха образует систему, площадь которой обычно больше площади циклонической системы. В антициклонах ветер более слабый, чем в циклонах (рис. 4.2).

Когда воздух по спирали втекает в циклон, он совершает восходящее движение в центральной части этой системы. Из антициклона воздух вытекает также по спиральным траекториям, но расходящимся от центра. На высотах воздух, наоборот, втекает в его центральную часть.

Общая циркуляция атмосферы. Воздух, перемещающийся из одних районов Земли в другие, создает целую систему циркуляционных

областей, опоясывающих весь земной шар. В каждой такой циркуляционной области преобладают свои ветры и свое распределение давления. Циркуляционные области, окружающие земной шар, более однородны над океанами, чем над сушей, поскольку поверхность океанов однороднее поверхности суши. Вследствие неодинакового соотношения между площадями континентов и океанов в северном полушарии циркуляция атмосферы сложнее, чем в южном.

Пояса давления. Формируются различные циркуляционные области в первую очередь между четырьмя основными широтными поясами атмосферного давления, существование которых в конечном счете и является причиной как приземного, так и высотного распределения ветра. Общую картину воздушных течений на земном шаре можно видеть на рис.3.4.

Один такой пояс низкого давления лежит в районе экватора или около 5 град. с. ш. Обычно называемый экваториальной зоной затишья, этот пояс точнее именуется внутритропической зоной конвергенции. Среднее за год давление составляет здесь менее 760 мм. Этот пояс охватывает весь земной шар.

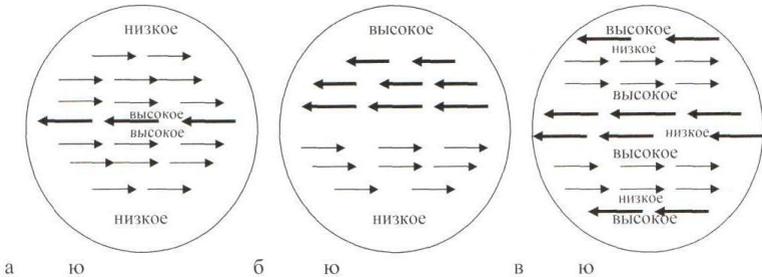


Рис. 3.4. Схема зональных переносов при общей циркуляции атмосферы (на различной высоте над земной поверхностью): а - в верхней тропосфере и нижней стратосфере; б - выше 20 км северным летом; в - у земной поверхности.

Ширина экваториальной зоны затишья может несколько меняться. В этой зоне преобладает сравнительно хорошая погода с частым появлением кучевых облаков и довольно интенсивными грозами. В зоне затишья воздух совершает восходящее движение, как и в случае, когда при неравномерном нагревании воздуха образуется отдельная циркуляционная ячейка. В высоких слоях атмосферы поднявшийся воздух начинает в каждом полушарии оттекать к полюсу и при этом отклоняется силой Кориолиса, создаваемой вращением Земли. Расте-

кающийся воздух попадает в следующий пояс давления – в субтропический пояс высокого давления.

Субтропический пояс высокого давления известен большинству школьников под названием конских широт. Расположенный около 35 град. с. ш. и 30 град. ю. ш., этот пояс характеризуется неустойчивыми и исключительно слабыми ветрами. Название «конские широты» связано с эпохой освоения Нового Света. Когда армады кораблей попадали в этих районах в зону штилей, возникала надобность экономить запасы пищи и питьевой воды. По-видимому, при этом приходилось жертвовать лошадьми, которых выбрасывали за борт. Трупы несчастных животных часто оставались плавать на поверхности океана, откуда и появилось название этих мест.

В районе конских широт давление в течение всего года обычно составляет более 760 мм. Это сравнительно высокое давление создается воздухом, опускающимся из высоких слоев атмосферы к земной поверхности и накапливающимся здесь. В северном полушарии в пределах этого пояса есть две области высокого давления. Одна лежит над восточной частью Тихого океана, а другая – над восточной Атлантикой. В северном полушарии области высокого давления, входящие в рассматриваемый пояс, меньше, чем аналогичные области в южном полушарии, где они охватывают обширные районы океанов. Неоднородное распределение давления в этом поясе в северном полушарии создают материки Америка, Африка и Евразия.

Третий пояс давления – очень низкого – находится приблизительно между широтами 60 и 70 град. в каждом полушарии и называется субполярным минимумом. В южном полушарии пояс низкого давления сплошной и расположен над поверхностью океанов. В северном же полушарии он лучше выражен над Тихим океаном – между Аляской и Сибирью, а над Атлантическим океаном – между Гренландией и Норвегией. Над континентами же северного полушария пояс низкого давления разбивается на области, чередующиеся с областями повышенного давления. Рассматриваемый пояс отличается довольно устойчивыми ветрами: воздух в этот пояс втекает в основном с юго-запада или северо-востока. В северном полушарии, например, в пояс субполярного минимума в виде сильного восточного ветра затекает воздух с севера.

Во всех перечисленных поясах давления возникает своя отдельная циркуляционная область, которая переносит воздух от одного такого пояса к соседнему. Глобальная циркуляция воздуха имеет характер конвективного переноса от одного пояса давления к другому.

Одна такая циркуляционная область имеется в каждом полушарии между субтропическим поясом высокого давления и внутритропической зоной конвергенции, или примерно между широтой 30 град. И экватором. В обоих полушариях воздух вблизи земной поверхности движется с сильной восточной составляющей к экватору, а над экватором совершает восходящее движение. Ветры, дующие к экватору, называются пассатами. Их английское название – торговые ветры (trade wind) – связано с тем, что европейские купцы пользовались этими ветрами для ускорения плавания своих парусных кораблей из Европы в Америку. Скорость пассатов круглый год 16-25 км/час. Зона пассатов летом (северного полушария) смещается примерно на 5 град. к северу.

Другая циркуляционная область лежит между субтропическим поясом высокого давления и поясом субполярного минимума. В северном полушарии в этой области преобладает движение воздуха с юго-запада на северо-восток, а в южном полушарии – с северо-запада на юго-восток. Эти ветры, называемые западным переносом, обычно удерживаются между 30 и 60 град. каждого полушария. В течение всего года в этой области часты бури, грозы и шквалы. Указанные ветры тоже бывают здесь весь год, хотя скорость их зимой больше, чем летом. В южном полушарии зону, где наблюдаются эти ветры, называют ревущими сороковыми, так как ветры здесь весьма устойчивы и развивают над сплошной водной поверхностью, не прерывающейся крупными материками, особенно большую скорость.

Третья циркуляционная область в каждом полушарии лежит между поясом субполярного минимума и полярной областью высокого давления, или между широтой 60 град. и полюсом. В этой области ветры преимущественно восточные. Особенно сильны ветры в полярной области южного полушария в связи с наличием здесь мощного ледяного покрова. В северном же полушарии эти ветры имеют наибольшую скорость в Гренландии, Сибири и Канаде. Эти восточные, переносящие холодный полярный воздух ветры, встречаясь с более теплыми западными ветрами, образуют полярный фронт.

Существование циркуляции атмосферы известно уже давно. В XVII в. появилось общее описание циркуляционных областей и их связи с круговоротом тепла и вращением Земли. Это сделал физик Д. Гадлей. Общую циркуляцию атмосферы он представлял в виде подъема воздуха над экватором и опускание его в более высоких широтах. Перенос воздуха в высоких слоях в сторону полюсов, иногда называемый меридиональным переносом, и возвращение воздуха к экватору в нижних слоях атмосферы в первоначальной теории выглядело одной-

единственной ячейкой и было названо циркуляционной ячейкой Гадлея. В действительности циркуляция атмосферы происходит гораздо сложнее, поэтому термин «ячейка Гадлея» в теории общей циркуляции атмосферы в настоящее время уже не используется.

Крупномасштабную циркуляцию атмосферы можно лишь приближенно представить с помощью какой-либо одной модели или в виде набора отдельных деталей и особенностей. Исчерпывающе объяснить эту циркуляцию метеорологи пока еще не могут. Сложность состоит в том, что свойства атмосферной циркуляции недостаточно изучены. Даже причины ее возникновения находятся еще в стадии изучения.

Поскольку между отдельными циркуляционными областями постоянно происходит обмен воздухом, то и общая циркуляция атмосферы обуславливает крупномасштабный круговорот тепла на всем земном шаре. Поскольку воздух в каждой циркуляционной области поднимается от земной поверхности в более высокие слои атмосферы, а затем возвращается к поверхности, на каждом уровне он все время замещается приходящим сюда воздухом с другими свойствами и другой температурой. Такое взаимное замещение воздуха усиливает теплообмен в атмосфере Земли.

В поясе субполярного минимума проходит полярный фронт, где холодные и теплые воздушные массы часто встречаются друг с другом. При этом холодный воздух начинает перемещаться в сторону экватора, а теплый проникает в более высокие широты.

Экваториальный воздух в разные сезоны занимает несколько разное положение. Летнее смещение внутритропической зоны конвергенции к северу заставляет его также несколько продвигаться к северу.

Таким образом, в результате обмена воздухом между тремя основными циркуляционными областями тепло переносится из более низких широт в более высокие широты.

3.4.2. Ветер

Пассаты в разных районах и в разное время года простираются от земной поверхности до высоты 1–4 км. Метеорологи обнаружили, что над слоем пассатов дуют противоположные ветры. Они называются антипассатами и имеют переменный характер. В основном они направлены с запада. По мере удаления от экватора воздух в антипассатах выхолаживается и в субтропическом поясе высокого давления развивается уже нисходящее движение его, направленное к земной поверхности.

В обоих полушариях в поясе от 20 град. широты и вплоть до полюса имеет место западный перенос. Воздух вращается вокруг субполярной области низкого давления, образуя иногда весьма устойчивое круговое движение.

Западные ветры наблюдаются до очень большой высоты, причем примерно до 13 км скорость их увеличивается. Выше 13 км температурный контраст экватор – полюс сглаживается, поэтому скорость западных ветров уменьшается.

Местные ветры. Ветер всегда – следствие разницы в температуре и давлении между соседними воздушными массами, причем эти температуры никогда не бывают одинаковыми. Однако эти разности сильно зависят от особенностей рельефа каждой данной местности, от относительной доли площадей суши и водоемов, а также от действия силы тяжести.

Морские и береговые бризы. На побережье морей и крупных озер возникают местные ветры, называемые морскими и береговыми бризами. Они образуются вследствие разности температур, связанной с неодинаковой удельной теплоемкостью, теплопроводностью, а также с разным альбедо суши и водоема. Днем, когда суша, удельная теплоемкость которой меньше, чем теплоемкость воды, нагревается сильнее, воздух над ней, расширяясь сильнее, чем над поверхностью воды, оттекает на высотах в сторону водоема. При этом над сушей возникает область пониженного давления, а над водоемом – область повышенного давления. В результате этого холодный приводный воздух начинает перемещаться на сушу. Эта своеобразная форма конвекции воздух называется морским бризом. Морской бриз летом влияет на температуру воздуха на побережье. Он делает эту температуру в дневные часы более низкой, чем температура воздуха над районами суши, удаленными от водоема.

Ночью суша в прибрежных районах остывает быстрее, чем водоем. При этом воздух над сушей быстро охлаждается вследствие теплопроводности и становится более плотным, чем над водоемом. Изобарические поверхности над сушей опускаются. На высотах возникает перенос воздуха, направленный с водоема на сушу. Над водной поверхностью при этом создается область пониженного давления. Тогда воздух в приземном слое начинает перемещаться с суши на водоем, т. е. возникает береговой бриз.

Различия между температурой суши и водоема днем больше, чем ночью. Это приводит к различию между силой берегового и морского бриза. Ночной береговой бриз слабее, чем дневной морской. Береговой

бриз также замедляет понижение температуры воздуха на побережье в вечерние часы.

Горно–долинные ветры. В горной местности склоны быстро нагреваются в течение дня. Над ними формируются крупные объемы теплого воздуха. При этом изобарические поверхности над склонами приподнимаются. Воздух из долин растекается в стороны и начинает подниматься по склонам. Это и есть долинный ветер. Обычно он возникает часа через три после восхода Солнца и продолжается в течение всего дня. Ночью воздух над склонами быстро охлаждается, становится более плотным, чем над долиной на той же высоте, и стекает в долины, создавая горный ветер. При этом свое тепло он отдает путем излучения. Но, опускаясь, воздух также и нагревается вследствие сжатия. В результате этих процессов воздух нагревается, а скорость ветра уменьшается. При горном ветре в конечном счете происходит накопление воздуха в долинах. Более теплый воздух, остающийся на высотах, через несколько часов после захода Солнца образует инверсию. Горно–долинные ветры отчетливее всего выражены в теплые, ясные летние дни. Скорость горного ветра зависит от крутизны склона, а также от ширины и глубины долины.

В некоторых районах Земли, например на отдельных плоскогорьях, где при радиационном выхолаживании накапливается холодный воздух, наблюдаются очень сильные ветры стокового характера. Стоковый ветер направлен от холодных и высоких участков к теплым и ниже расположенным и возникает под действием силы тяжести. Сильные ветры, связанные с радиационным выхолаживанием воздуха, носят также название кatabатических. В некоторых районах им дают местные названия, которые не следует путать с термином «кatabатические», общеупотребительным среди метеорологов. Сам этот термин указывает на то, что радиационное выхолаживание воздуха сопровождается стоком его под действием силы тяжести,

На французском побережье средиземного моря такие ветры называют мистральями. На побережьях норвежских фиордов их называют стоковыми. Когда они дуют с высокогорных плато на северном побережье Адриатического моря, то их называют «бора». Кatabатические ветры возникают также во время длительного перемещения воздуха над обширными заснеженными пространствами. Выхолаживание происходит за счет соприкосновения движущегося воздуха с холодной снежной поверхностью, причем кatabатический ветер в этом случае может дуть с небольшими перерывами в течение нескольких суток.

Муссон. Аналогично бризу муссон представляет собой ветер, дующий с суши или моря, но уже в масштабе целых континентов и при-

том меняющий свое направление не при смене дня и ночи, а при смене времен года. Муссон имеет большое значение для сельского хозяйства, так как он приводит к чередованию дождливых и засушливых периодов, вызванному сменой направления воздушных течений.

Муссоны возникают в прибрежных районах тропических морей, где из-за близости моря и суши температуры воздуха сильно различаются. Зимой над континентами, когда они выхолаживаются и изобарические поверхности над ними опускаются, преобладают области повышенного давления. Поэтому воздух начинает двигаться с суши в сторону моря, а на высотах перемещается с моря на сушу. Поскольку зимние ветры зарождаются над континентом, то это ветры сухие и в то же время холодные и, следовательно, дождь здесь зимой выпадает редко.

Летом суша нагревается сильнее, чем водоемы. Изобарические поверхности поднимаются, вследствие чего над континентом формируется область пониженного давления у поверхности Земли и повышенного давления на высотах. Поэтому ветер в нижнем слое атмосферы в это время года дует с моря на сушу. Соответствующее ему перемещение воздуха на высотах происходит с суши на море. Летние приземные ветры всегда теплые и влажные.

Летние муссоны хорошо известны, в частности, в Южной Азии и в Индии*. В Индии летний муссон, дующий с Индийского океана, проходит через весь полуостров Индостан и достигает Гималаев. Вынужденный подниматься по склонам гор, воздух адиабатически охлаждается и теряет огромное количество влаги. С июня по ноябрь в Индии выпадает от 4000 до 8000 мм осадков. На северо-востоке Индии, где склоны гор имеют наибольшую крутизну, подъем воздуха происходит особенно интенсивно, и в период летнего муссона здесь выпадает до 10 000 мм осадков.

Среднюю месячную и годовую скорость ветра используют при прогнозе возможных погодных условий. Данные о распределении ветра имеют значение также при определении возможных траекторий перемещения метеорологических объектов.

Шкала Бофорта. Скорость ветра оценивается визуально по его воздействию на окружающие наблюдателя предметы. В 1805 Фрэнсис Бофорт, моряк британского флота, для характеристики силы ветра на море разработал 12-балльную шкалу. В 1926 к ней были добавлены оценки скорости ветра на суше. В 1955, чтобы различать ураганные ветры разной силы, шкала была расширена до 17 баллов. Современный вариант шкалы Бофорта (табл.3.2) позволяет оценивать скорость ветра без использования каких-либо приборов.

Таблица 3.2

Шкала Бофорта для определения силы ветра

Баллы	Визуальные признаки на суше	Скорость ветра, км/ч	Термины, определяющие силу ветра
0	Спокойно; дым поднимается вертикально	Менее 1,6	Штиль
1	Направление ветра заметно по отклонению дыма, но не по флюгеру	1,6–4,8	Тихий
2	Ветер ощущается кожей лица; шелестят листья; поворачиваются обычные флюгеры	6,4–11,2	Легкий
3	Листья и мелкие веточки находятся в постоянном движении; развеваются легкие флаги	12,8–19,2	Слабый
4	Ветер поднимает пыль и бумажки; раскачиваются тонкие ветви	20,8–28,8	Умеренный
5	Качаются покрытые листвой деревья; появляется рябь на водоемах суши	30,4–38,4	Свежий
6	Качаются толстые ветви; слышен свист ветра в электропроводах; трудно удерживать зонт	40,0–49,6	Сильный
7	Качаются стволы деревьев; трудно идти против ветра	51,2–60,8	Крепкий
8	Ломаются ветви деревьев; практически невозможно идти против ветра	62,4–73,6	Очень крепкий
9	Небольшие повреждения; ветер срывает дымовые колпаки и черепицу с крыш	75,2–86,4	Шторм
10	На суше бывает редко. Деревья выворачиваются с корнями. Значительные разрушения строений	88,0–100,8	Сильный шторм
11	На суше бывает очень редко. Сопровождается разрушениями на большом пространстве	102,4–115,2	Жестокий шторм
12	Сильные разрушения	116,8–131,2	Ураган
13	(Баллы 13–17 были добавлены Бюро погоды США в 1955 и применяются в шкалах США и Великобритании)	132,8–147,2	
14		148,8–164,8	
15		166,4–182,4	
16		184,0–200,0	
17		201,6–217,6	

Для каждой метеорологической станции подсчитывают относительное время, в течение которого ветер имел какое-нибудь одно направление. Нанеся все данные на круг с делениями, соответствующими странам света, можно получить «розу ветров». Такая диаграмма условно характеризует повторяемость ветров различных направлений на каждой станции.

Самый сильный ветер наблюдается в 13–15 часов. Самый слабый ветер бывает во время восхода Солнца. Эксперименты в холодных районах показали, что ветер играет очень большую роль в том, как мы воспринимаем и переносим те или иные погодные условия. В результате экспериментов были построены карточки для «индекса ветра и мороза».

При разработке генеральных планов застройки территорий, включающих промышленно-энергетические комплексы, автомагистрали, карьеры и другие объекты, являющиеся источниками загрязнения атмосферы, необходимо учитывать скорости и направления преобладающих ветров относительно населенных районов.

Наглядное представление о ветровом режиме в заданном районе дает роза ветров, являющаяся графическим изображением распределения повторяемости ветров по направлениям восьми румбов.

На практике находят применение несколько вариантов графического изображения распределения ветров.

Роза ветров строится по данным многолетних наблюдений и в зависимости от поставленной задачи может охватывать тот или иной период (месяц, сезон, год, навигация).

На рис. 3.5 показана роза повторяемости ветров по градациям скоростей по восьми румбам. Обычно принимают интервалы скоростей: 0–4; 5–9; 10–14; 15–19 м/с и т.д.

Повторяемость каждого интервала скоростей для каждого румба выражают в процентах от общего количества измерений характеристик ветра на метеорологической станции за период, для которого строится роза.

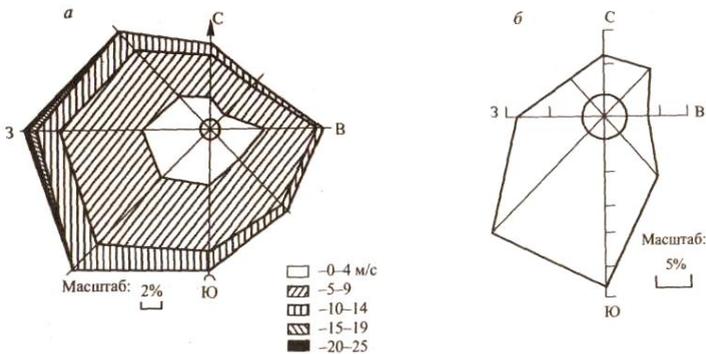


Рис. 3.5. Розы ветров

Выбрав масштаб для повторяемости, из центра описывают окружность, радиус которой равен проценту повторяемости: штиль можно рассматривать как ветер с нулевой скоростью с направлением по всем румбам.

От этой окружности по румбам последовательно откладывают отрезки, соответствующие повторяемости принятых интервалов скоростей. Концы отрезков для каждого интервала соединяют прямыми. При отсутствии штиля построение графика делается из центра. Площади графика, соответствующие интервалам скоростей, окрашивают в различные цвета или обозначают различной штриховкой.

Кроме рассмотренного графика строят также розу повторяемости ветров по направлениям независимо от скоростей (рис.3.5, б), а также розы повторяемости средних или максимальных скоростей ветра по направлениям.

3.5. Атмосферные фронты и воздушные массы

3.5.1. Классификация воздушных масс

Воздушные массы представляют собой очень крупные порции воздуха. Каждая воздушная масса более или менее однородна и обладает определенными свойствами. Эти свойства позволяют отличать одну массу от другой.

Поскольку каждая воздушная масса сравнительно однородна, метеорологи создали классификацию, в которой выделили четыре главных типа воздушных масс, причем каждый тип подразделяется на подтипы. Классификация основана на физических свойствах рассматриваемых воздушных масс. Названия воздушным массам при классификации давались на основании климатических особенностей тех областей Земли, в которых формируются эти массы. Тем самым название каждой массы сразу дает некоторое указание на ее температуру и влажность.

Четыре главные воздушные массы, выделенные в рассматриваемой классификации, таковы. Арктическая (А) и полярная (П) воздушные массы имеют низкую температуру и малую влажность. Разница между этими воздушными массами невелика, но она отражает некоторое различие тех очагов, в которых массы формируются. Тропическая (Т) и экваториальная (Э) воздушные массы – теплые и влажные. Разница между ними тоже невелика, но и она характерна для двух воздушных масс, сформировавшихся в разных очагах.

Воздушные массы, образовавшиеся в четырех главных очагах, отражаемых названиями этих масс, подразделяются далее в зависимо-

сти от вида поверхности, над которой они формировались. Различают массы континентальные (к), сравнительно сухие, сформировавшиеся над сушей, и морские (м) – сравнительно влажные за счет испарения с водоемов, над которыми они формировались.

Итак, основные воздушные массы, встречающиеся на Земле, формируются в четырех главных очагах. В каждом очаге формируется воздушная масса, обладающая своими особыми физическими свойствами, приобретенными ею при взаимодействии с местными источниками тепла, влаги и т.д.

В районах северного и южного тропиков формируются две основные воздушные массы: над континентами – континентальный тропический воздух (кТ), над океанами – морской тропический (мТ). Сухой горячий континентальный воздух является главной причиной возникновения многих пустынь в субтропических широтах нашей планеты. В поясе пассатов формируется теплый и влажный морской экваториальный воздух (мЭ). В этом поясе мало суши, несмотря на это он оказывает на развитие атмосферных процессов не меньшее влияние, чем континентальные районы*. В северных районах Атлантического и Тихого океанов формируются воздушные массы третьего типа. Это прохладный и влажный морской полярный воздух (мП) и холодный и сухой континентальный полярный воздух (кП), формирующийся в поясе 55 – 65 град. с. ш.

3.5.2. Атмосферные фронты

Воздушные массы не застаиваются долго в одном и том же районе. Вскоре после возникновения воздушная масса начинает перемещаться из очага формирования в другие районы Земли. Перемещаясь, она перемешивается с приземным воздухом тех районов, куда поступает, и оказывает влияние на устойчивость этого воздуха. Кроме того,двигающаяся воздушная масса встречает на своем пути другие массы, т. е. между порциями воздуха с различными физическими свойствами возникает контраст. Воздушные массы, различающиеся, в частности, температурой и влажностью, значительно изменяют метеорологические условия у земной поверхности. Линия соприкосновения двух воздушных масс, т. е. линия «разрыва непрерывности» в постепенном изменении свойств этих масс, обычно называется атмосферным фронтом. Вдоль линии фронта изменяется погода, причем иногда очень сильно.

Атмосферные фронты часто сопровождаются распределением ветра циклонического типа. Поэтому термин «циклон» имеет довольно

широкий смысл. Размеры циклонов весьма различны. Они могут занимать и очень небольшие районы и огромные области радиусом много сотен километров. Циклоны возникают при встрече двух различных воздушных масс, одна из которых обычно теплее другой, влажность их тоже может быть неодинаковой. Так, если полярный воздух встречается с воздухом более теплым, субтропическим, то между ними образуется четко выраженный атмосферный фронт: внезапно сменяется направление ветра и вообще быстро изменяется погода – появляется облачность и выпадают осадки.

Процесс образования циклона называется циклогенезом. При развитии циклона область сильных ветров может расшириться. Сильные ветры порой служат источником энергии для бурь и шквалов. Достигнув максимального значения, циклон начинает постепенно разрушаться.

Волновая теория циклонов явилась одним из первых открытий XX в. в науке о погоде нашей планеты, Во время первой мировой войны Норвегия, отрезанная от большинства источников метеорологической информации того времени, была вынуждена разработать собственную систему крупномасштабного анализа погодообразующих процессов. При этом было сделано много важных открытий. Кроме того, в интенсивные исследования атмосферы в начале нынешнего века включились некоторые ведущие теоретики-метеорологи из других стран, Крупный теоретик В. Бьеркнес разработал волновую теорию циклонов, которая объясняла взаимодействие встречающихся воздушных масс.

Когда в умеренных широтах полярный воздух встречается с более теплой воздушной массой, возникает полярный атмосферный фронт. Теплой массой при этом может быть, например, теплый влажный воздух, сформировавшийся в тропических широтах, тогда как очагом формирования холодной и более сухой воздушной массы были полярные области. Область встречи этих двух воздушных масс в умеренных широтах и становится атмосферным фронтом.

Когда теплый воздух движется на север, а холодный на юг, между ними образуется пограничная область, которая на карте погоды представляется некоторой линией. На линии встречи двух воздушных масс возникают волны.

Встреча двух воздушных масс вызывает целый ряд атмосферных процессов, которые и приводят к развитию волнового циклона. Теплый воздух образует длинный воздушный язык, вклинивающийся в область, занятую холодным воздухом. При этом на атмосферном фронте возникает возмущение в виде волны, в которой обе воздушные

массы вращаются друг вокруг друга, в результате чего вершина волны становится все более заметной.

Когда возникает волна, давление в ее вершине постепенно понижается, а пространство, занятое волной, расширяется. Понижение давления в центральной части области кругового движения воздуха увеличивает градиент давления, что приводит к усилению ветра в данном районе. Теплый воздух при этом постепенно вытесняется вверх, а холодный продолжает перемещаться к югу.

Развитие атмосферных фронтов. Когда встречаются воздушные массы, образуется пограничная область, т. е. атмосферный фронт. Соприкасаются две воздушные массы вдоль довольно узкой наклонной фронтальной зоны. Причем более теплый воздух движется наклонно вверх – между массами возникает линия фронта длиной от 80 до 800 км. На карте погоды фронте легко обнаружить по тому, как быстро (скачком) изменяется температура воздуха. Холодный воздух располагается в нижней части воздушного клина.

В любое время года атмосферные фронты изменяют погоду там, куда приходят. Более того, каждому фронту всегда предшествуют особые погодные условия. Погода в районе фронта и после его прохождения зависит от типа этого фронта и характера встречи воздушных масс.

Теплые фронты образуются в том случае, когда масса теплого и обычно влажного воздуха надвигается на более холодную и сухую воздушную массу. При этом теплый воздух перемещается вверх по «клину» более холодного воздуха, остающегося внизу. Однако поднимается теплый воздух под очень небольшим углом к земной поверхности. Отношение высоты «клина» к длине его основания составляет около $1/300$ (рис. 3.6,а).

При формировании теплого фронта на значительной территории наблюдаются определенные условия погоды. В связи с восходящим движением воздуха вдоль фронта развивается мощный облачный покров, из которого выпадают осадки. При этом теплая воздушная масса обычно неустойчива и развивающаяся в ней конвекция тоже приводит к быстрому подъему воздуха и выпадению осадков.

Приближению теплого фронта к данному району предшествует постепенное понижение атмосферного давления. Затем последовательно появляются перистые и перисто-слоистые облака, которые при приближении теплого фронта к данному району сменяются облаками среднего яруса. Постепенно высоко-слоистые и высоко-кучевые облака могут закрыть все небо. При подходе фронта к данному месту температура воздуха несколько повышается, а давление быстро падает.

Перед самым фронтом появляются слоисто-кучевые и слоисто-дождевые облака, имеющие значительную вертикальную протяженность. Если выпадают осадки, то не особенно сильные, но непрерывные. Иногда на теплом фронте наблюдаются кучево-дождевые облака и даже с грозой. Иногда же теплому фронту предшествуют слоистые облака или туман.

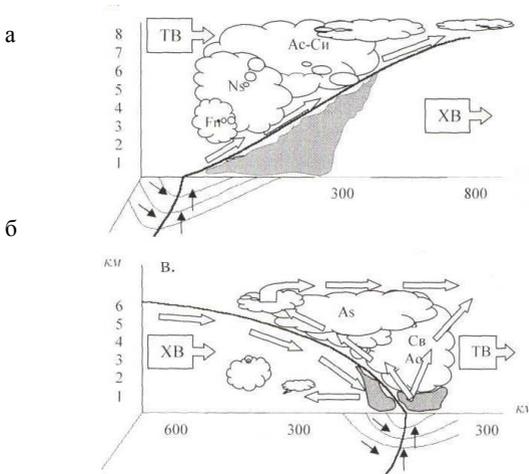


Рис. 3.6. Вертикальный разрез атмосферного фронта:
а – теплового; б – холодного.

После того как теплый фронт пройдет, обычно температура воздуха повышается – за этим фронтом в данный район приходит теплая воздушная масса – и либо наступает полное прояснение, либо сохраняется лишь незначительная облачность.

Холодный фронт обычно создает погоду в гораздо более узкой полосе местности, чем теплый фронт. Кроме того, конвективные движения на холодном фронте значительно интенсивнее, чем на теплом, и преобладают облака вертикального развития (рис. 3.6,б).

Холодный фронт образуется тогда, когда северные ветры приносят холодный воздух в область, ранее занятую теплым воздухом. Более холодный и поэтому плотный воздух вклинивается под теплый воздух и заставляет последний подниматься под значительным углом к земной поверхности. Таким образом, холодный фронт образует круче наклоненный воздушный клин, чем теплый фронт. Отношение высоты этого клина к его длине составляет около 1/50.

Фронтальная поверхность довольно сильно наклонена в сторону, противоположную направлению перемещения фронта. Теплый воздух, первоначально располагавшийся у поверхности земли, замещается поступающим холодным воздухом. Обычно холодный воздух перемещается быстрее, чем теплый. На холодном фронте преобладают кучевообразные облака, часто возникают грозы, тогда как на теплом фронте они бывают лишь в виде исключения.

Приближение холодного, как и теплого, отмечается понижением давления. После же того, как он пройдет, давление растет, а температура воздуха резко падает. Скорость ветра перед холодным фронтом увеличивается, а направление его после прохождения фронта сменяется с юго-западного на северо-западное. Спустя 12–24 часа после прохождения фронта, небо обычно проясняется.

Характеристики отдельных холодных фронтов заметно отличаются друг от друга. Особенности каждого такого фронта зависят от нескольких факторов, в частности, от скорости восходящего движения теплого воздуха, вытесняемого натекающим холодным воздухом. Время начала осадков и их количество как перед фронтом, так и за ним, зависят также от угла наклона фронта к земной поверхности и от скорости его перемещения. Кроме того, в очень крупных массах холодного воздуха могут образоваться вторичные холодные фронты. Они следуют за основным холодным фронтом и вызывают аналогичные изменения погоды.

Летом холодному фронту нередко предшествует полоса сильных шквалов и гроз, являющихся результатом быстрой конвекции воздуха непосредственно перед фронтом. Они могут наблюдаться за 80–240 км перед фронтом. Так как шквалы движутся быстрее, чем сам фронт, то расстояние между ними и фронтом быстро возрастает. В результате шквалы настолько опережают породивший их фронт, что порой теряют с ним связь, ослабевают и наконец полностью рассеиваются.

Стационарные фронты образуются в том случае, когда поступательное движение фронта замедляется, т.е. когда теплый или холодный фронт застаивается в каком-либо районе. Стационарные фронты могут оставаться неподвижными в течение нескольких суток. Однако в некоторых случаях они могут снова начать двигаться в качестве обычного теплого или холодного фронта. Иногда же контраст температур воздуха на таком фронте постепенно уменьшается и фронт размывается. При стационарировании фронта погода обычно характеризуется слабым ветром и осадками по всему району, охваченному влиянием этого фронта.

Фронты окклюзии являются следствием наложения одного фронта на другой, ранее образовавшийся фронт. Между двумя такими фронтами находится большая масса воздуха, значительно более теплого, чем остальной окружающий воздух (рис. 3.7).

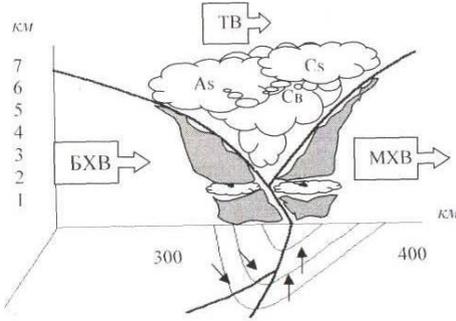


Рис. 3.7. Вертикальный разрез фронта окклюзии

Окклюдирование возникает в результате вытеснения теплого воздуха вверх и отрыва его от земной поверхности. При этом фронт у земной поверхности перемещается в сущности уже под влиянием перемещения двух холодных воздушных масс.

На фронтах окклюзии часто располагаются глубокие волновые циклоны. Они образуются в виде крайне беспорядочных волновых возмущений на таких фронтах. При этом волна движется вдоль фронта или слегка впереди него. Когда образуется волновой циклон, давление понижается и вокруг волны возникает циклоническая циркуляция воздуха. При формировании волнового циклона теплый фронт перемещается в передней его части, а холодный – в тыловой, причем холодный фронт, обычнодвигающийся быстрее, постепенно догоняет теплый. При этом быстро усиливается ветер и волна становится отчетливее выраженной. В конце концов фронт окклюзии превращается в обширную размытую фронтальную зону и постепенно полностью исчезает.

В любое время года в различных районах Земли можно обнаружить различные атмосферные фронты. Они являются главной причиной быстрых и разнообразных изменений погоды на Земле.

3.6. Электрические и оптические явления в атмосфере

3.6.1. Магнитное поле Земли и электрические явления

Наша планета представляет собой, если можно так выразиться, гигантскую динамо-машину. Земной шар окружен сильным магнит-

ным полем. Силовые линии этого поля сходятся примерно к географическим полюсам Земли, а между полюсами проходят с севера на юг. При такой ориентации поля силовые линии оказываются подобными силовым линиям постоянного стержневого магнита. Напряженность магнитного поля уменьшается с высотой и изменяется во времени. Магнитные полюса Земли расположены на расстоянии около 400 км от ее географических полюсов. Магнитное поле Земли создает одну очень важную особенность околоземного пространства, имеющую огромное значение для существования жизни на Земле. Этой особенностью являются радиационные пояса Земли.

Радиационные полюса Земли. Кроме огромного количества лучистой энергии, в атмосферу Земли приходят от Солнца также протоны, заряженные положительно, и электроны, несущие отрицательный электрический заряд. Оба вида частиц взаимодействуют с газами атмосферы и коренным образом изменяют их свойства. Результатом бомбардировки атмосферы заряженными частицами является ионизация газов атмосферы. На заряженные частицы, или солнечные космические лучи, несущие очень большую энергию, на подходе к Земле начинает влиять ее магнитное поле.

Характер влияния магнитного поля Земли на заряженные частицы, поступающие в атмосферу, был выявлен во время запуска первых спутников в верхнюю атмосферу. Радиационные пояса Земли имеют форму колец, опоясывающих Землю. По существу они представляют собой области повышенной концентрации протонов и электронов, «захваченных» магнитосферой Земли. Первое такое повышение концентрации отмечается на высотах 650-800 км. Далее концентрация заряженных частиц уменьшается, а затем снова возрастает, достигая ещё одного максимума на высоте нескольких тысяч километров. Интенсивность радиационного пояса начинает резко уменьшаться лишь с высоты около 16000 км.

Можно выделить два радиационных пояса. Первый простирается до высоты около 4800 км, второй же до высоты не менее 16000 км. Существование обоих радиационных поясов многократно подтвердили спутниковые исследования. Радиационные пояса возникают в результате того, что магнитное поле Земли захватывает заряженные частицы. На пути от Солнца к Земле эти частицы попадают в магнитосферу и, следуя вдоль магнитных силовых линий, начинают двигаться по винтообразным траекториям. Поскольку частицы при этом не могут пересекать магнитные силовые линии, они перемещаются в основном от полюса к полюсу. Двигаясь вокруг Земли, электроны несколько отклоняются к востоку, а протоны к западу. Магнитные поля Солнца и зем-

ной атмосферы порождают и другие интересные метеорологические явления, причем некоторые из них для нас гораздо более очевидны, чем существование радиационных поясов. Тем не менее радиационные пояса – одна из самых важных особенностей нашей планеты. Дело в том, что радиационные пояса, улавливая заряженные частицы, не пропускают их к земной поверхности. Если бы эти частицы достигали земной поверхности, общий уровень радиации на поверхности нашей планеты был бы в несколько раз выше, чем теперь. В результате этого на Земле не могла бы существовать жизнь в современных ее формах.

Полярные сияния. Протоны, излучаемые солнцем во время вспышек, захватываются магнитным полем Земли. При этом атомы атмосферных газов, взаимодействуя с протонами, возбуждаются. Возбуждение атомов происходит в результате поступления в них дополнительной энергии, которая затем снова излучается – обычно в виде света.

Свет, излучаемый возбужденными атомами атмосферных газов, наблюдатель воспринимает как полярное сияние. Таким образом, полярные сияния, наблюдающиеся в северном и южном полушариях Земли, представляют собой световые явления, вызванные ионизацией газов атмосферы.

В северном полушарии полярные сияния чаще возникают в поясе 65-70 град. с.ш., на севере Норвегии, в Гренландии, а также в Сибири и на Аляске. Самые интенсивные полярные сияния бывают в толще атмосферы до 480 км. В южном полушарии полярные сияния чаще наблюдаются в Антарктиде.

Полярное сияние состоит множества разноцветных лучей. Когда возбужденные электроны, т.е. поднявшиеся до более высоких орбит, окружающих ядро атома, возвращаются на прежние орбиты, возникает свечение, причем у разных атомов свечение различного цвета. Обычно атомы кислорода дают красные и желтые лучи, атомы азота – оранжевые и фиолетовые. Хотя и кажется, будто полярное сияние начинается от самой поверхности Земли, на самом деле оно чаще наблюдается на высотах от 80 до 960 км.

Полярные сияния возникают очень часто, но интенсивнее они в периоды повышенной солнечной активности, что совпадает с большим числом пятен на поверхности Солнца. В земную атмосферу тогда от Солнца поступает повышенное количество заряженных частиц и сопровождается увеличением числа и интенсивности полярных сияний.

Существует много разных форм полярных сияний: в виде полос, лучей, драпери и др.

Молния. Наиболее известное электрическое явление в атмосфере – молния. Она возникает во время грозы, когда в соседних частях облака или на участках земной поверхности, граничащих с заряженными областями атмосферы, накапливаются электрические заряды. Природа таких зарядов точно еще неизвестна, но, по-видимому они чаще всего образуются тогда, когда внутри облака создаются сильные восходящие потоки воздуха.

Молния проскакивает как электрический разряд между областью с положительным зарядом и областью с отрицательным зарядом. Одна широко распространенная теория объясняет появление е. следующим образом. В облаках при разбрызгивании крупных капель воды или разрушения кристаллов льда мелкие капельки заряжаются отрицательно, т.е. приобретают избыточные электроны, а более крупные капли – положительно. По мере того как мелкие отрицательно заряженные капельки группируются в центре облака, а более крупные, положительно заряженные, собираются ближе к наружным его частям, в облаке накапливается электрический заряд.

По другой теории, положительные заряды образуются на ледяных кристаллах в верхней части облака, тогда как в нижней его части вокруг положительно заряженных частиц группируются частицы с отрицательным зарядом. Обычно Земля по отношению к атмосфере заряжена отрицательно; тем не менее отрицательно заряженные части облаков, двигающихся над земной поверхностью, индуцируют на ней отдельные участки с положительным зарядом.

Поскольку воздух - плохой проводник электричества, электрический ток между этими равномерно заряженными областями возникает не сразу, а постепенно, по мере того, как между облаком и Землей создается очень большая разность потенциалов. Молния же развивается лишь тогда, когда эта разность потенциалов оказывается достаточной для преодоления электрического сопротивления воздуха.

Молния представляет собой искровой электрический разряд между соседними частями облака или между отрицательно заряженной землей и положительно заряженной центральной частью облака. Хотя большинство молний и возникает внутри облаков, но и на земной поверхности иногда наблюдается стекание заряда с выступающих (острых) предметов; это явление может приносить большой ущерб и быть весьма опасным для объектов, находящихся вблизи таких предметов. Молния развивается следующим образом. Первый отрицательный заряд – лидер – движется в положительно заряженную область. По проложенному пути проходят несколько более слабых, ступенчатых лидеров. Затем развивается главный канал молнии, по которому переносит-

ся положительный заряд – обратный разряд. Главный разряд движется в сторону отрицательно заряженной области, и основная часть электричества протекает по этому «мосту», обуславливая развитие главного канала.

Гром, сопровождающий молнию, возникает в результате выделения огромной энергии во время электрического разряда. При прохождении молнии воздух нагревается до 10000 град.С. Внезапное расширение и затем сжатие воздуха создает раскаты грома, которые мы слышим вслед за молнией.

Тихие электрические разряды в воздухе дают пищу для создания многих легенд. Так, шаровая молния, представляющая собой электрический разряд сферической формы, могла послужить поводом для некоторых сообщений о летающих блюдах. Двигаясь в воздухе, шаровая молния иногда издает свистящий звук, что усиливает впечатление о ее якобы сверхъестественной природе.

Различные формы молнии называются по-разному. Линейная молния представляет собой единичный разряд, ударяющий в Землю. Ленточная молния имеет вид полосы, тянувшейся от одного облака к другому. Ветвистая молния имеет много ответвлений от основного канала, а четочная молния образуется из обычной линейной молнии, когда она разрывается на отдельные звенья. Зарница, обычно не сопровождающаяся громом, представляет собой обыкновенное отражение далекой молнии на облачном покрове. Гром при этом не слышен потому, что он возникает на очень большом расстоянии от наблюдателя, который тем не менее может видеть молнию. Однако происхождение и действие этой молнии совершенно такое же, как и у всех других электрических разрядов в атмосфере.

Грозы представляют собой местные атмосферные возмущения, возникающие при быстрых и сильных конвективных движениях воздуха во время формирования кучево-дождевых облаков. При грозах выпадают различные виды осадков – град, дождь, ледяные частицы, - наблюдаются молния и гром, сопровождающиеся сильным ветром.

Грозовая деятельность может возникать при быстром нагревании влажного приземного воздуха. Особенно быстро воздух нагревается летом над сушей. Поскольку плотность нагревающегося воздуха уменьшается, возникает конвекция, и поднимающийся воздух охлаждается. Так как окружающий воздух на высотах тоже холоднее, чем земная поверхность, то интенсивность циркуляционных ячеек постепенно возрастает. Все эти процессы порождаются различными местными факторами. Вертикальное смещение отдельных порций воздуха возникает, во-первых, при общем восходящем движении той или иной

воздушной массы, во-вторых, в результате влияния чисто местной тепловой конвекции воздуха, находящегося вблизи земной поверхности, в-третьих, в результате особенностей рельефа данной местности. Наконец, причиной грозовой деятельности может стать адвекция теплого воздуха в нижних слоях атмосферы. В настоящее время, хотя причины образования всех видов грозы и неизвестны точно, все же сами грозы уже настолько изучены, что можно указать основные явления, происходящие при грозе, а также их последствия. Грозы весьма обычны в неустойчивом воздухе, находящемся около фронтального раздела двух соседних воздушных масс. Взаимодействие воздушных масс на холодном фронте – наиболее типичная причина возникновения грозы.

Грозы, как правило, двигаются с запада или с юго-запада и занимают не очень большую территорию, диаметром от 0,5 до 10 км. Средний диаметр площади грозы около 1 км, хотя часто грозы выстраиваются в одну линию, называемую линией шквалов. Это ряд областей сильного ветра и бурь, располагающихся вдоль линии, где самая интенсивная конвекция.

Настоящая гроза всегда сопровождается сильным дождем. Когда гроза достигает зрелой стадии, в занятой ею области происходят сильные и быстрые восходящие и нисходящие движения воздуха. При восходящих движениях образуются полосы сильного дождя, а ветер быстро меняется от слабого до очень сильного. Скорость вертикальных движений воздуха при этом тоже может достигать силы урагана: отмечалась скорость 112 км/ч.

Штормовой ветер и сильная турбулентность, сопровождающие грозу, развиваются за счет энергии термической неустойчивости воздушной массы. Сильные конвективные токи еще более усиливаются радиационным выхолаживанием верхних частей облаков. Поглощаемое же облаками земное излучение может вызвать некоторое нагревание их оснований. Такое нагревание может происходить также под действием соответствующего атмосферного фронта.

Возникновению или усилению бури могут также способствовать и некоторые механические процессы. Если холодная воздушная масса распространяется вдоль земной поверхности, она вытесняет теплый воздух вверх. В горных районах бури возникают при орографических восходящих движениях воздуха.

Когда начинается буря, и водяной пар, содержащийся в воздухе, конденсируется, выделяется скрытая теплота испарения. Огромное количество выделяющегося тепла поддерживает конвекцию притоком энергии и также помогает дальнейшему усилению бури. Теплый и

влажный воздух быстро поднимается выше уровня конденсации, в результате чего образуются кучевые формы облаков.

Гроза проходит несколько стадий развития. Она начинается, быстро увеличивается ее интенсивность, затем она также быстро прекращается. Каждая стадия сопровождается своими особыми явлениями. Первая стадия, называемая стадией кучевого облака, характеризуется единичным восходящим потоком воздуха, начинающимся от земной поверхности. На этой стадии облако развивается по вертикали, т.е. высота его увеличивается. Восходящий поток, обуславливающий эту стадию, в то же время способствует развитию приземной области пониженного давления со слабым ветром или полным безветрием. К концу первой стадии у земной поверхности развивается система ветров, сходящихся к центру области пониженного давления. Перемещаясь вниз с периферии этой области в ее центральную часть, воздух поднимается и на высотах снова растекается от центра к периферии. Дождь на этой стадии не выпадает, но на высотах уже начинается конденсация пара, сопровождающаяся выделением скрытой теплоты.

Вторая стадия развития грозы, называемая зрелой стадией, характеризуется началом выпадения осадков на земную поверхность. На высотах появляются ледяные кристаллики, особенно в обширных грозовых очагах. Вершина грозового облака может подняться до высоты 22,5 км. В некоторых случаях сильные вихри, развивающиеся во время этой стадии, могут превратиться в торнадо. В это время очаг грозы пронизывают сильные восходящие и нисходящие движения воздуха. Восходящие потоки формируются из приземного воздуха, тогда как более холодные нисходящие потоки возникают под действием выпадающих осадков. На земную поверхность выпадает дождь, нисходящие потоки развиты сильно, и соседние порции более холодного воздуха начинают перемещаться по земной поверхности в сторону развивающегося грозового облака. Постепенно кучево-дождевые облака приобретают вид высоких башен, нередко наблюдаются молния и гром. Зрелая стадия грозы характеризуется также появлением нескольких развитых ячеек или даже очагов восходящего и нисходящего движения воздуха. Совместное их действие может ощущаться в атмосфере на расстоянии многих километров. На этой стадии гроза является наиболее интенсивной.

В последней стадии грозы, называемой стадией разрушения, во всей области грозы развиваются нисходящие движения воздуха. Они и приводят к окончательному прекращению грозовой деятельности. Затухание восходящих движений, раньше подводивших к грозе новые запасы энергии, теперь изолируют грозу от источников тепла и влаги.

Осадки тоже вскоре ослабевают и наконец совсем прекращаются. Поскольку новый пар в грозное облако более не поступает, облако начинает таять. Ветры из сходящихся превращаются в расходящиеся.

3.6.2. Оптические явления в атмосфере

Оптические явления в атмосфере – это явления, воспринимаемые нашим органом зрения (глазом). Они возникают при прохождении через атмосферу световых лучей видимой части спектра. Атмосфера представляет собой мутную, оптически неоднородную среду. Молекулы воздуха, взвешенные жидкие и твердые частицы (аэрозоли) рассеивают и поглощают световую радиацию, причем неодинаково в разных участках спектра. Кроме того, световые лучи при прохождении через атмосферу встречают на своем пути слои воздуха различной плотности, вихри и струйки, создаваемые турбулентностью, что вызывает преломление лучей.

Метеорологическая дальность видимости – это минимальное расстояние, на котором днем теряется видимость абсолютно черного объекта, наблюдаемого на фоне неба у горизонта и имеющего угловые размеры более 20 мин. На метеостанциях метеорологическая дальность видимости оценивается по девятибалльной шкале.

Цвет неба. Наиболее сильно рассеиваются в атмосфере голубые, синие и фиолетовые лучи, поэтому безоблачное небо принимает голубую окраску. Чем чище атмосфера, тем ярче синева неба. По мере увеличения примесей в воздухе небо принимает более светлую окраску, приобретая белесый цвет. Ярко выраженный синий оттенок неба свидетельствует о наличии в данном месте чистого и сухого воздуха, имеющего обычно арктическое происхождение. Белесый оттенок служит признаком, как правило, большой запыленности воздуха, имеющего южное континентальное происхождение.

Сумерками называется промежуток времени от момента захода солнца до наступления темноты (вечером) и от конца темноты до момента восхода солнца (утром). Явление сумерек производит солнечный свет, рассеивающийся в более высоких слоях атмосферы при положении солнца за линией горизонта.

Гражданские сумерки заканчиваются, когда солнце оказывается за горизонтом под углом 8° . В этот момент естественная освещенность настолько незначительна, что затрудняется передвижение неосвещенного транспорта, а также чтение книги.

Астрономические сумерки заканчиваются, когда солнце опустится за горизонт на угол $16-18^\circ$. В это время полностью исчезает голубизна неба и становятся видимыми самые слабые звезды.

Продолжительность гражданских сумерек зависит от географической широты места, времени года и погодных условий. Самые короткие сумерки на экваторе - 23-24 мин. В высоких широтах увеличиваются: на широте 60° в июле - до 2 ч, а на широте $80-90^\circ$ весной и осенью - до 30 дней. Высокие (перистые) облака несколько удлиняют продолжительность сумерек, а низкие и плотные - укорачивают.

Заря представляет собой разноцветную окраску неба у горизонта при заходе и восходе солнца. Окраска зари бывает разнообразной, но преобладает оранжевый или красный цвет. При большой влагонасыщенности воздуха заря приобретает багрово-красную или оранжевую окраску, а при запыленности - светло-желтую или золотистую.

Багрово-красная заря - один из признаков приближения циклона. Светло-желтая, розовая или золотистая заря наблюдается в сухих воздушных массах, циркулирующих обычно в антициклонах, а поэтому она является признаком предстоящей ясной и сухой погоды.

Рефракцией называется искривление светового луча в атмосфере, обусловленное неодинаковым распределением плотности воздуха. Если луч света следует от небесного светила, то наблюдаемая рефракция называется астрономической, а если от земного объекта - земной.

Вследствие астрономической рефракции небесные светила продолжают быть видимыми, когда они фактически находятся ниже линии горизонта до 30-35 мин, ввиду чего продолжительность сумерек удлиняется против теоретической в умеренных широтах на 8-13 мин, а в высоких широтах - на 10-12 дней. При особо выраженной рефракции можно наблюдать искажение диска солнца или луны при их восходе или заходе.

В результате земной рефракции при определенном распределении плотности воздуха в нижних слоях атмосферы могут возникать миражи. При миражах наблюдатель обычно видит и действительный предмет, и ложный, расположенный сверху, снизу или сбоку. Иногда видно только мнимое изображение. Поэтому, в зависимости от распределения плотности воздуха в пространстве, луч, идущий от точки объекта к глазу наблюдателя, проходя через слои воздуха различной плотности, прогибается в сторону слоя с меньшей плотностью. Миражи бывают верхние, нижние и боковые.

Верхний мираж бывает при резко выраженной приземной инверсии температуры, чаще всего наблюдается в полярных морях при тихой малооблачной погоде в утренние часы. Нижние миражи образу-

ются, когда у земли располагается сильно нагретый и менее плотный воздух, а несколько выше - более холодный и плотный. Нижние миражи наблюдаются над обширными равнинами, в пустынях, в первую половину дня, при полном отсутствии ветра и ясной погоде. Миражи являются признаком устойчивой спокойной погоды.

Радуга представляет собой разноцветную дугу на фоне дождевых облаков, расположенных в стороне, противоположной Солнцу, и образуется лишь тогда, когда из облаков выпадает дождь, причем, чем крупнее капли, тем отчетливее и ярче будет радуга, и наоборот, при мелкокапельном дожде она становится белесой, малозаметной или совсем не видна. Расположение и чередование цветов в радуге всегда одинаково: наружный (верхний) край окрашивается в красный цвет, затем следует оранжевый, зеленый, а нижний край – в фиолетовый.

Образование радуги объясняется преломлением, внутренним отражением и разложением на составные цвета солнечных лучей в дождевых каплях.

3.7. Метеорологические наблюдения

Цель метеорологических наблюдений, а также и самой метеорологии состоит в познании явлений погоды и их изменений, а затем в прогнозе будущей погоды по данным о предшествовавших явлениях. Первый шаг к пониманию огромной массы явлений и процессов, определяющих погоду, состоит в обнаружении и последующем картировании различных атмосферных возмущений. Для того, чтобы следить за тем, как изменяется погода, метеорологи используют в настоящее время ряд различных приборов, а также численных моделей.

Кратковременные явления можно обнаружить на картах, которые указывают на крупномасштабные процессы, действующие в данный момент на той или иной территории. На синоптическую карту, называемую также картой погоды, наносят множество отдельных данных, получаемых из многих источников.

В современных методах прогноза погоды не уделяется внимания ежедневным мелким ее изменениям. Получаемые исходные данные используются для статистического анализа тех многочисленных причин, которые совместно вызывают изменение погоды. Задачей метеорологии не является открытие каких-либо новых фундаментальных законов, как это обстоит, например, в физике. Развитие метеорологии скорее зависит от глубины познания физиками основных законов окружающей природы, используемых затем метеорологами для понимания последующего развития атмосферных процессов. Это в свою

очередь поможет лучше представить, каким образом погода влияет на различные виды человеческой деятельности.

3.7.1. Метеорологические измерения

Метеорологические данные получают из всех доступных районов и всеми возможными способами. Для того чтобы изучить атмосферу, создано множество измерительных приборов, а чтобы выяснить, как часто повторяются различные явления погоды, составляют различные метеорологические таблицы и карты. В настоящее время большинство задач решается с помощью таких таблиц и карт, составленных и проанализированных счетно-решающими устройствами за считанные минуты, в то время как раньше на это потребовались бы тысячи часов.

Для того, чтобы метеорологические приборы и установки дали необходимую информацию, привлекаются ракеты, спутники, воздушные шары, а также наземные станции, данные которых дополняются результатами самолетного зондирования и специальными морскими наблюдениями.

Простейшие метеорологические станции ведут наблюдения по приборам, помещенным в метеорологических будках, установленных вблизи земной поверхности. Это деревянные будки с продуваемыми стенками, обеспечивающими свободную циркуляцию воздуха. Такие будки позволяют точно измерить температуру воздуха, так как они надежно защищают приборы от прямых солнечных лучей, искажающих их показания.

Кроме того, специальные подставки, на которых устанавливаются будки, исключают непосредственный контакт приборов с подстилающей поверхностью и устраняют влияние прямой теплопроводности. Будки с приборами устанавливаются в открытых местах, как можно дальше от строений, чтобы высокие здания не заслоняли свободный доступ воздуха к будкам.

Некоторые приборы на станциях устанавливают не в будках, а на открытых метеорологических площадках. Разнообразные данные, полученные по приборам, затем передают в специальные центры, где их обобщают и анализируют.

Прогноз погоды (П.п.) - научно обоснованное предвидение изменений погоды, являющиеся результатом анализа крупномасштабных атмосферных (атм.) процессов, и применения известных науке закономерностей их развития.

Прогнозы погоды (П.п.) составляются метеорологическими подразделениями и службами практически всей планеты. Для сбора и

передачи метеоинформации между собой, используется универсальный (международный) метеорологический код.

П.п. делятся на краткосрочные (от нескольких часов до 1–2 сут.), долгосрочные малой заблаговременности (3–10 сут.), долгосрочные большой заблаговременности (на месяц и более). П.п. составляются для терр. (область, край, страна, акватории морей и т.п.), а также отд. населённых пунктов, аэропортов, авиатрасс, автомоб. и ж.-д. магистралей и т. п.

П.п. подразделяются на специализированные, предназначенные для спец. пользователей (авиация, судоходство, рыбный промысел, сельское х-во и т.д., и общего пользования – для населения.

Пример № 1 Специализированный прогноз для авиации :

П.п. с 09.00 до 18.00. обусловится ложбиной с прохождением холодного фронта. Облачность 7–10 бал. с 13.00 4–7 бал. верхней, средней, кучевой, кучево-дождевой, разорванно-дождевой Нн 500–800м, начале 200–300м. Нв 5–6км кучево-дождевой 9–10км. Дымка в первой половине срока Дождь, Гроза, Болтанка сильной интенсивности, Статич. электр-во. Видимость 6–10км. Дождь 3–4км. Ветер в слое 1,5–9км 240–260гр 50–70км/ч. Ветер у земли 120–140гр с 13–14час переход 190–210гр 5–8м/с порывы 7–10м/с. Тем-ра +5+8гр.

Пример № 2 П.п. Общего пользования :

Завтра ожидается : Облачная погода, местами Дождь, Гроза. Тем-ра +5+8гр.

Пример №2 это повседневный прогноз который мы слышим каждый день в СМИ и даётся он по очень большой площади т.е. не конкретно.

Прогнозирование погодных условий по синоптической карте. На современную синоптическую карту условными знаками наносят результаты наблюдений очень большого числа метеорологических станций (рис.3.8). Кроме того, строят небольшие специальные карты, на которые наносят лишь самые важные характеристики — температуру, давление и осадки, наблюдаемые на обширной территории и в высоких слоях атмосферы. Синоптические карты используют также для того, чтобы выявить области с максимальными и минимальными значениями некоторых метеорологических величин.

Кроме условных значков, которыми изображают метеорологические явления, на карту наносят числа, представляющие собой результаты количественного измерения разных величин на метеорологических станциях.

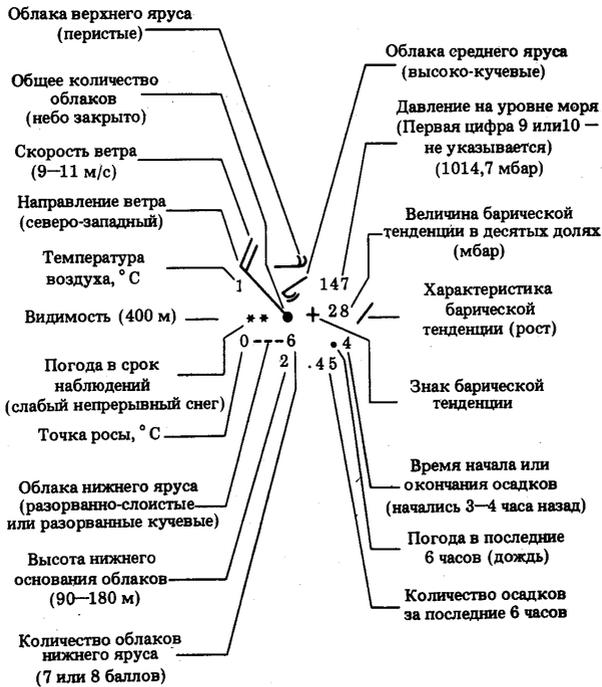


Рис.

3.8. Схема наноски метеопказателей.

Каждое значение метеорологической величины показано на ежедневной синоптической карте специальным значком или числом. Фронты, разделяющие соседние воздушные массы, изображают на синоптической карте особыми линиями: холодный фронт — линией с треугольничками (синего цвета), обращенными в ту сторону, в которую перемещается фронт; теплый фронт — линией, на которой полукружки направлены также в сторону движения фронта (красного цвета); наконец, фронт окклюзии — линией с треугольничками, чередующимися с полукружками (коричневого цвета). Точки с одинаковым давлением соединяются сплошными линиями, которые называются изобарами. Изобары показывают местоположение областей повышенного и пониженного давления, т. е. областей с замкнутой системой циркуляции воздуха.

Точки с одинаковой температурой также соединяются линиями, называемыми изотермами. На картах выделяются и другие важные

районы. Например, районы выпадения осадков заштриховываются. Совместно все эти значки, в том числе и рассматриваемые ниже, характеризуют все варианты погодных условий, встречающихся в данный момент на территории, охватываемой данной картой.

Система условных значков, используемая на современных синоптических картах, тщательно продумана с таким расчетом, чтобы карта содержала все данные, необходимые для прогноза погоды. Все эти значки одобрены международными соглашениями. Поэтому синоптическую карту легко могут читать и использовать метеорологи всего мира.

По данным, нанесенным на синоптическую карту, можно делать общие заключения. Так, например, рассматривая конфигурацию изобар и численные значения давления к ним, легко установить область пониженного давления, если давление в направлении к центру ее уменьшается. Обычно такая область перемещается зимой со скоростью 40–55 км/ч, а летом – 32–40 км/ч, в основном с запада на восток.

Некоторые данные, нанесенные на синоптическую карту, помогают определить, куда и с какой скоростью перемещается область пониженного давления. Если в передней части такой области наблюдаются ветры, скорость ее перемещения уменьшается. Чтобы получить об этом более точную информацию, метеорологи рассматривают специальную карту изменений давления. На такой карте легко выявить возможное направление перемещения области пониженного давления. Такие области лучше всего выражены зимой.

Области повышенного давления на синоптической карте также изображаются замкнутой системой изобар, причем в данном случае давление в направлении от периферии области к ее центру возрастает. Как правило, область повышенного давления обширнее области пониженного давления, а ветер в этой области и вблизи нее значительно слабее. Области повышенного и пониженного давления перемещаются, часто следуя друг за другом.

Для того чтобы составить предсказание погоды, метеоролог должен, обратив внимание на характер погоды за несколько последних часов, прежде всего оценить, куда будут перемещаться основные барические системы. Далее тщательно рассматриваются изобары, характеризующие распределение давления, а также положение областей изменения давления. Анализируется перемещение атмосферных фронтов и связанных с ними явлений. Обычно скорость и направление движения фронтов и барических систем в течение более или менее длительного периода времени сохраняются. Их перемещение прослеживают по синоптическим картам чаще всего за последние 12–24 часа

и на этой основе строят прогностическую карту последующего их положения. Обычно прогностическая карта строится на 1–24 часа вперед.

Естественно, что прогноз исходит из анализа развития барических систем и различных метеорологических явлений. Кроме того, при построении прогностических карт учитывают некоторые известные правила, характеризующие особенности роста или падения давления. При этом принимают во внимание особенности воздушных течений и используют статистические методы. Такие методы разработаны путем анализа прошлых случаев и вероятности будущих изменений погодных условий в рассматриваемом районе.

Определение количества выпавших осадков сводится к сравнительно несложному измерению высоты их слоя за тот или иной период. Находят средние и максимальные количества осадков за час, сутки, месяц и год. Кроме того, устанавливают максимальное количество осадков за периоды от 5 минут до 48 часов. Среднее значение количества выпавших осадков наносят на карты, на которых указывают число дней с осадками в каждом месяце.

Для анализа и прогноза погоды на ближайшие 12–24 часа очень важно знать, куда и с какой скоростью перемещаются фронты и связанные с ними области повышенного и пониженного давления.

Наблюдая за перемещением фронтов, следует обратить внимание также на распределение ветра и на особенности атмосферной циркуляции. На метеорологических станциях, данные которых наносят на синоптическую карту, отмечают форму облаков, количество осадков, их продолжительность, а также их максимум и минимум.

Сгущение изобар в зоне атмосферных фронтов показывает, что здесь значительно изменяется давление. Поэтому обнаружить фронты на карте сравнительно несложно. Кроме того, на атмосферном фронте обычно наблюдается некоторый разрыв в поле температуры воздуха по горизонтали. Наконец, с помощью еще и вертикальных разрезов атмосферы устанавливают свойства воздуха как на небольших, так и на значительных высотах.

3.7.2. Измерение температуры

Тепло представляет собой энергию молекулярных движений. Количество тепла, выражаемое температурой тела, поддается измерению и является важной характеристикой свойств воздуха. Однако следует помнить, что температура не является полной мерой теплосодержания тела: такой мерой служат калории.

В настоящее время температуру измеряют термометрами нескольких типов.

Самые распространенные термометры – жидкостно-стеклянные (рис. 3.9). В таких термометрах жидкость – ртуть или спирт – заключена в тонкую стеклянную трубку (капилляр). Когда изменение температуры заставляет жидкость расширяться или сжиматься, уровень ее в капилляре повышается или понижается пропорционально изменению температуры, что и можно заметить с помощью шкалы, прикрепленной к капилляру.



Рис.3.9. Термометр ТМ-1

Биметаллический термометр состоит из двух различных металлов, скрепленных вместе в виде одной тонкой пластинки. Реагируя на изменение температуры, пластинка изгибается в ту сторону, на которой находится металл, расширяющийся слабее. Степень искривления пластинки, вызванного изменением температуры, отмечается с помощью стрелки, положение которой прослеживается по заранее отградуированной шкале.

В электрических термометрах для измерения температуры используется электрический ток. При изменении температуры того или иного проводника меняется его электрическое сопротивление. Так и фиксируется температура воздуха, в частности, в высоких слоях атмосферы.

Шкалы современных термометров должны быть «привязаны» к той или иной «реперной точке». Наиболее широко используются точки плавления льда и кипения воды. Эти две точки фиксируются раз и навсегда, а расположенный между ними интервал делится на то или иное число градусов, которыми затем и отмечают изменение температуры.

Температурные шкалы. В США чаще всего используется термометр Фаренгейта. Он был создан в 1710 г. немецким ученым Д. Фаренгейтом (1686–1736). На шкале Фаренгейта точке таяния льда соответствует температура 32 градусам С, а точке кипения воды температура 212 градусам С. Интервал между этими точками разделен на 180 делений, т. е. градусов.

В 1742 г. шкала Фаренгейта во многих странах была вытеснена шкалой Цельсия, ныне называемой также стоградусной шкалой. Предложенная шведским ученым А. Цельсием (1701–1744), она в настоящее время более всего распространена в мире. На этой шкале точке таяния льда отвечает температура 0 град. С, а точке кипения воды температура 100 градусов С. Интервал между этими точками на шкале Цельсия разделен на 100 градусов. Поэтому каждый градус шкалы Фаренгейта составляет лишь $5/9$ градуса шкалы Цельсия. Таким образом, разности между двумя соседними значениями на этих шкалах не вполне сравнимы между собой.

Ни шкала Фаренгейта, ни шкала Цельсия не отвечают всем требованиям ученых. Поэтому в науке часто пользуются еще одной шкалой, называемой абсолютной, или шкалой Кельвина. Эта шкала имеет своим нулем такую температуру, при которой прекращается молекулярное движение, т.е. тело не содержит никакого тепла. Отрицательных значений температуры на этой шкале нет. Точке таяния льда на ней отвечает температура 273 град., а точке кипения воды – температура 373 град.

Величина же каждого градуса на ней такая же, как и на шкале Цельсия. Переход от одной температурной шкалы к другой производится с помощью простых линейных соотношений:

$$C = 5/9 (F - 32) ,$$

$$F = 9/5 C + 32 ,$$

$$K = C + 273 .$$

Специальные термометры. Температуру воздуха иногда необходимо измерять непрерывно в течение всего дня и всей ночи. Конечно, наблюдатель не может целые сутки подряд стоять около термометра и отсчитывать его показания. Поэтому были созданы приборы, позволяющие непрерывно фиксировать температуру воздуха без участия наблюдателя или же сохранять на некоторое время крайние ее значения, а также производить некоторые специализированные ее измерения.

Максимальный термометр представляет собой прибор, в котором столбик ртути в капилляре поддерживается на таком уровне, на котором он был при наивысшей температуре воздуха, наблюдавшейся в этот день. Наибольшее сужение в капилляре не позволяет столбику ртути опускаться, когда начинается понижение температуры. При повышении температуры воздуха ртуть свободно проходит через это сужение. При понижении же температуры воздуха ртуть сжимается, столбик ее в узком месте разрывается и отсчет по шкале термометра остается таким, каким он был в момент наивысшей температуры.

Минимальный термометр фиксирует минимальную температуру в данный день. В этом термометре на конце ртутного столбика помещен небольшой грузик. Когда при уменьшении температуры ртуть сжимается, под действием силы поверхностного натяжения грузик опускается. Когда же температура повышается, ртуть свободно обтекает грузик, не сдвигая его с места, так что его положение фиксирует наименьшую температуру в этот день.

Самым удобным прибором, измеряющим температуру, является самопишущий термометр (термограф). Такой термометр непрерывно записывает все значения температуры, имеющие место в течение дня.

В термографах для записи температуры обычно используется трубка Бурдона. Это плоская изогнутая трубка, наполненная какой-либо жидкостью, чувствительной к изменению температуры. Эта жидкость стекает в небольшой резервуар, на который воздействует изменение температуры наружного воздуха. Когда жидкость в трубке расширяется или сжимается, кривизна трубки изменяется пропорционально изменению температуры. Перышко, наполненное чернилами и укрепленное на конце трубки, оставляет след на бумажной ленте, надетой на вращающийся барабан. Так производится автоматическая непрерывная запись температуры в течение суток или еще большего интервала времени. Главное преимущество такого типа термометров состоит в том, что резервуар с жидкостью может находиться на некотором расстоянии от записывающего устройства. Поэтому последнее может быть в помещении, а запись на нем будет характеризовать температуру наружного воздуха.

ТМ-1 – термометр метеорологический максимальный. Ртутный стеклянный термометр для определения максимальной температуры за отрезок времени. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Имеет специальное устройство, препятствующее падению ртутного столбика при охлаждении, что позволяет зафиксировать максимальную температуру за определенный промежуток времени.

ТМ-2 – термометр метеорологический минимальный. Спиртовой стеклянный термометр для определения минимальной температуры за отрезок времени. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Имеет внутри капилляра штифт – указатель, который перемещается в сторону резервуара при понижении температуры и остается неподвижным при ее повышении, т.е. фиксирует минимальную температуру за определенный промежуток времени.

ТМ-3 – термометр метеорологический для поверхности почвы. Ртутный стеклянный термометр для определения срочной температуры поверхности почвы. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета.

ТМ-4 – термометры метеорологические психрометрические. Комплект из 2-х ртутных стеклянных термометров к психрометру стационарному. Конструкция - Стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Резервуар шаровидный. Верхняя часть закрыта металлическим колпачком с антикоррозийным покрытием.

ТМ-5 – термометры метеорологические коленчатые (Савинова). Комплект из 4-х ртутных стеклянных термометров для одновременно измерения температуры слоев почвы на глубине 50, 100, 150 и 200 мм. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Нижняя часть заполнена ватой, конец с резервуаром загнут под углом 135° С.

ТМ-6 – термометры метеорологические к аспирационному психрометру. Комплект из 2-х ртутных стеклянных термометров для измерения температуры и влажности воздуха посредством сравнения показаний сухого и смоченного термометра в аспирационном психрометре. Температурный диапазон термометров от -30 до +50°С и от -25 до +50°С. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Верхняя часть термометров закрыта металлическим колпачком с антикоррозийным покрытием. Применяются попарно в аспирационных психрометрах Ассмана большой модели.

ТМ-7 – термометр метеорологический к ртутному барометру. Ртутный стеклянный термометр с вложенной шкалой из молочного стекла, который предназначен для измерения температуры при отсчетах по чашечному ртутному барометру для приведения его показаний к температуре 0° С. Конструкция - стеклянный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета.

ТМ-8 – термометр метеорологический пращевой. Термометр стеклянный ртутный пращевой для быстрого замера температуры воздуха в походной обстановке путем вращения термометра на шнурке со скоростью порядка 1 об/сек. Конструкция - стеклянный термометр палочного типа из массивной капиллярной трубки на поверхность которой нанесены деления шкалы с оцифровкой. Верх термометра выполнен в виде стеклянного шарика для закрепления шнурка.

ТМ-9 – термометр метеорологический низкоградусный. Термометр стеклянный спиртовой для измерения низких температур возду-

ха. Конструкция - Стекланный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета. Для улучшения видимости термометрической жидкости при снятии показаний на шкале под капилляром нанесена черная полоса. Верхняя часть термометра закрыта металлическим колпачком с антикоррозийным покрытием.

ТМ-10 – термометр метеорологический почвенно-глубинный. Ртутный термометр для измерения температуры глубинных слоев почвы и поверхностного слоя воды водоемов. Конструкция - стекланный термометр с вложенной шкальной пластиной из листового стекла молочного цвета.

3.7.3. Измерения атмосферного давления

Изменения погоды тесно связаны с небольшими и не ощутимыми человеком изменениями атмосферного давления. Атмосферное давление является следствием веса воздуха, находящегося над земной поверхностью и подвергающегося действию силы тяжести. Различные процессы обмена энергией, происходящие на земной поверхности и возле нее, изменяют давление, что свидетельствует о предстоящем изменении погоды. Поэтому точная регистрация изменений давления служит важным условием успешности метеорологических прогнозов.

Барометры. Простейший барометр состоит из стекланный трубки с одним запаянным концом, из которой откачан воздух. Другим концом трубка погружена в сосуд с ртутью. Ртуть в трубке поднимается до тех пор, пока ее вес не станет точно равным весу столба воздуха, находящегося над сосудом со ртутью.

Соотношение между атмосферным давлением и весом столба ртути в трубке нашел в 1643 г. итальянский физик Э.Торричелли. Позднее было установлено, что при подъеме барометра над земной поверхностью, столбик ртути укорачивается в связи с уменьшением атмосферного давления с высотой.

Современные ртутные барометры являются усложненным усовершенствованием простейшего прибора Торричелли, но принцип их действия не изменился.

Единицы для измерения давления. Каждый, кто когда-либо слышал сводку погоды, знаком с тем, что атмосферное давление может быть выражено, например, в миллиметрах ртутного столба. По существу при этом в миллиметрах выражается высота ртутного столба в барометре. При этом давление сравнивается с нормальным его значением на уровне моря и на широте 45 град, равным 760 мм.

В практической работе метеорологи используют для выражения давления единицу, называемую Бар. Один бар соответствует давлению

750,1 мм ртутного столба. Доля этой единицы, используемая метеорологами, называется миллибаром и представляет собой тысячную часть бара. Поэтому нормальное давление 760 мм.рт.ст. соответствует 1013,2 мбар. Нормальное давление относится к широте 45 град. и уровню моря и является «опорным» для отсчетов давления. Давление 1013,2 мбар обычно именуют «родной атмосферой». Часто используют также значения, кратные этой единице давления.

Специальные барометры. Ртутные барометры в некоторых отношениях неудобны для практического применения. Во-первых, они громоздки, так как трубка с ртутью должна иметь длину не менее 90 см. Во-вторых, их легко разбить. Кроме того, они не могут фиксировать изменение давления непрерывно. Для этой последней цели разработан барометр другого типа.

Барометр-анероид в значительной степени вытеснил ртутные барометры. Основной частью этого прибора является небольшая плоская круглая тонкостенная металлическая коробочка, из которой почти полностью откачан воздух. Упругость коробочки несколько усилена тем, что нижняя и верхняя поверхности сделаны гофрированными. Благодаря почти полному вакууму внутри коробочки она быстро реагирует на изменения внешнего давления и сама несколько растягивается или сплющивается, когда последнее уменьшается или возрастает (рис. 3.10). Коробка соединена с системой рычагов и приводов, передающих ее деформацию на стрелку-указатель. Перемещаясь по шкале, градуированной в соответствующих единицах – миллиметрах ртутного столба или миллибарах – стрелка позволяет непосредственно отсчитывать значения атмосферного давления. Анероидная коробочка является также основной деталью в самописцах давления – барографах.



Рис. 3.10 Барометр-анероид контрольный М-67

Эти приборы снабжаются указателем в виде перышка, заполненного чернилами и делающего запись на вращающейся бумажной ленте. Запись барографа дает представление о малейших изменениях атмосферного давления в течение суток.

Хотя барометры-анероиды (рис.3.11) и удобнее в обращении, чем ртутные, но показания их содержат ряд инструментальных погрешно-

стей. В частности, на эти показания влияет температура воздуха, хотя сила тяжести для них значения не имеет. При увеличении высоты места наблюдений атмосферное давление непрерывно и закономерно уменьшается. Поэтому барометр-анероид используется также и для определения высоты полета самолета. Для этого шкала анероида градуируется не в единицах давления, а непосредственно в значениях высоты.



Рис. 3.11 Барометр-анероид

Такие альтиметры, имеющиеся на каждом самолете, представляют собой барометры-анероиды, приспособленные для непосредственного отсчета высоты. Правда, они еще определенным образом отрегулированы, т. е. подведены к значению давления на уровне моря в точке взлета. Кроме того, в отсчеты нужно вносить поправку на температуру воздуха, которая также влияет на показания альтиметра. Поэтому во время полета показания их необходимо часто контролировать.

3.7.4. Измерение направления и скорости ветра

Сведения о перемещении воздуха лежат в основе любых метеорологических прогнозов. Когда воздух перемещается из одной местности в другую, он несет с собой и целый комплекс свойств, приобретенных им в очаге формирования. Со своей стороны, эти его свойства влияют на погоду того района, куда поступает этот воздух. Поэтому первостепенное значение имеет измерение направления и скорости ветра.

Простейший прибор для определения направления ветра – флюгер. Он обычно состоит из легкой металлической флюгарки, которая под действием ветра поворачивается и указывает то направление, откуда дует ветер. Название ветра также указывает на его направление, так что оно до некоторой степени характеризует свойства воздуха, поступающего в данный район. Некоторые флюгеры устроены таким образом, что при вращении флюгарки они вырабатывают слабый электрический ток, который поступает на указатели, установленные в помещении метеорологической станции и позволяющие непосредственно отсчитывать направление ветра.

Направление ветра характеризуют 16-ю точками горизонта, так что запись направления может быть одной из следующих: N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW.

Скорость ветра измеряют анемометром. В этом приборе несколько чашечек надето на вертикальную ось. Под действием ветра чашечки поворачиваются и заставляют вращаться эту ось, а ее движение в свою очередь передается на стрелки, с помощью которых производят отсчеты по шкалам прибора (рис.3.12).

В некоторых анемометрах чашечки при вращении вырабатывают слабый электрический ток. Этот ток затем тоже передается на стрелки указателей скорости ветра, находящихся в помещении станции.

В тех случаях, когда флюгарка и анемометр объединены в один прибор, он называется анеморумбометром. Он имеет флюгарку в виде воздушного руля, указывающую направление ветра и снабженную пропеллером, который позволяет измерить скорость ветра.

Существуют также приборы для непрерывной записи скорости ветра. В таких приборах соответствующим образом откалиброванный указатель перемещается по ленте, надетой на вращающийся барабан. Одновременно записывается также и направление ветра.

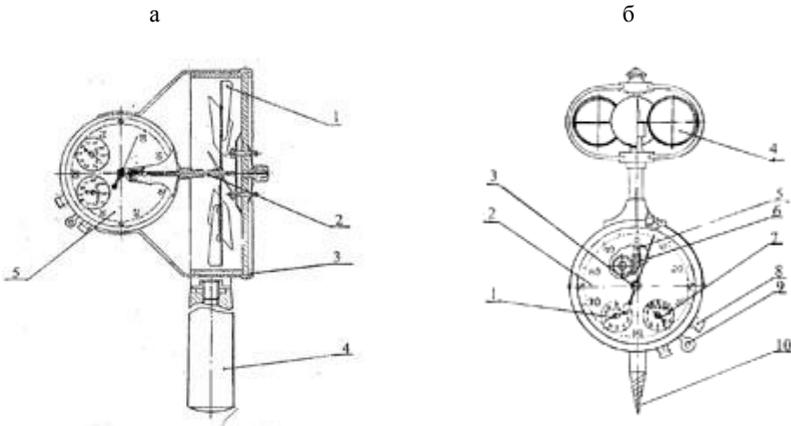


Рис. 3.12. Анемометры крыльчатый АСО-3 и чашечный МС-13:
 а: 1 – крыльчатка; 2 – ось; 3 – корпус; 4 – ручка; 5 – часовой механизм; б: 1 – стрелка шкалы сотен; 2 – циферблат; 3 – стрелка шкалы единиц; 4 – вертушка; 5- ось; 6 – червяк; 7 – стрелка шкалы тысяч;
 8 – ушки; 9 – арретир; 10 – винт

Самые надежные отсчеты направления и скорости ветра получаются в случае, когда измерительный прибор установлен на достаточ-

ном расстоянии от строений и других высоких препятствий, т. е. когда исключено их влияние на воздушный поток, выражающееся в создании турбулентных завихрений. Высота установки прибора должна составлять около 2 м. Остается добавить, что скорость ветра изменяется с высотой: с увеличением высоты над земной поверхностью уменьшается влияние силы трения на воздушный поток и скорость ветра возрастает. Уже на высоте 10 м скорость ветра примерно вдвое больше, чем на высоте 1/3 м над земной поверхностью. На высоте же 30 м скорость в 1,2 раза больше, чем на высоте 10 м. Кроме того, с высотой обычно несколько уменьшается завихренность воздушного потока.

Для измерения ветра на различных высотах используются анемометры с барометрической трубкой, поднимаемые в атмосферу с помощью тех или иных устройств. Барометрическая трубка заполняется жидкостью, в которой плавает небольшая пробка. Когда в трубку попадает ветер, пробка меняет свое положение в жидкости, что и позволяет определить скорость ветра. Этот же прибор можно приспособить и для непрерывной записи изменений скорости ветра.

3.7.5. Измерение влажности воздуха

Влажность воздуха измеряют различными методами. Такие величины, как удельная влажность, относительная влажность и точка росы можно выполнить с помощью обыкновенной чашки, наполненной льдом. Как все мы знаем, в очень влажный день на стакане с холодной водой конденсируется пар из воздуха и мы видим, что стакан «запотекает». Температуру, при которой начинается конденсация пара, можно определить очень просто, без выполнения сложных расчетов. Смесь льда с водой помещают в блестящую металлическую чашечку. Содержимое чашечки тщательно размешивают и замечают ту температуру, при которой на наружных стенках чашечки начинается конденсация водяного пара. Несколько таких измерений позволяют получить довольно точное значение точки росы в данный момент и в данном месте.

Влажность можно измерять и другими специальными приборами. Принцип действия гигрометров (рис. 3.13), позволяющих непосредственно получать значения относительной влажности, основан на свойстве некоторых предметов реагировать на изменение влажности воздуха.

В некоторых гигрометрах используют пучок волос, например, человеческих. Если влажность воздуха увеличивается, пучок волос

удлиняется. Пучок волос прикрепляется к стрелке, которая перемещается
 вдоль шкалы. отградуированной



вдоль
 шкалы.
 б



Рис. 3.13. Гигрометр М-19(а) и метеометр МЭС-200(б)

В других гигрометрах электрический ток течет по проводнику, который поглощает водяной пар из воздуха. При этом меняется сопротивление проводника. Поэтому сила тока в проводнике изменяется, когда изменяется влажность воздуха.

Влажность измеряют несколькими приборами. Один из самых простых способов определения относительной влажности состоит в том, что находят ее по измеренному значению точки росы. Для измерения относительной влажности применяется также пращевой психрометр. Он состоит из двух термометров – сухого и смоченного. Сухой термометр показывает температуру воздуха. Смоченный термометр, резервуар которого обернут влажным батистом, дает показание, которое, в зависимости от влажности воздуха, может быть меньше показания сухого термометра или равняться ему. Если быстро вращать весь прибор в воздухе, испарение с поверхности батиста на смоченном термометре будет определяться влажностью воздуха. Сравнение показаний двух термометров позволит найти их разность. С помощью заранее подготовленных таблиц по этой разности находят относительную влажность воздуха.

3.7.6. Измерение осадков

Количество выпадающих осадков измеряют различными дождемерами. В одном из таких приборов используется открытый металлический дождемерный сосуд диаметром 20 – 25 см. Сосуд градуируется с помощью находящегося в нем стержня. Выпадающие осадки улавливаются сосудом, а высоту выпавшего слоя их легко определить по делениям измерительного стержня. Для различных специальных целей применяют дождемеры слегка измененной конструкции. Весовые

дождемеры снабжены взвешивающим устройством, улавливающим выпадающие осадки и позволяющим получить сумму осадков для данного района. Другой вариант дождемера имеет два поочередно действующих сосуда диаметром по 0, 25 м каждый. Когда один сосуд наполняется, он наклоняется и собранные им осадки выливаются. Автоматически начинает действовать второй сосуд. Число сливов каждого сосуда прибор автоматически записывает. Запись количества выпавших осадков производится с помощью плувиографа. В некоторых плувиографах используется лишь один опрокидывающийся сосуд.

Количество выпавшего снега измеряется аналогичным способом, с той лишь разницей, что выпавшему снегу сначала дают растаять. В качестве обычного эмпирического правила можно считать, что 25 см снега соответствует 2,5 см дождя.

3.7.7. Метеорологические измерения в высоких слоях атмосферы

Изучая физические свойства атмосферы, метеорологи исследуют явления, происходящие на всех высотах. Исходные данные, используемые в этих исследованиях, были бы недостаточными, если бы они ограничивались только нижним слоем атмосферы высотой несколько сотен метров. Кроме того, долгосрочные прогнозы погоды, а также теории, относящиеся к формированию воздушных масс и к их изменениям, опираются на данные, охватывающие не только отдельные местности, но и весь земной шар, а также длительные отрезки времени.

В настоящее время для многих районов имеются ряды надежных метеорологических наблюдений за периоды около 100 лет. Для некоторых же местностей результаты наблюдений накоплены лишь за последние десятки лет. В сбор метеорологических данных внесло свой вклад много людей. Специализированные метеорологические станции иногда пополняют собираемые ими данные путем использования сведений, полученных другими организациями. Все же основную часть наблюдений выполняют метеорологи – профессионалы, и именно от их творческой инициативы и опыта зависит расширение путей и способов дальнейшего накопления метеорологической информации.

Самой трудной задачей для метеорологов все еще остается получение данных о высоких слоях атмосферы. Разработано много способов сбора этих данных. В прошлом метеорологические приборы поднимали на специальных воздушных змеях. Позднее начали использовать воздушные шары, затем метеорологические и геофизические ракеты, а теперь и спутники. Огромный вклад в расширение знаний об

атмосфере внесла авиация, и, по – видимому, этот вклад еще увеличится в будущем, когда методы управления погодой усовершенствуются.

Шары – пилоты и шары – зонды. На протяжении многих десятилетий самым распространенным методом получения данных о высоких слоях атмосферы был метод шаров – пилотов, использовавшийся с большим успехом. Большие эластичные оболочки, наполненные газом, поднимались за счет силы плавучести, действующей на газ, и переносились воздушными течениями. Движение шара – пилота тщательно прослеживается метеорологами. В дальнейшем к шару стали подвешивать металлический отражатель, позволявший наблюдать за полетом шара с помощью радиолокатора. Эти наблюдения дополнялись визуальным прослеживанием.

Шары – пилоты обычно наполняли гелием и использовали для наблюдений на разных высотах. Для этого к ним подвешивали комплекты разных метеорологических приборов, дававших непрерывную запись значений многих физических характеристик воздуха на высотах. Другие шары – пилоты имели специальный регулировочный клапан, позволявший шару удерживаться на заранее заданной высоте. Некоторые шары – зонды оставались в воздухе по нескольку месяцев. Однако в большинстве случаев они применялись лишь для непродолжительных наблюдений. Наблюдения по приборам, поднимавшимися шарами – зондами, обычно производились до высоты 8 – 9 км, хотя иногда эти приборы могли работать до высоты около 20 км.

С помощью шаров – зондов получали значения нескольких важных характеристик атмосферы. Скорость подъема шаров – зондов зависела от интенсивности восходящих движений в атмосфере. Скорость же горизонтального их полета и его высота могли быть использованы для определения других величин – например, высоты облаков.

Радиозонды. Аппаратура, поднимаемая шаром – зондом, состоит из миниатюрных электронных метеорологических приборов. Чаще всего эти приборы измеряют атмосферное давление, температуру и влажность воздуха. Полученные данные передаются по радио на наземную радиоприемную станцию. Пока приборы поднимаются, идет непрерывная передача данных на Землю. Затем, обычно на заранее заданной высоте, шар лопается и контейнер с приборами на парашюте опускается на Землю, после чего приборы можно использовать вновь. Такие радиозонды обычно дают точные показания до высоты около 30 км.

Используются и некоторые варианты этих устройств. Так, если к радиозонду прикрепить радиолокационный отражатель, кроме указан-

ных выше величин, можно получить данные о направлении и скорости ветра на высотах, т. е. произвести не только обычное радиозондирование атмосферы, но и радиовеетровое ее зондирование. Используются также сбрасываемые с самолета радиозонды, которые производят измерения во время падения на Землю.

Ракеты. Во время второй мировой войны с помощью метеорологических ракет начали получать данные с гораздо более значительных высот, чем раньше. Приборы, поднятые ракетами, дают точные данные для высот от 30 до 96 км. Ракета несет также источники питания, необходимые для работы приборов. Электронная аппаратура метеорологической ракеты может измерять и передавать на Землю сведения о давлении, температуре, ветре и других свойствах воздуха, например о его плотности, воздушных течениях и приходе солнечной радиации.

Использование ракет позволило уже к 1960 г. получить большое число различных данных о высоких слоях атмосферы. Распределение воздушных течений и ветра анализировалось с помощью облаков газообразного натрия, искусственно создававшихся ракетами. Пока такое облако опускалось циркуляцией воздуха на земную поверхность, наблюдатели анализировали его перемещение и по нему судили о соответствующих воздушных течениях.

Однако в дальнейшем предстоит провести ряд исследований, в которых ракеты будут играть еще более значительную роль. Необходимо изучить географическое и межсезонное изменение строения атмосферы и воздушных течений. Еще нет полных карт общей циркуляции атмосферы, приливо-отливных движений в ней и даже изменений ее температуры на высотах.

3.7.8. Новые технические средства современной метеорологии

Теперь уже очевидно, что среди наук, особенно быстро развивавшихся за последние 100 лет, одно из первых мест принадлежит метеорологии. Некоторые новейшие успехи сделали ее действительно всемирной, сильно развитой количественной наукой.

Для построения точных карт и схем необходимо иметь огромное количество исходных данных. Ежедневная наноска всех этих данных на карты и последующий их анализ лежат за пределами возможностей человека. Обработка же этих данных с помощью ЭВМ производится в тысячи раз быстрее, чем людьми, а объем данных которые при этом можно обработать, тоже значительно больше.

Радиолокаторы. Предназначены для радиообнаружения объектов и установления расстояния до них, они во много раз увеличили «поле зрения» метеорологических станций. Радары используются для прослеживания за перемещением возмущений и вообще распределением погодных условий на больших территориях. С помощью радиолокационных данных можно анализировать также распределение ветра. Радиолокатор позволяет легко обнаруживать зоны осадков, связанные с различными возмущениями. Хотя радиолокатор сам по себе и не производит измерений, но он может применяться для определения общего характера возмущения.

Метеорологические спутники. Большинство выдающихся открытий современной метеорологии связано с получением огромного количества новых данных с помощью метеорологических спутников. Эти данные в сочетании с возможностями их обработки на ЭВМ позволили метеорологам значительно быстрее, чем раньше, выдвигать и проверять новые теоретические представления.

С метеорологических спутников метеорологи получают снимки, охватывающие большие участки Земли. На них прослеживаются перемещения атмосферных возмущений, распределение различных условий погоды. Постепенно удалось лучше изучить силы, управляющие погодой. Измеряя потоки лучистой энергии над самой плотной частью атмосферы, удалось получить весьма ценные и ранее непредвиденные результаты об обмене энергии на Земле. С помощью спутниковых измерений установили также количество и виды лучистой энергии, поглощаемой разными газами атмосферы.

Используя результаты нефанализа в сочетании с данными наземных наблюдений, синоптики получают возможность определять положения фронтов, циклонов, антициклонов и проследить их эволюцию. По характеру облачности получают информацию об устойчивости воздушных масс.

Сопоставляя снимки облачности в хронологическом порядке, определяют скорости и направление ветров на больших пространствах.

Современные методы позволяют со спутников определять высоту верхней границы облаков, но имеются трудности с получением сведений о многоярусной структуре облаков и определением высоты нижней границы облаков.

Снимки из космоса широко используются в системе мониторинга экологического состояния приземных слоев атмосферы.

Прием метеорологической информации, поступающей со спутников, осуществляется на специально оборудованных наземных комплексах, откуда по каналам связи она передается в соответствующие

подразделения гидромет-службы для использования в оперативной работе.

В настоящее время метеорологические спутники не в состоянии заменить наземные метеорологические и аэрологические наблюдения. Поэтому Всемирная служба погоды и наша отечественная успешно сочетают наземные (прямые) и спутниковые (дистанционные) методы наблюдений как взаимно дополняющие друг друга. Усовершенствование спутниковых систем зондирования атмосферы направлено на повышение точности измерений и разрешающей способности по высоте слоя атмосферы, дистанционного метода определения глобальных полей метеозлементов.

3.8. Роль метеорологии в охране окружающей природной среды

Развитие промышленности и транспорта приводит к увеличению поступления вредных веществ в атмосферу. Вредные вещества, поступающие в атмосферу в результате человеческой деятельности, можно условно разделить на основные и специфические. К основным относятся: диоксид серы или сернистый газ, оксид углерода, диоксид азота (NO_2) и пыль, к специфическим - сероводород и сероуглерод (выбросы предприятий искусственного волокна), фтористый водород (алюминиевая промышленность) и некоторые другие.

Критерием оценки уровня загрязнения атмосферы являются предельно допустимые концентрации (ПДК), утвержденные Министерством здравоохранения и социального развития.

Сеть службы контроля загрязнения атмосферы состоит из стационарных и передвижных наблюдательных постов. Стационарный пост размещается в типовом павильоне (рис. 3.14), оснащен аппаратурой для отбора проб воздуха, измерения и регистрации содержания определенных примесей в атмосфере, а также приборами для производства необходимых метеорологических измерений. Забор проб на газовые примеси производится на высоте 3–4 м, а пробы на пыль и сажу берут на высоте 1,5 м.

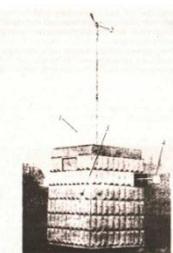


Рис.3.14. Стационарный пост наблюдения за уровнем загрязнения атмосферы: 1 – воздухозаборник для взятия проб воздуха для определения газовых примесей; 2 – датчик анеморумбометра; 3 – отверстие для взятия проб воздуха на

запыленность; 4 – датчики температуры и влажности воздуха

Передвижной наблюдательный пост размещается на автомашине и предназначен для проведения периодических измерений в отдельных пунктах, расположенных вдоль определенного маршрута (маршрутные измерения) и под факелами труб, через которые производятся промышленные выбросы (подфакельные измерения).

Число стационарных постов в городе (населенном пункте) назначается в зависимости от численности населения, площади, рельефа, развития промышленности и транспорта.

Систематические наблюдения за загрязнением атмосферы проводятся в 1; 7; 13; и 19 ч декретного времени.

Передвижным постом маршрутные наблюдения проводятся в случаях, когда в городе стационарных постов недостаточно, либо при необходимости более детального обследования какого-либо района. При обследовании отдельных промышленных предприятий (ТЭЦ, заводов и т.п.) вблизи дымовых и газовых факелов этих предприятий организуются подфакельные измерения.

Цель этих измерений - определить возможные максимальные концентрации и зону распространения примесей от данного промышленного источника. Отбор проб производится по направлению ветра на расстояниях от источника выбросов от 0,2 до 20 км (в зависимости от высотной трубы).

Отбор проб осуществляется на высоте 1,5 м в течение 20–30 мин, с интервалами между отборами 10 мин. Подфакельные измерения производят во все сезоны года и при различных условиях погоды.

Количественный анализ присутствующих в атмосфере вредных примесей производится после их предварительного концентрирования.

Для газовых примесей это осуществляется протягиванием анализируемого воздуха через поглотительные приборы, наполненные растворами соответствующих реактивов. Отбор проб пыли и сажи производится на фильтрующие материалы. Для определения химического состава атмосферных осадков производится отбор выпавших осадков с помощью специальных устройств.

Метод отбора проб воздуха с последующим анализом является трудоемким и затратным по времени (результат получают через 12–24 ч после отбора проб), поэтому он не удовлетворяет требованиям оперативного получения информации о загрязнении воздуха. Применение автоматических газоанализаторов с самописцами позволяет непрерывно получать информацию о содержании вредных ингредиентов в воз-

духе, которая сразу же может быть передана ответственным организациям.

Существующая система получения данных о состоянии воздушной среды не может удовлетворять современным требованиям службы контроля загрязнения атмосферы, особенно в больших городах. Поэтому разрабатываются и создаются комплексные автоматизированные системы контроля загрязнения воздуха, способные обеспечить получение информации с необходимого числа наблюдательных пунктов с автоматическим отбором и анализом проб воздуха, сбор и анализ полученных результатов, принятие решений, в случае необходимости выдачу рекомендаций о мерах по снижению уровня загрязнения, а также контроль выполнения рекомендаций и оценку эффективности их проведения.

3.9. Гидрология

Гидрология, наука, изучающая воды Земли, их свойства, распространение и протекающие в них процессы. Людей давно занимал вопрос, почему океаны не выходят из берегов, хотя реки постоянно выносят в них огромные массы воды. Когда выяснилось, что вода при нагревании может переходить из жидкого состояния в газообразное, стало очевидно, что под воздействием солнечного тепла нагревается поверхность океана и вода постоянно превращается в пар. Между тем и метеорология постепенно раскрывала причины изменений погоды. Стало известно, что дождь выпадает из облаков, а облака состоят из крошечных капелек воды или кристаллов льда. Наконец, происхождение облаков было соотнесено со скоплениями водяного пара в атмосфере, а описание гидрологического цикла – круговорота воды в природе – стало краеугольным камнем гидрологии.

По сути, источником всех вод суши является океан. Молекула воды начинает свой путь в этом цикле, когда, получив несколько больше тепловой энергии по сравнению с соседними молекулами, преодолевает поверхностное натяжение жидкости и превращается в молекулу пара. Воздух, в который попадает молекула, вовлечен в процесс циркуляции, порожденный неравномерным нагреванием полярной и тропической зон, перепадами атмосферного давления и вращением Земли. Циркуляция атмосферы в Северном полушарии в целом направлена с запада на восток. Внутри воздушных масс происходит вертикальное движение воздуха, вызванное прежде всего нагреванием воздуха на контакте с более теплой поверхностью океана или суши. Нагретая таким образом отдельная частица расширяется, становясь менее плот-

ной, чем частицы, находящиеся непосредственно выше нее, и благодаря большей подъемной силе, действующей на нее, устремляется вверх. Однако в соответствии с известным физическим законом расширение происходит за счет запаса тепла, и поэтому, поднимаясь, эта воздушная частица охлаждается до тех пор, пока температура не понизится до такой степени, что влага уже не сможет оставаться в газообразном состоянии и не произойдет конденсация пара. Крошечные капельки воды, взвешенные в атмосфере, образуют облака. При соответствующих условиях эти капельки сливаются вокруг ядер конденсации (кристаллов льда или пылинок), а достигнув веса, достаточного для преодоления сопротивления воздуха, падают на землю в виде дождя, снега или града. Когда частица воды вместе с наземным или подземным стоком попадает снова в океан, это означает, что она совершила полный круговорот в природе.

Осадки. Измерение. Современный инструмент для измерения осадков – это автоматический плювиограф, непрерывно регистрирующий в графической форме количество, продолжительность и интенсивность атмосферных осадков. Используются также дождемеры, улавливающие осадки. Там, где снег выпадает нерегулярно и в небольшом количестве, применяются те же приборы, что и для измерения жидких осадков. В горных областях устанавливаются емкости-ловушки, аккумулирующие снег иногда в течение всего холодного сезона. Попадая в емкость, снег тает под воздействием концентрированного солевого раствора. Количество выпавшего снега измеряется также при помощи снегомерной трубки, которой берут снежный керн. Для определения эквивалентного слоя воды этот керн взвешивается.

Типы. Интенсивность и количество осадков зависят от содержания воды, а также от скорости и амплитуды охлаждения воздуха. Выделяются два основных типа осадков. Первый – это осадки, выпадающие на обширной территории в результате циклонической деятельности; их можно подразделить на фронтальные и нефронтальные. Первые формируются, когда теплый воздух поднимается над холодным, вторые – когда происходит горизонтальная конвергенция и поднимающийся воздух перетекает в область низкого давления. Осадки второго типа выпадают на меньшей территории и представляют собой более интенсивные грозовые ливни, при которых более теплый воздух нижних слоев быстро выносится вверх сильными конвективными течениями. Осадки конвективного типа могут быть одной из стадий циклона, и оба типа осадков могут усиливаться за счет дополнительного подъема воздуха над высокими формами рельефа.

Распределение во времени. Дожди циклонического типа умеренной или слабой интенсивности могут продолжаться несколько суток. Такие дожди – благо для фермеров, так как большая часть осадков впитывается в землю и способствует росту растений. Однако, когда контраст во влагосодержании и температурах между соседними воздушными массами крайне велик или конвекция протекает особенно активно, дождь выпадает с такой интенсивностью, что большая часть воды скатывается по поверхности грунта прямо в реки, часто захватывая при этом большое количество плодородного гумуса. Руслу оказываются не способными вместить и пропустить весь объем воды в столь короткие сроки, и реки выходят из берегов. В результате происходят разрушительные наводнения.

Пространственное распределение. Паводок обычно следует непосредственно за ливнем. В среднем слой выпавших дождевых осадков уменьшается с увеличением площади территории, над которой они выпадают, а также с удалением от центра циклона. В горах структура дождя, изображаемая в изогипсах (линиях равной величины осадков), зависит от распределения высот, экспозиции отдельных склонов и крупных форм рельефа.

Снег. Когда водяной пар конденсируется при температурах значительно ниже 0°C , формирующиеся кристаллы льда при определенных условиях объединяются и падают на землю в виде снежинок. Плотность свежевыпавшего снега варьирует в широких пределах.

Испарение. Преобразование воды в пар представляет собой важный энергетический переход в непрерывающемся круговороте воды в природе. Этот процесс происходит почти непрерывно в результате испарения со всех водных поверхностей и влажной почвы и транспирации растениями. Количественная оценка испарения обычно выполняется косвенным путем.

При идеальных условиях испарение с поверхности озера можно определить путем измерения суммарного поступления в него воды, стока из него и аккумулировавшейся воды. При этом предполагается, что остаточная составляющая баланса, необходимая для сохранения равновесия системы, соответствует испарению. Такой метод обычно неудовлетворителен, так как невозможно точно оценить прочие элементы водного баланса, например просачивание воды в грунт. Близкий подход, называемый методом энергетического баланса, заключается в измерении поступающей тепловой энергии, отдаваемой озером и накопленной в нем. Надежность этого метода повышается благодаря огромному количеству тепловой энергии, затрачиваемой на испарение воды (скрытой теплоты парообразования).

Транспирация пышной зеленой растительностью, образующей сплошной покров и в достатке получающей влагу, почти равна испарению с поверхности соседних озер. Если вода, извлеченная из почвы и затраченная на транспирацию, не восполняется за счет осадков или орошения, почва начинает иссушаться, скорость транспирации падает, и, наконец, растения увядают из-за дефицита воды. Таким образом, в годовом осреднении транспирация в районах с достаточным увлажнением несколько меньше, чем испарение с открытой водной поверхности, а в аридных районах она ограничена количеством осадков.

Поверхностный сток формируется, когда дождь выпадает или снег тает со скоростью, превышающей скорость просачивания воды в грунт. Сначала вода заполняет небольшие углубления на поверхности земли, которые, переполнившись, сливаются вместе и образуют промоины и ручейки, продолжающие сливаться, расширяться и превращаться в ручьи и реки, на которых может быть измерен сток.

Питание водотоков осуществляется двумя путями: дождевой или талой снеговой водой, которая стекает с поверхности, и водой, поступающей со дна русла и из бортов долины. Последний источник включает: 1 – воды, поступающие с ливнями на поверхность почвы неподалеку от русла, просачивающиеся в нее и быстро перемещающиеся на небольшой глубине в направлении русла, а при достижении его смешивающиеся с поверхностным стоком, и 2 – воды, просачивающиеся вглубь и достигающие уровня грунтовых вод, имеющих выход в глубокие долины, секущие такие водоносные горизонты. Первый из названных подтипов – внутрпочвенный ливневый сток – не может быть измерен отдельно от поверхностного стока. Второй подтип, называемый грунтовыми водами, поддерживает существование водотоков в периоды, когда осадки не выпадают.

Гидрографы. Графическое изображение изменений уровня воды в данном створе водотока за определенный промежуток времени называется гидрографом. Если подъем уровня воды приводит к затоплению берегов, такой гидрограф называют гидрографом паводка.

Инфильтрация. Часть атмосферных осадков, которая просачивается в грунт, подчиняется воздействию двух сил: силы тяжести и силы молекулярного притяжения между частицами грунта и водой. В целом, эти силы противостоят друг другу. Вода, обволакивающая частицы грунта, т.н. гигроскопическая вода, или влажность почвы, играет важную роль в поддержании жизнедеятельности растений. Вода, прокладывая себе путь вниз по порам между частицами почвы, в конце концов достигает наземных водотоков или уровня грунтовых вод. Если зеркало грунтовых вод располагается ниже русла потока, то на по-

верхность они могут быть выведены либо в результате откачивания насосами из скважин, либо через артезианские источники и родники, если создается достаточное гидростатическое давление.

Капиллярное поднятие воды. Если открытый конец трубки, заполненной сухим песком, погрузить в сосуд с водой, то вода в ней поднимется несколько выше уровня жидкости в сосуде. Если в трубку помещать разные грунты, высота, на которую поднимается вода, будет зависеть от их физических свойств (размерности частиц, пористости и пр.). Такой подъем уровня воды, противоположный направлению силы тяжести, является суммарным результатом действия трех сил: молекулярного притяжения между частицами грунта и водой, поверхностного натяжения воды и способности воды противостоять силам, стремящимся разъединить их. Таким образом, иссякшие запасы почвенной влаги компенсируются капиллярным поднятием воды из горизонтов, расположенных ниже корнеобитаемой зоны, которое зависит от размерности почвенно-грунтовых частиц и глубины залегания грунтовых вод.

Грунтовые воды. Их движение зависит от скорости фильтрации воды в рыхлых отложениях, сквозь которые они текут, и некоторых физических свойств этих отложений (в особенности гранулометрического состава, т.е. количественного соотношения частиц разного размера), перепада высот между вершиной и устьем водоносного горизонта и его протяженности. Эти взаимосвязи могут быть выражены простейшими математическими формулами.

Прикладное значение гидрологии. Гидрология как прикладная наука получила развитие в связи с насущными хозяйственными задачами. Она занимается рациональным использованием и охраной поверхностных и грунтовых вод, прогнозом паводков, оценкой водных ресурсов и другими проблемами.

3.9.1. Влияние основных факторов на режим вод суши

Режим вод суши формируется под влиянием сложного взаимодействия физико-географических факторов. Во многих случаях существенное воздействие на естественный режим оказывает хозяйственная деятельность человека.

Физико-географические факторы, определяющие режим вод суши, могут быть разделены на две основные группы:

1) метеорологические (главным образом осадки, солнечная радиация, температура воздуха и почвы, испарение с поверхности воды и почвы);

2) факторы подстилающей поверхности.

К последним относится геологическое строение водосбора, почвенный и растительный покров, расчлененность рельефа и, в частности, степень развития гидрографической сети и глубина ее эрозионного вреза, озера и болота, площадь и форма водосбора, длина и уклон реки.

Климатические условия являются решающими для формирования общей водности территории и, следовательно, расположенных в пределах ее водных объектов. Однако на распределение этой водности внутри года, на формирование наиболее высокого или, наоборот, наиболее низкого стока в ряде случаев важное и даже решающее влияние могут оказывать местные физико-географические особенности водосборов, например лесистость, заболоченность, рельеф, озерность водосборов, строение почво-грунтов и пр.

Влияние подстилающей поверхности может быть настолько существенным, что все присущие данным климатическим условиям особенности режима вод суши теряются полностью. Например, сильное развитие карста в бассейне реки может привести к тому, что высокое весеннее половодье, характерное для данной климатической зоны, не будет выражено на такой реке. Наоборот, резкое снижение водности, обычно наблюдающееся в летний период, для рек карстовых областей нехарактерно. Аналогичное влияние на режим рек оказывают и озера, расположенные в пределах водосборной площади реки.

Чем больше интервал времени и чем больше территория, тем в меньшей степени сказывается непосредственное влияние подстилающей поверхности на водность находящихся на этой территории водных объектов.

3.9.2. Атмосферные осадки в гидрологии

Атмосферные осадки, являясь основным источником пополнения запасов вод суши, при анализе режима этих вод чаще всего представляют особый интерес лишь с момента их выпадения на поверхность почвы или водоема.

Образование атмосферных осадков. Водяной пар, попадающий в атмосферу в результате испарения, может переходить в жидкое состояние, если упругость его достигнет максимального значения при данной температуре или превзойдет ее. Водяной пар оказывается в состоянии насыщения главным образом вследствие охлаждения воздуха. Наиболее резко процесс охлаждения воздуха происходит при его поднятии. Восходящие движения, вызывающие охлаждение воздуха и

конденсацию водяного пара, могут возникать в результате: 1) сильного прогрева земной поверхности, 2) восходящего скольжения теплого воздуха по массе холодного воздуха (при прохождении циклонов), 3) поднятия воздуха по неровностям земной поверхности (горы). Охлаждение воздуха от указанных причин вызывает образование осадков, которые выпадают в виде дождя, снега и града.

Различные причины, вызывающие охлаждение воздуха, определяют и различный характер выпадения осадков. Быстрое поднятие воздуха от сильно нагретой земной поверхности, а также в ряде случаев и подъем по неровностям земной поверхности обуславливают выпадение ливневых осадков, обладающих большой интенсивностью, сравнительно короткой продолжительностью и малой площадью распространения.

Наоборот, медленное восхождение теплого воздуха обуславливает обложные дожди сравнительно небольшой интенсивности, но часто весьма продолжительные и с большой площадью распространения.

Влияние рельефа. Распределение осадков по поверхности суши зависит как от расположения местности по отношению к океану, дающему основное количество влаги, так и от ее рельефа. В горной местности склоны, обращенные к влагоносным ветрам, получают большее количество осадков, чем противоположные. Влияние рельефа сказывается и в том, что с повышением местности над уровнем моря количество выпадающих осадков обычно увеличивается. Отмеченная закономерность особенно резко проявляется в горных районах. Однако и на равнинных территориях влияние рельефа также заметно. Даже небольшие возвышенности вызывают увеличение количества осадков по сравнению с окружающей местностью. Увеличение осадков с повышением местности объясняется тем, что возвышенности вызывают или усиливают восходящие токи воздуха. Поднимающийся по склону воздух охлаждается, что создает благоприятные условия для выпадения осадков. При этом зимой влияние рельефа оказывается более существенным, чем летом. Летом облака образуются на большей высоте, чем зимой, и поэтому небольшие возвышенности в этот период мало влияют на осадки.

Влияние леса и водной поверхности. Влияние леса на количество осадков сказывается в двух направлениях. Во-первых, поверхность леса создает повышенную по сравнению с рядом расположенными безлесными пространствами шероховатость. Это вызывает торможение движения нижних слоев влажного воздуха; вследствие уменьшения скорости массы воздуха как бы нагромождаются над лесом; при этом возникают восходящие токи воздуха, способствующие конденса-

ции и выпадению осадков. Во-вторых, растительный покров, в частности кроны деревьев, задерживает осадки, не допуская проникновения части их до поверхности земли.

3.9.3. Твердые осадки и накопление снежного покрова. Уравнение теплового баланса

Накопление снежного покрова. В климатических условиях РФ значение снежного покрова как фактора режима вод суши весьма велико. Снежный покров снижает степень промерзания грунтов и водоемов. В период весеннего таяния на поверхность суши поступают большие массы воды, что приводит к резкому увеличению водности рек и поверхностных водоемов, к усилению питания подземных вод. Поэтому изучение процесса формирования и таяния снежного покрова, продолжительности его залегания, запасов воды в снеге необходимо для понимания режима вод суши.

Наблюдения за снежным покровом показывают, что все его основные характеристики (продолжительность залегания, плотность, высота, запасы воды в снеге) подвержены весьма существенным колебаниям, как по территории, так и от года к году. Продолжительность залегания снежного покрова на территории РФ уменьшается с севера на юг. В то время как на побережье Северного Ледовитого океана она в среднем составляет 240–260 дней, на юго-восточном побережье Каспийского моря снег лежит в среднем всего 3–4 дня. Увеличение континентальности климата по мере продвижения с запада на восток обуславливает увеличение продолжительности залегания снежного покрова

Большое влияние на распределение снежного покрова оказывает растительный покров.

Значительное скопление снега наблюдается в местах распространения кустарниковой растительности, мелколесья и у опушек леса. По направлению от опушек вглубь леса обычно мощность снежного покрова уменьшается. Объясняется это тем, что в окраинные участки леса значительное количество снега сносится ветрами с безлесных участков. По этой же причине в лесах, разбросанных по бассейну в виде небольших массивов, запас воды в снежном покрове может быть значительно больше, чем на полях.

Таяние снежного покрова происходит не одновременно в различных частях речных водосборов, что приводит к образованию так называемого пестрого ландшафта. Очевидно, что при расчетах поступления воды в реки за счет снеготаяния с момента появления участков, осво-

бодившихся от снега, наличие пестрого ландшафта должно быть принято во внимание.

Наиболее часто задача расчета снеготаяния решается на основе использования уравнения теплового баланса:

$$S_{сн} = S_{ср} + S_{на} + S_{нв} - S_{ти} - S_{ив} - S_{иа},$$

где $S_{сн}$ – итоговый приход тепла к снегу в ккал/см²; $S_{ср}$ – суммарная радиация; $S_{иа}$, $S_{ив}$ – излучение атмосферы и воды; $S_{ти}$ – турбулентный теплообмен с атмосферой; $S_{на}$ – теплообмен с атмосферой при испарении и конденсации.

3.9.4. Жидкие осадки, стокообразующие дожди

Жидкие осадки в основном выпадают при сравнительно высоких температурах. Значительная часть их, впитываясь в верхние слои почвы, в последующем теряется на испарение. Поэтому их воздействие на режим вод существенно отличается от снежного покрова.

Дожди малой интенсивности, выпадая при высоких температурах и на сильно иссушенную почву, не образуют поверхностного стока. Дожди со слоем осадков, при котором возникает поверхностный сток, называются стокообразующими.

Количество осадков, идущих на первоначальное смачивание и заполнение пор и мелких неровностей почвы до начала поверхностного стока, называют слоем начальных потерь.

Конкретные дожди могут иметь различную интенсивность при данной продолжительности. Например, вполне возможны короткие дожди с малой интенсивностью.

Однако, имея в виду, что дожди малой интенсивности при небольшой продолжительности целиком поглощаются почвой и не дают поверхностного стока, часто из общей совокупности дождей выделяют те, которые при данной продолжительности характеризуются сравнительно высокой интенсивностью. Такие дожди относятся к категории ливней.

В качестве критерия для разделения дождей на ливневые и неливневые используются так называемые нормы Э.Ю. Берга. Указанное деление дождей на ливневые и неливневые является чисто условным и не имеет практического значения при решении гидрологических задач, в частности при расчетах максимального дождевого стока используют следующие способы: 1) средней арифметической; 2) квадратов; 3) медиан; 4) изогьет.

Способ средней арифметической является наиболее простым. В этом случае суммируются значения слоя осадков, зарегистрированные на всех метеорологических станциях, расположенных в пределах водосбора, и полученная сумма делится на число станций, использованных для расчета. Метод квадратов заключается в том, что площадь бассейна делится на сеть равновеликих квадратов. В квадратах, в пределах которых расположены метеостанции, вписывается измеренный на этих станциях слой осадков. Для всех пустых квадратов вписываются величины, полученные интерполяцией между показаниями ближайших станций. Способ медиан. Применяя этот способ, распределяют площадь бассейна для каждой станции таким образом, чтобы граница каждого участка находилась на половинном расстоянии от соседних станций. Оконтуренный таким образом участок водосбора, прилегающий к данной станции, своим размером по отношению к общей площади бассейна определяет тот вес, с которым должны быть приняты показания этой станции при вычислении средней высоты осадков по бассейну (поэтому рассматриваемый способ часто называется методом взвешивания). Способ изогьет применяется при наличии достаточно густой сети станций с целью более детального освещения закономерности распределения осадков по территории. При этом по показаниям дождемерных станций проводят линии равного количества осадков (изогьеты). Построив изогьеты, планиметрированием определяют площади между соседними изогьетами. Умножая площадь между изогьетами на полусумму значений изогьет, получают объем осадков, выпавших на эту площадь.

3.9.5. Тепловой режим рек, уравнение теплового баланса участка реки

Уравнение теплового баланса

$$S_{\text{сн}} + S_{\text{ср}} + S_{\text{иа}} - S_{\text{ив}} + \bullet S_{\text{та}} - S_{\text{ик}}$$

где $S_{\text{сн}}$ — итоговый приход тепла к снегу в кал/(см²мин); $S_{\text{ср}}$ — суммарная радиация; $S_{\text{иа}}$, $S_{\text{ив}}$ — излучение атмосферы и воды; $\bullet S_{\text{та}}$ — турбулентный теплообмен с атмосферой; $S_{\text{ик}}$ — теплообмен с атмосферой при испарении и конденсации.

Процессы и факторы, влияющие на температуру воды в реках. Нагревание и охлаждение воды в реках и озерах происходит под влиянием теплообмена, совершающегося между массой воды и окружающей ее средой, выражением чего является тепловой баланс участка

реки. Процесс обмена теплом водной массы с окружающей средой происходит по границе раздела воды с атмосферой и грунтами.

Перенос тепла от поверхности раздела в толщу водной массы осуществляется в результате турбулентного перемешивания.

Некоторую роль в распространении тепла вглубь, помимо перемешивания, особенно в озерах и застойных участках рек, играет непосредственное проникновение солнечной энергии в воду. Таким путем в зависимости от мутности и цвета воды на глубину 1 м проникает от 1 до 30%, а на глубину 5 м – от 0 до 5% падающей на поверхность воды лучистой энергии.

Процесс теплообмена существенно изменяется в течение суток и по времени года с изменением метеорологических условий и высоты солнца.

В соответствии с изменением теплового потока и ход температуры воды имеет периодический характер. Днем, весной и летом преобладает возрастание температуры, ночью, осенью и зимой – уменьшение.

Особенно существенные изменения в процесс теплообмена вносит появление ледяного и снежного покрова. С его возникновением теплообмен с атмосферой резко уменьшается: прекращается турбулентный теплообмен и влагообмен с атмосферой и проникновение в воду лучистой энергии. В это время непосредственный обмен теплом между водной массой и атмосферой осуществляется только путем теплопроводности сквозь лед и снег.

3.9.6. Распределение температуры по живому сечению реки, длине и по времени

Распределение температуры по живому сечению реки. Турбулентный характер течения в реках, обуславливающий непрерывное перемешивание водных масс, создает условия для выравнивания температуры по живому сечению реки. В летнее время днем вода на поверхности несколько теплее, чем у дна, ночью же температура у дна несколько выше.

При установлении ледяного покрова более низкие температуры (0°C) наблюдаются у поверхности воды. При образовании ледяного покрова и появлении на нем снега толщиной 10—20 см практически прекращается доступ к воде лучистой энергии и исключается встречное излучение воды. При отсутствии же лучистого теплообмена тепловой режим воды будет целиком определяться потоком тепла от дна и берегов реки, что" приводит к возникновению теплового потока,

направленного от придонных слоев воды к ее поверхности. Различия в температурах воды отдельных точек живого сечения обычно невелики: они находятся в пределах десятых и сотых долей градуса, редко достигая 2–3° С. В условиях сложного очертания русла при наличии заводей и зон с малыми скоростями течения распределение температуры по живому сечению и по глубине может быть более сложным. Но эти случаи являются исключениями из общей картины распределения температур по живому сечению.

Изменение температуры воды во времени. Изменение интенсивности теплового потока, поступающего в воду, и расходования полученно тепла в течение суток и года, вызывает соответствующие колебания температуры воды.

Суточный ход температуры воды наиболее четко выражен в теплую часть года. Основным фактором, определяющим амплитуду суточных колебаний температуры воды, является водность реки: чем больше водность реки, тем меньше суточная амплитуда. Кроме водности, амплитуда колебаний температуры воды зависит также от широты места. Меньшая амплитуда на северных реках является следствием того, что в этих районах в весенне-летний период ночь коротка и, следовательно, нет условий для большого ночного охлаждения. Суточные амплитуды колебания температуры воды в значительной степени зависят от условий погоды: при ясной погоде они больше, при пасмурной - меньше.

Годовой ход температуры воды характеризуется следующими особенностями. В течение зимних месяцев температура воды весьма мало отличается от 0° С и практически принимается равной 0° С.

Изменение температуры по длине реки. Температура воды рек, особенно имеющих достаточно большую длину, изменяется и вдоль по течению в соответствии с изменением прежде всего климатических условий и характера водного питания.

Изменение температуры воды равнинных рек, текущих в меридиональном направлении (с юга на север или с севера на юг), зависит от многих причин: времени года, источника питания, приточности, наличия в бассейне реки озер, а также от смены ландшафтных зон, через которые протекает река.

По мере удаления от истока вода в реке нагревается. Достигнув наиболее высокого для данной реки значения, далее на некотором участке вниз по течению температура воды существенно не меняется. Длина участка с относительно более высокими температурами зависит, в частности, от длины самой реки: чем меньше река, тем короче этот участок.

В период охлаждения происходит выравнивание температуры воды по длине реки, в некоторые моменты времени и в нижнем ее течении температуры могут быть выше, чем в верхнем. Это объясняется более высокой водностью реки в нижнем течении и, следовательно, большей тепловой инерцией.

Температура воды рек, текущих с севера на юг, обычно повышается до самого устья, но это повышение различно и зависит от ряда указанных выше причин.

3.9.7. Зимний режим рек. Фазы зимнего режима – замерзание, ледостав, вскрытие рек

Ледовый режим рек. При охлаждении воды до 0°C и продолжающейся после этого отдаче тепла с водой поверхности на реках возникают ледовые образования- реки вступают в фазу зимнего режима. За начало зимнего периода условно принимают установление отрицательных температур воздуха, сопровождающихся возникновением на реке ледовых образований. Концом зимнего периода считают момент очищения реки ото льда. Для многих рек отождествление конца зимнего периода с моментом очищения их ото льда зачастую может оказаться нецелесообразным, так как часто даже максимум весеннего половодья сопровождается ледоходом или значительная часть паводка проходит поверх льда. Поэтому правильнее с точки зрения выделения зимней фазы стока за момент окончания зимнего режима принимать момент начало первой интенсивной прибыли весенней воды.

Период жизни реки, связанные с ледовыми явлениями, может быть разделен на 3 характерные части: замерзание реки, включающее время осеннего ледохода, ледостав и вскрытие реки.

В зимний период реки бывшего СССР живут исключительно за счет питания грунтовыми водами. Только на юге и в период сравнительно кратковременных оттепелей в северных районах может наблюдаться более или менее значительный поверхностный сток. В огромном же большинстве случаев расходы рек в зимний период резко уменьшаются (на некоторых реках до полного прекращения стока) за счет промерзания грунтов и иссякания запасов грунтовых вод.

Ледостав. С увеличением числа льдин и их размеров скорость движения ледяных полей уменьшается и в местах сужения русла, на мелких участках, у островков и у искусственных сооружений происходят временные задержки, приводящие в условиях отрицательных температур воздуха к быстрому смерзанию ледяных полей и образованию сплошного ледяного покрова, или ледостава. Описанный процесс за-

мерзания рек является наиболее типичным, однако на малых реках и даже на отдельных участках больших рек с очень спокойным течением ледостав может установиться в течение короткого периода времени с низкими температурами без осеннего ледохода.

Вскрытие рек. С наступлением периода положительных температур начинается таяние льда и поступление воды в реки за счет поверхностного стока. Вследствие таяния снега появляется вода поверх льда сначала у берегов, затем снег на всем ледяном покрове пропитывается постепенно скапливающейся водой. Таяние льда наиболее интенсивно происходит вдоль берегов как за счет поступления талых вод с бассейна, так и в результате того, что почва нагревается быстрее. Вследствие подъема уровня воды лед несколько вспучивается. Вдоль берегов образуется понижение, по которому течет вода и размывает ледяной покров. Образующиеся при этом полосы воды, свободные ото льда, называются закраинами.

3.9.8. Испарение и его роль в балансе влаги. Испаряемость и суммарное испарение

Характеристика процесса испарения с водной поверхности. Процесс испарения состоит в том, что вода из жидкого или твердого состояния превращается в газ (пар). Молекулы воды, находясь в непрерывном движении, преодолевают силу взаимного молекулярного притяжения и вылетают в воздух, находящийся над поверхностью воды. Чем выше температура воды, тем больше скорость движения молекул и тем, следовательно, большее количество молекул воды отрывается от ее поверхности и переходит в атмосферу – испаряется. Поэтому интенсивность испарения зависит, прежде всего, от температуры испаряющей поверхности. Кроме того, часть молекул, оторвавшихся от поверхности воды и находящихся в воздухе, в процессе движения может снова попасть в воду.

Если количество молекул, переходящих из воздуха в жидкость, окажется больше, чем количество молекул, вылетающих из жидкости в воздух, происходит процесс, обратный испарению. Такой процесс называется конденсацией. Испарение зависит от разности между упругостью водяного пара, насыщающего пространство при температуре испаряющей поверхности, и упругостью водяного пара, фактически находящегося в воздухе. Интенсивность испарения возрастает, если в прилегающем к испаряющей поверхности слое воздуха существуют восходящие и нисходящие токи, называемые конвекционными. Они возникают в том случае, когда температура воздуха, непосредственно

прилегающего к испаряющей поверхности, выше, чем температура вышележащих слоев.

Над большими водными пространствами, где испарение происходит одновременно с большой площади, горизонтальное перемещение воздуха не может обеспечить сколько-нибудь значительный горизонтальный приток более сухих масс воздуха. Однако с увеличением горизонтальной скорости ветра увеличиваются и вертикальные составляющие, вызывающие вертикальное перемещение масс воздуха, проходящих над поверхностью водоема. Это вертикальное перемещение воздуха и является основным для процесса испарения над обширными водными пространствами (океаны, моря, крупные озера). Испарение с поверхности почвы и испарение растительным покровом протекает значительно сложнее. Испарение с поверхности почвы определяется не только разностью упругости водяного пара и коэффициентом обмена, но и количеством влаги, находящейся в почве, и особенностями строения почвы. Суммарное испарение с поверхности почвы и растительным покровом (транспирация). С участков суши, покрытых растительностью, суммарное испарение формируется из трех составляющих: испарение непосредственно с почвы, испарение растительностью в процессе ее жизнедеятельности (транспирация), испарение осадков, задержанных растительной массой.

Для определения испарения могут быть использованы следующие методы: а) испарителей, б) водного баланса, в) турбулентной диффузии, г) теплового баланса.

3.9.9. Подземные воды и гипотезы их происхождения

Характеристика залегания. Применительно к задачам анализа процесса формирования режима поверхностных вод можно различить: а) почвенные воды, б) почвенно-грунтовые, в) грунтовые (безнапорные, или с местным напором, подземные воды), г) артезианские воды.

Слой почво-грунта, содержащий воду, полностью заполняющую его поры, называется водоносным, а водонепроницаемый слой, подстилающий водоносный горизонт, — водоупором.

Толщина слоя грунта, заполненного водой, называется мощностью водоносного слоя.

Поверхность подземных вод, образующих общий уровень, называется зеркалом этих вод.

Почвенные воды представляют собой подземные воды, заключенные в почвенной толще гидравлически не связанные с нижележащими грунтовыми водами. Эти воды обычно находятся в гигроскопическом

состоянии, пленочном и парообразном, реже — гравитационном (в периоды полного насыщения почвы за счет просачивания поверхностных вод). Изучение их режима необходимо для оценки расхода воды на фильтрацию, хода процесса испарения с почвы, транспирации и решения других задач гидрологии суши.

Почвенно-грунтовые воды — подземные воды, водоупор которых залегает в грунтовой толще, а зеркало постоянно или периодически находится в почве. В этом случае в почвенной толще может возникать движение подземных вод в направлении уклона. Такое движение воды в почвенном слое иногда называют внутри-почвенным стоком.

Грунтовые воды. К этой разновидности подземных вод относятся все безнапорные (или с местным напором) подземные воды, расположенные ниже почвенной толщи, которые дренируются реками или вскрываются эрозионной сетью и понижениями рельефе.

Межпластовые безнапорные воды приурочены к проницаемым грунтам, перекрытым сверху водонепроницаемыми слоями. Межпластовые воды не будут напорными, если вода полностью не заполняет пустоты проницаемого слоя или поверхность водоносного слоя не соприкасается с водоупорной кровлей. В том случае, когда водоносный пласт, ограниченный сверху и снизу водоупорными слоями, оказывается полностью заполненным водой, грунтовые воды могут обладать напором.

Гипотезы происхождения подземных вод. Наиболее ранние гипотезы объясняли происхождение подземных вод процессом просачивания в землю атм. Осадков. Они подтверждены наблюдениями Мариотта. В 1877 г. Фольгер сделал попытку объяснить обр. подземных вод конденсацией водяных паров, проникающих в почву. Сторонники утверждали, что даже после обильных дождей грунт увлажняется лишь в самом верхнем, сравнительно тонком слое. Далее же, на большой глубине, он остается сухим, а водоносный слой располагается значительно ниже. След. Грунт, насыщенный водой, оказывается разобщенным с поверхностным, влажным и как будто бы не имеет связи с атм. Осадками.

3.9.10. Режим грунтовых вод.

Взаимодействие поверхностных и грунтовых вод

Влияние метеорологических факторов и строения зоны аэрации на режим грунтовых вод; Формирование речного стока в значительной мере связано с процессами накопления и передвижения грунтовых вод. Изменение во времени запасов грунтовых вод, заключенных в водо-

носных горизонтах, зависит главным образом от метеорологических факторов. Степень влияния метеорологических факторов на режим грунтовых вод зависит от условий их залегания. Если между водоносным слоем и поверхностью земли нет изолирующего водоупорного слоя, то на этом участке возможен непосредственный водообмен между водоносным слоем и атмосферой (просачивание осадков, испарение). Положение мало изменяется, если имеющиеся над водоносным слоем водоупорные породы залегают линзообразно. На небольших линзах водоупорных пород задерживаются капельно-жидкие воды, и здесь образуется местная верховодка. Воды, залегающие на линзах, подвержены особо резким колебаниям, вплоть до полного высыхания. Грунтовые воды, расположенные под линзами верховодки, несколько защищены от непосредственного влияния метеорологических факторов на их уровень.

Воздействие атмосферных осадков на грунтовые воды зависит от глубины их залегания, характера и интенсивности осадков, а также от строения грунтов.

При незначительных дождях вода не проникает глубоко в почву, поэтому после окончания дождя она испаряется. При сильных, но кратковременных дождях и ливнях вода не успевает глубоко просочиться, особенно при наличии большого поверхностного уклона, обеспечивающего быстрый сток воды по поверхности. Наиболее благоприятные условия для инфильтрации создаются при мелких, длительных, затяжных дождях.

Запасы снега, скапливающиеся в течение зимы, во время весеннего таяния являются главным источником питания грунтовых вод. На ход просачивания в весенний период оказывает влияние соотношение сроков таяния снега и периода оттаивания почвы.

В степных областях, где высота снежного покрова бывает большой, а таяние происходит иногда очень быстро, образующиеся от таяния снега воды часто успевают увлажнить лишь верхний слой. На режим грунтовых вод, помимо количества и интенсивности поступления воды на поверхность земли, существенное влияние оказывает строение зоны, аэрации, т. е. толщи почво-грунтов от поверхности земли до уровня грунтовых вод.

Изменение уровня грунтовых вод и стока их в речную сеть

Годовой ход и многолетние колебания осадков вызывают соответствующие изменения уровней грунтовых вод. Обусловленные этим колебания уровней грунтовых вод могут быть сезонные, годовые и эпизодические.

У колебаний сезонного типа, имеющих наиболее закономерный периодический характер и связанные с распространением осадков и испарения в годовом цикле, наиболее значительная амплитуда.

3.9.11. Виды подземных вод. Виды воды в почво-грунтах

Виды воды в почво-грунтах. Вода в почво-грунтах может находиться в следующих состояниях: парообразном, гигроскопическом, пленочном, капиллярном, капельно-струйчатом и, наконец, в твердом,

Парообразная вода содержится в воздухе, заполняющем поры и промежутки между частицами грунта. Упругость водяного пара зависит от влажности и температуры почвы. В ночные часы упругость водяного пара в атмосфере часто бывает больше, чем в воздухе, заполняющем поры грунта! Вследствие этого происходит перемещение парообразной воды из атмосферы в подземный воздух, где с понижением температуры происходит конденсация водяного пара и переход в капельно-жидкую воду. Наоборот, если температура грунта повышается, часть жидкой воды, находящейся в нем, перейдет в парообразное состояние.

Гигроскопическая вода представляет собой прочно связанную воду удерживаемую адсорбционными силами на, поверхности частиц почво-грунта в виде отдельных, как бы изолированных молекул или образующих пленку воды толщиной одну-две молекулы. Обладает высокой плотностью.

Пленочная вода относится к категории рыхло связанной движение которой происходит под действием силы тяжести и сил молекулярного притяжения при малых запасах влаги могут проявляться сорбционные силы. Ее можно представить себе как водную оболочку, состоящую из нескольких слоев молекул, удерживающихся один над другим. Между частицами грунта, окруженными слоем пленочной воды, находится воздух, и грунт производит на глаз впечатление сухого.

Капиллярная, вода относится, к категории свободной влаги Пленочная вода распределяется лишь на поверхности частиц. Промежутки же между частицами, как указано выше, остаются при этом не заполненными водой. В силу этого пленочная вода не способна передавать гидростатическое давление. Если же капиллярные промежутки, имеющиеся в грунтах, заполнены водой, то такую воду принято называть капиллярной. Заполняя полностью сечение капилляров, капиллярная вода может передавать гидростатическое давление.

Свободная гравитационная вода заполняет промежутки в грунтах при влажности в интервале между полной и наименьшей влагемкостями; она не может удерживаться силами притяжения к стенкам ка-

налов, а под влиянием силы тяжести, свободно стекает по направлению уклона. Движение ее осуществляется в капельно-струйчатом виде.

Физические и водные свойства почво-грунтов. Почвенные константы. Отношение почво-грунтов к воде зависит от их строения и состава. Основными характеристиками почво-грунтов с точки зрения их водных свойств: скважность, высота капиллярного поднятия, удельный и объемный вес, водопроницаемость, влагоемкость, водоотдача, дефицит влаги, недостаток насыщения.

Капиллярное поднятие. Почво-грунты обладают порами, представляющими собой тонкие каналцы, имеющие свойства капилляров. По сети капиллярных каналов происходит поднятие воды выше уровня грунтовых вод.

3.9.12. Инфильтрация воды в почву

Впитывание, фильтрация, свободное просачивание. Просачивание— это проникновение воды в толщу почво-грунтов и движение ее к уровню подземных вод.

Просачивание воды в почву является одним из важнейших факторов формирования режима вод суши. Оно в значительной степени определяет обводнение почвы, интенсивность поверхностного стока и увеличение запасов грунтовых вод.

Просачивание воды в почво-грунты может осуществляться как в форме капельно-струйчатого (турбулентного) движения воды по трещинам, ходам и порам больших размеров, так и в виде капиллярного (ламинарного) движения по каналам и порам небольшого сечения, когда проявляется действие капиллярных сил.

При этом начата стадия просачивания, когда силы трения и силы сопротивления почвенного воздуха, вытесняемого из пор при просачивании, малы, а преобладают капиллярные силы, называется впитыванием (поглощением, инфильтрацией).

По мере увеличения толщины слоя почво-грунта, в котором поры заполнены водой, действие капиллярных сил затухает, и дальнейшее продвижение воды происходит под преобладающим действием силы тяжести со скоростью, соответствующей коэффициенту фильтрации данного почво-грунта. Эту стадию явления просачивания называют фильтрацией.

Механизм проникновения воды в почву. Просачивание воды в почву совершается под действием следующих сил

- 1) силы тяжести просачивающегося столба воды

2) всасывающей силы капиллярных менисков, измеряемой высотой капиллярного всасывания воды данной почвой;

3) давления поверхностного слоя воды;

Понятие о кривых инфильтрации. Учет поглощающей способности почвы в зависимости от изменения интенсивности впитывания во времени может быть осуществлен с помощью, так называемых кривых инфильтрации (называемых иногда кривыми просачивания, или кривыми поглощения, или впитывания).

3.9.13. Понятие о многолетней мерзлоте, ее распространение

Помимо сезонного промерзания, зависящего от географического положения и местных особенностей района, имеется обширная зона, в пределах которой на некоторой глубине грунт постоянно сохраняется в мерзлом состоянии. Мощность сезонной мерзлоты в пределах СНГ изменяется от нескольких сантиметров до 1—2 м. В средних широтах глубина сезонного промерзания составляет 0,6—0,8 м.

Над толщей постоянного мерзлого грунта находится слой, который ежегодно летом оттаивает, а зимой замерзает. Этот слой называется деятельным, или активным.

Толща вечной мерзлоты и слой сезонного промерзания могут непосредственно переходить один в другой или же между ними бывает талая прослойка.

Если слой постоянной мерзлоты находится на такой глубине, что сезонное промерзание ежегодно достигает его верхней поверхности, то в этом случае вечная мерзлота называется сливающейся; когда указанного соединения сезонного промерзания и вечной мерзлоты не наблюдается, мерзлота называется несливающейся.

Область сплошного распространения вечной мерзлоты по мере продвижения к более южным и менее континентальным зонам сменяется областью вечной мерзлоты с включениями участков талого грунта. Эти участки, называемые таликами, обычно располагаются под озерами и реками, а также в местах, благоприятных для образования мощных скоплений снега.

В зависимости от соотношения площадей вечной мерзлоты и площадей таликов различают:

1. Районы сплошного распространения вечной мерзлоты, т. е. районы, в пределах которых вечная мерзлота, как правило, наблюдается повсеместно, независимо от различий в местных особенностях отдельных участков.

2. Районы почти сплошного распространения вечной мерзлоты, нарушаемой более или менее значительными вкраплениями таликов.

3. Распространение вечной мерзлоты в форме отдельных островов среди обширных таликовых пространств.

4. Распространение вечной мерзлоты только в буграх торфяников.

Воды в районах многолетней мерзлоты. В соответствии с характером вертикального строения воды этой зоны могут быть разделены на четыре категории:

1) воды поверхностные (реки, озера);

2) надмерзлотные воды, залегающие над толщей вечной мерзлоты, на ее верхней поверхности;

3) межмерзлотные воды, находящиеся в пределах вечной мерзлоты. Наиболее часто они находятся в твердом состоянии;

4) подмерзлотные воды, залегающие ниже толщи вечной мерзлоты. Для верхней части этих вод вечная мерзлота является кровлей.

Режим поверхностных вод в районе распространения вечной мерзлоты обладает рядом существенных особенностей.

Реки, протекающие в этих районах, отличаются весьма малым стоком в зимний период. Если реки, протекающие в районах, не охваченных вечной мерзлотой, за период декабрь—февраль проносят 6—10% годового объема стока, то в районах вечной мерзлоты на таких же реках протекает 1—2% и менее годового стока.

3.9.14. Режим речного стока

Общие понятия о водном питании рек. Вода, проносимая реками, поступает в них в результате выпадения атмосферных осадков на земную поверхность в процессе круговорота воды на земном шаре. Однако в зависимости от конкретных условий поступления атмосферной влаги непосредственно в реки воды, принимающие участие в питании рек, обычно делят на снеговые, дождевые, подземные и ледниковые (включая вечные снега).

В отдельных случаях бывает весьма трудно выделить достаточно четко роль различных источников питания в формировании суммарного стока реки; в этом случае применяют термин «смешанное питание».

На территории РФ основная масса рек (около 60%) получает водное питание за счет таяния сезонных снегов. В южных степных районах Европейской территории бывшего СССР, в Северном Казахстане и некоторых других областях, где грунтовые воды залегают глубоко и не дренируются реками, а летние дожди не дают поверхностного стока,

реки целиком питаются водами, образующимися весной от таяния снега.

Фазы водного режима. В режиме стока рек можно выделить ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания. Применительно к режиму рек различают следующие фазы водного режима: 1) половодье, 2) паводки, 3) межень. Половодье в зависимости от условий его формирования может быть весенним и летним или весенне-летним.

Половодье характеризуется наибольшей в году (среди других фаз режима) водностью, высоким и длительным подъемом уровня, обычно сопровождаемым выходом воды из русла на пойму. Вызывается главным источником питания (на равнинных реках — снеготаянием, на высокогорных — таянием снегов и ледников, в муссонных и тропических зонах — выпадением летних дождей и т. д.), и для рек одной климатической зоны ежегодно повторяется в один и тот же сезон с различной интенсивностью и продолжительностью. Паводки представляют собой быстрые и сравнительно кратковременные подъемы уровня воды в реке; в отличие от половодья, возникают нерегулярно; поднятие уровня и расход воды при паводке может в отдельных случаях превышать уровень и наибольший расход половодья. Возникают паводки в результате выпадения дождей, ливней и снеготаяния во время зимних оттепелей. К категории паводков обычно относят ежегодное повышение водности в осенний период в результате дождей и уменьшения испарения. Эти осенние паводки хотя и повторяются ежегодно, но часто не образуют общей волны и не являются столь значительными и регулярными, как половодье. Межень — фаза водного режима реки, характеризующаяся продолжительным (сезонным) стоянием низких (меженных) уровней и расходов воды в реке вследствие сильного уменьшения или прекращения поверхностного стока; в этот период река питается преимущественно подземными водами.

3.9.15. Классификация Зайкова

Все реки бывшего СССР, исключая искусственно или природно сильно зарегулированные, Зайков разделил на следующие три основные группы:

- 1) реки с весенним половодьем;
- 2) реки с половодьем в теплую часть года;
- 3) реки с паводочным режимом.

Реки первых двух групп характеризуются периодически повторяющимися из года в год большими расходами воды, приуроченными к

весне или теплой части года. В остальные времена года наблюдается несколько повышенный или низкий сток (межень) или, наконец, паводки, большей частью случайные.

Реки третьей группы отличаются резкими и обычно кратковременными паводками, носящими систематический характер и возможными в любое время года или наиболее часто повторяющимися в те или иные сезоны; в межпаводковые периоды на этих реках устанавливается низкий сток.

Реки с весенним половодьем наиболее распространены на территории СССР. В течение весеннего половодья в реке в зависимости от ее величины и района расположения проходит от 50 до 100% всего годового стока. В зависимости от характера половодья и режима расходов в остальную часть года реки этой группы разделены на пять следующих типов: 1) казахстанский, 2) восточноевропейский, 3) западносибирский, 4) восточносибирский и 5) алтайский.

1. Казахстанский тип характеризуется исключительно резкой и высокой волной половодья и низким, до полного пересыхания рек, стоком в остальное время года. Максимальный расход половодья в среднем в несколько десятков раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен по северной окраине Арало-Каспийской низменности, в Центральном и Западном Казахстане и в Южном Заволжье.

2. Восточноевропейский тип характеризуется высоким половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным стоком осенью. Максимальный расход половодья в среднем в 10—20 раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен на большей части Восточно-Европейской равнины. Пересыхание рек летом и перемерзание зимой имеет место только на очень малых реках, с площадями бассейнов до 200—300 км².

3. Западносибирский тип имеет невысокое, растянутое и сглаженное половодье, повышенный летне-осенний сток и низкую зимнюю межень. Максимальный расход половодья превышает средний годовой расход в среднем в 10 раз. Этот тип приурочен к Западно-Сибирской низменности, простирающейся между Уралом и Енисеем, к северу от 54—55° с. ш.

4. Восточносибирский тип характеризуется высоким весенним половодьем, систематическими летне-осенними паводками и очень низким стоком зимой. Дождевые паводки на большинстве рек высоки, и в отдельные годы их максимальные расходы могут превышать максимальные расходы весеннего половодья. Максимальный расход половодья превышает средний годовой расход в среднем в 25 раз.

5. Алтайский тип отличается невысоким растянутым, имеющим гребенчатый вид половодьем, повышенным летним стоком и низким стоком зимой. Максимальный расход половодья в среднем до 10 раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен на Алтае, -в зонах сезонных снегов горных областей Средней Азии и Кавказа и на о. Сахалин.

6. Дальневосточный тип характеризуется невысоким, сильно растянутым, имеющим гребенчатый вид половодьем и низким, вплоть до полного истощения запасов грунтовых вод и промерзания рек, стоком в холодную часть года. Максимальный расход половодья в среднем до 10—15 раз.

7. Тянь-шаньский тип по внешнему виду гидрографа стока сходен с дальневосточным, однако основная волна половодья характеризуется меньшей амплитудой и формируется не дождевыми, а тальными водами, образующимися от таяния высокогорных снегов и ледников. Этот тип распространен в горах Средней Азии, Большого Кавказа и п-ова Камчатка.

8. Причерноморский тип имеет паводочный режим в течение всего года. Он распространен на малых реках черноморского склона Главного Кавказского хребта, а также в области карпатских притоков р. Днестра.

9. Крымский тип характеризуется паводочным режимом, но, в отличие от причерноморского, имеет ясно выраженный летний (июнь—август) или летне-осенний (май—октябрь) период, в течение которого паводки встречаются редко, и устанавливается межень, а некоторые реки в это время года даже пересыхают. Этот тип распространен в горах Крыма, в Ленкорани, на западной оконечности северного склона Большого Кавказа и на западном склоне Жмудских высот в Прибалтике.

10. Северокавказский тип характеризуется паводочным режимом в теплую и устойчивой меженью в холодную часть года. Он распространен в предгорьях восточной половины северного склона Главного Кавказского хребта.

3.9.16. Уровень воды в реках

Результаты наблюдений за уровнями позволяют установить зоны и продолжительность затопления отдельных участков речной долины, скорость продвижения паводочной волны вдоль по реке (в том случае, если «на реке имеется не менее двух водомерных постов») и сделать

выводы об общем характере изменения водности реки в течение года в многолетнем периоде, о наиболее высоких половодьях и т. д.

Среди этих так называемых характерных уровней наибольший практический интерес представляют уровни: 1) наивысший годовой, 2) весеннего ледохода, 3) осеннего ледохода, 4) летних и осенних паводков, 5) наинизший летний и зимний.

Типы уровенного режима

- 1) колебания уровней, связанные с изменением водности потока;
- 2) колебания уровней, возникающие вследствие изменения сопротивлений в русле;
- 3) сгонно-нагонные и приливо-отливные колебания уровней;
- 4) колебания уровней, возникающие под влиянием естественных и искусственных подпоров.

Изменение водности потока прежде всего определяет сезонный характер колебания уровней. Основные черты внутригодовых колебаний уровней под влиянием изменения водности соответствуют типам водного режима.

Указанные общие закономерности годового хода водности применительно к оценке уровенного режима должны быть дополнены учетом особенностей в ходе уровней рек различных размеров и рек, сток которых зарегулирован озерами и болотами.

3.9.17. Солевой сток рек

В природных условиях вода не является химически чистой, а всегда содержит какое-то количество растворенных веществ, с которыми она соприкасается в процессе круговорота. Известно, «точечные воды, как правило, имеют сравнительно малую минерализацию. Это является следствием следующих обстоятельств: 1) вода, поступающая в реки с водосборной площади, соприкасается с хорошо промытыми почвогрунтами;

- 2) в реках происходит сравнительно быстрая смена воды.

Химический состав речных вод качественно более или менее однообразен и представлен главным образом следующими ионами: HCO_3^- (гидрокарбонатный ион), SO_4^{2-} (сульфатный ион), Cl^- (хлоридный ион), CO_3^{2-} (карбонатный ион), Ca^{2+} (ион кальция), Mg^{2+} (ион магния), Na^+ (ион натрия), K^+ (ион калия).

В гидрохимическом режиме вод суши наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в том, что в направлении от зоны тундры к зоне пустынь наблюдается: 1) увеличение степени минерализации речных вод, 2) изменение класса вод от гидрокарбонатного к

сульфатному и далее к хлоридному. В направлении с севера на юг увеличивается жесткость вод и уменьшается содержание органических веществ в воде.

По степени минерализации воды О.А. Алекин выделяет четыре группы рек: 1) малой минерализации (до 200 мг/л), 2) средней минерализации (200—500 мг/л), 3) повышенной минерализации (500-1000мг/л), 4) сильной минерализации (более 1000 мг/л).

3.9.18. Факторы, влияющие на формирование речных наносов

Вода, стекающая по земной поверхности, под действием силы тяжести непрерывно производит работу. Количество этой работы зависит от массы стекающей воды и падения в пределах рассматриваемого участка.

Большая часть энергии потока расходуется на преодоление внутреннего сопротивления движению воды, возникающего вследствие трения частиц жидкости между собой. Остальная, меньшая часть энергии потока, представляющая в данном случае больший интерес, тратится на размыв твердых пород и перемещение продуктов размыва с более повышенных мест бассейна в более пониженные.

Таким образом, этой энергией и обуславливаются все процессы денудации, а именно:

- 1) смыв частиц грунта с поверхности, или эрозия;
- 2) перенос частиц вниз по течению;
- 3) отложение, или аккумуляция, частиц.

Перенос продуктов размыва в зависимости от их веса и скорости течения реки осуществляется в виде: 1) взвешенных наносов, 2) влекомых по дну, или донных наносов.

Помимо взвешенных и донных наносов, поток осуществляет перенос веществ в растворенном виде. Иногда объем переносимых рекой взвешенных и донных наносов, а также сток растворенных веществ называют твердым стоком реки.

Суммарное количество проносимых рекой наносов за какой-то период времени (месяц, год и т. д.) называется стоком наносов и измеряется обычно в тоннах.

В формировании стока наносов существенное значение имеет не только энергия реки, но и физико-географические условия, в которых река протекает.

Понятие о механизме взвешивания речных наносов. Наличие в воде во взвешенном состоянии частиц, обладающих значительно большим удельным весом, чем вода, может быть объяснено только

существованием сил, которые могут оторвать частицы грунта от дна и берегов русла, поднять в толщу воды и задержать на длительное время их выпадение.

Основным фактором, определяющим возможность отрыва частиц грунта от дна, является подъемная сила, действующая на неподвижно лежащую частицу и возникающая вследствие несимметричного обтекания потоком лежащей на дне частицы грунта.

Следовательно, содержание в потоке взвешенных наносов создается в результате более или менее длительного, но всегда временного пребывания в нем отдельных частиц грунта.

3.9.19. Деформации речного русла. Закономерности Фарга

Взаимодействие потока и русла как основа руслового процесса. Русловой процесс представляет собой изменение во времени форм русла и русловых образований (скоплений наносов) под воздействием потока, а также климатических и отчасти тектонических факторов.

Русловой процесс тесно связан с условиями рельефа, строения почво-грунтов, а также с характером и степенью развития растительности на территории, по которой протекает поток.

Наиболее общей закономерностью руслового процесса, проявляющейся в различных физико-географических условиях, является взаимодействие между потоком и руслом.

Развитие руслового процесса как процесса формирования русла в данных конкретных физико-географических условиях определяется взаимодействием двух сред: жидкой (русловой поток) и твердой (грунты ложа реки и переносимые потоком, наносы). Твердые поверхности, ограничивающие поток, направляют движение частиц жидкости. Следовательно, русло управляет потоком. В свою очередь твердые частицы, образующие русло, под воздействием на них движущихся частиц жидкости сами приходят в движение.

Структура руслового потока применительно к оценке русловых деформаций в своих основных чертах может быть охарактеризована следующими основными видами течений:

- 1) продольное (общее) течение, обуславливающее продольное перемещение масс жидкости;
- 2) поперечное (циркуляционное, винтовое) течение, обуславливающее поперечное перемещение масс жидкости;
- 3) турбулентное перемешивание — беспорядочный обмен масс жидкости в толще потока.

Фарг расширил эти представления и свои выводы сформулировал в следующей форме:

1. Линия наибольших глубин вдоль по течению реки стремится прижаться к вогнутому берегу; песок и ил откладываются в форме пляжей или широких отмелей на противоположном выпуклом берегу.

2. Самая глубокая часть плеса и самая мелкая часть переката сдвинуты по отношению к точкам наибольшей и наименьшей кривизны вниз по течению приблизительно на $1/4$ длины плес+перекат.

3. Плавному изменению кривизны соответствует плавное же изменение глубин; всякое резкое изменение кривизны сопровождается резким изменением глубин.

4. Чем кривизна больше, тем больше и глубина плеса.

5. С увеличением длины кривой при данной ее кривизне глубина сначала возрастает, а потом убывает. Для каждого участка реки существует некоторое среднее, наиболее благоприятствующее глубинам значение длины кривой.

3.9.20. Сели, условия их возникновения

Понятие о селевых паводках. Условия, благоприятствующие возникновению селей. Своеобразным проявлением режима многих горных потоков являются так называемые селевые паводки. Селевые паводки отличаются от обычных интенсивных паводков весьма большим содержанием наносов различной крупности — от мельчайших песчинок до крупных камней и каменных глыб. Наносов в селевых паводках содержится больше $200\text{—}300\text{ кг/м}^3$. Поток с содержанием наносов больше $1000\text{—}1200\text{ кг/м}^3$ относится к оплывинам, так как при этом насыщении достигается почти верхний предел текучести. При попадании оплывин в русло реки, если при этом образуется завал в русле, может образоваться паводок, весьма сильно насыщенный наносами, и, следовательно, в этом случае селевой паводок окажется вызванным оплывиной или завалом в русле.

Таким образом, оплывина при известных условиях может трансформироваться в селевой паводок. Возникновению селей благоприятствует:

- 1) наличие на водосборе больших масс твердого материала, являющегося продуктом разрушения горных пород;
- 2) крутые склоны долины и большие уклоны потока;
- 3) относительно небольшое количество атмосферных осадков при благоприятных условиях для интенсивных ливней или интенсивного снеготаяния.

Сочетание этих условий обеспечивает накопление в пределах водосбора, на склонах долины и в русле больших масс твердого материала и создает благоприятную обстановку для транспортировки продуктов разрушения горных пород водным потоком. Сравнительная сухость района благоприятствует формированию селевых паводков, и, наоборот, обилие осадков способствует развитию на водосборе и склонах долины растительности, которая предохраняет почву от разрушения и затрудняет процесс смыва твердого материала с водосбора.

Длительность селевых паводков, как и обычных паводков, заключается в пределах от нескольких минут до нескольких часов в зависимости от продолжительности ливня, длины потока и скорости течения воды по склонам и руслу.

Типы селей и их основные характеристики. В зависимости от состава селевой массы, переносимой потоком, различают сели: 1) грязевые, 2) грязе-каменные, 3) водо-каменные.

3.9.21. Мутность воды и ее режим. Распределение взвешенных наносов

Мутность поступающей в русло воды тем больше, чем интенсивнее поверхностный сток и чем энергичнее происходит смыв грунта с поверхности водосбора. Таким образом, на протяжении половодья или паводка мутность воды сначала возрастает, затем уменьшается. На малых водосборах момент наступления максимума расхода соответствует времени наиболее интенсивного поступления воды в реку, т. е. наиболее интенсивному смыву грунта с водосбора, что обуславливает совпадение максимума расхода наносов с пиком половодья. На малых реках наблюдается отставание пика мутности от пика весеннего половодья; это, по-видимому, объясняется тем, что в первой половине половодья сток талой воды происходит при замерзшей поверхности земли, трудно поддающейся размыву. При более детальном рассмотрении режима наносов следует иметь в виду, что процесс поступления наносов в реки и их транспортирования потоком существенно зависит от крупности наносов. На малых реках максимум содержания мелких (d менее 0,05 мм) и крупных (d более 0,05 мм) наносов наблюдается одновременно, на больших — разновременно.

На больших реках в формировании пика половодья принимает участие вода, поступившая в русло с различных участков водосбора, т. е. стекавшая по его поверхности в различные моменты времени, соответствующие различной интенсивности поверхностного стока; следо-

вательно, в момент пика половодья должна наблюдаться не максимальная мутность, а меньшая величина.

Распределение взвешенных наносов по живому сечению и длине реки. По живому сечению реки наносы распределены неравномерно. Обычно наблюдается увеличение мутности ко дну. Особенно неравномерное распределение наносов наблюдается на участках, подверженных интенсивному размыву. На этих участках наносы часто распределяются в виде более или менее резко выраженных пространственных скоплений (жил).

По ширине реки мутность несколько возрастает к середине потока.



Вопросы для самоподготовки

1. Что изучает метеорология?
2. Расскажите основные этапы развития метеорологии.
3. Какие газы входят в состав атмосферы?
4. Из каких слоев состоит атмосфера Земли?
5. Какие процессы характерны для тропосферы?
6. Каков градиент температуры в самом нижнем слое атмосферы?
7. Почему углекислый газ играет большую роль в формировании климата на планете?
8. Как изменяются температура и давление в разных слоях атмосферы?
9. В чем особенности ионосферы?
10. Почему стратосфера имеет большое значение для живых организмов на нашей планете?
11. Перечислите и расскажите подробнее о переходных слоях атмосферы.
12. В каком слое атмосферы формируется погода?
13. Как изменяется плотность атмосферы от нижних до верхних слоев?
14. На какой высоте находится озоновый слой Земли?
15. За счет каких сил происходит движение воздушных масс?
16. Объясните сущность зональных переносов при общей циркуляции атмосферы? В чем их отличия в Северном и Южном полушарии?
17. Как формируются циклоны и антициклоны?
18. Какие пояса давлений существуют на Земле?
19. Какие бывают типы ветров?
20. На чем основывается шкала Бофорта?
21. Какие основные характеристики имеет ветер?

22. Почему были введены дополнительные баллы в современной шкале Бофорта?
23. Какие типы роз ветров существуют? Объясните принципы их построения.
24. В чем отличия строения атмосферы в полярных и экваториальных зонах?
25. Объясните сущность процессов испарения и сублимации.
26. В каких фазовых состояниях бывает вода в атмосфере? Приведите примеры.
27. Дайте определение тумана. Как классифицируются туманы?
28. Почему туманы можно отнести к неблагоприятным, с точки зрения экологических аспектов, метеорологическим явлениям?
29. Объясните процессы формирования облаков?
30. Приведите международную классификацию облаков.
31. Почему образование и появление облаков вертикального развития, как правило, приводит к шквалистому ветру?
32. Что такое «облачный потолок»? Для чего он используется?
33. Приведите классификацию осадков.
34. Что является целью метеорологических наблюдений?
35. Приведите классификацию прогнозов погоды.
36. Основные параметры, отображаемые на метеокартах.
37. Как изображаются основные метеорологические характеристики и явления на метеорологических картах?
38. Какие существуют шкалы для измерения температуры?
39. Опишите принцип определения температуры минимальным термометром.
40. Опишите принцип определения температуры максимальным термометром.
41. Какие приборы используются для дистанционного измерения температуры?
42. Какие существуют основные типы приборов для измерения температуры?
43. В каких величинах измеряют давление? Какая из них используется для метеокарт?
44. Опишите принцип определения давления барометром-анероидом.
45. В каких случаях используются альтиметры?
46. Какие приборы используются для дистанционного измерения давления?
47. Какие приборы используются для измерения осадков?
48. Какие виды излучений включает в себя солнечная радиация?
49. Какая величина называется солнечной постоянной?

50. Перечислите три основных фактора на которые влияет угол наклона Земной оси?
51. Что такое альбедо?
52. Каковы значения альбедо для различных регионов Земли?
53. Как альбедо изменяется в течение года?
54. Почему облака и пыль играют важную роль в тепловом балансе в нижнем слое атмосферы?
55. Объясните явление конвекции и адвекции.
56. Какое влияние на альбедо оказывает подстилающая поверхность?
57. Каков средний градиент температуры в тропосфере?
58. Как происходят процессы нагревания суши и океана? В чем отличия?
59. Объясните важность летнего и зимнего солнцестояния для формирования погоды.
60. Какие две точки на траектории орбиты Земли (помимо точек солнцестояния) играют важную роль в годовом цикле погоды?
61. Объясните сущность взаимодействия солнечной радиации с поверхностью Земли.
62. Как формируются основные воздушные массы?
63. Охарактеризуйте основные воздушные массы.
64. Что подразумевается под циклогенезом?
65. Что называется атмосферным фронтом?
66. Какие типы атмосферных фронтов существуют?
67. Как формируется холодный фронт?
68. Как формируется теплый фронт?
69. Что называется окклюзией?
70. При каких условиях формируется фронт окклюзии?
71. Какие облачные системы появляются при движении теплого и холодного фронтов?
72. При каких условиях появляются волновые циклоны?
73. Каков характер ветра при движении теплого фронта?
74. Каков характер ветра при движении холодного фронта?
75. Каков характер ветра при движении фронта окклюзии?
76. Каково влияние магнитного поля Земли на появление электрических атмосферных явлений?
77. Какие существуют электрические атмосферные явления?
78. Какие процессы происходят при грозовых явлениях?
79. Как можно объяснить различные цвета «северного сияния»?
80. Какие бывают типы молний?
81. Какие существуют оптические атмосферные явления?

82. Объясните, почему при чистом воздухе небо имеет ярко-голубой цвет?
83. Что такое сумерки?
84. Объясните сущность явления – «мираж».
85. Каким образом появляется радуга?
86. С помощью каких приспособлений исследуются верхние слои атмосферы?
87. Для чего необходимы радиолокаторы и спутниковые наблюдения?
88. Как осуществляется контроль за состоянием атмосферного воздуха в городах или промышленных зонах?
89. Какие существуют типы постов наблюдений?
90. Какими метеорологическими приборами должен быть укомплектован пункт наблюдения за состоянием атмосферного воздуха?
91. С какой частотой должны проводиться отборы проб воздуха?
92. Почему, по вашему мнению, автоматические станции являются более перспективными в системе экологического мониторинга?

Основные термины и определения

Агрометеорология – наука, изучающая метеорологические, климатические и гидрологические условия, имеющие значение для сельского хозяйства.

Аномалия – отклонение метеорологических и океанологических характеристик от их средних значений во времени или пространстве.

Ассимилирующая способность водного объекта – способность водного объекта принимать определенную массу веществ в единицу времени без нарушения норм качества воды в контролируемом створе или пункте водопользования.

Аэрология – раздел метеорологии, изучающий физические процессы и явления в свободной атмосфере (выше приземного слоя) и методы их исследования.

Биометеорология – научная дисциплина, изучающая влияние физических и химических процессов, происходящих в атмосфере, воздействие климата и погоды на человека, животных и растения.

Болото – участок земной поверхности, постоянно или большую часть года насыщенный водой и покрытый специфической болотной растительностью. Соответствующая экосистема характеризуется накоплением в верхних горизонтах субстрата мертвых неразложившихся растительных остатков, во временах превращающихся в торф. Различают верховые, низинные и переходные болота. По преобладающей растительности различают лесные, кустарничковые, травяные, моховые бо-

лота; по микрорельефу различают бугристые, плоские и выпуклые болота.

Буйковая станция – автономная установка, позволяющая разместить по глубине водоема приборы, фиксирующие различные характеристики гидрологического режима: скорость течения, температуру, уровень воды.

Бьеф – часть водотока, примыкающая к водоподпорному сооружению.

Водные объекты – моря, океаны, реки, озера, болота, водохранилища, подземные воды, а также воды каналов, прудов и другие места постоянного сосредоточения воды на поверхности суши (в виде снежного покрова).

Водный объект – постоянное или временное сосредоточение природных вод на поверхности суши либо в горных породах, имеющие характерные формы распространения и черты режима.

Водный режим – изменение во времени уровней и объемов воды в водных объектах и почтах.

Водный режим озера – характер движения озерных вод, их температура и т.д. *Водная масса озер* создается за счет атмосферных осадков и подземных вод. В реликтовых озерах пресная вода замещает морскую, заполнявшую котловину в геологическом прошлом. По водному режиму озера разделяются на: - сточные озера, из которых вытекает река, иногда не одна; и - бессточные озера, не имеющие стока, преимущественно в полупустынях и пустынях.

Водоем – водный объект в углублении суши, характеризующийся замедленным движением воды или полным его отсутствием. Различают: - естественные водоемы - природные скопления воды во впадинах; и - искусственные водоемы - специально созданные скопления воды в искусственных или естественных углублениях земной поверхности.

Водомерный пост – устройство для постоянных наблюдений за уровнем воды в реках, озерах, морях, каналах.

Водоприемник – водный объект, обеспечивающий прием воды с определенного водосбора либо сточных вод с определенной территории.

Водосбор – часть земной поверхности и толща почв и горных пород, откуда вода поступает к водному объекту. Различают поверхностный и подземный водосборы.

Водосборный бассейн – поверхность, с которой речная система, море или озеро собирают воды. Водосборный бассейн ограничен водоразделом. Водоем и водосборная площадь образуют единую экосистему. Водосборный бассейн водоема включает водосборные бассейны всех рек, которые в него впадают.

Водоток – водный объект: питаемый водосбором или другим водным объектом; характеризуемый постоянным или временным движением воды в углублении земной поверхности (в русле) в направлении общего уклона. Различают: временные и постоянные водотоки; естественные и искусственные водотоки.

Военная метеорология – метеорология, изучающая влияние метеорологических условий на действия войск, на применение оружия и военной техники.

Временный водоток – водоток, движение воды в котором происходит меньшую часть года.

Гидрография – раздел гидрологии, изучающий и описывающий размеры, режим, физико-географические условия океанов, морей, озер, рек, водохранилищ и их отдельных частей. Данные гидрографии используются для издания морских навигационных и специальных карт, лоций, руководств и пособий.

Гидрография суши – раздел гидрологии суши: - рассматривающий закономерности географического распространения поверхностных вод; - дающий описание конкретных водных объектов; - устанавливающий их взаимосвязь с географическими условиями территории, а также их режим и хозяйственное значение.

Гидрологическая сеть - совокупность гидрологических постов, размещенных на определенной территории.

Гидрологическая станция - пункт с определенными координатами, в котором проводится серия гидрологических наблюдений в водоеме. Учреждение, осуществляющее изучение гидрологического режима рек, озер, морей, водохранилищ, болот, ледников - всех гидрологических объектов какой-либо территории.

Гидрологические карты – карты, отображающие распределение вод на земной поверхности. Гидрологические карты позволяют оценивать водные ресурсы, характеризуют режим водных объектов, их сток или расход, количество переносимых наносов, соленость озер и т.д.

Гидрологические приборы и оборудование – технические средства для наблюдений за элементами гидрологического режима, для океанографических и других исследований.

Гидрологический год – годичный интервал, включающий периоды накопления и расходования влаги на рассматриваемой территории с условно выбранным началом. В климатических условиях России за начало гидрологического года принимается 1 октября или 1 ноября, когда переходящие из года в год запасы влаги малы.

Гидрологический пост – пункт на водном объекте, оборудованный устройствами и приборами для проведения систематических гидрологических наблюдений.

Гидрологический прогноз – раздел гидрологии суши, включающий научное предсказание развития тех или иных процессов, происходящих на реках, озерах или водохранилищах, определение их сроков и параметров. По видам различают: водные гидрологические прогнозы: объем сезонного и паводочного стока, максимальных и минимальных расходов воды и уровней; и - ледовые гидрологические прогнозы: сроки вскрытия и замерзания рек, озер, водохранилищ, толщина льда и др.

Гидрологический режим – закономерные изменения состояния водного объекта во времени и пространстве, обусловленные главным образом климатическими особенностями данного бассейна. Естественный гидрологический режим нередко существенно видоизменяется под воздействием хозяйственной деятельности человека.

Гидрологический сезон – часть гидрологического года, в пределах которого гидрологический режим характеризуется общими чертами его формирования и проявления, обусловленными сезонными изменениями климата. Различают весенний, летне-осенний и зимний гидрологические сезоны.

Гидрология – наука, изучающая природные воды, явления и процессы, в них протекающие. Предмет изучения гидрологии - все виды вод гидросферы в океанах, морях, реках, озерах, водохранилищах, болотах, почвенные и подземные воды. Гидрология: - исследует круговорот воды в природе, влияние на него деятельности человека и управление режимом водных объектов и водным режимом отдельных территорий; - проводит анализ гидрологических элементов для отдельных территорий и Земли в целом; - дает оценку и прогноз состояния и рационального использования водных ресурсов; - пользуется методами, применяемыми в географии, физике и других науках.

Гидрология водотоков – раздел гидрологии суши, изучающий гидрологический режим водотоков.

Гидрология карста – раздел карстоведения и общей гидрологии, изучающий: закономерности формирования стока, режима водотоков и водоемов; - особенности морфологии русел и гидрографической сети в карстовых районах.

Гидрология суши – раздел гидрологии, изучающий поверхностные воды суши: реки, озера, водохранилища, болота и ледники. Гидрология суши по объектам изучения подразделяется на гидрологию рек (потамологию), лимнологию (озероведение) и болотоведение.

Гидрометеорология - наука о гидросфере и атмосфере Земли.

Гидрометеорология – наука о гидросфере и атмосфере Земли.

Гидрометрия – раздел гидрологии суши, занимающийся измерением элементов гидрологического режима, способами и приборами этих измерений, а также методами обработки полученных результатов, их сбора, хранения и публикации.

Гидротехника – отрасль науки и техники, охватывающая вопросы использования, охраны водных ресурсов и борьбы с вредным действием вод при помощи инженерных сооружений.

Гидрофизика – наука, изучающая физические свойства и процессы, происходящие в гидросфере.

Гидрохимические условия – совокупность признаков, характеризующих химические свойства водных масс: химический состав, электропроводность, водородный показатель, главные ионы, биогенные и органические вещества, растворенные газы, их пространственно-временную изменчивость и процессы формирования.

Гидрохимия – наука, изучающая химический состав природных вод и закономерности его изменения под влиянием физических, химических и биологических воздействий. Гидрохимия тесно связана с геохимией и гидрогеологией.

Глубина и ширина долины, количество террас в ней зависят от возраста и величины реки, геологического строения местности, тектонических движений. Многие крупные долины проходят по зонам разломов земной коры.

Годовые циклы водного режима рек подразделяют на характерные фазы: половодье, летнюю и зимнюю межень, паводок, ледостав, ледоход. Летняя и зимняя межени разделены периодом дождевых паводков.

Динамическая метеорология - раздел метеорологии, занимающийся изучением атмосферных процессов в тропосфере и нижней атмосфере. Главная задача динамической метеорологии - численный прогноз погоды с использованием методов гидромеханики, термодинамики и теории излучения.

Длина водотока – расстояние по средней линии водотока от устья до истока. Для непрерывной регистрации изменений уровня воды на водомерных постах устанавливаются самописцы уровней, которые могут вести запись в течение длительного времени.

Естественный водоток – водоток, русло которого возникло под действием движущейся воды и других природных факторов.

Земли водного фонда – земли: — занятые водоемами, ледниками, болотами, (за исключением тундровой и лесотундровой зон) и водохозяйственными сооружениями; а также — выделенные под полосы отвода

по берегам водоемов, магистральных межхозяйственных каналов и коллекторов.

Зондирование атмосферы – исследование распределения температуры, влажности, давления, ветров и других параметров атмосферы на разных высотах. Различают акустическое (звуком) и оптическое (лучом лазера) зондирование, а также зондирование, с помощью радиоволн, радиозондов, самолетов, ракет, искусственных спутников Земли.

Институт водных проблем РАН – организованный в 1968г. научно-исследовательский институт, изучающий закономерности водообмена и режима вод суши и разрабатывающий научные основы охраны и использования вод.

Искусственный водоток – водоток, русло которого было создано искусственным способом.

Исток водотока – гидрографическое начало водотока.

Карстовый водоток – водоток, гидрологический режим которого находится под влиянием карста.

Километраж водотока – отсчет расстояний по средней линии водотока, начиная от его устья вверх по течению.

Классификация водотоков – распределение водотоков на группы по географическим, климатическим, гидрологическим и другим признакам.

Ледовый режим – совокупность закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на водных объектах.

Ледяной покров – сплошной лед, образующийся в холодное время года на поверхности океанов, морей, рек, озер, искусственных водоемов, а также приносимый из соседних районов. В высокоширотных областях существует круглогодично.

Меандрирующий водоток – водоток, характеризующийся созданием в плане меандр.

Международная гидрологическая программа – комплекс исследований водного баланса и оценка водных ресурсов по национальной, региональной и глобальной программам. Проводится в несколько этапов с 1975 как продолжение Международного гидрологического десятилетия.

Международное гидрологическое десятилетие 1965-1974 – период международного сотрудничества по совершенствованию гидрологических наблюдений, учету водных ресурсов, водного баланса и т.п.

Метеорологическая служба - служба обеспечения фактической и прогностической информацией о метеорологических условиях тех или иных районов.

Метеорологическая станция – учреждение для регулярных метеорологических наблюдений за состоянием атмосферы и земной поверхности. Метеорологическая станция оборудована измерительными приборами для определения температуры, давления, влажности воздуха и других метеорологических элементов.

Метеорологические знаки – условные знаки, применяемые на синоптических картах для обозначения различных метеорологических условий.

Метеорологические приборы – приборы и установки, служащие для регистрации и измерения числовых значений различных метеорологических элементов.

Метеорологический бюллетень – документ, содержащий сведения о метеорологических условиях в определенном районе.

Метеорология – наука о земной атмосфере и происходящих в ней процессах. Метеорология изучает: состав и строение атмосферы; теплооборот и тепловой режим в атмосфере и на земной поверхности; влагооборот и фазовые превращения воды в атмосфере, движения воздушных масс; электрические, оптические и акустические явления в атмосфере. Одна из главных задач метеорологии – прогноз погоды на различные сроки. К метеорологии также относятся актинометрия, динамическая и синоптическая метеорология, атмосферная оптика, атмосферное электричество, аэрология, а также другие прикладные метеорологические дисциплины.

Морфология речного русла – научная отрасль, изучающая вопросы возникновения и формирования русел водотоков, их форму, размеры, расположение в долинах, а также прочие характеристики.

Мутьевой поток – поток воды, насыщенной взвешенными твердыми частицами, идущий вниз по уклону дна водоемов, обычно возле устьев больших рек, выносящих много твердого материала.

Наземная гидросфера – водная оболочка Земли, представленная океанами, морями, озерами, реками и другими поверхностными водоемами, ледяными покровами, а также атмосферной влагой.

Нуль графика гидрологического поста – условная горизонтальная плоскость сравнения, принимаемая за нуль отсчета при измерении уровня воды на гидрологическом посту.

Озероведение (лимнология) – раздел гидрологии суши, изучающий континентальные водоемы с замедленным водообменом: озера, водохранилища, пруды. Озероведение изучает формы, размеры, происхождение озерных котловин, донные отложения, физические и химические свойства воды, гидрологический режим, растительный и животный

мир. Озероведение использует методы гидрологии, метеорологии, гидробиологии, гидрохимии, гидрофизики, геоморфологии и др.

Океанология – наука о природных процессах в Мировом океане. Океанология рассматривает Мировой океан одновременно как часть гидросферы и как целостный планетарный природный объект, который взаимодействует с атмосферой, литосферой, материковым стоком и где в сложной взаимосвязи протекают физические, химические, геологические и биологические процессы.

Пограничный водоток – водоток или участок водотока, служащий границей между государствами.

Поперечная циркуляция потока – циркуляционное движение в русле водотока, при котором наблюдается перемещение частиц воды в поперечном направлении к оси водотока.

Постоянный водоток – водоток, движение воды в котором происходит в течение всего года или большей его части.

Приемник сточных вод – водный объект, в который сбрасываются сточные воды.

Приток – водоток, впадающий в более крупный водоток, озеро или другой внутренний водоем. Притоки подразделяются на правые и левые, впадающие соответственно с правого и левого берегов.

Расход воды – объем воды, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени. На основании регулярных измерений расхода воды вычисляется сток за длительный период.

Регулирование водотоков – совокупность мероприятий и сооружений, обеспечивающих управление водным режимом водотоков в целях рационального использования поверхностных вод и охраны от их вредного воздействия.

Речные водомерные посты оборудуются водомерными рейками, закрепленными на плотине, опоре моста и др.

Режим реки – регулярные (суточные, годовые) изменения состояния реки, обусловленные физико-географическими свойствами ее водосборного бассейна, в первую очередь климатом. Режим реки проявляется в колебаниях уровней и расходов воды, времени установления и схода ледового покрова, температуре воды, количестве переносимых рекой наносов и др.

Русловый поток – водный поток, протекающий в размываемом грунте и формирующий русло в соответствии со скоростью течения, уклоном и другими особенностями. К русловым потокам относятся реки, ручьи, каналы и т.п.

Свайный водомерный пост – ряд свай, вбитых в дно и берег реки или водоема; абсолютные высоты верха каждой сваи определены, от них

ведутся отсчеты уровня воды при помощи переносной водомерной рейки.

Синоптическая метеорология – раздел метеорологии, посвященный изучению крупномасштабных атмосферных процессов: возникновение и перемещение циклонов и антициклонов, воздушных масс и атмосферных фронтов. Исследования ведутся путем составления и анализа синоптических карт, а также информации, полученной с метеорологических спутников.

Синоптические карты – бланковые карты погоды, на которых цифрами и условными знаками нанесены результаты одновременных наблюдений за погодой на большой территории на определенный момент, а также результаты синоптического анализа. Синоптические карты составляются на синоптический срок: 0, 6, 12 и 18 часов по гринвичскому времени.

Синоптический процесс – возникновение, эволюция и перемещение барических образований (циклонов и антициклонов) и связанные с этим изменения атмосферной циркуляции и погоды на больших географических пространствах.

Скорость течения воды – скорость движения слоя воды, измеряемая: - в океанах - морскими милями в сутки; - на морях - узлами или метрами в секунду; - в реках - километрами в час.

Состояние водного объекта – характеристика водного объекта по совокупности его количественных и качественных показателей применительно к видам водопользования.

Спиральный поток – движение водного потока в направлении течения реки по спирали, характерное для участков ее меандрирования.

Спутниковая метеорология - исследование атмосферных процессов планетарного масштаба с помощью искусственных спутников Земли, специально оборудованных и выведенных на определенные орбиты.

Средняя линия водотока – линия, проходящая по оси планового очертания при определенном уровне воды в водотоке.

Сток – процесс стекания дождевых, талых и подземных вод в водоемы и понижения рельефа, происходящий: - по земной поверхности (поверхностный сток); и - в толще земной коры (подземный сток).

Сток является составным звеном влагооборота на Земле и состоит из трех фаз: половодье, паводки, межень. Особенностью стока является его изменчивость в пространстве и во времени. Различают русловой и склоновый стоки. При расчетах сток характеризуется величиной стока.

Судоходный водоток – водоток, по которому возможно регулярное судоходство.

Суммарный сток водотока – совокупность всех составляющих стока в русле водотока за какой-либо интервал времени.

Термический режим – закономерные колебания температуры воды в водных объектах.

Раздел IV. Геология и гидрогеология

4.1. Форма, размеры и строение Земли

Земля одна из девяти планет, вращающихся вокруг Солнца. Первые представления о формах и размерах Земли появились еще в глубокой древности. Античные мыслители (Пифагор - V в. до н.э., Аристотель - III в. до н.э. и др.) высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму.

Геодезические и астрономические исследования последующих столетий дали возможность судить о действительной форме Земли и ее размерах. Известно, что формирование Земли происходило под действием двух сил - силы взаимного притяжения частиц ее массы и центробежной силы, обусловленной вращением планеты вокруг своей оси. Равнодействующей обеих названных сил является сила тяжести, выражаемая в ускорении, которое приобретает каждое тело, находящееся у поверхности Земли. На рубеже XVII и XVIII вв. впервые Ньютон теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет сфероид. Степень сжатия зависит от угловой скорости вращения. Чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов. Величины (большая экваториальная ось (ЗОВ) и малая полярная ось (СОЮ)) $a = ЗОВ/2$ и $b = СОЮ/2$ соответствуют полуосям эллипсоида. Сжатие эллипсоида будет выражено $(a - b)/a$. Разница полярного и экваториального радиусов составляет 21 км. Детальными последующими измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников, было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, расчетами Т. Д. Жонгловича и С. И. Тропининой показана несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный. В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле – гора Джомолунгма в Гима-

ляях – достигает высоты 8848 м. Наибольшая глубина 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности составляет немногим менее 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный».

Геоид - некоторая воображаемая уровенная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Эта поверхность совпадает с уровнем воды в Мировом океане, который мысленно проводится под континентами. Это та поверхность, от которой производится отсчет высот рельефа. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100 - 150 м (повышаясь на материках и понижаясь на океанах), что, по-видимому, связано с плотностными неоднородностями масс в Земле и появляющимися из-за этого аномалиями силы тяжести.

В настоящее время принимается эллипсоид Ф. Н. Красовского и его учеников (А. А. Изотова и др.), основные параметры которого подтверждаются современными исследованиями и с орбитальных станций. По этим данным экваториальный радиус равен 6378,245 км, полярный радиус - 6356,863 км, полярное сжатие – $1/298,25$. Объем Земли составляет $1,083 \cdot 10^{12}$ км³, а масса – $6 \cdot 10^{27}$ г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983 см/с², на экваторе 978 см/с². Площадь поверхности Земли около 510 млн. км², из которых 70,8% представляет Мировой океан и 29,2% – суша. В распределении океанов и материков наблюдается определенная дисимметрия. В Северном полушарии это соотношение составляет 61 и 39%, в Южном – 81 и 19%.

4.1.1. Внутреннее строение Земли

Изучение внутреннего строения Земли производится различными методами. Геологические методы, основанные на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин, дают возможность судить о строении приповерхностной части земной коры. Глубина известных пробуренных скважин достигает 7,5–9,5 км, и только одна в мире опытная скважина, заложенная на Кольском полуострове, уже достигла глубины более 12 км при проектной глубине до 15 км. В вулканических областях по продуктам извержения вулканов можно судить о составе вещества на глубинах 50-100 км.

В целом же глубинное внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами: сейсмическим, гравиметри-

ческим, магнитометрическим и др. Одним из важнейших методов является сейсмический (греч. «сеймос» – трясение) метод, основанный на изучении естественных и искусственных землетрясений, вызываемых взрывами или ударными вибрационными воздействиями на земную кору.

Очаги землетрясений располагаются на различных глубинах от приповерхностных (около 10 км) до самых глубоких (до 700 км), прослеженных в разломных зонах по окраинам Тихого океана. Возникающие в очаге сейсмические волны как бы просвечивают Землю и дают представление о той среде, через которую они проходят. В очаге (или фокусе) возникают два главных типа волн:

- 1) самые быстрые продольные Р-волны (т.е. первичные – primary);
- 2) более медленные поперечные S-волны (т.е. вторичные – secondary).

При распространении Р-волн горные породы испытывают сжатие и растяжение (смещение частиц среды вдоль направления волны). Р-волны проходят в твердых и жидких телах земных недр. Поперечные S-волны распространяются только в твердых телах, и с их распространением связаны колебания горных пород под прямым углом к направлению распространения волны. При прохождении поперечных волн упругие породы подвергаются деформации сдвига и кручения. Кроме того, выделяются поверхностные L-волны (т.е. длинные – long), которые отличаются сложными синусоидальными колебаниями вдоль или около земной поверхности. Регистрация прихода сейсмических волн производится на специальных сейсмических станциях, оборудованных записывающими приборами – сейсмографами, расположенными на разных расстояниях от очага. Такое расположение сейсмостанций позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глубинах, поскольку к более отдаленным станциям приходят волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Запись сейсмографом прихода волн называется сейсмограммой.

Реальные скорости сейсмических волн зависят от упругих свойств и плотности горных пород, через которые они проходят. Изменения скорости сейсмических волн отчетливо показывают на неоднородность и расслоенность Земли. О различных слоях и состоянии веществ, их слагающих, указывают преломленные и отраженные волны от их граничных поверхностей.

На основании скорости распространения сейсмических волн австралийский сейсмолог К. Буллен разделил Землю на ряд зон, дал им буквенные обозначения в определенных усредненных интервалах глу-

бин, которые используются с некоторыми уточнениями до настоящего времени.

Выделяют три главные области Земли (рис.4.1):

1. Земная кора (слой А) – верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6-7 км под глубокими частями океанов до 35–40 км под равнинными платформенными территориями континентов, до 50–70(75) км под горными сооружениями (наибольшие под Гималаями и Андами).

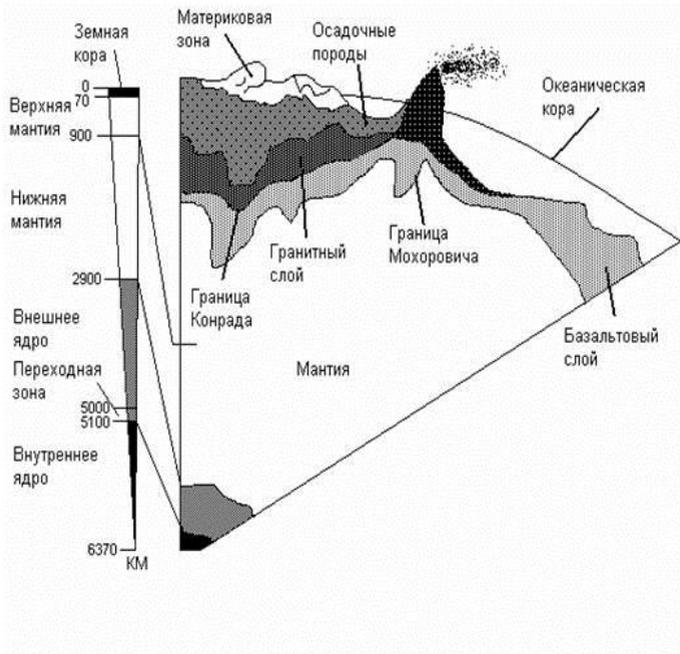


Рис.4.1. Внутреннее строение Земли

2. Мантия Земли, распространяющаяся до глубин 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются: верхняя мантия – слой В глубиной до 400 км и С – до 800–1000 км (некоторые исследователи слой С называют средней мантией); нижняя мантия – слой D до глубины 2700 с переходным слоем D – от 2700 до 2900 км.

3. Ядро Земли, подразделяемое: на внешнее ядро – слой Е в пределах глубин 2900–4980 км; переходную оболочку – слой F – от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро – слой G до 6971 км.

По имеющимся данным выделены несколько разделов первого порядка, в которых скорость сейсмических волн резко изменяется.

Земная кора отделяется от слоя В верхней мантии достаточно резкой граничной скоростью. В 1909 г. югославский сейсмолог А. Моховичич при изучении балканских землетрясений впервые установил наличие этого раздела, носящего теперь его имя и принятого за нижнюю границу земной коры. Часто эту границу сокращенно называют границей Мохо или М. Второй резкий раздел совпадает с переходом от нижней мантии к внешнему ядру, где наблюдается скачкообразное падение скорости продольных волн с 13,6 до 8,1 км/с, а поперечные волны гасятся. Внезапное резкое уменьшение скорости продольных волн и исчезновение поперечных волн во внешнем ядре свидетельствуют о необычайном состоянии вещества, отличающемся от твердой мантии.

Эта граница названа именем Б. Гутенберга. Третий раздел совпадает с основанием слоя F и внутренним ядром Земли (слой G).

Плотность. Средняя плотность Земли составляет $5,52 \text{ г/см}^3$. Горные породы, слагающие земную кору, отличаются малой плотностью. В осадочных породах плотность около $2,4\text{--}2,5 \text{ г/см}^3$, в гранитах и большинстве метаморфических пород - $2,7\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$, в основных магматических породах - $2,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность земной коры принимается около $2,8 \text{ г/см}^3$. Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках - мантии и ядре плотность должна быть значительно выше.

По имеющимся данным в кровле верхней мантии, ниже границы Мохо, плотность пород составляет $3,3\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$, у нижней границы нижней мантии (глубина 2900 км) - примерно $5,5\text{--}5,7 \text{ г/см}^3$, ниже границы Гутенберга (верхняя граница внешнего ядра) - $9,7\text{--}10,0 \text{ г/см}^3$, затем повышается до $11,0\text{--}11,5 \text{ г/см}^3$, увеличиваясь во внутреннем ядре до $12,5\text{--}13,0 \text{ г/см}^3$.

Ускорение силы тяжести. В ряде пунктов поверхности Земли геофизическим гравиметрическим методом выполнены измерения абсолютной величины силы тяжести с помощью гравиметров. Эти исследования позволяют выявить гравиметрические аномалии - области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести обычно связано с присутствием более плотного вещества, уменьшение указывает на меньшую плотность. Что касается ускорения силы тяжести, то его величина различна. На поверхности оно в среднем составляет 982 см/с^2 (при 983 см/с^2 - на полюсе и 978 см/с^2 - на экваторе), с глубиной сначала увеличивается, затем быстро падает. По данным В.А. Магницкого, максимальное значение ускоре-

ния силы тяжести достигает в основании нижней мантии у границы с внешним ядром 1037 см/с^2 . В пределах ядра Земли ускорение силы тяжести начинает значительно уменьшаться, доходя до 452 см/с^2 в промежуточном слое F, до 126 см/с^2 на глубине 6000 км и в центре до 0.

Магнетизм. Земля действует как гигантский магнит с силовым полем вокруг. Сведения о распределении магнитного поля Земли на ее поверхности и околоземном пространстве дают наземные, морские и аэромагнитные съемки, а также измерения, производимые на низколетящих искусственных спутниках Земли.

Геомагнитное поле дипольное, магнитные полюсы Земли не совпадают с географическими, т.е. истинными – северным и южным. Между магнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около $11,5^\circ$), называемый магнитным склонением. Различают также магнитное наклонение, определяемое как угол между магнитными силовыми линиями и горизонтальной плоскостью. Происхождение постоянного магнитного поля Земли связывают с действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли и сопровождающих турбулентную конвекцию (перемещение) в жидком внешнем ядре. Таким образом, Земля работает как динамомашина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Магнитное поле Земли оказывает влияние и на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов, таких, как гематит, магнетит, титаномагнетит и др. Особенно это проявляется в магматических горных породах – базальтах, габбро, перидотитах и др. Ферромагнитные минералы в процессе застывания магмы принимают ориентировку существующего в это время направления магнитного поля. После того, когда горные породы полностью застывают, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. Определенная ориентировка ферромагнитных минералов происходит и в осадочных породах во время осаждения железистых минеральных частиц. Намагниченность ориентированных образцов определяется как в лабораториях, так и в полевых условиях. В результате измерений устанавливается склонение и наклонение магнитного поля во время первоначального намагничивания минералов горных пород. Таким образом, и магматические, и осадочные горные породы нередко обладают стабильной намагниченностью, указывающей на направление магнитного поля в момент их формирования. В настоящее время при геологических исследованиях и поиске железорудных месторождений полезных ископаемых широко применяется магнитометрический метод.

Тепловой режим Земли определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20-30 м.

Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно установлено, что в шахтах, рудниках, буровых скважинах происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком внутренних частей Земли. Тепловой поток измеряется в калориях на квадратный сантиметр за секунду – мккал/см²·с. По многочисленным данным, средняя величина теплового потока принимается равной 1,4–1,5 мккал/см²·с. Однако исследования, проведенные как на континентах, так и в океанах, показали значительную изменчивость теплового потока в различных структурных зонах.

По данным Е.А. Любимовой, наименьшие значения теплового потока отмечены в районе древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем 0,85 мккал/см²·с 10% (при колебаниях от 0,6 до 1,1). В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в интервале 1,0–1,2 мккал/см²·с и только местами на отдельных поднятиях увеличивается до 1,3-1,4 мккал/см²·с. В палеозойских орогенических областях, таких, как Урал, Аппалачи, интенсивность потока поднимается до 1,5 мккал/см²·с.

В молодых горных сооружениях, созданных в новейшее геологическое время (таких, как Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Кордильеры и др.), тепловые потоки отличаются большим разнообразием. Так, например, в Складчатых Карпатах и прилегающих частях внутренних прогибов тепловой поток в среднем составляет 1,95 мккал/см²·с, а в Предкарпатском прогибе - 1,18 мккал/см²·с. Аналогичные изменения отмечены на Кавказе, где в зонах поднятий тепловой поток увеличивается до 1,6-1,8 мккал/см²·с, а в складчатом сооружении Большого Кавказа единичные определения дали наиболее высокие значения теплового потока - 3,0-4,0 мккал/см²·с. Для юго-восточного погружения Кавказа отмечены значительные колебания тепловых потоков и установлена интересная

деталь увеличения их значений вблизи грязевых вулканов до 1,9–2,33 мккал/см²·с. Высокие тепловые потоки наблюдаются в областях современного вулканизма, составляя в среднем около 3,6 мккал/см²·с. В рифтовой (англ. «рифт» – расселина, ущелье) системе оз. Байкал тепловой поток оценивается от 1,2 до 3,4 мккал/см²·с. В пределах значительных пространств ложа Мирового океана величина теплового потока находится в пределах 1,1–1,2 мккал/см²·с, что сопоставимо с данными по платформенным частям континентов. Высокие тепловые потоки связаны с рифтовыми долинами срединно-океанских хребтов. Средняя величина теплового потока 1,8–2 мккал/см²·с, но в нескольких местах увеличивается до 6,7–8,0 мккал/см²·с. Разнообразие приведенных величин теплового потока, по-видимому, связано с неоднородными тектономагматическими процессами в различных зонах Земли.

Каковы же источники тепла внутри Земли? Как известно, в соответствии с современными представлениями Земля сформировалась в результате аккреции газово-пылевых частиц протопланетного облака в виде холодного тела. Следовательно, внутри Земли должны иметься источники тепла, создающие современный тепловой поток и высокую температуру в недрах Земли. Одним из источников внутренней тепловой энергии является радиогенное тепло, связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K, ⁸⁷Rb. Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии. В начальные этапы развития Земли могли быть поставщиками тепла и короткоживущие радиоактивные изотопы, такие, как ²⁶Al, ³⁸Si и др. Вторым источником тепловой энергии предполагается гравитационная дифференциация вещества, зарождающаяся после некоторого разогрева на уровне ядра и, возможно, в слое В верхней мантии. Но значительная часть тепла, связанная с гравитационной дифференциацией, по-видимому, рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты.

4.1.2. Средний химический состав Земли

Для суждения о химическом составе Земли привлекаются данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды. К настоящему времени хорошо изучено много выпавших на Землю в разные времена и в разных местах метеоритов. По составу выделяют три типа метеоритов: 1) железные, состоящие главным образом из никелистого железа (90-91% Fe), с небольшой

примесью фосфора и кобальта; 2) железокремнистые (сидеролиты), состоящие из железа и силикатных минералов; 3) кремнистые, или аэролиты, состоящие главным образом из железисто-магнезиальных силикатов и включений никелистого железа.

Наибольшее распространение имеют кремнистые метеориты - около 92,7% всех находок, железокремнистые 1,3% и железные 5,6%. Кремнистые метеориты подразделяют на две группы: а) хондриты с мелкими округлыми зёрнами – хондрами (90%); б) ахондриты, не содержащие хондр. Состав кремнистых метеоритов близок к ультраосновным магматическим породам. По данным М. Ботта, в них около 12% железоникелевой фазы.

На основании анализа состава различных метеоритов, а также полученных экспериментальных геохимических и геофизических данных, рядом исследователей дается современная оценка валового элементарного состава Земли.

Повышенное распространение относится к четырём важнейшим элементам - O, Fe, Si, Mg, составляющим свыше 91%. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, Al. Остальные элементы периодической системы Менделеева в глобальных масштабах по общему распространению имеют второстепенное значение. Если сравнить приведенные данные с составом земной коры, то отчетливо видно существенное различие, заключающееся в резком уменьшении O, Al, Si и значительном увеличении Fe, Mg и появлении в заметных количествах S и Ni.

4.2. Вещественный состав земной коры

Земную кору - верхнюю твердую оболочку Земли составляют различные генетические типы горных пород (магматические, осадочные и метаморфические), состоящие из определенного сочетания минералов, в состав которых входят различные химические элементы. Изучая такую иерархию – химические элементы > минералы > горные породы, можно судить о строении земной коры в различных структурных зонах.

4.2.1. Химический состав земной коры

Химические изменения в земной коре определяются преимущественно геохимической историей главных породообразующих элементов, содержание которых составляет свыше 1%. Вычисления среднего

химического состава земной коры проводились многими исследователями как за рубежом (Ф. Кларк, Г. С. Вашингтон, В. М. Гольдшмидт, Ф.Тейлор, В. Мейсон и др.), так и в Советском Союзе (В.И.Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, А. А. Ярошевский и др.).

Земная кора больше чем на 98% сложена O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, при этом свыше 80% составляют кислород, кремний и алюминий, в отличие от среднего состава Земли, где содержание их резко уменьшается. Особенно высоко содержание кислорода, поэтому В. М. Гольдшмидт называет земную кору оксисферой, или кислородной оболочкой Земли.

4.2.2. Классификация минералов и их описание

Количество известных в настоящее время минералов превышает 2000. Их можно группировать по разным признакам. В основе принятой в настоящее время классификации минералов лежат химический состав и структура. Большое внимание уделяется также генезису (греч. «генезис» – происхождение), что позволяет познавать закономерности распространения минералов в земной коре. Роль различных минералов в строении последней неодинакова: одни встречаются редко и представляют собой лишь незначительные и необязательные включения в горные породы; другие слагают основную массу пород, определяя их свойства; третьи, образующие локальные скопления или рассеянные в породах, представляют интерес как полезные ископаемые. Ниже рассматриваются лишь наиболее широко распространенные минералы, принадлежащие к классам самородных элементов, сульфидов, галоидных соединений, оксидов и гидроксидов, карбонатов, сульфатов, фосфатов и силикатов.

Классы самородных элементов и сульфидов. Минералы этих классов не относятся к породообразующим, но многие из них являются ценными полезными ископаемыми.

Из наиболее распространенных минералов первого класса можно назвать серу S, возникающую в процессе возгонки паров при вулканических извержениях, а также в поверхностных условиях при химических изменениях минералов классов сульфидов и сульфатов и биогенным путем. Используется в химической промышленности для получения серной кислоты, в сельском хозяйстве и в ряде других отраслей.

Графит С связан преимущественно с процессами метаморфизма. Широко применяется в металлургии, для производства электродов и

др. К этому же классу относятся такие ценные минералы, как алмаз, золото, платина и др.

К классу сульфидов принадлежат многочисленные минералы - руды металлов.

Галенит, или свинцовый блеск PbS , - встречается в виде кристаллических агрегатов, реже – отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет свинцово-серый; черта серовато-черная, блестящая; блеск металлический; непрозрачный; спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2,5; плотность 7,5.

Сфалерит, или цинковая обманка ZnS , - встречается в виде кристаллических агрегатов, реже сростков кристаллов кубической сингонии. Цвет бурый, редко бесцветный, примесями железа бывает окрашен в черный; черта желтая, бурая; блеск алмазный, металлоидный; просвечивает; спайность совершенная в шести направлениях параллельно граням ромбического додекаэдра; твердость 3,5–4; плотность около 4.

Месторождения галенита и сфалерита, руд свинца и цинка в СССР многочисленны, например, на Северном Кавказе, в Средней Азии, Забайкалье.

Одним из наиболее распространенных минералов класса сульфидов является пирит FeS_2 . Образует агрегаты разной зернистости, часто встречаются вкрапленные в породы кубические кристаллы, несущие на гранях штриховку. Цвет золотисто-желтый; черта черная, зеленовато-черная; блеск металлический; излом неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 6-6,5; плотность около 5. Используется для изготовления серной кислоты.

Происхождение минералов класса сульфидов связано главным образом с горячеводными растворами (гидротермальными). Они часто встречаются в кварцевых жилах вместе со многими минералами класса самородных элементов.

Класс галоидных соединений. К нему относятся минералы, представляющие соли фтористо-, бромисто-, хлористо-, йодистоводородных кислот. Наиболее распространенными минералами этого класса являются хлориды, образующиеся главным образом при испарении вод поверхностных бассейнов. Известны выделения хлоридов и из вулканических газов.

Галит $NaCl$ – образует плотные кристаллические агрегаты, реже кристаллы кубической формы. Чистый галит бесцветный или белый, чаще окрашен в различные светлые цвета; блеск стеклянный; прозрачный или просвечивает; спайность совершенная в трех взаимно перпен-

дикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2; плотность около 2. Гигроскопичен, соленый на вкус. Используется в пищевой промышленности, в химической для получения хлора, натрия и их производных. Основные месторождения СССР находятся на Украине, на Урале, в Донбассе и во многих других местах.

Сильвин KCl – близок по происхождению и по физическим свойствам к галиту, с которым часто образует единые агрегаты. Отличительный признак - горько-соленый вкус. Применяется в основном как сырье для калийных удобрений, в химической промышленности.

Фториды связаны преимущественно с гидротермальными, а также с магматическими и пневматолитовыми процессами (греч. «пневма» – дух, газ). В экзогенных условиях образуются редко. К ним относится флюорит, или плавиновый шпат – CaF_2 , встречающийся в виде зернистых скоплений, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет разнообразный, часто меняющийся в одном кристалле от бесцветного к желтому, зеленому, голубому, фиолетовому; блеск стеклянный; спайность совершенная в четырех направлениях параллельно граням октаэдра; твердость 4; плотность 3,18. Используется в металлургической, химической, керамической промышленности, прозрачные разновидности - в оптике. Основные месторождения РФ в Забайкалье.

Класс оксидов и гидроксидов. По количеству входящих в него минералов занимает одно из первых мест: на его долю приходится около 17% всей массы земной коры. Из них около 12,5% составляют оксиды кремния и 3,9% - оксиды железа. Минералы этого класса образуются как в эндогенных, так и в экзогенных условиях.

Кварц SiO_2 - широко распространенный в земной коре породобразующий минерал. Основой его структуры является кремнекислородный тетраэдр $[SiO_4]^{4-}$, в вершинах которого располагаются ионы кислорода, а в центре - ион кремния. Соединение тетраэдров осуществляется через вершины так, что каждая вершина одного тетраэдра служит вершиной смежного с ним тетраэдра, образуя структуру прочного трехмерного каркаса, аналогичную каркасной структуре силикатов. Кварц встречается в виде зернистых агрегатов, плотных масс, зерен в породах, в пустотах образует кристаллы и их сростки. Кристаллы имеют сложную форму, основой которой является шестигранная призма, оканчивающаяся ромбоэдрами. Грани призмы часто несут тонкую поперечную штриховку. Сингония гексагональная (подсингония тригональная). Цвет разнообразный – бесцветный, белый, серый, встречаются окрашенные разновидности. Окраска лежит в основе выделения разновидностей кварца: горный хрусталь – бесцветные прозрачные

кристаллы; дымчатый кварц – серо-дымчатые, бурые; аметист – фиолетовые кристаллы; морион – черные и др.; просвечивает, реже прозрачен; блеск на гранях стеклянный, на изломе – жирный; излом раковистый или неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 7; плотность 2,65.

Кварц выделяется при кристаллизации магмы, выпадает из горячих растворов и паров, возникает в процессе метаморфизма. В экзогенных условиях образуется редко. Химически устойчив в любых условиях.

Халцедон SiO_2 -скрытокристаллический минерал, образующий плотные, часто натечные массы. Цвет различный, часто желто-бурых тонов. Окрашенные разновидности имеют особые названия: красного или оранжевого цвета - сердолик, с окраской, располагающейся полосами, - агат и др. Блеск восковой, слабожирный, матовый; просвечивает обычно только по краю; излом раковистый; твердость 7, связан с гидротермальными процессами, сопровождающими вулканическую деятельность, возникает в экзогенных условиях. Кварц и халцедон используются в стекольной, химической промышленности, в строительстве, горный хрусталь (пъезокварц) - в оптике и радиотехнике. Красиво окрашенные разновидности применяются в ювелирном деле. Месторождения многочисленны.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – аморфный минерал. Содержание воды колеблется обычно в пределах от 1 до 5%, редко увеличиваясь до 34%. Образует плотные, часто натечные массы, слагает некоторые осадочные породы органогенного происхождения. Бесцветный, белый, серый, примесями бывает окрашен в различные цвета; просвечивает; блеск слабостеклянный, слабожирный; излом раковистый или неровный; твердость 5,5-6; плотность 1,9-2,3. Образуется при выветривании силикатов, в результате жизнедеятельности некоторых организмов; выпадает и из горячих растворов, образуя гейзериты. Используется в ювелирном деле как поделочный камень, в строительстве как абразивный материал.

Широко распространены в природе минералы оксида железа. Гематит, или железный блеск Fe_2O_3 , образует плотные мелкокристаллические агрегаты чешуйчатого строения, скрытокристаллические массы (красный железняк), а также желваки (конкреции) радиально-лучистого или скорлуповатого строения. Сингония гексагональная, подсингония тригональная. Цвет от желто-серого, стально-серого и почти черного у кристаллических разновидностей до темно-красного у скрытокристаллических; цвет черты от красно-бурого до вишнево-красного; непрозрачный; блеск от металлического до матового; твер-

дость 5,5-6 (у скрытокристаллических агрегатов меньшая); плотность 5,2.

Магнетит, или магнитный железняк $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, или FeFe_2O_4 , обычно образует плотные кристаллические агрегаты. Сингония кубическая. По свойствам напоминает кристаллическую разновидность гематита, но отличается от него черным цветом черты и магнитными свойствами.

Образование гематита и магнетита связано главным образом с эндогенными процессами - магматическими, гидротермальными и метаморфическими. Гематит может возникать и в экзогенных условиях (при выветривании, в морской среде). Месторождения руд, связанных с этими минералами, широко распространены. В СССР следует отметить Урал, Украину, Курскую магнитную аномалию.

Лимонит, или бурый железняк, - это, строго говоря, не минерал определенного состава, а агрегат близких минералов - гётита $\text{FeO}(\text{OH})$, гидрогётита $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, лепидокрокита $\text{FeO}(\text{OH})$ и глинистых частиц, соотношения которых непостоянны. Лимонит образует плотные натечные или землистые рыхлые массы, конкреции и оолиты. Часто можно наблюдать в одном образце переходы плотных разновидностей в рыхлые. Цвет у рыхлых разновидностей охристо-желтый, у плотных - черный; черта соответственно желто-бурая или бурая; твердость 1-5; плотность 2,7-4,3. Образование лимонита связано с выветриванием железосодержащих минералов, а также с выпадением из поверхностных вод, причем в этом процессе большую роль играют микроорганизмы. Наиболее крупные месторождения лимонита в СССР на Керченском полуострове, на Северном Кавказе.

Ценным полезным ископаемым на алюминий является боксит, представляющий собой, подобно лимониту, агрегат минералов - оксидов и гидроксидов алюминия: диаспора $\text{AlO}(\text{OH})$, гидраргиллита $\text{Al}(\text{OH})_3$, бемита $\text{AlO}(\text{OH})$ с примесью оксидов железа, оксида кремния и др. Встречаются в виде землистых рыхлых или твердых масс, часто образуют оолитовые скопления. Цвет белый, серый, желтый, чаще красный, буро-красный; твердость 2-4. Образуются при выветривании горных пород, которые богаты минералами, содержащими алюминий, и при последующем переотложении продуктов выветривания. Основные месторождения СССР на Северном Урале, в Ленинградской области, в Сибири.

Класс карбонатов объединяет большое число минералов, для которых характерна реакция с соляной кислотой, сопровождающаяся выделением углекислого газа. Интенсивность реакции помогает различать минералы - карбонаты, близкие по многим свойствам. Они часто светлоокрашенные, со стеклянным блеском; твердостью 3-4,5; спай-

ностью совершенной в трех направлениях, параллельных граням ромбоэдра. Рассматриваемые ниже минералы кристаллизуются в тригональной подсингонии. Образование карбонатов связано главным образом с поверхностными химическими и биохимическими процессами, а также с метаморфическими и гидротермальными.

Кальцит, или известковый шпат $\text{Ca}(\text{CO}_3)$, – один из наиболее распространенных в земной коре минералов, участвующих в строении как осадочных, так и метаморфических пород. Встречается в виде кристаллических и скрытокристаллических агрегатов различной плотности, в пустотах в виде разнообразных натечных форм, кристаллов и их сростков. Цвет разнообразный – от бесцветного и белого, изредка до черного; блеск стеклянный, на отдельных участках перламутровый; прозрачный или просвечивающий (бесцветные прозрачные кристаллы кальцита, обладающие двулучепреломлением, называются исландским шпатом); твердость 3; плотность 2,7; бурно реагирует с соляной кислотой. Применение разнообразно: в строительстве, в металлургической и химической промышленности, как поделочный камень, исландский шпат – в оптике. Месторождения многочисленны.

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – распространенный минерал, образующий кристаллические и землистые агрегаты. От кальцита отличается несколько большей твердостью 3,5–4 и плотностью 2,9, а главное, реакцией с соляной кислотой, которая идет только с порошком доломита. Используется в металлургии и строительстве. Распространен широко.

Реже встречается сидерит FeCO_3 , слагающий кристаллические и землистые агрегаты, образующий округлые конкреции и оолиты. Цвет желтовато-белый, буровато-серый; твердость 3,5–4,5; плотность 4. Реагирует только с подогретой соляной кислотой. Является важной железной рудой. Крупные месторождения СССР на Южном Урале.

Минералы класса сульфатов осаждаются в поверхностных водоемах, образуются при окислении сульфидов и серы в зонах выветривания, реже связаны с вулканической деятельностью.

Ангидрит CaSO_4 – образует плотные мелкокристаллические скопления. Сингония ромбическая. Цвет белый, часто с голубым или серым оттенком; блеск стеклянный, перламутровый; прозрачен, чаще просвечивает; спайность совершенная в одном направлении и средняя в двух, расположенных под углом 90° ; твердость 3,5; плотность 3,0. Используется для производства цемента, для поделок. В СССР следует отметить месторождения на Украине.

Наиболее распространенным минералом класса сульфатов является гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, встречающийся в виде мелкокристаллических и землистых агрегатов, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония мо-

ноклинная. Обычно белый, бывает окрашен в светлые тона; блеск стеклянный, перламутровый, шелковистый; прозрачный или просвечивает; спайность в одном направлении весьма совершенная, в другом средняя; твердость 2; плотность 2,3. Используется в строительстве, в химической промышленности, медицине и др. Месторождения многочисленны, например Урал, Северный Кавказ.

Класс фосфатов. Наиболее распространенным минералом является апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$ (содержание фтора, хлора и гидроксильной группы колеблется). Встречается в виде кристаллических агрегатов и отдельных кристаллов гексагональной сингонии. Цвет бесцветный, чаще бледно-зеленый и зеленовато-голубой; блеск на гранях стеклянный, на изломе жирный; излом неровный; спайность несовершенная; твердость 5; плотность 3,2. Происхождение магматическое. Широко используется для производства удобрения и в химической промышленности. Крупные месторождения СССР в Хибинах, в Прибайкалье.

В поверхностных условиях возникает скрытокристаллический минерал того же состава - фосфорит. Образует землистые агрегаты, конкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам. Цвет серый до темно-бурого; при трении выделяет специфический запах. Обычно содержит примесь песчаных и глинистых частиц, представляя собой уже породу. Образуется в бассейнах в результате жизнедеятельности и последующей переработки организмов. Используется, как и апатит, для производства удобрений и в химической промышленности. Месторождения СССР многочисленны в европейской части, в Казахстане и др.

4.2.3. Горные породы

Горные породы представляют естественные минеральные агрегаты, образующиеся в земной коре или на ее поверхности в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород составляют породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

Если горная порода представляет агрегат одного минерала, она называется мономинеральной. К таким породам относятся, например, мраморы, кварциты. Первые представляют агрегат кристаллических зерен кальцита, вторые – кварца. Если в породе входит несколько минералов, она называется полиминеральной. В качестве примера таких пород можно назвать граниты, состоящие из кварца, калиевого полево-

го шпата, кислого плагиоклаза, а также темноцветных - биотита, роговой обманки, реже авгита.

Строение горных пород характеризуется структурой и текстурой. Структура определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями. Если порода целиком состоит из кристаллических зерен, выделяют полнокристаллическую структуру. При резком преобладании нераскристаллизовавшейся массы говорят о стекловатой или аморфной структуре. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна (фенокристы или порфиновые вкрапленники), структуру называют порфировой. Если крупные кристаллические зерна вкраплены также в кристаллическую, но более мелкозернистую массу, структура называется порфировидной. Когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об обломочной структуре.

Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по величине зерен и обломков. Так, среди кристаллических структур выделяют крупнозернистые, с диаметром зерен более 5 мм, среднезернистые с зернами от 5 до 2 мм в поперечнике, мелкозернистые с зернами менее 2 мм. В тех случаях, когда порода состоит из очень мелких, не различимых невооруженным глазом кристаллических зерен, ее структура определяется как афанитовая, или скрытокристаллическая. При более или менее одинаковых размерах зерен породы говорят о равномернозернистой структуре, в противном случае – о неравномернозернистой. Под текстурой понимают сложение породы, т.е. расположение в пространстве слагающих ее частиц (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуры, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1) магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава – магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими слагают основную массу земной коры, однако, на современной поверхности

сти материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, так называемые структурные формы, состав и строение которых зависят от химического состава исходной для данной породы магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. Учитывается, прежде всего, содержание оксида кремния, по которому магматические породы условно делят на четыре группы кислотности: ультраосновные породы, содержащие более 45% кремнезема (SiO_2), основные – 45–52, средние – 52–65 и кислые – более 65%. Химический состав может быть определен лишь при лабораторных исследованиях. Однако минеральный состав отражает химический и может быть использован для выяснения группы кислотности. Породообразующими минералами магматических пород являются минералы класса силикатов: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, которые в сумме составляют около 93% всех входящих в магматические породы минералов, затем оливин, фельдшпатоиды, некоторые другие силикаты и около 1% минералов других классов. Вспомнив химический состав этих минералов, нетрудно убедиться, что в более основных породах должны преобладать цветные (темноцветные), менее богатые кремнеземом железисто-магнезиальные (мафические, или фемические) минералы, а в кислых – преимущественно светлые. Такое соотношение цветных и светлых минералов обуславливает, светлую окраску кислых пород, более темную основных и черную ультраосновных. С этим же связано увеличение плотности пород от кислых (2,58) к ультраосновным (до 3,4).

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делят на ряд групп: породы глубинные, или интрузивные, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и породы излившиеся, или эффузивные, связанные с застыванием магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы. Среди интрузивных пород выделяют ряд разновидностей по глубине застывания магмы, а также жильные породы, связанные с застыванием магмы в трещинах. К вулканическим породам кроме излившихся относятся пирокластические, представляющие скопление выброшенного при вулканических взрывах и осевшего на поверхность материала – куски застывшей в воздухе лавы, обломки минералов и пород.

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны, соответственно различны и образующиеся при этом породы. Наиболее резко это выражается в структуре пород. На глубине при медленном застывании магмы в условиях постепенного снижения температуры и давления, в присутствии летучих компо-

нентов, способствующих кристаллизации, образуются породы с полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения, скорости кристаллизации. Излившаяся на поверхность лава попадает в иные условия температуры и давления, теряет растворенные в ней газы и застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрористаллическую массу, т.е. афанитовую структуру. У излившихся пород встречается также порфиристая структура, кристаллические вкрапления которой и основная некристаллическая масса возникли в разных условиях и одновременно.

Интрузивные породы обладают массивной текстурой, характеризующейся отсутствием ориентировки минеральных зерен. Реже встречается ориентированная текстура, отражающая движение магмы в процессе застывания, а также результат ее гравитационной дифференциации. В *эффузивных породах* ориентированная текстура возникает чаще. При этом кристаллические зерна, струи стекла, пустоты располагаются упорядоченно по направлению течения потока лавы и породы приобретают флюидальную текстуру. Для них характерна также пористая текстура, отражающая процесс выделения газов при застывании лавы.

Определение эффузивных пород по минеральному составу сильно затруднено главным образом тем, что значительная их часть состоит из нераскристаллизовавшегося вулканического стекла, для которого можно говорить лишь о химическом составе. Определение таких пород также затрудняют и более поздние их изменения. В случае порфиристой структуры эффузивных пород пользуются терминами порфир, если кристаллические вкрапления представлены преимущественно калиевыми полевыми шпатами, и порфирит, если во вкраплениях преобладают плагиоклазы.

Наиболее распространенные магматические породы. Нормальный ряд. Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультра-мафиты) в строении земной коры играют незначительную роль, причем особенно редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и пикритовые порфириты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0-3,4), обусловленной их минеральным составом.

Дуниты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической обычно мелко- и среднезернистой структурой. Состоят на 85–100% из оливина, который обуславливает их темно-серую, желто-зеленую и зеленую окраску. В результате вторичных изменений оливин часто переходит в серпентин и магнетит, что придает породам темно-зеленый и черный цвет. В этом случае зернистая структура становится

практически невидимой. Для выветрелой поверхности характерна вторичная бурая корка гидроокислов железа.

Перидотиты – наиболее распространенные из ультраосновных глубинных пород. Обладают полнокристаллической средне- или мелкозернистой, порфирированной и скрытокристаллической структурой. Состоят из оливина (70–50%) и пироксенов. Темно-зеленые или черные, что обуславливается цветом оливина или вторичного серпентина. На этом фоне выделяются более крупные вкрапленники пироксенов, хорошо заметные по стеклянному блеску на плоскостях спайности.

Пироксениты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической, крупно- или среднезернистой структурой. Состоят главным образом из пироксенов, придающих породам зеленовато-черный и черный цвет; в меньшем количестве (до 10–20%) присутствует оливин. По содержанию окиси кремния пироксениты относятся к основным и даже средним породам, но отсутствие полевых шпатов позволяет отнести их к ультраосновным.

Ультраосновные породы слагают массивы разных размеров, образуя согласные тела и секущие жилы. С ними связаны месторождения многих ценных минералов и руд, таких, как платина, хром, титан и др.

Главными пороодообразующими минералами основных пород являются пироксены и основные плагиоклазы. Могут присутствовать оливин и роговая обманка. В качестве второстепенных с ними связан также ряд рудных минералов, таких, как магнетит, титаномагнетит и др. Большое количество цветных минералов придает породам темную окраску, на фоне которой выделяются светлые вкрапленники плагиоклазов. Основные породы широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

Габбро – глубинные породы с полнокристаллической средне- и крупнозернистой структурой. Из цветных наиболее типичными минералами являются пироксены (до 35–50%), реже встречаются роговая обманка и оливин. Светлые минералы представлены основными плагиоклазами. Разновидность габбро, состоящая почти целиком из плагиоклазов, называется анортозитом. Если этим плагиоклазом является Лабрадор, порода называется лабрадоритом. Эффузивными аналогами габбро являются базальты (долериты).

Базальты – черные или темно-серые породы, обладающие афанитовой или порфирированной структурой. На стекловатом фоне основной массы выделяются очень мелкие порфирированные вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, иногда оливина. Текстура массивная, часто пористая. Долериты – излившиеся породы того же состава, но с мелкозернистой полнокристаллической структурой. Базальты залегают в виде потоков

и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства как на континентах, так и на дне океанов.

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темноокрашенные минералы.

Диориты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Светлые минералы, составляющие около 65–70%, представлены главным образом средним плагиоклазом, придающим породам светло-серую или зеленовато-серую окраску. Из темноцветных чаще всего присутствует роговая обманка, реже пироксены. В небольших количествах могут встречаться кварц, ортоклаз, биотит, однако при макроскопическом изучении они практически не могут быть обнаружены. Если количество кварца достигает 5–15%, породы называются кварцевыми диоритами. Диориты и кварцевые диориты встречаются в массивах гранитов и габбро, а также образуют небольшие отдельные тела типа жил, штоков, лакколитов.

Излившимися аналогами диоритов являются андезиты, обладающие обычно порфировой структурой. Основная скрытокристаллическая или очень мелкокристаллическая масса, содержащая стекло, имеет светло-серый или светло-бурый цвет. На ее фоне выделяются блестящие светло-серые вкрапленники плагиоклазов и черные – роговой обманки и пироксенов. Текстура массивная, часто пористая.

Для всех кислых пород характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты – калиевые и кислые плагиоклазы. Из цветных характерны биотит и роговая обманка, реже пироксены. В этой группе наиболее широко развиты интрузивные породы.

Граниты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы-кварц (около 25–35%), калиевые полевые шпаты (35–40%) и кислые плагиоклазы (около 20–25%), из цветных – биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом, реже роговая обманка, еще реже пироксены. Если содержание кварца в породе не превышает 15–25%, а из полевых шпатов преобладают плагиоклазы и увеличивается количество темноцветных, порода называется гранодиоритом. Граниты – самая распространенная интрузивная порода. Они слагают огромные тела на щитах и в складчатых областях, а также мелкие секущие интрузии.

Излившимися аналогами гранитов являются липариты (риолиты), аналогами гранодиоритов – дациты.

Липариты имеют порфириковую структуру – в светлой, часто белой, обычно стекловатой, реже афанитовой основной массе вкраплены редкие мелкие кристаллические зерна калиевых полевых шпатов (обычно санидина) и еще более редкие плагиоклазов и кварца, очень редко темноцветных. В дацитах во вкрапленниках преобладают кислые плагиоклазы, однако, макроскопически это не определяется.

Кислые породы со стекловатой структурой, представляющие однородную аморфную массу серой, до черной, иногда буро-красной окраски, в зависимости от содержания воды называются обсидианами (при содержании воды до 1%) и пехштейнами (при большем количестве воды, около 6–10%). Первые имеют стеклянный блеск и раковистый излом, у вторых блеск смоляной. Если стекловатая порода имеет пористую текстуру, она называется пемзой, обладающей очень низкой плотностью (плавает на воде).

Осадочные горные породы. На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают различные физико-химические изменения - диагенез, и превращаются в осадочные горные породы. Осадочные породы тонким чехлом покрывают около 75% поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми, другие - содержат таковые.

Среди осадочных пород выделяют три группы:

- обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;
- глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов;
- химические (хемогенные) и органогенные породы, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов.

При описании осадочных горных пород так же, как и магматических, следует обращать внимание на их минеральный состав и строение. Первый является определяющим признаком для химических и органогенных пород, а также глинистых при микроскопическом их изучении. В обломочных породах могут присутствовать обломки любых минералов и горных пород.

Важнейшим признаком, характеризующим строение осадочных пород, является их слоистая текстура. Образование слоистости связано с условиями накопления осадков. Любые перемены этих условий вызы-

вают либо изменение состава отлагающегося материала, либо остановку в его поступлении. В разрезе это приводит к появлению слоев, разделенных поверхностями напластования и часто различающихся составом и строением. Слои представляют собой более или менее плоские тела, горизонтальные размеры которых во много раз превышают их толщину (мощность). Мощность слоев может, достигать десятков метров или не превышать долей сантиметра. Изучение слоистости дает большой материал для познания палеогеографических условий, в которых формировалась изучаемая осадочная толща. Например, в морях на удалении от берега, в условиях относительно спокойного режима движения воды образуется параллельная, первично горизонтальная слоистость, в прибрежно-морских условиях - диагональная, в потоках морских и речных - косая и т.д. Важным текстурным признаком осадочных пород является также пористость, характеризующая степень их проницаемости для воды, нефти, газов, а также устойчивость под нагрузками. Невооруженным глазом видны лишь относительно крупные поры; более мелкие легко обнаружить, проверив интенсивность поглощения породой воды. Например, породы, обладающие тонкой, не видимой глазом пористостью прилипают к языку.

Структура осадочных пород отражает их происхождение – обломочные породы состоят из обломков более древних пород и минералов, т.е. имеют обломочную структуру; глинистые сложены мельчайшими не видимыми вооруженным глазом зернами преимущественно глинистых минералов – пелитовая структура; хемобиогенные обладают либо кристаллической структурой (от ясно видимой до скрытокристаллической), либо аморфной, либо органогенной, выделяемой в тех случаях, когда порода представляет собой скопление скелетных частей организмов или их обломков.

Наиболее распространенные осадочные горные породы. Обломочные породы. По величине обломков обломочные породы делятся на: грубообломочные породы (псефитовые), состоящие из обломков более 2 мм в поперечнике; среднеобломочные или песчаные породы (псаммитовые), состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм в поперечнике, и мелкообломочные, или пылеватые породы (алевритовые), состоящие из обломков от 0,05 до 0,005 мм в поперечнике. В пределах каждого гранулометрического типа породы подразделяются по окатанности обломков, а также в зависимости от того, представляют ли эти обломки рыхлые скопления или скреплены (цементированы) каким-либо цементом.

Обломочные породы характеризуются также и составом обломков. Однородные по составу породы часто состоят из обломков кварца как

одного из наиболее устойчивых минералов. К породам смешанного состава относят, например, аркозовые породы, содержащие обломки продуктов разрушения гранитов: калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, меньше кварца и слюд. Если преобладают обломки средних, основных и ультраосновных магматических пород и слагающих их минералов, а также метаморфических сланцев и аргиллитов, обломочные породы называются граувакковыми.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяют следующие: глыбы и валуны – соответственно угловатые и скатанные обломки размером свыше 200 мм в поперечнике; щебень и галька – при размерах обломков от 200 до 10 мм; дресва и гравий – при размерах обломков от 10 до 2 мм.

Грубообломочные породы, представляющие собой цементированные неокатанные обломки, называются брекчиями и дресвяниками, цементированные окатанные обломки – конгломератами и гравелистами.

При макроскопическом определении грубообломочных пород следует описывать состав, размеры и форму обломков. Определяя размеры, надо указывать пределы их колебаний и преобладающий размер. Следует, возможно, более точно описывать форму обломков, ибо она может подсказать, какие факторы способствовали ее возникновению. Для цементированных пород необходимо давать описание цемента - его состава, прочности, плотности и др. Цементом служат различные химические соединения и механические частицы, выпадающие из вод, циркулирующих между обломками. Часто цемент бывает глинистым, сравнительно легко размокающим, карбонатным, легко определяемым по реакции с соляной кислотой, кремнистым, характеризующимся большой твердостью и иногда характерным блеском, железистым, выделяющимся желто-красно-бурыми окрасками и большой плотностью и др.

К *среднеобломочным породам* относятся распространенные в земной коре пески и песчаники. Первые представляют собой скопление нецементированных обломков песчаной размерности, вторые - такие же, но цементированные обломки. В зависимости от величины обломков пески и песчаники разделяются на грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые. По составу обломков они, как и грубообломочные, бывают однородными и смешанными. Преобладающий состав обломков отражается в названии породы, например кварцевый песок или песчаник, глауконитовый, кварцево-слюдястый, аркозовый и др. Опи-

сание песков и песчаников производится по той же схеме, что и грубо-обломочных пород.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называются алевритами. Одним из широко распространенных представителей алевритов является лёсс – светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из обломков кварца и меньше – полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести, что легко обнаруживается по реакции с соляной кислотой. Лёсс легко растирается в мучнистый порошок, обладает большой пористостью (до 50%) и относительно слабой водопроницаемостью. При цементации алевритов морского, озерного и другого происхождения, сложенных частицами той же или близкой размерности, возникают алевролиты - широко распространенные породы разнообразной окраски, обычно с плитчатым строением, легко обнаруживаемым при раскалывании породы.

Все обломочные породы широко используются в различных отраслях строительства, чистые кварцевые пески - при изготовлении стекла.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50% от объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов. Кроме того, в их состав входят столь же мелкие зерна хлоритов, окислов и гидроокислов алюминия, глауконита, опала и других минералов, являющихся продуктами химического разрушения различных пород и отчасти глинистых минералов. Третья составляющая глинистых пород – разнообразные обломки размерами меньше 0,01 мм (0,005 мм). По степени литифицированности среди глинистых пород выделяют глины, – легко размокающие породы и аргиллиты – сильно уплотненные, потерявшие способность размокать глины.

В сухом состоянии глины образуют крепкие агрегаты с пелитоморфной (мучнистой) структурой. Излом их землистый или раковистый, текстура мелкопористая, растираются в порошок. Они впитывают влагу и становятся при этом пластичными и водоупорными. Окраска разнообразна и зависит как от цвета глинистых минералов, так и в значительной степени от примесей. В зависимости от свойств глинистых минералов некоторые глины при намокании разбухают, другие этим свойством не обладают. При специальных исследованиях выделяются разновидности глин, состоящие из тех или иных глинистых минералов. Применяются глины как огнеупорный материал, как поглотитель, для изготовления кирпича, керамики. Аргиллиты - облада-

ют массивной или тонкоплитчатой текстурой. Обычно окрашены в более темные, чем глины, цвета.

Кроме песчаных, пылеватых и глинистых пород существует еще ряд смешанных пород, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся супеси, содержащие наряду с песчаными до 20–30% глинистых частиц, и суглинки, в которых количество глинистых частиц увеличивается до 40–50%. Соответственно с этим меняются и свойства пород, что прежде всего выражается в уменьшении пластичности при намокании от глин к пескам.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах. Структура химических (хемогенных) пород определяется агрегатным состоянием минералов их слагающих - кристаллическим или аморфным и размерами кристаллических зерен, структура органогенных пород - состоянием слагающих их органических остатков и принадлежностью организмов к тем или иным группам. Классификация хемогенных и органогенных горных пород обычно производится по химическому составу слагающих их минералов.

На долю карбонатных пород в осадочной оболочке Земли приходится около 14%. Главный породообразующий минерал этих пород – кальцит, в меньшей степени – доломит. Соответственно, наиболее распространенными среди карбонатных пород являются известняки – номинеральные породы, состоящие из кальцита. Свойства, присущие этому минералу, могут быть использованы для определения известняков. Цвет известняков обычно светлый – белый, светло-желтый, светло-серый, но примесями может быть изменен в любой, вплоть до черного. Известняки бывают химического и органогенного (биогенного) происхождения. Первые образуются при выпадении кальцита из вод морей, озер, подземных вод.

Среди них различают: 1) плотные мелко- и тонкокристаллические массы, в которых кристаллическое строение определяется лишь микроскопически – плотные (пелитоморфные) известняки; 2) скопление известковых оолитов скорлуповатого или радиально-лучистого строения, соединенных известковым цементом – оолитовые известняки, образующиеся в прибрежной зоне моря; 3) сильнопористые породы, состоящие из мелкокристаллического или скрытокристаллического кальцита – известковые туфы или травертины – связанные с выходами на поверхность подземных вод; 4) обломочные известняки, слагающиеся обломками известняков разных размеров и окатанности, скрепленными карбонатным цементом. Среди биогенных известняков, прежде всего, выделяются известняки, состоящие из цельных остатков органи-

генных построек или отдельных раковин – известняки-ракушечники и из их обломков – детритусовые известняки.

Следующий признак для подразделения органогенных известняков основывается на систематической принадлежности органических остатков. Например, выделяют известняки коралловые, брахиоподовые, фузулиновые и др. Иногда органические остатки бывают столь мелки, что невооруженным глазом не могут быть обнаружены. В таких случаях макроскопически не удастся установить принадлежность породы к тому или другому из названных генетических типов. К таким породам относится, например, мел, состоящий в основном из раковин фораминифер и остатков кокколитофорид (известковых водорослей), не видимых невооруженным глазом и часто претерпевших значительные изменения.

В известняках обычно присутствуют различные примеси - кремнезем, углистое вещество, терригенный материал и др. Одной из распространенных пород смешанного состава является мергель - порода, состоящая из кальцита и на 25–75% из глинистых частиц. Внешне она мало отличима от известняков. Определяющим признаком является реакция с соляной кислотой, после которой на высохшей поверхности породы возникает пятно, вызванное концентрацией глинистых частиц.

Доломиты представляют агрегаты минерала того же названия. Похожи на известняки и отличаются от них более слабой реакцией с соляной кислотой. Образуются главным образом при химических изменениях известняков, а также путем выпадения из водных растворов. Карбонатные породы широко используются в различных отраслях промышленности – в металлургии, для изготовления огнеупоров, в строительном деле и др.

Кремнистые породы состоят главным образом из опала и халцедона. Так же, как карбонатные, они могут иметь биогенное, химическое и смешанное происхождение.

К биогенным породам относятся диатомиты и радиоляриты, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей и радиолярий, скрепленных опаловым цементом. Макроскопически это белые, светло-серые или светло-желтые породы, легко растирающиеся в тонкий порошок, пачкающие руки. Очень легкие (объемная масса 0,4–0,85), что обусловлено большой микропористостью. С этим связана способность этих пород жадно впитывать влагу (липнут к языку).

К хемогенным и хемобиогенным породам относятся также трепелы и опоки.

Трепелы - породы, состоящие из мельчайших зернышек опала, скрепленных опаловым цементом. В небольших количествах присутствуют опаловые скорлупки диатомовых водорослей и остатки кремнистых скелетов радиолярий и губок. Макроскопически неотличимы от диатомитов.

Опоки, как и трепелы, состоят из зернышек опала и остатков кремневых скелетов организмов, что можно установить только микроскопически. Макроскопически это твердые породы белого, серого до черного цвета, обладающие обычно раковистым изломом. Некоторые при ударе раскалываются с характерным звенящим звуком. Легкие, но обладают большей, чем трепел, объемной массой (1,1–1,82).

Химическое происхождение имеют гейзериты и кремнистые туфы, состоящие также из опала. Это светлоокрашенные породы с пористой текстурой. Образуются на поверхности из вод гейзеров и горячих минеральных источников.

Кремни - породы также химического происхождения, состоящие из халцедона, опала, глинистых частиц. Обычно встречаются среди осадочных пород в виде конкреций, возникших в процессе диагенеза.

Кремнистые породы применяются для изготовления кремнистого цемента как тепло- и звукоизоляционный материал. Некоторые разновидности используются как поделочный камень.

Галлоидные и сульфатные породы относятся к химическим образованиям, выпадающим в осадок из растворов. Классифицируются по минеральному составу.

Каменная соль - светлоокрашенные полнокристаллические агрегаты галита, образующие слоистые толщи, в которых нередко чередуются с прослоями других, близких по генезису пород (калийных солей, гипса и др.). Легко определяется по признакам, характерным для минерала галита.

Из сернокислых пород наибольшим распространением пользуется гипс, состоящий из минерала того же названия. Встречается в виде полнокристаллических, обычно мелкозернистых светлоокрашенных агрегатов.

Каустобиолиты (греч. «каустоо» - горючий, «биос» - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся породы ряда углей (торф, ископаемые угли), горючие сланцы, нефть и газы. Методика изучения двух последних существенно отличается от рассмотренной выше, и на их описании мы не останавливаемся.

Породы ряда углей, представляющие собой разные стадии разложения растительных организмов в условиях с затрудненным доступом кислорода или без него, пользуются широким распространением в природе.

Торф – более или менее рыхлая, землистая, пористая, гумусовая масса желтого, бурого или черного цвета, содержащая видимые невооруженным глазом растительные остатки, а также терригенный материал. Он является результатом неполного разложения растительности в болотах при участии бактерий (первая стадия превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь). Содержание углерода в торфе 55–60%.

Ископаемые угли образуются преимущественно из древесной растительности (гумусовые угли), меньше из водорослей (сапропелевые угли). В углях присутствует терригенная примесь. По степени разложения органического вещества выделяют: бурые угли – плотная, темно-бурая или черная порода с землистым, редко раковистым изломом, матовым блеском. Черта темно-бурая. Неразложившиеся части растений встречаются редко. Содержание углерода 60–75%. Каменные угли – результат более глубоко зашедшего процесса преобразования органического вещества. Содержание углерода увеличивается до 90%. Породы черная, более плотной текстуры, чем бурый уголь, излом землистый, блеск обычно матовый, черта черная (пачкает руки). Антрацит – результат еще большей переработки ископаемых углей в условиях повышенного давления и температуры. Содержание углерода увеличивается до 97%. Макроскопически плотные, серовато-черные породы с сильным металлоидным блеском. Излом неровный, раковистый; рук не пачкает. Плотность углей возрастает от 0,7 у торфа до 1,6 у антрацита. Представляя результат постепенного изменения первичного органического вещества, породы ряда углей макроскопически не всегда легко различаются друг от друга.

Горючие сланцы – породы смешанного обломочного и органогенного происхождения, образующиеся на дне бассейнов при одновременном осаждении органического вещества (до 20–60%) и глинистых или известково-глинистых частиц.

Метаморфические горные породы – результат преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой. Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (петростатическое) давление, химическое воздействие газов и флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблю-

дать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.

Для метаморфических пород наиболее типичны ориентированные текстуры. К ним относятся, например, сланцеватая текстура, обусловленная взаимно параллельным расположением минеральных зерен призматической или пластинчатой форм; гнейсовая, или гнейсовидная текстура, характеризующаяся чередованием полосок различного минерального состава; в случае чередования полос, состоящих из зерен светлых и цветных минералов, текстура называется полосчатой. Внешне эти текстуры напоминают слоистость осадочных пород, но их происхождение связано не с процессом накопления осадков, а с перекристаллизацией и переориентировкой минеральных зерен в условиях ориентированного давления. Если метаморфическая порода мономинеральна и слагающий ее минерал имеет более или менее изометричные формы (кварц, кальцит), то в этом случае порода имеет неупорядоченную массивную текстуру. Все метаморфические породы имеют плотную текстуру. Поскольку сходные по составу, структурам и текстурным метаморфические породы могут образоваться за счет изменения как магматических, так и осадочных пород, к названиям метаморфических пород, возникших по магматическим породам, прибавляется приставка «орто» (например, ортогнейсы), а к названиям метаморфических, первично-осадочных пород – приставка «пара» (например, парагнейсы). Процессы метаморфизма могут быть развиты на огромных площадях в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров (региональный метаморфизм), но могут проявляться и на очень небольших площадях (локальный метаморфизм). Наибольшее распространение в земной коре имеют породы регионального метаморфизма, описанные ниже.

Породы регионального метаморфизма. Региональный метаморфизм происходит в диапазоне температур от 300–400° до 900–1000° С, давление меняется в пределах от 3–5–10 до 10–15 Па. Увеличение температуры и давления приводит к росту интенсивности метаморфизма. Породы различного первичного состава по-разному реагируют на изменение физико-химических условий. Метаморфизм простых по химическому составу пород, таких, как кварцевые песчаники или известняки, заключается только в изменении структуры и текстуры, а минеральный состав почти не изменяется. Кварцевые песчаники и другие богатые кремнеземом породы при метаморфизме превращаются в

кварциты, которые состоят почти полностью из кварца, имеют полнокристаллическую, обычно мелкозернистую структуру. Текстура, как правило, массивная. Цвет кварцитов различен.

Карбонатные породы (известняки, доломиты и др.) превращаются в мраморы, полнокристаллические мономинеральные агрегаты кальцита, обладающие массивной текстурой. Разнообразная окраска мраморов связана с неоднородностями исходных пород.

Земную кору слагают горные породы, представляющие собой закономерные агрегаты минералов. Последние состоят из различных химических элементов. Химический состав и внутренняя структура минералов зависят от условий их образования и определяют свойства. В свою очередь строение и минеральный состав горных пород указывают на происхождение последних и позволяют определять породы в полевых условиях.

4.3. Геологические процессы

Геологические процессы видоизменяют земную кору и ее поверхность, приводя к разрушению и одновременно созданию горных пород. Экзогенные процессы обусловлены действием силы тяжести и солнечной энергии, а эндогенные – влиянием внутреннего тепла Земли и гравитации. Все процессы взаимосвязаны между собой, а их изучение позволяет использовать метод актуализма для познания геологических процессов далекого прошлого.

4.3.1. Экзогенные процессы

4.3.1.1. Выветривание

Под выветриванием понимается совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов в приповерхностной части земной коры. Это преобразование зависит от многих факторов: колебаний температуры; химического воздействия воды и газов – углекислоты и кислорода (находящихся в атмосфере и в растворенном состоянии в воде); воздействия органических веществ, образующихся при жизни растений и животных и при их отмирании и разложении. Сказанное свидетельствует о том, что процессы выветривания тесно связаны с взаимодействием приповерхностной части земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Именно граничная область разных фаз обладает высокой реактивной способностью. Часть земной коры, в которой происходит преобразование минерального вещества,

называется зоной выветривания или зоной гипергенеза (от греч. «гипер» - над, сверху). Процесс гипергенеза, или выветривания, очень сложен и зависит от климата, рельефа, того или иного органического мира и времени. Разнообразные сочетания перечисленных факторов обуславливают сложность и многообразие хода выветривания. Особенно велика роль климата, являющегося одной из главных причин и движущих сил процессов выветривания. Из всей совокупности климатических элементов наибольшее значение имеют тепло (приходно-расходный баланс лучистой энергии и др.) и степень увлажнения (водный режим). В зависимости от преобладания тех или иных факторов в едином и сложном процессе выветривания условно выделяются два взаимосвязанных типа: 1) физическое выветривание и 2) химическое выветривание.

В физическом выветривании наибольшее значение имеет температурное выветривание, которое связано с суточными и сезонными колебаниями температуры, что вызывает то нагревание, то охлаждение поверхностной части горных пород. Вследствие резкого различия теплопроводности, коэффициентов теплового расширения и сжатия и анизотропии тепловых свойств минералов, слагающих горные породы, возникают определенные напряжения. Особенно ярко это выражено в многоминеральных магматических и метаморфических породах (гранитах, сиенитах, габбро, гнейсах, кристаллических сланцах и др.), образовавшихся в глубинах Земли в специфической термодинамической обстановке, в условиях высоких температур и давлений. При выходе на поверхность такие породы оказываются малоустойчивыми, так как коэффициент расширения разных породообразующих минералов неодинаков. В качестве примера можно привести такие важные породообразующие минералы гранита, как ортоклаз, альбит и кварц. Коэффициент объемного расширения ортоклаза, например, в три раза меньше, чем у альбита, и в два раза меньше, чем у кварца. Кроме того, коэффициент расширения даже у одного и того же породообразующего минерала неодинаков по разным кристаллооптическим осям, как, например, у кристаллов кварца и кальцита, что приводит при колебаниях температуры к возникновению местных напряжений и разрушению одноминеральных горных пород, таких, как мраморы, известняки, кварцевые песчаники и др.

Большие различия коэффициента «расширение – сжатие» породообразующих минералов при длительном воздействии колебаний температуры приводят к тому, что взаимное сцепление отдельных минеральных зерен нарушается, образуются трещины и в конце концов происходит дезинтеграция горных пород, их распад на отдельные об-

ломки различной размерности (глыбы, щебень, песок и др.). Дезинтеграции горных пород, возможно, способствуют также конденсация и адсорбция от лат. «ад» – при, «сорбере» – глотать) водяных паров и пленок на стенках возникающих трещин.

Процесс температурного выветривания, вызывающего механическую дезинтеграцию горных пород, особенно характерен для экстрааридных и нивальных ландшафтов с континентальным климатом и непромывным типом режима увлажнения. Особенно наглядно это проявляется в областях пустынь, где количество выпадающих атмосферных осадков находится в пределах 100–250 мм/год (при колоссальной испаряемости) и наблюдается резкая амплитуда суточных температур на незащищенной растительностью поверхности горных пород. В этих условиях минералы, особенно темноцветные, нагреваются до температур, превышающих температуру воздуха, что и вызывает дезинтеграцию горных пород и на консолидированном ненарушенном субстрате формируются обломочные продукты выветривания. В пустынях наблюдается шелушение, или десквация (лат. «десквамаре» – снимать чешую), когда от гладкой поверхности горных пород при значительных колебаниях температур отслаиваются чешуи или толстые пластины, параллельные поверхности. Этот процесс особенно хорошо можно проследить на отдельных глыбах, валунах.

В жарких пустынных областях механическое воздействие на горные породы и их дезинтеграция осуществляются также ростом кристаллов солей, образующихся из вод, которые попадают в капиллярные трещины в виде растворов. При сильном нагревании вода испаряется, а соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются, в результате увеличивается давление, капиллярные трещины расширяются, что способствует нарушению монолитности горной породы. Нередко возникают карбонатные пленки. Температурное выветривание весьма активно протекает также на вершинах и склонах гор, не покрытых снегом и льдом, где воздух прозрачный и инсоляция больше, чем в прилежащих низменностях. Более или менее выположенные поверхности гор нередко бывают покрыты глыбово-щебнистыми продуктами выветривания. В то же время на горных склонах наряду с выветриванием развиваются различные гравитационные процессы: обвалы, камнепад, осыпи, оползни. Все данные об указанных гравитационных процессах детально рассмотрены в учебнике по геоморфологии. Здесь же отметим, что накопившиеся в основании склонов и их подножий продукты гравитационных процессов (осыпей, обвалов) представляют своеобразный генетический тип континентальных отложений, называемых коллювием (от лат. "коллювио" - скопление).

Интенсивное физическое (механическое) выветривание происходит в районах с суровыми климатическими условиями (в полярных и субполярных странах) с наличием многолетней мерзлоты, обусловливаемой ее избыточным поверхностным увлажнением. В этих условиях выветривание связано главным образом с расклинивающим действием замерзающей воды в трещинах и с другими физико-механическими процессами, связанными с льдообразованием. Температурные колебания поверхностных горизонтов горных пород, особенно сильное переохлаждение, зимой, приводят к объемно-градиентному напряжению и образованию морозобойных трещин, которые в дальнейшем разрабатываются замерзающей в них водой. Хорошо известно, что вода при замерзании увеличивается в объеме более чем на 9% (П. А. Шумский, 1954). В результате развивается давление на стенки крупных трещин, вызывающее большое расклинивающее напряжение, раздробление горных пород и образование преимущественно глыбового материала. Такое выветривание иногда называют морозным. Расклинивающее воздействие на горные породы оказывает также корневая система растущих деревьев. Механическую работу производят и разнообразные роющие животные. В заключение следует сказать, что чисто физическое выветривание приводит к раздроблению горных пород, к механическому разрушению без изменения их минералогического и химического состава.

Одновременно с физическим выветриванием в областях с промывным типом режима увлажнения происходят и процессы химического изменения с образованием новых минералов. При механической дезинтеграции плотных горных пород образуются макротрещины, что способствует проникновению в них воды и газа и, кроме того, увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Это создает условия для активизации химических и биогеохимических реакций. Проникновение воды или степень увлажненности не только определяют преобразование горных пород, но и обуславливают миграцию наиболее подвижных химических компонентов. Это находит особенно яркое отражение во влажных тропических зонах, где сочетаются высокая увлажненность, высокотермические условия и богатая лесная растительность. Последняя обладает огромной биомассой и значительным спадом. Эта масса отмирающего органического вещества преобразуется, перерабатывается микроорганизмами, в результате в большом количестве возникают агрессивные органические кислоты (растворы). Высокая концентрация ионов водорода в кислых растворах способствует наиболее интенсивному химическому преобразованию горных

пород, извлечению из кристаллических решеток минералов катионов и вовлечению их в миграцию.

Особая роль биосферы в геологических процессах была отмечена в работах крупнейшего русского ученого В. И. Вернадского. Он ввел понятие о «живом веществе» как перманентном геологическом деятеле, как аккумуляторе и перераспределителе Солнечной энергии. Он писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу»; «живое вещество есть форма активизированной материи и эта энергия тем больше, чем больше масса живого вещества». К процессам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление особенно интенсивно протекает в минералах, содержащих железо. В качестве примера можно привести окисление магнетита, который переходит в более устойчивую форму – гематит ($\text{Fe}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$). Такие преобразования констатированы в древней коре выветривания КМА, где разрабатываются богатые гематитовые руды. Интенсивному окислению (часто совместно с гидратацией) подвергаются сульфиды железа. Так, например, можно представить выветривание пирита:



Лимонит (бурый железняк). На некоторых месторождениях сульфидных и других железных руд наблюдаются "бурожелезняковые шляпы", состоящие из окисленных и гидратированных продуктов выветривания. Воздух и вода в ионизированной форме разрушают железистые силикаты и превращают двухвалентное железо в трехвалентное.

Гидратация. Под воздействием воды происходит гидратация минералов, т.е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллической структуры минерала. Примером гидратации является переход ангидрита в гипс: ангидрит- $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – гипс. Гидратированной разновидностью является также гидрогётит: гётит – $\text{FeOOH} + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – гидрогётит.

Процесс гидратации наблюдается и в более сложных минералах - силикатах.

Растворение. Многие соединения характеризуются определенной степенью растворимости. Их растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горных пород и просачивающейся через трещины и поры в глубину. Ускорению процессов растворения способствуют высокая концентрация водородных ионов и содержание в воде O_2 , CO_2 и органических кислот. Из химических соединений

наилучшей растворимостью обладают хлориды – галит (поваренная соль), сильвин и др. На втором месте – сульфаты – ангидрит и гипс. На третьем месте карбонаты – известняки и доломиты. В процессе растворения указанных пород в ряде мест происходит образование различных карстовых форм на поверхности и в глубине.

Гидролиз. При выветривании силикатов и алюмосиликатов важное значение имеет гидролиз, при котором структура кристаллических минералов разрушается благодаря действию воды и растворенных в ней ионов и заменяется новой существенно отличной от первоначальной и присущей вновь образованным гипергенным минералам. В этом процессе происходят: 1) каркасная структура полевых шпатов превращается в слоистую, свойственную вновь образованным глинистым гипергенным минералам; 2) вынос из кристаллической решетки полевых шпатов растворимых соединений сильных оснований (K, Na, Ca), которые, взаимодействуя с CO_2 , образуют истинные растворы бикарбонатов и карбонатов (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3). В условиях промывного режима карбонаты и бикарбонаты выносятся за пределы места их образования. В условиях же сухого климата они остаются на месте, образуют местами пленки различной толщины, или выпадают на небольшой глубине от поверхности (происходит карбонатизация); 3) частичный вынос кремнезема; 4) присоединение гидроксильных ионов.

Процесс гидролиза протекает стадийно с последовательным возникновением нескольких минералов. Так, при гипергенном преобразовании полевых шпатов возникают гидрослюда, которые затем превращаются в минералы группы каолинита или галуазита:

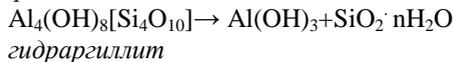


ортоклаз

гидрослюда

каолинит

В умеренных климатических зонах каолинит достаточно устойчив и в результате накопления его в процессах выветривания образуются месторождения каолина. Но в условиях влажного тропического климата может происходить дальнейшее разложение каолинита до свободных окислов и гидроокислов:



гидрагиллит

Таким образом, формируются окислы и гидроокислы алюминия, являющиеся составной частью алюминиевой руды – бокситов.

При выветривании основных пород и особенно вулканических туфов среди образующихся глинистых гипергенных минералов наряду с гидрослюдами широко развиты монтмориллониты (Al_2Mg_3) $[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и входящий в эту группу высокоглиноземистый

минерал бейделлит $Al_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]nH_2O$. При выветривании ультраосновных пород (ультрабазитов) образуются нонтрониты, или железистые монтмориллониты $(FeAl_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. В условиях значительного атмосферного увлажнения происходит разрушение нонтронита, при этом образуются окислы и гидроокислы железа (явление обохривания нонтронитов) и алюминия.

Ветер – один из важнейших экзогенных факторов, преобразующих рельеф Земли и формирующих специфические отложения. Наиболее ярко эта деятельность проявляется в пустынях, занимающих около 20% поверхности континентов, где сильные ветры сочетаются с малым количеством выпадающих атмосферных осадков (годовое количество не превышает 100–200 мм/год); резким колебанием температуры, иногда достигающим 50° и выше, что способствует интенсивным процессам выветривания; отсутствием или разреженностью растительного покрова. Особенно большие площади заняты пустынями в Азии, Африке, Австралии, меньше в Европе и Америке. Кроме того, активная деятельность ветра проявляется во внепустынных областях - на побережьях океанов, морей и в крупных речных долинах, не покрытых растительностью, а местами в полупустынях и даже в умеренном климате.

Геологическая работа ветра состоит из следующих видов:

- 1) дефляции (лат. «дефляцио» – выдувание и развевание);
- 2) корразии (лат. «корразио» – обтачивание, соскабливание);
- 3) переноса;
- 4) аккумуляции (лат. «аккумуляцио» – накопление).

Все указанные стороны работы ветра в природных условиях тесно связаны друг с другом, проявляются одновременно и представляют единый сложный процесс. Можно говорить лишь о том, что в одних местах преобладают одни виды процесса, в других – иные. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, создаваемые ими формы рельефа и отложения называют эоловыми (Эол в древнегреческой мифологии - бог ветров).

Дефляция – выдувание и развевание ветром рыхлых частиц горных пород (главным образом песчаных и пылеватых). Известный исследователь пустынь Б. А. Федорович выделяет два вида дефляции: площадную и локальную.

Площадная дефляция наблюдается как в пределах коренных скальных пород, подверженных интенсивным процессам выветривания, так и особенно на поверхностях, сложенных речными, морскими, водноледниковыми песками и другими рыхлыми отложениями. В твердых трещиноватых скальных горных породах ветер проникает во все трещины и выдувает из них рыхлые продукты выветривания.

Поверхность пустынь в местах развития разнообразного обломочного материала в результате дефляции постепенно очищается от песчаных и более мелкоземистых частиц (выносимых ветром) и на месте остаются лишь грубые обломки – каменистый и щебнистый материал. Площадная дефляция иногда проявляется в засушливых степных областях различных стран, где периодически возникают сильные иссушающие ветры – «суховеи», которые выдувают распаханную почву, перенося на далекие расстояния большое количество ее частиц.

Локальная дефляция проявляется в отдельных понижениях рельефа. Многие исследователи именно дефляцией объясняют происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых местами опущено на многие десятки и даже первые сотни метров ниже уровня Мирового океана. Одним из примеров является впадина Карагие в Закаспии, дно которой опущено на 132 м ниже уровня моря. На дне некоторых котловин в верхнем слое пород часто происходит накопление солей. Это может быть связано или с капиллярным подъемом к поверхности дниц соленых подземных вод, или с привнесом солей временными пересыхающими ручьями, или с усыханием мелких водоемов. Подземные и поверхностные воды испаряются, а соли, кристаллизация которых разрывает и разрыхляет породу, превращая ее в тонкую солончаковую пыль, остаются. В жаркие безветренные дни над солончаками дниц котловин вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха (штопорообразные смерчи). Восходящие токи и ветер в течение лета могут вынести весь разрыхленный материал. Ежегодное повторение указанного процесса приводит к дальнейшему углублению дефляционных впадин, или котловин выдувания. Локальная дефляция проявляется также в отдельных щелях и бороздах в горных породах (бороздовая дефляция).

Коррозия представляет механическую обработку обнаженных горных пород песчаными частицами, переносимыми ветром, выражающуюся в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т. п. Этот процесс сходен с применяемым в практике методом чистки каменных зданий искусственными песчаными струями. Песчаные частицы поднимаются ветром на различную высоту, но наибольшая их концентрация в нижних приземных частях воздушного потока (до 1,0–2,0 м). Сильные длительно продолжающиеся удары песка о нижние части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их, и они утоняются в сравнении с вышележащими. Этому способствуют также процессы выветривания, нарушающие монолитность породы, что со-

проводится быстрым удалением продуктов разрушения. Таким образом, взаимодействие дефляции, переноса песка, корразии и выветривания придают скалам в пустынях своеобразные очертания. Некоторые из них грибообразной формы (при изменяющихся направлениях ветра), другие сходны с подточенными столбами или обелисками. При преобладании ветров одного направления в основании скальных выступов образуются различные корразионно-дефляционные ниши, небольшие пещеры, котлообразные и другие формы.

Академик В. А. Обручев в 1906 г. открыл в Джунгарии, граничащей с Восточным Казахстаном, целый «эоловый город», состоящий из причудливых сооружений и фигур, созданных в песчаниках и пестрых глинах в результате пустынного выветривания, дефляции и корразии. Если на пути движения песка встречаются гальки или небольшие обломки твердых пород, то они истираются, шлифуются по одной или нескольким плоским граням. При достаточно длительном воздействии несомого ветром песка из галек и обломков образуются эоловые многогранники или трехгранники с блестящими отполированными гранями и относительно острыми ребрами между ними. Следует также отметить, что корразия и дефляция проявляются и на горизонтальной глинистой поверхности пустынь, где при устойчивых ветрах одного направления песчаные струи образуют отдельные длинные борозды или желоба глубиной от десятков сантиметров до первых метров, разделенные параллельными неправильной формы гребнями. Такие образования в Китае называют ярдангами.

4.3.1.2. Деятельность рек

Мощные водные потоки рек, расчленяющие огромные пространства суши, производят значительную эрозионную, переносную и аккумулятивную деятельность. Это наиболее динамические системы, преобразующие рельеф. Интенсивность работы рек определяется их живой силой, т. е. кинетической энергией, равной $mv^2/2$, где m - масса воды; v - скорость течения. Последняя зависит от уклона продольного профиля и определяется по формуле Шези:

$$v = c\sqrt{R_i},$$

где c – коэффициент, зависящий от шероховатости русла; R – гидравлический радиус, равный отношению площади живого сечения водотока к смоченному периметру; i – уклон.

Под уклоном понимается величина перепада высот, деленная на расстояние по горизонтали, на котором наблюдается этот перепад.

На интенсивности процессов в речных долинах сказывается турбулентный характер течения, когда молекулы воды движутся беспорядочно или по перекрещивающимся траекториям, наблюдаются различные завихрения, вызывающие перемешивание всей массы воды от дна до ее поверхности. Наибольшие скорости наблюдаются в приповерхностной части потока на стрежне, меньше у берегов и в придонной части, где поток испытывает трение о породы, слагающие русло. Вдоль реки скорость течения также меняется, что связано с наличием перекатов и плёсов, нарушающих равномерность уклона.

В зависимости от характера и интенсивности питания изменяются режим рек, количество и уровень воды, а также скорость ее течения. В соответствии с изменением уровня воды в реке говорят о высоком горизонте, соответствующем половодью, и низком меженном горизонте, или межени, наступающей после спада половодья. Помимо этого, в реках наблюдаются периодические паводки, соответствующие кратковременному повышению уровня воды от затяжных дождей.

Речная эрозия. Выделяют два типа эрозии:

- 1) донная, или глубинная, направленная на врезание речного потока в глубину;
- 2) боковая, ведущая к подмыву берегов и в целом к расширению долины.

4.4. Геологическая деятельность подземных вод

4.4.1. Виды воды в горных породах

К подземным водам относятся все природные воды, находящиеся под поверхностью Земли в подвижном состоянии. Вопросы происхождения, движения, развития и распространения подземных вод являются предметом изучения специальной отрасли геологической науки - гидрогеологии (греч. «гидро» - вода). Подземные воды тесно связаны с водой атмосферы и наземной гидросферы - океанами, морями, озерами, реками. В природных условиях происходит непрерывное взаимодействие этих вод, так называемый гидрологический круговорот (рис.4.2).

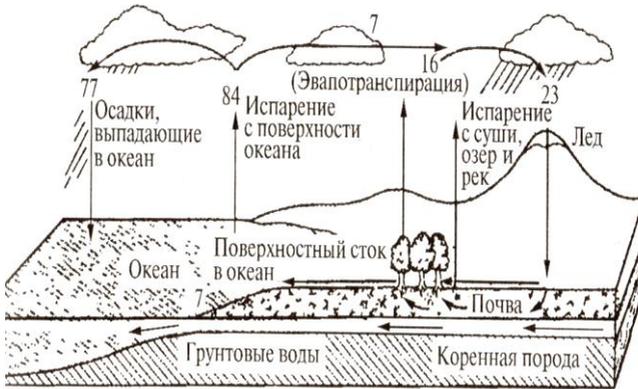


Рис. 4.2. Гидрологический цикл и накопление воды (проценты рассчитаны, исходя из допущения, что ежегодно выпадает 100% осадков)

Одним из важнейших факторов, определяющих условное начало круговорота, является испарение воды с поверхности океанов, морей и поступление влаги в атмосферу. Наибольшее поступление влаги в атмосферу происходит за счет испарения в океанах. Часть образующегося водяного пара над океаном, конденсируясь, выпадает в виде осадков над самим океаном, завершая так называемый малый круговорот. В отличие от малого большой круговорот обусловлен водообменом между океанами и сушей, когда значительная часть водяных паров с океана переносится воздушными течениями на материка, где при благоприятных условиях, они конденсируются и выпадают в виде атмосферных осадков. Большая часть атмосферных осадков, выпадающих на материка, стекает по поверхности и вновь непосредственно или через реки попадает в океан, часть же осадков просачивается (фильтруется) в горные породы и идет на пополнение подземных вод, образующих подземный сток, и, наконец, некоторый объем вновь испаряется в атмосферу.

Таким образом, распределение выпадающих атмосферных осадков может быть представлено следующей схемой: испарение, поверхностный сток, инфильтрация, или просачивание, подземный сток. Соотношение между указанными составляющими изменяется в зависимости от конкретных природных условий: рельефа, температуры воздуха, растительности, водопроницаемости горных пород и др. В пределах большого круговорота на материках выделяется внутренний, или внутриконтинентальный, круговорот, повторяющийся неоднократно,

существенно увеличивая количество атмосферных осадков, выпадающих на сушу и пополняющих подземные воды.

Водноколлекторские свойства горных пород определяются их пористостью и трещиноватостью. По характеру пустот породы – коллектора (лат. «коллектор» – собирающий) могут быть подразделены на следующие категории: 1) гранулярные (лат. «гранулум» – зернышко) или рыхлые зернистые пористые породы, такие, как пески, гравий, галечники; 2) трещиноватые скальные породы с трещинной пустотностью – песчаники, известняки, доломиты, магматические, метаморфические породы и др.; 3) трещиноватые и трещинно-карстовые породы, такие, как известняки, доломиты, гипсы, соли. Таким образом, подземные воды могут заполнять поры между отдельными зернами осадка, мелкие и крупные трещины, зоны тектонических разломов, карстовые пустоты и полости.

Общая пористость пород выражается отношением объема всех пор (v_p) к объему всей породы (v):

$$p = v_p/v; \text{ или в процентах: } p = v_p/v \cdot 100\%.$$

Важное значение для формирования и движения подземных вод имеет не только общая пористость, но и размеры пустот и их связь друг с другом. Известно, что пористость глин достигает 50-60%, а фактически это относительно водонепроницаемые породы вследствие того, что поры в них субкапиллярные (диаметр менее 0,0002 мм). Пористость осадочных пород, а следовательно, и их водопроницаемость зависят от:

- 1) формы и расположения составляющих частиц;
- 2) степени их отсортированности;
- 3) цементации и уплотнения;
- 4) выноса (выщелачивания) растворимых веществ, сопровождающегося образованием различных карстовых полостей;
- 5) характера и степени трещиноватости и наличия разломов.

На водопроницаемости горных пород сказывается характер сложения зерен. Представим себе, что зерна песка имеют шаровидную форму, но их расположение различно. В первом случае они расположены так, что их центры образуют куб, во втором – тетраэдр. Соответственно пористость изменяется от 47,6 до 26,2%, а следовательно, изменяется и водопроницаемость. Наибольшая водопроницаемость наблюдается в галечниках, гравии, в крупных песках, сильно закарстованных известняках и сильно трещиноватых породах разного генезиса. Относительно слабая проницаемость отмечается в тонкозернистых песках, супесях, еще меньшая в лёссах, легких суглинках, слаботрещиноватых

породах. Почти непроницаемыми (водоупорными) являются глины, тяжелые суглинки, сцементированные и другие массивные породы с ничтожной трещиноватостью.

Горные породы содержат различные виды воды. Ее состояние и свойства в рыхлых песчаных и глинистых породах впервые были экспериментально изучены советским ученым А. Ф. Лебедевым, выделившим несколько видов воды в горных породах, отличающихся физическими свойствами. Позднее его идеи получили дальнейшее развитие в работах В. А. Приклонского, А. А. Роде, А. М. Васильева, В. Д. Ломтадзе, Е. М. Сергеева и др. В настоящее время предложено следующее подразделение видов воды в породах:

I. Вода в форме пара.

II. Физически связанная вода: 1) прочносвязанная (гигроскопическая) вода; 2) слабосвязанная (пленочная) вода.

III. Свободная вода: 1) капиллярная вода; 2) гравитационная вода.

IV. Вода в твердом состоянии.

V. Кристаллизационная вода и химически связанная вода.

Вода в форме пара содержится в воздухе, заполняющем пустоты и трещины горных пород, свободные от жидкой воды. Парообразная вода находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами атмосферы. Прочносвязанная вода образуется непосредственно на поверхности частиц горных пород в результате процессов адсорбции молекул воды из паров и прочно удерживается под влиянием электрокинетических и межмолекулярных сил. Вследствие этого она и получила название прочносвязанной или гигроскопической. Содержание прочносвязанной воды зависит от состава, структуры и степени дисперсности минеральных частиц. Особенно много физически связанной воды содержится в тонкодисперсных глинистых породах. Слабосвязанная вода имеет меньший уровень энергетической связи. Она образует на поверхности частиц как бы вторую пленку поверх прочносвязанной и может передвигаться от участков с большей толщиной пленки к участкам, где толщина меньше. Пленка удерживается молекулярными силами, возникающими между молекулами прочносвязанной воды и молекулами воды вновь образующейся пленки. По мере роста толщины пленки действие молекулярных связей уменьшается. Внешние слои слабосвязанной воды доступны для питания растений и могут служить средой развития микроорганизмов. Суммарное содержание прочно- и слабосвязанной воды образует максимальную молекулярную влагоемкость, которая изменяется в зависимости от состава пород (в %): для песков 5–7; супесей – 9–19; суглинков – 15–23; глин – 25–40.

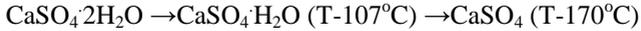
Капиллярная вода частично или полностью заполняет тонкие капиллярные поры и трещинки горных пород и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Она подразделяется на капиллярно-разобщенную, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую. Капиллярно-разобщенная вода называется также водой углов пор или стыковой водой. Она обычно образуется преимущественно в местах сопряжения частиц породы и суженных угловых участков пор, где прочно удерживается капиллярными силами (капиллярно-неподвижное состояние). Другие виды капиллярной воды способны передвигаться и передавать гидростатическое давление. Капиллярно-подвешенная вода образуется в верхней части зоны аэрации, в тонких порах и трещинках почв и песчано-глинистых пород за счет инфильтрации атмосферных осадков при влажности пород выше максимальной молекулярной влагоемкости. Капиллярно-подвешенная вода не доходит до уровня подземных вод. Она доступна для растений, но в засушливые годы при длительном испарении может расходоваться почти до полного исчезновения. Капиллярно-поднятая вода располагается над уровнем первого от поверхности водоносного горизонта (грунтовых вод), где она образует так называемую капиллярную кайму. Мощность ее различна и зависит от состава горных пород; она минимальна в крупнообломочных породах (до 2–30–35 см), максимальна в суглинках и глинах (до первых метров). Количество воды в породе, соответствующее полному насыщению всех капиллярных пор, называют капиллярной влагоемкостью.

Гравитационная (свободная) вода образуется в породах при полном насыщении всех пор и трещин водой, что соответствует полной влагоемкости. В этих условиях вода движется под воздействием силы тяжести и напорного градиента в направлении к рекам, морям и другим областям разгрузки. К гравитационной воде относят также инфильтрационную воду зоны аэрации, появляющуюся периодически во время снеготаяния, после выпадения дождей и идущую на пополнение подземных вод.

Вода в твердом состоянии находится в горных породах или в виде отдельных кристаллов, или в виде линз и прослоев чистого льда. Она образуется при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород, но особенно широко развита в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (в Сибири, Канаде и других районах).

Кристаллизационная вода свойственна ряду минералов, где она входит в их кристаллическую решетку. Из таких минералов можно назвать мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ с содержанием кристаллизационной воды до 55,9%, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – до 53,2%, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ –

до 20,9% и др. Кристаллизационная вода в ряде случаев может быть выделена при высоких температурах. При этом в процессе нагревания могут образовываться промежуточные соединения с меньшим содержанием воды, что видно из рассмотрения превращения гипса в ангидрит:



4.4.2. Происхождение подземных вод

По условиям образования выделяются несколько типов подземных вод:

- 1) инфильтрационные;
- 2) конденсационные;
- 3) седиментогенные;
- 4) магматогенные, или ювенильные;
- 5) метаморфогенные, или возрожденные.

Инфильтрационные подземные воды образуются из наземных вод атмосферного происхождения. Одним из главных видов питания их является инфильтрация, или просачивание вглубь Земли дождевых и талых атмосферных осадков. В ряде случаев в питании подземных вод принимают участие воды, фильтрующиеся из рек, озер, водохранилищ и из каналов.

Конденсационные воды образуются в результате конденсации водяных паров воздуха в порах и трещинах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяных паров, находящихся в различных зонах аэрации, и взаимосвязанных с ними водяных паров атмосферного воздуха. Конденсация водяных паров имеет существенное значение для пустынных районов с малым количеством атмосферных осадков, где периодически возникают небольшие тонкие линзы пресных конденсационных вод, налегающих на соленые воды.

Седиментогенные подземные воды (лат. «седиментум» – осадок) – это высокоминерализованные (соленые) подземные воды в глубоких слоях осадочных горных пород. Происхождение таких вод, большинство исследователей связывают с захоронением вод морского генезиса, сильно измененных под влиянием давления и температуры. Они могут быть образованы одновременно с морским осадконакоплением, в этом случае их называют сингенетическими. Другой вариант их происхождения может быть связан с проникновением вод морских бассейнов в ранее сформированные породы, также в последующем захороненные новыми отложениями. Такие воды называют эпигенетическими (греч. «эпи» – на, после). Седиментогенные воды нередко называют "погре-

бенными", или реликтовыми (лат. «реликтус» – остаточный). Ряд исследователей (Н. Б. Вассоевич и др.) отводят существенную роль в формировании глубинных пластовых вод так называемым элизионным процессам (лат. «элизио» – выжимание), т. е. выжиманию под влиянием давления и температуры из иловых морских осадков седиментогенных вод в водопроницаемые песчаные и другие слои. Такие воды называются перемещенными.

Магматогенные подземные воды, образующиеся непосредственно из магмы, Э. Зюссом (1902) были названы ювенильными (лат. «ювенилис» – юный). Поступление таких вод происходит, с одной стороны, при извержении вулканов, с другой – из магматических тел, расположенных на глубине, в которых первоначально может содержаться до 7–10% воды. В процессе кристаллизации магмы и образования магматических пород вода отжимается, по разломам и тектоническим трещинам поднимается вверх, поступает в земную кору и местами выходит на поверхность. Количество магматогенных вод незначительно. К тому же они поступают на поверхность уже в смешанном виде, так как на своем пути пересекают различные горизонты подземных вод иного генезиса.

Метаморфогенные подземные воды (возрожденные, или дегидратационные) образуются при метаморфизме минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду или газово-жидкие включения. Под влиянием температуры и давления происходят процессы дегидратации. Если они протекают длительно, то приводят к образованию капельножидкой воды, вступающей в общий геологический круговорот подземных вод.

Из рассмотренных генетических типов воды наиболее важное значение имеют инфильтрационные воды и в какой-то мере седиментогенные. Остальные разновидности представляют собой в большинстве случаев смешанные воды, доля которых в общем балансе подземных вод, по-видимому, невелика.

4.4.3. Классификация подземных вод

В современной гидрогеологической литературе имеется несколько классификаций подземных вод. Многие исследователи в качестве основного признака используют принадлежность разных видов подземных вод к конкретным зонам: 1) зоне аэрации и 2) зоне насыщения. В зоне аэрации можно выделить почвенные воды и верховодку.

Почвенные воды распространены в почвенном слое близ поверхности Земли. Их формирование связано с процессами инфильтрации ат-

мосферных осадков, снеготалых вод и конденсации атмосферной влаги. Вид и состояние почвенных вод определяют три основных фактора: общая увлажненность почвы, мощность зоны аэрации и структурно-текстурные особенности почвы. На участках, где мощность зоны аэрации большая, а грунтовые воды находятся глубоко, в почвенном слое при растущем увлажнении образуются подвешенные капиллярные воды, заполняющие межзерновые пространства пород. Толщина такого слоя капиллярно-подвешенных вод составляет обычно десятки сантиметров. В случае неглубокого залегания грунтовых вод возможно питание почв снизу за счет капиллярно-поднятой воды.

Верховодка образуется в зоне аэрации, когда инфильтрующаяся вода встречает на своем пути линзы водонепроницаемых пород. Это могут быть линзы глин среди песчаных отложений речных террас или суглинков в водопроницаемых водно-ледниковых отложениях и др. Подземные воды верховодки обычно образуются на сравнительно небольшой глубине и имеют ограниченное по площади распространение. Мощность пород, насыщенных верховодкой, чаще всего бывает до 1 м, редко достигает 2–5 м. Наибольшая мощность отмечается весной в период интенсивного снеготаяния и осенью при обильном выпадении атмосферных осадков. В засушливые годы мощность и количество воды верховодки уменьшаются, а иногда она совсем иссякает. Продолжительность существования верховодки зависит также от размеров и мощности водоупорного ложа, влагоемкости пород и условий питания. Чем больше размеры и мощность водоупорной линзы и интенсивность питания, тем больше сроки существования верховодки.

В зоне насыщения выделяют воды:

- 1) грунтовые;
- 2) межпластовые безнапорные;
- 3) межпластовые напорные, или артезианские.

4.4.3.1. Грунтовые воды и их режим

Под грунтовыми водами понимают свободные (гравитационные) воды первого от поверхности Земли стабильного водоносного горизонта, заключенного в рыхлых отложениях или верхней трещиноватой части коренных пород, залегающего на первом от поверхности, выдержанном по площади водоупорном слое. Область их питания совпадает с областью распространения водопроницаемых пород. Верхняя граница зоны насыщения называется уровнем или зеркалом грунтовых вод. Породы, насыщенные водой, называется водоносным горизонтом, мощность которого определяется расстоянием по вертикали от зеркала

грунтовых вод до водоупора. Она изменяется в пространстве и во времени. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, местами за счет инфильтрации вод рек и других поверхностных водоемов.

По гидравлическим свойствам грунтовые воды безнапорные со свободной поверхностью. Уровень воды в буровых скважинах и колодцах, вскрывающих грунтовые воды, устанавливается на высоте, соответствующей верхней границе их свободной поверхности. Выше уровня грунтовых вод располагается капиллярная кайма.

Движение грунтовых вод подчиняется силе тяжести и осуществляется в виде потоков по сообщающимся порам или трещинам. Зеркало грунтовых вод до известной степени повторяет рельеф поверхности, и грунтовые потоки движутся от повышенных участков (начиная от водораздела грунтовых вод) к пониженным участкам (оврагам, рекам, озерам, морям), где происходит их разгрузка в виде нисходящих источников (родников) или скрытым субаквальным рассредоточенным способом (например, под водами русел рек, дном озер и морей). Такие области называются областями разгрузки или дренирования (франц. «дренаж» – сток). Грунтовый поток, направленный к местам разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной. Течение грунтовой воды называется фильтрацией. Она зависит от наклона зеркала грунтовых вод или от гидравлического (напорного) градиента, а также от водопроницаемости горных пород.

Движение грунтовых вод через относительно мелкие поры и неширокие трещины происходит в виде отдельных струек и называется ламинарным (параллельно-струйчатым) и только в галечниках, сильно трещиноватых и закарстованных породах приобретает местами турбулентный характер. Скорость движения воды V , по линейному закону А. Дарси, пропорциональна коэффициенту проницаемости (коэффициенту фильтрации) K и гидравлическому градиенту J :

$$V = KJ, \text{ где } J = h / e \text{ (разница высот) } / e \text{ (пройденное расстояние).}$$

Скорость движения воды в песках от 0,5 до 1–5 м/сут, в галечниках значительно увеличивается. Особенно большая скорость потока грунтовых вод местами наблюдается в крупных подземных карстовых каналах и пещерах.

Расход грунтовых вод (Q) прямо пропорционален гидравлическому градиенту (J) и площади поперечного сечения (F):

$$Q = KJF, \text{ или } Q = VF.$$

Режим грунтовых вод. Зеркало грунтовых вод, количество и качество их изменяются во времени. Это тесно связано с меняющимся количеством инфильтрующихся атмосферных осадков. В многоводные

годы при большом количестве атмосферных осадков (включая и снеговой покров) уровень грунтовых вод повышается, а в маловодные годы понижается. При таких колебаниях некоторые слои пород то заполняются водой, то осушаются. В результате периодически появляется зона переменного насыщения, находящаяся над зоной постоянного насыщения. Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяется дебит (франц. «дебит» – расход) источников, а иногда и химический состав. В режиме грунтовых вод определенное значение имеет также их взаимодействие с поверхностными водотоками и другими водоемами. Направленность процессов взаимодействия во всех случаях определяется соотношением уровней подземных и поверхностных вод, что связано с рядом факторов, среди которых важнейшее значение имеют климатические условия. В районах с влажным и умеренным климатом реки, как правило, дренируют подземные воды, уровень которых имеет наклон к реке, но во время половодья и паводков происходит отток воды из реки и повышение уровня грунтовых вод.

В этом случае реки выступают в качестве временного дополнительного источника питания подземных вод, в результате происходит сокращение или полное прекращение разгрузки грунтовых вод в бортах долины реки. После спада паводка уровень грунтовых вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке. В районах с аридным климатом, где количество атмосферных осадков очень мало, уровень грунтовых вод нередко понижается от реки. В этих условиях происходит инфильтрация воды из рек, пополняющая подземные воды. Такая инфильтрация имеет место из рек Амударьи и Сырдарьи при пересечении ими степных районов. В аридных областях могут формироваться линзы пресных вод под такырами и вблизи каналов.

При изучении режима грунтовых вод важно знать:

- 1) высотное положение их уровня и уменьшение его во времени и по площади;
- 2) дебит источников;
- 3) количество выпадающих атмосферных осадков;
- 4) изменение уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды.

Изучение этих вопросов и систематические замеры уровня грунтовой воды в колодцах и специальных буровых скважинах производятся на многочисленных режимных гидрогеологических станциях. По результатам этих замеров, соответствующих определенному времени, строятся карты гидроизогипс (греч. «изос» – равный, «гипсос» – высота), на которых отражаются линии, соединяющие точки с одинаковы-

ми абсолютными отметками уровня грунтовых вод. По карте гидроизогипс можно определить направление грунтового потока, глубину и характер залегания уровня грунтовых вод и зависимость его уклона от водопроницаемости отложений и мощности водоносного горизонта. Изучение режима грунтовых вод имеет большое значение при решении ряда важнейших народнохозяйственных задач. К ним относятся питьевое и промышленное водоснабжение, мелиорация земель, строительство гидростанций и других крупных промышленных сооружений. Во всех случаях необходим точный прогноз возможных изменений режима грунтовых вод во времени и по площади.

Межпластовые ненапорные воды. Эти безнапорные воды располагаются в водопроницаемых породах, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Обычно они встречаются на приподнятых междуречных массивах в условиях расчлененного рельефа (местной гидрографической сети) и выходят в виде нисходящих источников в береговых склонах оврагов, рек и других поверхностных водоемов.

4.4.3.2. Напорные подземные воды

К напорным (артезианским) водам относятся подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах, перекрытых и подстилаемых водоупорными (или относительно водоупорными) слоями горных пород, и обладающие гидростатическим напором. Они располагаются на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов и др.). Артезианские межпластовые напорные воды названы по месту их первоначального нахождения в XII в. во французской провинции Артуа (древнее название Артезия). Водоносные горизонты, содержащие напорные межпластовые воды, связаны с различными главным образом отрицательными структурами земной коры: синеклизами, мульдами, предгорными и межгорными прогибами и моноклиналями (греч. "моно" - один, "клин" - склоняю). По условиям залегания пород, содержащих артезианские воды, выделяются артезианские бассейны и артезианские склоны.

Под артезианскими бассейнами понимают совокупность артезианских водоносных горизонтов, залегающих в синеклизах и других прогибах. В каждом артезианском бассейне выделяются: а) область питания - площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках; б) область разгрузки - места выхода на поверхность водоносного горизонта на более низких абсолютных отметках по сравнению с областью питания.

Такая разгрузка может осуществляться в виде восходящих источников, местами же в виде скрытых очагов разгрузки в рыхлые отложения под руслами рек или на дне моря (субмаринные источники); в) область напора - основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. В области напора уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до этого уровня и называется напором. Если на разрезе соединить линией отметки уровней воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимется напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами. Уровень напорных вод называют пьезометрическим (греч. «пьеzo» – давлению) и всегда выражается в абсолютных отметках, а величина напора - в метрах. Пьезометрическая поверхность напорного водоносного горизонта изображается обычно на специальных картах гидроизопьез. Гидроизопьезы (иногда их называют изопьезы, или пьеzo-изогипсы) – линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

Размеры многих артезианских бассейнов, приуроченных прогибам и впадинам, колеблются от сотен км² до сотен тысяч км². Такие бассейны содержат значительные запасы воды хорошего качества и широко используются для промышленного и питьевого водоснабжения. Особенно большие площади занимают артезианские бассейны платформенных областей. К таким крупным артезианским бассейнам относятся Московский, Днепровско-Донецкий (Северо-Украинский), Западно-Сибирский, Парижский и др. В разрезе каждого артезианского бассейна выделяется несколько напорных водоносных горизонтов с общей мощностью водовмещающих пород, превышающей сотни, а иногда и тысячи метров. Артезианские бассейны межгорных впадин чаще всего не превышают 100 тыс. км². Питание их, помимо инфильтрации атмосферных осадков, идет за счет поглощения поверхностных вод, стекающих с горных сооружений, и перетока подземных вод из пород горноскладчатого обрамления.

Своеобразный асимметрический артезианский бассейн формируется местами при моноклиальном (односклонном) залегании водоносного горизонта, когда водопроницаемые породы выклиниваются по мере погружения или же фациально замещаются водонепроницаемыми породами. Такой бассейн назван А. М. Овчинниковым артезианским склоном. В этих случаях создаются специфические гидродинамические условия. Области питания и разгрузки располагаются поблизости одна от другой, а область распространения напора находится в стороне

на более низких отметках. Такие бассейны встречаются в краевых частях предгорных прогибов и на склонах впадин на платформах.

Режим артезианских вод по сравнению с режимом грунтовых является более стабильным; пьезометрический уровень мало подвержен сезонным колебаниям; хорошая изолированность от природных и искусственных воздействий с поверхности Земли обеспечивает чистоту воды напорных водоносных горизонтов.

Нисходящие источники связаны с подземными водами со свободной поверхностью – верховодками, грунтовыми и безнапорными межпластовыми водами. Источники, связанные с верховодкой, функционируют лишь ограниченное время года, периодически иссякают, появляясь после выпадения и инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. Подавляющее большинство нисходящих источников грунтовых вод связано с эрозионными врезами долин. Такие источники чаще всего располагаются в основании склонов долины или на ее дне и называются эрозионными источниками. В случае фильтрационной неоднородности пород, слагающих склоны оврагов, рек, озер, вода может стекать по контакту водоупорного и водоносного пластов. Такие источники называют контактными. При ярусном строении разреза склона иногда выходят несколько нисходящих контактных источников, соответствующих подошвам водоносных горизонтов. В большинстве случаев источники представляют собой разобщенные (очаговые, точечные) выходы подземных вод. Местами же обнаруживаются протяженные линии выхода вод контактного типа. Дебит нисходящих источников грунтовых вод непостоянен во времени и испытывает сезонные изменения. В сухие годы и месяцы их дебит уменьшается, во влажные – увеличивается. Соответственно изменяются уровни грунтовых вод. Наиболее всего распространены малодебитные (до 1 л/с) и среднедебитные (1–10 л/с) источники. Высокодебитные (>10 л/с) источники обычно приурочены к песчано-гравийно-галечным отложениям и к сильно трещиноватым и закарстованным известнякам. В некоторых карстовых районах выходят особо высокодебитные источники (100 и более л/с), местами дающие начало речкам.

Восходящие источники обязаны своим происхождением гидростатическому напору, характерному для артезианских бассейнов и склонов. Их выходы в виде бьющих вверх струй приурочены к основным краевым областям разгрузки артезианских бассейнов и нередко связаны с зонами тектонических разрывов и других, нарушений. Это могут быть эрозионные источники напорных или источники, пробивающиеся через относительно, слабо проницаемые отложения, перекрывающие водоносный горизонт, или восходящие по линии сброса, и др. Во мно-

гих акваториях Земли зафиксированы восходящие субмаринные источники подземных вод. Такие мощные восходящие струи издавна известны на дне Средиземного моря и других внутренних морей, где они встречаются на различных глубинах в области шельфа, а местами и континентального склона, а также во многих районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

4.4.4. Общая минерализация и химический состав подземных вод

Общую минерализацию подземных вод составляет сумма растворенных в них веществ. Она обычно выражается в г/л или мг/л. Формирование химического состава и общей минерализации подземных вод связано с двумя основными факторами: 1) условиями их происхождения; 2) взаимодействием с горными породами, по которым движется подземная вода, и условиями водообмена. В ряде случаев происходит процесс выщелачивания растворимых горных пород и соответственное обогащение подземных вод теми или иными минеральными солями. В глубинных водах (в погруженных частях структур) в условиях затрудненного водообмена происходят наибольшая концентрация растворенных веществ и значительное увеличение общей минерализации.

К настоящему времени опубликовано много классификаций подземных вод по их минерализации и химическому составу. В классификации В. И. Вернадского, О. А. Алексина и других выделяются четыре группы подземных вод: 1) пресные – с общей минерализацией до 1 г/л; 2) солоноватые – от 1 до 10 г/л; 3) соленые – от 10 до 50 г/л; 4) рассолы – свыше 50 г/л. В классификации М. С. Гуревича и Н. И. Толстихина приводится более дробное разделение указанных групп исходя из учета потребностей и использования подземных вод для решения различных задач.

Отнесение к пресным водам обусловлено нормами ГОСТа. Слабосоленоватые воды могут использоваться для децентрализованного водоснабжения, орошения; соленые – для оценки минеральных (лечебных) вод. Выделение подгрупп рассолов необходимо для правильной оценки термальных, промышленных подземных вод и вод нефтяных месторождений.

Основной химический состав подземных вод определяется содержанием наиболее распространенных трех анионов - HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- и трех катионов – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Соотношение указанных шести элементов определяет основные свойства подземных вод – щелочность, соленость и жесткость. По анионам выделяют три типа воды: 1) гидрокарбонатные; 2) сульфатные; 3) хлоридные и ряд промежуточных –

гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и более сложного состава. По соотношению с катионами они могут быть кальциевыми или магниевыми, или натриевыми, или смешанными кальциево-магниевыми, кальциево-магниевонатриевыми и др. При характеристике гидрохимических типов на первое место ставится преобладающий анион. Так, например, пресные воды в большинстве случаев гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, а солоноватые - могут быть сульфатно-кальциево-магниевыми.

В артезианских бассейнах наблюдается определенная вертикальная гидрогеохимическая зональность, связанная с различными гидродинамическими особенностями: 1) верхняя зона – интенсивного водообмена; 2) средняя – замедленного водообмена; 3) самая нижняя (наиболее глубокая) – весьма замедленного водообмена. Впервые на гидрогеохимическую зональность и увеличение минерализации подземных вод, и снижение их подвижности с глубиной указал В. И. Вернадский. По Е. В. Посохову (1975), верхняя часть артезианских бассейнов платформ имеет относительно небольшую мощность. Так, например, в Московском артезианском бассейне пресные воды встречаются до глубин 200–300 м, в Днепровско-Донецком – до 500 м. Ниже располагается относительно маломощная гидрогеохимическая зона солоноватых и слабосоленых вод многокомпонентного состава, в которых большая роль принадлежит иону SO_4^{2-} . Примером тому являются сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 4,5 г/л, вскрытые буровыми скважинами в девонских отложениях Московского артезианского бассейна (на глубинах 400–600 м) и используемые в качестве лечебной «Московской минеральной воды». В более глубокой третьей гидрогеохимической зоне преобладают хлоридные воды с минерализацией 250–350 г/л и более (в Ангаро-Ленском бассейне около 600 г/л).

По мере значительного увеличения минерализации с глубиной в хлоридно-натриевых рассолах наблюдается рост содержания иона Ca^{2+} и в наиболее погруженных частях бассейна встречаются хлоридно-кальциевые или хлоридно-кальциево-магниевонатриевые рассолы, что имеет большое значение для нефтяной гидрогеологии. В глубоких водоносных горизонтах с высокой минерализацией, помимо основных анионов и катионов, нередко содержатся йод, бром, бор, стронций, литий, радиоактивные элементы. Особенно большое количество йода, брома и бора встречается в хлоридно-кальциевых водах нефтяных и газовых месторождений, где они местами извлекаются в промышленных количествах.

Указанная гидрогеохимическая зональность характерна для ряда артезианских бассейнов. Вместе с тем в некоторых бассейнах (Западно-Сибирском, Брестском и др.) сульфатная зона отсутствует, и пресные гидрокарбонатные воды верхней зоны постепенно сменяются хлоридными. По-видимому, та или иная гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов определяется рядом природных факторов: историей развития геологической структуры; условиями водообмена; составом и степенью растворимости водоносных горных пород; соотношением давления и температуры; газовыми компонентами. Именно взаимодействие различных природных факторов и определяет изменение минерализации и состава подземных вод в артезианских бассейнах.

Отмечается также широтная зональность грунтовых вод, связанная с изменениями климатических условий и степени расчлененности рельефа при движении с севера на юг. Г.Н. Каменский, исходя из указанных факторов и особенностей формирования грунтовых вод и их химического состава, выделил на территории СССР две зоны.

1. Зона вод выщелачивания (и выноса солей), приуроченная к гумидным областям (областям избыточного увлажнения) с невысокими положительными среднегодовыми температурами. Грунтовые воды выщелачивания формируются в условиях преобладания подземного стока над испарением. По мере движения с севера на юг изменяются глубина залегания грунтовых вод и их минерализация от очень пресных (больше 0,2 г/л) к пресным (до 1 г/л) и солоноватым (больше 1 г/л) в более южных районах.

2. Зона вод континентального засоления, приуроченная к аридным (засушливым) областям (сухие степи, полупустыни и пустыни), где выпадает малое количество атмосферных осадков, сравнительно высокие температуры и испаряемость. Следовательно, в этой зоне низка величина инфильтрационного питания грунтовых вод по сравнению с высокой испаряемостью, что определяет и низкую величину подземного стока.

В этой зоне развиты преимущественно солоноватые и соленые воды, доходящие местами до рассолов. Аналогичная классификация приводится И.К. Зайцевым и М.П. Распоповым, где, помимо широтной зональности грунтовых вод в пределах равнинных территорий, отмечается высотная зональность воды горных областей.

Минеральными называются подземные воды, обладающие биологически активными свойствами, оказывающими физиологическое воздействие на организм человека и используемые в лечебных целях. Воды могут быть различны по температуре, минерализации и содержа-

нию целебных химических компонентов. Их принято делить на холодные при температуре до 20°С, теплые, или субгермальные, при 20–37°С, термальные при 37–42°С, горячие, или гипертермальные, выше 42°С. По составу, свойствам и лечебному значению различают несколько групп минеральных вод. Из них наиболее известны и широко используются углекислые, сероводородные и радиоактивные воды.

Углекислые минеральные воды, постоянно газифицируемые углекислотой: 1) пресные или солоноватые холодные углекислые воды, распространенные на курортах Кисловодска (нарзаны), Дарасун, Шмаковка и др.; 2) горячие углекислые воды (Т - 37–40°С, местами 70°С и выше) типа Славянской (Железноводск), Карловы Вары (Чехия), Истису (Азербайджан), Джермук (Армения) и др. Отмечается, что многие наиболее крупные источники углекислых вод тяготеют к районам, где развиты молодые интрузивные магматические тела. Исходя из этого высказывается предположение, что большое количество CO_2 образуется в контактных зонах интрузивов и карбонатных пород с метаморфизацией последних при высоких температурах.

Сероводородные, или сульфидные, минеральные воды, лечебные свойства которых определяются содержанием в них свободного сероводорода. По концентрации сероводорода они подразделяются на воды слабой концентрации (10–50 мг/л), средней (50–100 мг/л) и крепкой (100–250 мг/л). Среди них по условиям формирования различаются азотные, сероводородные, метановые воды (А.М. Овчинников, В.В. Иванов, И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин и др.). Азотные формируются в условиях сочетания торфяных отложений и неглубоко залегающих гипсоносных пород, из которых поступают сульфатно-кальциевые воды. В торфяниках происходит процесс восстановления сульфатов и образование сероводорода. К этому типу относятся сероводородные воды курортов Кемери (Латвия), Краинка (Тульская обл.) и Хилово (Псковская обл.). Метановые сероводородные воды формируются в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов, будучи связаны с битуминозными и нефтеносными отложениями. В сравнении с азотными метановые воды отличаются значительно большим содержанием сероводорода. Такие сульфидные воды имеют наибольшее распространение. К ним относятся воды Мацесты (Сочиний бассейн), Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье) и многие другие. В районах современной вулканической деятельности (Курильские острова, Камчатка и др.) и молодых магматических интрузий (Пятитгорск, Эссентуки) развиты углекислые сероводородные воды.

Радиоактивные минеральные воды отличаются повышенным содержанием радиоактивных элементов. Для лечебных целей широко

используются радоновые воды на известных курортах Цхалтубо (Грузия), Белокуриха (Алтайский край) и др. Среди них выделяются: а) холодные радоновые воды в корях выветривания, б) термальные радоновые воды, приуроченные к тектоническим трещинам в относительно неглубоко залегающих гранитных интрузивных телах.

К особой категории относятся месторождения гипертермальных вод (до 100° С и выше) в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские и Японские острова, Новая Зеландия и др.). На базе таких месторождений работают геотермальные электростанции, организуется теплоснабжение населенных пунктов и парниково-тепличных хозяйств. Примером первых является Паужетская геотермальная электростанция на Камчатке, построенная в 1965 г. на базе Паужетских гидротермальных источников с температурой 150–200°. Энергетические установки, использующие геотермальную энергию, имеются в США, Мексике, Японии, Италии и других странах.

В заключение следует отметить, что подземные воды занимают исключительно важное место в природе и жизни человека, и поэтому не случайно ЮНЕСКО считает одной из важнейших проблем для жизни людей планеты обеспечение населения, промышленности и сельского хозяйства пресной подземной водой, охрану ее и рациональное использование.

4.4.5. Карстовые процессы

Карст представляет собой процесс растворения, или выщелачивания трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются отрицательные западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине. Впервые такие широко развитые процессы детально были изучены на побережье Адриатического моря, на плато Карст близ Триеста, откуда и получили свое название. К растворимым породам относятся соли, гипс, известняк, доломит, мел. В соответствии с этим различают соляной, гипсовый и карбонатный карст. Наиболее изучен карбонатный карст, что связано со значительным площадным распространением известняков, доломитов, мела.

Необходимыми условиями развития карста являются:

- 1) наличие растворимых пород;
- 2) трещиноватость пород, обеспечивающая проникновение воды;
- 3) растворяющая способность воды.

Наибольшее разнообразие карстовых форм наблюдается в открытом типе карста (горные районы известнякового плато Крыма, Кавка-

за, Карпат, Альп и др.). В этих районах развитию карста благоприятствуют открытая поверхность растворимых пород и частые ливни.

Поверхностные формы в открытом типе карста подробно описаны в общей геоморфологии, здесь же остановимся лишь на кратком их перечислении и рассмотрим гидродинамические зоны в карстовом массиве. К поверхностным карстовым формам относятся:

1) карры, или шрамы, небольшие углубления в виде рытин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1–2 м;

2) поноры – вертикальные или наклонные отверстия, уходящие в глубину и поглощающие поверхностные воды;

3) карстовые воронки, имеющие наибольшее распространение, как в горных районах, так и на равнинах. Среди них по условиям развития выделяются:

а) воронки поверхностного выщелачивания, связанные с растворяющей деятельностью метеорных вод;

б) воронки провальные, образующиеся путем обрушения сводов подземных карстовых полостей;

4) крупные карстовые котловины, на дне которых могут развиваться карстовые воронки ;

5) наиболее крупные карстовые формы – поля, хорошо известные в Югославии и других районах;

б) карстовые колодцы и шахты, достигающие местами глубин свыше 1000 м и являющиеся как бы переходными к подземным карстовым формам.

К подземным карстовым формам относятся различные каналы и пещеры. Самыми крупными подземными формами являются карстовые пещеры, представляющие систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, часто сложно ветвящихся и образующих огромные залы или гроты. Такая неровность в очертаниях, по-видимому, обусловлена характером сложной трещиноватости пород, а возможно, и неоднородностью последних. На дне ряда пещер много озер, по другим пещерам протекают подземные водотоки (реки), которые при движении производят не только химическое воздействие (выщелачивание), но и размыв (эрозию). Наличие постоянных водных потоков в пещерах нередко связано с поглощением поверхностного речного стока. В карстовых массивах известны исчезающие реки (частично или полностью), периодически исчезающие озера.

Отложения в пещерах представлены несколькими генетическими типами:

1) нерастворимые продукты, или остаточные (от растворения) образования – терра-росса;

2) обвальные накопления – продукты обрушения сводов карстовых полостей;

3) аллювиальные осадки, образующиеся подземными реками;

4) озерные осадки;

5) хемогенные образования – известковый туф (травертин);

6) натечные формы – сталактиты, растущие от кровли пещеры вниз, и сталагмиты, растущие вверх.

Известны также ледяные пещеры, в которых накапливаются разнообразные формы льда.

Покрытый карст отличается от открытого тем, что закарстованные породы перекрыты нерастворимыми или слабо растворимыми горными породами. Формы поверхностного выщелачивания здесь отсутствуют, и процесс протекает в глубине. В большинстве случаев здесь на поверхности образуются карстовые суффозионные (лат. «суффозио» – подкапывание) блюдцеобразные и воронкообразные формы, а также неглубокие поноры. На контакте с закарстованными породами происходит процесс перемещения материала покрывающих пород в ниже расположенные карстовые полости, в результате чего и образуются такие формы, которые Ф.П. Саваренский называл воронками просасывания. Но в ряде случаев карстово-суффозионные провальные воронки и шахты развиваются над подземными каналами и пещерами.

Степень и характер закарстованности массивов растворимых пород зависят от гидродинамических условий. По характеру движения и режиму подземных вод Д.С. Соколов выделяет следующие гидродинамические зоны: I – зона аэрации, где осуществляется главным образом нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных (лат. "инфлюацио" - втекание) вод, с которыми связано формирование поверхностных карстовых форм; II – зона сезонного колебания уровня трещинно-карстовых вод. При высоком стоянии уровня в этой зоне происходит горизонтальное движение воды, при низком – вертикальное, в соответствии, с чем осуществляется направленное выщелачивание карстующихся пород; III – зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети, прорезающей массив карстующихся пород. Эта зона имеет наибольшее значение в развитии подземных карстовых пещер и каналов. Но в придолинных участках образуются не только пещеры и каналы, направленные по пути движения подземных вод к руслу рек.

Во многих речных долинах бурением и геофизическими методами обнаружено наличие крупных карстовых полостей значительно ниже ложа, что связано с разгрузкой подруслового потока подземных вод. Местами выражена этажность карстовых пещер. Как было сказано

ранее, наблюдаются определенные направленность и цикличность развития речных долин, находящие выражение в наличии надпойменных террас. Каждая из них соответствует длительному эрозионно-аккумулятивному циклу развития речной долины. С такими террасами, расположенными на разных высотах коррелируются (лат. «корреляцио» – соотношение) карстовые пещеры. Зная возраст террас, можно приближенно оценить время формирования пещер.

При оценке степени закарстованности массива важно знать историю геологического развития района. Известны несколько возрастных генераций карста, соответствующих длительным этапам континентального развития, в течение которых происходило активное эрозионное расчленение, формирование речных долин и связанных с ними подземных вод и карстовых процессов. Яркий пример – до-юрский карст Москвы и Подмосковья, где закарстованные каменноугольные известняки покрыты юрскими отложениями. Интенсивный карст протекал в течение двух предшествующих периодов (пермского и триасового) до трансгрессии юрского моря. Гидрографическая сеть кайнозойского времени местами вскрывает каменноугольные закарстованные известняки, что вызывает оживление карстовых процессов, продолжающихся и поныне.

4.4.6. Оползневые процессы

С деятельностью подземных и поверхностных вод и другими факторами связаны разнообразные смещения горных пород, слагающих крутые береговые склоны долин рек, озер и морей. К таким гравитационным смещениям, помимо осыпей, обвалов, относятся и оползни. Именно в оползневых процессах подземные воды играют важную роль. Под оползнями понимают крупные смещения различных горных пород по склону, распространяющиеся в отдельных районах на большие пространства и глубину. Поверхность, по которой происходит отрыв и оползание, называется поверхностью скольжения, сместившиеся породы – оползневым телом, которое часто отличается значительной неровностью. Место сопряжения оползневого тела с надоползевым коренным уступом называется тыловым швом оползня, а место выхода поверхности скольжения в нижней части склона – подошвой оползня.

Часто оползни бывают очень сложного строения, они могут представлять серию блоков, сползающих вниз по плоскостям скольжения с запрокидыванием слоев смещенных горных пород в сторону коренного несмещенного склона. Такие оползни, соскальзывающие под влия-

нием силы тяжести, А.П. Павлов назвал деляпсивными (лат. «деляпсу» – падение, скольжение). Нижняя же часть такого оползня бывает представлена сместившимися породами, значительно раздробленными, перемятыми в результате напора выше расположенных движущихся блоков. Эта часть оползня называется детрузивной (лат. «детрузио» – сталкивание). Местами под давлением оползневых масс на прилежащие части речных долин и различных водоемов возникают бугры пучения. Многочисленные оползни происходили в таких районах Поволжья, как Нижний Новгород, Васильсурск, Ульяновск, Вольск, Саратов и др.

Вторым крупным районом классического развития оползней является Черноморское побережье Крыма и Кавказа. Кроме того, оползни встречаются в отдельных местах по склонам долин Днепра, Оки, в низовьях Камы, Печоры, на Москве-реке и в других районах.

Оползневые процессы протекают под влиянием многих факторов, к числу которых относятся:

1) значительная крутизна береговых склонов и образование трещин бортового отпора;

2) подмыв берега рекой (Поволжье и другие реки) или абразия морем (Крым, Кавказ), что увеличивает напряженное состояние склона и нарушает существовавшее равновесие;

3) большое количество выпадающих атмосферных осадков и увеличение степени обводненности пород склона как поверхностными, так и подземными водами. В ряде случаев именно в период или в конце интенсивного выпадения атмосферных осадков происходят оползни. Особенно крупные оползни вызываются наводнениями;

4) влияние подземных вод определяется двумя факторами – суффозией и гидродинамическим давлением. Суффозия, или подкапывание, вызываемое выходящими на склоне источниками подземных вод, выносящих из водоносного слоя мелкие частицы водовмещающей горной породы и химически растворимых веществ. В результате это приводит к разрыхлению водоносного слоя, что естественно вызывает неустойчивость выше расположенной части склона, и он оползает; гидродинамическое давление, создаваемое подземными водами при выходе на поверхность склона. Это особенно проявляется при изменении уровня воды в реке в моменты половодий, когда речные воды инфильтруются в борта долины и поднимается уровень подземных вод. Спад полых вод в реке происходит сравнительно быстро, а понижение уровня подземных вод относительно медленно (отстает). В результате такого разрыва между уровнями речных и подземных вод может про-

исходить выдавливание присклоновой части водоносного слоя, а вслед за ним оползание горных пород, расположенных выше;

5) падение горных пород в сторону реки или моря, особенно если в их составе есть глины, которые под воздействием вод и процессов выветривания приобретают пластические свойства;

6) антропогенное воздействие на склоны (искусственная подрезка склона и увеличение его крутизны, дополнительная нагрузка на склоны устройством различных сооружений, разрушение пляжей, вырубка леса и др.).

Таким образом, в комплексе факторов, способствующих оползневым процессам, существенная, а иногда и решающая роль принадлежит подземным водам. Во всех случаях при решении вопросов строительства тех или иных сооружений вблизи склонов детально изучается их устойчивость, и вырабатываются меры по борьбе с оползнями в каждом конкретном случае. В ряде мест работают специальные противооползневые станции.



Вопросы для самоподготовки

1. Каковы форма и размеры Земли?
2. Какие существуют методы изучения внутреннего строения Земли?
3. Каково внутреннее строение Земли?
4. Какие сейсмические разделы первого порядка четко выделяются при анализе строения Земли?
5. Каким границам соответствуют разделы Мохоровичича и Гутенберга?
6. Какая средняя плотность Земли и как она изменяется на границе мантии и ядра?
7. Как изменяется тепловой поток в различных зонах? Как понимается изменение геотермического градиента и геотермической ступени?
8. По каким данным определяется средний химический состав Земли?
9. Какие главнейшие химические элементы участвуют в строении земной коры?
10. Что такое минералы и какие свойства для них характерны?
11. Принципы классификации минералов.
12. Какие порообразующие минералы магматических и метаморфических пород вы знаете?
13. Классификация горных пород по происхождению.

14. Какие структурные и текстурные особенности характеризуют магматические, осадочные и метаморфические породы?
15. С чем связана водопроницаемость различных горных пород? У каких пород больше проницаемость?
16. Как образуются подземные воды?
17. Как подразделяются подземные воды по гидродинамическим признакам? Нарисуйте геологические профили (схемы) с указанием положения различных, типов подземных вод.
18. Чем отличаются грунтовые воды от напорных, или артезианских?
19. Почему важно изучение режима подземных вод?
20. Как изменяются с глубиной общая минерализация подземных вод и сочетание анионов и катионов, определяющее различные гидрогеохимические типы?
21. С чем связан карст и какие карстовые формы существуют на поверхности и в глубине?
22. Чем отличается карст открытого типа от закрытого?
23. Какие факторы вызывают оползни и какова роль в этом процессе подземных вод?

Основные термины и определения

Базальтовый слой – нижняя часть земной коры, расположенная между гранитным слоем и верхней мантией Земли, отличается от гранитного слоя большей плотностью, более высокой скоростью прохождения сейсмических волн. Мощность базальтового слоя составляет 5–35 км. Кольская сверхглубокая скважина, которая пересекла границу Конрада, не выявила, однако, различия вещественного состава «базальтового» и «гранитного» слоев. Оба термина пока остаются в науке как условные и пишутся в кавычках.

Геологическое тело – четко ограниченная часть земной коры, сложенная одной горной породой или комплексом пород одного происхождения и близкого возраста.

Геология – комплекс наук о составе, строении и истории развития земной коры и более глубоких сфер Земли, а также о размещении в земной коре полезных ископаемых. Геология включает: стратиграфию, тектонику, региональную геологию, вулканологию, минералогию, петрографию, литологию, геохимию. Особую группу составляют: отрасли прикладного значения: геология полезных ископаемых, гидрогеология, инженерная геология и др.; а также направления геологии, зародившиеся на стыке со смежными науками: петрохимия, петрофизика, тектонофизика и др.

Гидрогеология – наука о подземных водах, об их происхождении, условиях залегания, законах движения, режиме, физических и химических свойствах, взаимодействии с горными породами, связи с атмосферными и поверхностными водами, их хозяйственном значении.

Гидрогеология карста – раздел гидрогеологии, изучающий: особенности карстовых областей; развитие карстовых вод, их гидрохимию и гидродинамику; минеральные воды, карстовые воды и подземные водотоки.

Горная порода – природный агрегат минералов более или менее постоянного минералогического и химического состава, образующий самостоятельное геологическое тело в земной коре. По происхождению выделяют магматические, осадочные и метаморфические горные породы.

Гранитный слой – часть континентальной земной коры: - залегающая между осадочным слоем и базальтовым слоем; или выходящая на поверхность в пределах счетов. От нижележащего базальтового слоя гранитный слой отделяется границей Конрада.

Земная кора – верхняя, твердая часть литосферы толщиной от 5 км (под океаном) до 75 км (под материками). Земная кора отделена от нижележащей мантии Земли поверхностью Мохоровичича. Различают континентальную и океаническую земную кору, а также ее переходные типы: субконтинентальную и субокеаническую земную кору. Континентальная земная кора состоит из осадочного слоя, «гранитного» слоя и «базальтового» слоя.

Зона аэрации – верхняя зона земной коры между ее поверхностью и зеркалом грунтовых вод. Зона аэрации содержит гигроскопические, пленочные и капиллярные воды. Временно в зоне аэрации появляется гравитационная вода.

Континентальная кора – земная кора, залегающая под материками и многими крупными островами. Мощность континентальной коры составляет 35–50 км, под горами – до 75 км.

Кора выветривания – рыхлый поверхностный слой горных пород, образовавшийся в результате выветривания. В состав коры выветривания входят также находящиеся в этом слое вода, воздух и живые организмы. Обычно кора выветривания имеет глинистый состав. Мощность коры выветривания зависит от климатических условий и от длительности процесса выветривания, есть места, где кора выветривания отсутствует. В верхней части кора выветривания обычно переходит в почву. С древней корой выветривания связаны месторождения руд никеля, железа, хрома, алюминия, фосфора, редких элементов, золота и др.

Коренные горные породы в геологии – общее название горных пород, не преобразованных выветриванием и не перемещенных денудацией. Коренные горные породы в геоморфологии – породы, более древние по отношению к рассматриваемому рельефу.

Магматические горные породы – горные породы, образовавшиеся в результате затвердения магмы. В магматических горных породах, образовавшихся при постепенном застывании магмы на глубине, хорошо различимы кристаллы отдельных минералов: гранит, сиенит и др. В магматических горных породах, образовавшихся при излиянии магмы на поверхность, кристаллы очень малы и часто не видны невооруженным глазом: базальт, вулканическое стекло, пемза и др.

Метаморфические горные породы – горные породы, образовавшиеся из магматических или осадочных пород в результате метаморфизма.

Минерал – природное тело: приблизительно однородное по химическому составу и по физическим свойствам; образующееся в глубинах и на поверхности Земли. Известны около 3000 видов минералов. Наиболее распространены: силикаты, оксиды и гидроксиды, сульфиды, фосфаты, карбонаты.

Недра – часть земной коры: расположенная ниже почвенного слоя, а при его отсутствии ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков; простирающаяся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения.

Океаническая кора – земная кора, залегающая под дном океанов и морей. Мощность океанической коры составляет 5–10 км. В состав океанической коры входят: осадочный слой (менее мощный, чем в континентальной коре) и «базальтовый» слой; «гранитный» слой отсутствует.

Осадочные горные породы – горные породы, образующиеся с течением времени из геологических осадков. Характерной чертой осадочных горных пород является их слоистость, отражающая изменяющиеся условия отложения геологических осадков. Осадочные горные породы покрывают около 3/4 поверхности литосферы. В зависимости от исходного материала различают обломочные, хемогенные и биогенные осадочные горные породы.

Осадочный слой – верхняя часть земной коры, состоящая главным образом из разновидностей осадочных горных пород, лежащих на магматических и метаморфических породах нижележащих слоев земной коры, от которых отделяется четко выраженной границей.

Петрография – наука о горных породах, их химическом и минералогическом составе, структурах и текстурах, условиях залегания, закономерностях распространения, происхождения и изменения в земной

коре и на поверхности Земли. По характеру изучаемых свойств и применяемым методам выделяют следующие разделы петрографии: петрохимию, петрофизику, петротектонику, техническую, физико-химическую и экспериментальную петрографию.

Пористость горной породы – отношение объема всех пустот в горной породе к общему объему породы.

Стратиграфия – раздел геологии, изучающий хронологическую последовательность формирования горных пород и их первичные пространственные взаимоотношения. Стратиграфия тесно связана с палеонтологией и геохронологией.

Трещина – нарушение сплошности (разрыв) горных пород, без смещения пород по поверхности разрыва.

Раздел V. Ландшафтоведение

Введение

Ландшафтоведение, отрасль физической географии, изучающая природные территориальные комплексы (или географические комплексы, геосистемы) как структурные части географической оболочки Земли. Основоположниками ландшафтоведения в России были Л. С. Берг, Г. Н. Высоцкий, Г. Ф. Морозов и др. представители школы В. В. Докучаева начала XX в., а за рубежом – немецкий географ З. Пассарге.

Ядро ландшафтоведения составляет учение о ландшафте географическом как основной ступени физико-географической дифференциации Земли. Ландшафтоведение рассматривает вопросы происхождения, структуры и динамики ландшафтов, законы их развития и размещения и преобразование в результате хозяйственной деятельности человеческого общества.

5.1. Географические ландшафты

Ландшафт географический, основная категория территориального деления географической оболочки, одно из фундаментальных понятий географии и объект изучения в ландшафтоведении.

На протяжении XIX в. термин «ландшафт» в географии относился главным образом к внешнему облику территории или к рельефу (например, «эрозионный ландшафт», «холмистый ландшафт»). Первые научные определения ландшафта принадлежат русским географам начала XX в., в особенности Л. С. Бергу (1913), который видел в нём гармоническое сочетание природных компонентов (рельефа, климата,

почв, растительного покрова), очерченное естественными границами, и рассматривал его как «географический индивид» и основной объект географического исследования. В зарубежной географической литературе термин «ландшафт географический» получил особенно широкое распространение в 20—30-х гг., причём употреблялся в разных значениях, преимущественно в отношении совокупности характерных внешних черт земной поверхности, включая различные проявления деятельности человека (обрабатываемые поля, селения, дороги и т.п.). Лишь отдельные, главным образом немецкие, географы (З. Пассарге, позднее К. Тролль) стремились определить ландшафт как некоторое природное единство.

В современной советской географии географический ландшафт понимается как природная система. Разработка учения о ландшафте, главным образом в плане развития идей Л. С. Берга, привела к формулировке представления (часто называемого региональным) о ландшафте географическом как основной ступени в системе географических комплексов и целостной территориальной единице со строго ограниченным объёмом и содержанием. Согласно этому представлению, развитому в 30—40-х гг. 20 в. Л. Г. Раменским, А. А. Григорьевым, С. В. Калесником и в дальнейшем подробно обоснованному Н. А. Солнцевым, В. Б. Сочавой и др., Л. г. есть конкретная территория, однородная по своему происхождению и истории развития, обладающая единым геологическим фундаментом, однотипным рельефом, общим климатом, единообразным сочетанием гидротермических условий, почв, биоценозов и закономерным набором морфологических частей – фаций и урочищ. Некоторые географы (А. Г. Исаченко и др.) отмечают в качестве существенного критерия его однородность и неделимость как в зональном, так и в азональном аспектах. Каждый ландшафт географический, в свою очередь, является составной частью более сложных таксономических единиц физико-географического районирования – зон физико-географических, стран, областей, провинций. Примеры ландшафтов географических в этом понимании – Ижорская возвышенность (Ленинградская область), Бельцкая степь (Молдавия), Верхне-тебердинский ландшафт (Большой Кавказ). Некоторые исследователи (Д. Л. Арманд, Ю. К. Ефремов, Ф. Н. Мильков) трактуют его как общее понятие, не ограниченное таксономическими рамками, т. е. как синоним природного территориального комплекса. В этом смысле Л. г. можно назвать и степную зону, и Восточно-Европейскую (Русскую) равнину, и болотный массив. Отдельные географы (Н. А. Гвоздецкий и др.) в понятие «ландшафт географический» вкладывают типологическое содержание, т. е. к одному ландшафту относят множество участ-

ков, которые могут быть территориально разобщены, но обладают сходством в существенных чертах природы (степной ландшафт, болотный ландшафт). Ландшафты географические могут быть выделены не только на суше, но и в Мировом океане, однако изучение подводных ландшафтов находится ещё в начальной стадии.

Ландшафт географический характеризуется сложной структурой, которая определяется, с одной стороны, взаимодействием слагающих его компонентов (геологического фундамента, воздушных масс, растительного покрова и др.), а с другой – входящих в него морфологических единиц (природных территориальных комплексов низших рангов), образующих в пределах ландшафта сопряжённые ряды. Связи между компонентами и морфологическими частями ландшафтов выражаются в обмене веществом и энергией. Круговорот вещества и круговорот энергии, а также ритмические (суточные, сезонные и многолетние) изменения структуры – существенные черты его динамики, охватывающей совокупность многообразных процессов (от простого механического перемещения вещества под действием силы тяжести до сложнейших преобразований его структуры во времени). Необратимые смены ландшафтов происходят как под воздействием внешних факторов (изменения солнечной активности и общей циркуляции атмосферы, тектонические движения, наступления материковых льдов, мор. трансгрессии), так и в силу внутренних причин, т. е. саморазвития, обусловленного противоречивым взаимодействием его компонентов (например, зарастание водоёмов, прогрессирующее заболачивание или эрозийное расчленение, наступление леса на степь, сопровождаемое деградацией чернозёмов). Хозяйственная деятельность человека в той или иной мере изменила большинство ландшафтов Земли, сохранив, однако, основные естественные факторы их развития (ландшафт культурный).

Географические ландшафты суши чрезвычайно многообразны; в зависимости от степени сходства (по генезису, структуре, морфологии) они могут быть классифицированы, т. е. объединены в типы (например, арктические, лесостепные), классы (равнинные, горные), подклассы (низменные, предгорные, низкогорные и др.), виды (например, восточно-европейские среднетаёжные низменные озёрно-ледниковые глинистые равнины с чернично-зеленомошными ельниками, заболоченными сосняками и верховыми болотами).

Изучение ландшафтоведения необходимо для разработки научных основ рационального использования природных условий и ресурсов, для улучшения, преобразования и охраны природы.

5.2. Физико-географическое районирование

Физико-географическое районирование, система территориальных подразделений земной поверхности (регионов), обладающих внутренним единством и своеобразными чертами природы; процесс их выявления – одна из форм синтеза в физической географии. Физико-географическое районирование можно определить как особый род систематики природных территориальных комплексов и как метод выявления индивидуальной специфики отдельных частей географической оболочки (в то время как типологический подход в физической географии способствует установлению сходства природных территориальных комплексов, что позволяет свести их в классификационные группы – типы, классы, виды и т. и.). Физико-географическое районирование включает изучение соподчинённых природных территориальных комплексов (физико-географических стран, зон, районов и др.) и составление их всесторонних характеристик; исследование малых территориальных комплексов, входящих в состав ландшафта географического (урочищ, фаций), обычно не относится к районированию, но некоторые исследователи включают в сферу Ф.-г. р. природные территориальные комплексы всех рангов. Районирование может производиться по комплексу признаков, охватывающих все или почти все компоненты природной среды (комплексное физико-географическое, или ландшафтное, районирование), и по каким-либо частным признакам – рельефу, климату, почвам и т.п. (частное, или отраслевое, природное районирование).

До XIX в. районирование осуществлялось без научной основы, по отдельным наиболее легко уловимым внешним признакам (орография, речные бассейны, политические границы) и без чёткого разграничения на физико-географическое и экономическое. В течение XIX в. (особенно во 2-й половине), когда интенсивно формировались частные географические дисциплины, активизировалась разработка отраслевых схем природного районирования (климатического, биогеографического и др.). В качестве самостоятельного направления выделяется экономическое районирование. Первоначальные теоретические предпосылки для разработки комплексного физико-географического районирования были созданы работами В. В. Докучаева в конце XIX в. Идея природной зональности была положена в основу первых схем физико-географического районирования Европейской России (Г. И. Танфильев, 1897) и Азиатской России (Л. С. Берг, 1913), в начале XX в. проблемы начали широко обсуждаться и в зарубежной (нем., англ., амер.) географии (Э. Хербертсон, З. Пассарге и др.).

В СССР работы по физико-географическому районированию отдельных областей и республик широко развернулись с 20-х гг. Наряду с принципом зональности в практику вошёл и принцип провинциальности (учёт роли долготно-климатических изменений, а также крупных структур земной коры в формировании региональных различий). С 1940-х гг. создано несколько вариантов физико-географического районирования территории СССР (в т. ч. районирование, выполненное Советом по изучению производительных сил при АН СССР с привлечением институтов АН СССР, схема районирования географического факультета МГУ, а также всей суши и отдельных материков). Составлены многочисленные более детальные схемы для отдельных политико-административных, экономических и природных регионов. Исследования по районированию приобрели прикладную направленность (например, с 1956 силами ряда вузов осуществляется для целей сельского хозяйства). Значительное внимание вопросам районирования уделяют географы и других социалистических стран. Предпринимались попытки создать общегеографическое районирование, которое включало бы как природные, так и социально-экономические особенности разных территорий.

Большинство современных географов исходит из признания объективного существования физико-географических регионов, каждый из которых очерчен естественными границами, имеющими более или менее чёткий характер. Целостность и внутреннее единство каждого отдельного региона определяются общностью истории его развития и географического положения, единством многих природных процессов (например, циркуляции атмосферы, влагооборота, миграции химических элементов) и пространственной сопряженностью его отдельных частей. Формируясь в процессе развития и дифференциации земной поверхности, физико-географические регионы имеют свою историю и возраст, что определяет необходимость историко-генетического подхода к районированию.

На каждый регион воздействуют зональные (определяемые широтным распределением солнечной радиации на земной поверхности) и аональные факторы (особенности гипсометрического положения, вещественного состава земной коры, движений земной коры, соотношения суши и моря). Поэтому теоретическую основу физико-географического районирования составляют закономерности территориальной физико-географической дифференциации. Одновременно в географической оболочке непрерывно действуют процессы интеграции, связывающие (посредством циркуляции воздушных масс, стока, склонового перемещения твёрдого материала, миграций растений и

животных) разнородные участки земной поверхности в сложные территориальные системы. Наиболее тесные и разносторонние связи наблюдаются между смежными участками поверхности (между склонами и подножиями гор, водоёмами и их водосборами и т.п.). По мере увеличения размеров и сложности территории и в зависимости от особенностей расположения её отдельных частей по отношению к господствующим воздушным массам, орографическим барьерам и т.п. «теснота» географических связей обычно ослабевает и степень пространственной однородности уменьшается. Это вызывает необходимость различать физико-географические регионы разного ранга и пользоваться многоступенчатой системой.

По зональным признакам последовательно выделяются пояса физико-географические, зоны физико-географические и подзоны физико-географические, по а зональным – страны физико-географические и области физико-географические. В силу неодинаковой степени воздействия океанов на природу материков в пределах последних выделяются физико-географические секторы (океанические, переходные от океанических к континентальным, континентальные, резко континентальные). Между зональными и а зональными единицами районирования существуют сложные соотношения. Природа каждой зоны приобретает своеобразные черты в разных физико-географических странах и областях, в связи с чем образуются производные региональные единицы, имеющие одновременно зональный и а зональный характер – зональные отрезки физико-географических стран, провинции физико-географические. Завершающей ступенью районирования во многих схемах физико-географического районирования служит район физико-географический, отвечающий условию однородности как в зональном, так и в а зональном отношении. На практике в региональных физико-географических характеристиках, содержащих схемы районирования, обычно применяются системы единиц районирования, при которых поочерёдно используются зональные и а зональные признаки (например, страна – зона – область – провинция – район).

При физико-географическом районировании горных территорий роль важнейшего критерия приобретает структура высотной поясности: различным горным провинциям и районам свойственны специфические ряды (спектры) высотных поясов, зависящие от широтно-зонального и долготного положения того или иного горного поднятия, его абсолютной высоты, ориентировки хребтов и экспозиции склонов.

Выделение единиц физико-географического районирования разного ранга, сопровождающееся составлением их текстовых характеристик, осуществляется как «сверху», так и «снизу», что является отра-

жением единства процессов физико-географической дифференциации и интеграции. Путём анализа ведущих (зональных и азональных) факторов региональной физико-географической дифференциации с использованием разнообразных картографических материалов и литературных источников, намечается принципиальная схема последовательного деления территории «сверху вниз», т. е. от высших ступеней районирования к низшим. Затем эта схема уточняется и детализируется «снизу вверх», т. е. путём последовательной интеграции простых природных комплексов в более сложные (урочищ – в ландшафты, ландшафтов – в провинции и т.д.). Использование ландшафтных карт позволяет определить размещение природных комплексов разного ранга и соотношения между ними. Делаются попытки применять статистические методы для выделения «однородных» регионов, математически обосновать проведение границ и т.п.

Являясь важной основой для всестороннего комплексного учёта и оценки природных условий и ресурсов, физико-географическое районирование используется в разнообразных практических целях (с.-х., инженерно-строительных, транспортных, медицинских, рекреационных и др.), а также при районных планировках. Практическое назначение того или иного районирования определяет его детальность, а также целенаправленность характеристик отдельных регионов, с акцентом на те показатели природной среды, которые существенны для решения данной задачи.

5.3. Географические комплексы (геосистемы)

Одна из задач ландшафтоведения – изучение составных частей ландшафта – геосистем низшего уровня (местностей, урочищ ландшафтных, фаций ландшафтных), их взаимного расположения, взаимодействия, типов образуемых ими пространственных структур и их преобразований с течением времени (морфология ландшафта). К ландшафтоведению относится также изучение зон, секторов, областей, провинций и др. региональных геосистем высших рангов, поскольку они представляют собой закономерные группировки ландшафтов.

В рамках высших территориальных единств ландшафты связаны между собой благодаря циркуляции атмосферы, а также процессам стока, миграциям растений и животных и др.

Выяснение общих законов территориальной дифференциации географической оболочки (в чём ландшафтоведение смыкается с землеведением) служит основой познания происхождения ландшафтов и

геосистем более крупных рангов и вместе с тем теоретическим фундаментом физико-географического районирования.

Элементарные географические комплексы изучаются как части сопряжённых, закономерно построенных территориальных систем (ландшафтов).

Образование таких комплексов обязано процессам с ограниченным радиусом действия, присущим или отдельным ландшафтам, или их группам и вытекающим из внутреннего развития последних (деятельность текучих вод и формирование морфоскульптурных элементов рельефа, конкурентные взаимоотношения растительных сообществ и их взаимодействие с окружающей средой и т.п.).

Региональная дифференциация геосистем высших рангов подчинена неравномерному распределению энергии, которая поступает в географическую оболочку извне. Следствием широтного распределения лучистой энергии Солнца являются ландшафтные пояса, зоны и подзональные проявления внутренней энергии Земли своим главным следствием имеют азональный контраст между сушей и Мировым океаном; возникающая в результате этого континентально-океаническая циркуляция воздушных масс обуславливает формирование на материках ряда физико-географических секторов – приокеанических, континентальных и переходных.

С разнообразием морфоструктур земной коры связано образование физико-географических стран, областей и районов, а в горах, кроме того, – высотных ландшафтных ярусов и поясов.

5.4. Методы исследования в ландшафтоведении. Геохимия ландшафта

Главным источником фактического материала в ландшафтоведении служат полевые исследования, осуществляемые в процессе экспедиционных и стационарных работ. Первые обычно сопровождаются ландшафтным картированием и дают возможность установить границы природно-территориальных комплексов, а также описать их основные, наиболее устойчивые черты. Существенную помощь при этом оказывает использование аэрофотоматериалов; изучаются возможности применения космических снимков. Изучение динамики геосистем требует организации стационарных наблюдений, включающих исследование балансов тепла и влаги, миграции химических элементов, биологической продуктивности. На стыке Л. со смежными науками сформировалась особая отрасль географии – геохимия ландшафта, разрабатываются основы физики (геофизики) ландшафта.

Геохимия ландшафта, научное направление, возникшее на границе географии и геохимии в 40-х годах 20 в. Изучает миграцию химических элементов в ландшафте, используя с этой целью идеи и методы геохимии, особенно биогеохимии. Первые подходы к изучению геохимии ландшафта были сделаны в трудах советских учёных В. И. Вернадского о биосфере (в 1926) и А. Е. Ферсмана по геохимии пустынь и полярных областей (в 1931). Основателем как самостоятельного научного направления был советский учёный Б. Б. Полюнов, который в 1946 сформулировал задачи, основные понятия и разработал методику исследований геохимии ландшафта.

Геохимия ландшафта классифицирует миграцию элементов по формам движения материи. Ведущее значение в большинстве ландшафтов имеет биогенная миграция, выражающаяся в биологическом круговороте атомов, образовании и разложении органических веществ. В результате круговорота солнечная энергия превращается в действительную химическую энергию. Физико-химическая миграция в основном развивается в водах ландшафта. Она определяет многие его геохимические особенности. По характерным ионам природных вод различают кислые (H^+), кальциевые (Ca^{2+}) и прочие ландшафты. Участки земной поверхности, отмеченные определёнными особенностями миграции, именуется геохимическими ландшафтами, все их части – водоразделы, склоны, долины и т. д. – связаны между собой миграцией атомов. Особенности миграции положены в основу геохимической классификации ландшафтов России и составления ландшафтно-геохимических карт для территории России и отдельных регионов.

Важным принципом геохимии ландшафта является историзм. Изучение геохимических особенностей ландшафтов прошлых геологических эпох составляет содержание исторической геохимии ландшафта. Она применяется при поисках полезных ископаемых, в здравоохранении.

В исследовании фаций как энергетических ячеек ландшафта и первичного звена в цепи географических взаимосвязей. Ландшафтоведение непосредственно соприкасается с биогеоценологией. Стационарные исследования сезонной динамики ландшафта создают предпосылки для развития ландшафтной фенологии.

Систематизация наблюдений и установление эмпирических зависимостей в ландшафтоведении основываются главным образом на применении сравнительного географического метода, существенным элементом которого служит картографический анализ, а также историчность метода. К 60-м гг. XX в. относятся первые опыты примене-

ния математической статистики и математической логики к изучению взаимосвязей между компонентами геосистем, а также к разработке их классификации. Известны попытки рассматривать ландшафт как саморегулирующуюся систему, что открывает возможности применения структурно-системного подхода к его изучению. Опыты построения графических моделей геосистем довольно многочисленны; на очереди проблема создания математических моделей, выражающих главные взаимосвязи между отд. компонентами ландшафтов и между геосистемами низших порядков.

Ландшафтоведение уже на начальном этапе развития приобрело ясно выраженную прикладную направленность; в дальнейшем сфера практического приложения ландшафтной теории значительно расширилась. В современном прикладном ландшафтоведении наметились различные направления:

- агропроизводственное,
- инженерное,
- мелиоративное,
- медицинское,
- архитектурно-планировочное,
- рекреационное.

В содержание прикладных ландшафтных исследований входят: специализированная типизация природных территориальных комплексов, оценка последних с точки зрения пригодности и целесообразности для практического использования, рекомендации по их преобразованию и охране, и, наконец, разработка прогноза ожидаемых изменений. Основные материалы, передаваемые ландшафтоведами для практического использования в различных отраслях народного хозяйства, – прикладные и ландшафтные карты и схемы районирования с соответствующими текстовыми приложениями. Важнейшая практическая задача ландшафтоведения – разработка научных основ управления геосистемами и создания ландшафтов культурных – должна решаться на основе теории развития геосистем и их взаимодействия с хозяйственной деятельностью человека; на этой основе станет возможным прогнозирование поведения геосистем, обусловленного как естественными, так и антропогенными факторами.

5.5. Экосистемы в ландшафтоведении

Ландшафтоведение имеет ряд точек соприкосновения с учением об экосистемах. Экосистема (от греч. *óikos* – жилище, местопребывание и система), природный комплекс (биокосная система), образован-

ный живыми организмами (биоценоз) и средой их обитания (косной, например атмосфера, или биокосной – почва, водоём и т.п.), связанными между собой обменом веществ и энергии.

В идеальном случае экосистема, со сбалансированной жизнедеятельностью автотрофных организмов и гетеротрофных организмов могут приближаться к замкнутой системе, обменивающейся с окружающей средой только энергией. Однако в естественных условиях длительное существование экосистемы возможно только при притоке из окружающей среды не только энергии, но и большего или меньшего количества вещества. Все реальные экосистемы, в совокупности составляющие биосферу Земли, принадлежат к открытым системам, обменивающимся с окружающей их средой веществом и энергией.

Термин «экосистема» приложим как к природным, так и к искусственным, таким, например, как сельскохозяйственные угодья, сады, парки.

В процессе всестороннего изучения природных комплексов взаимодействующих между собой растений, животных и микроорганизмов учёные давали этим надорганизменным единицам разные названия. Большая часть из предложенных терминов не получили распространения, некоторые используются лишь в определённых случаях (например, термином «биом» в США обозначают такие макроэкосистемы, как зона хвойных лесов, степная зона и др.). Термин «экосистема», вытеснивший многие другие термины сходного содержания, предложил в 1935 английский ботаник А. Тенсли. В 1944 г. В. Н. Сукачёв стал пользоваться применительно к наземным живым системам термином биогеоценоз, не считая, однако, его тождественным экосистеме. Действительно, даже аквариум или пчелиный улей несомненно представляют собой экосистему, но не могут быть названы биогеоценозами. Кроме того, общая особенность биогеоценоза – меньшая суммарная биомасса животных по сравнению с биомассой растений, в то время как в водной экосистеме господствует обратное их соотношение.

Экосистема характеризуются видовым составом, численностью особей отдельных видов, их биомассой, распределением и сезонной динамикой. Начиная с 40–50-х гг. XX в. развернулись исследования, позволяющие количественно характеризовать функциональные особенности экосистемы, прежде всего цепи питания, через которые осуществляется биологическая трансформация вещества и энергии. Количеств. выражение интенсивности и эффективности этих процессов с помощью современных методов, в частности математического моделирования экологических систем, – необходимая основа решения акту-

альных вопросов рационального использования биологических ресурсов природы и сохранения среды обитания человека.



Вопросы для самоподготовки

1. Охарактеризуйте ландшафтоведение как науку.
2. Где происходит в основном физико-химическая миграция веществ в ландшафте?
3. Что является структурной единицей в ландшафте?
4. Какие бывают виды ландшафтов?
5. Какой основной принцип геохимии ландшафта?
6. Какие наметились направления в современном прикладном ландшафтоведении?
7. Какие подразделения земной поверхности (регионов), обладают внутренним единством и своеобразными чертами природы?
8. Что включают зональные и азональные признаки ландшафтов?

Основные термины и определения

Важнейшие задачи ландшафтоведения: разработка основ рационального природопользования, в том числе охраны природы. В пределах ландшафтоведения сформировался ряд направлений: морфология ландшафта, геотопология, геохимия ландшафта, прикладное ландшафтоведение и др.

Географический ландшафт – основная единица физико-географического районирования территории; генетически единый район с однотипным рельефом, геологическим строением, климатом, общим характером поверхностных и подземных вод, закономерным сочетанием почв, растительных и животных сообществ. В зависимости от происхождения различают антропогенные, природные, геохимические, культурные, акультурные, агрикультурные, болотные, географические, элементарные и другие ландшафты.

Главный метод ландшафтоведения – ландшафтная съемка.

Ландшафтоведение – раздел физической географии, изучающий сложные природные и природно-антропогенные геосистемы различного ранга ландшафты как части географической оболочки Земли. Ландшафтоведение рассматривает происхождение, структуру, изменение, пространственную дифференциацию и интеграцию ландшафтов, а также их отдельные свойства, взаимосвязи элементов, их изменения под воздействием природных и антропогенных факторов.

Основа ландшафтоведения – учение о географическом ландшафте и физико-географическое районирование.

Физико-географическое районирование – система территориального деления земной поверхности, основанная на выявлении и исследовании системы соподчиненных природных регионов, обладающих внутренним единством и своеобразными индивидуальными чертами природы. Физико-географическое районирование изучает физико-географические страны, зоны, секторы, провинции, области, районы. Различают: районирование по отдельным природным компонентам: рельефу, климату, почвам и др.; комплексное (ландшафтное) районирование.

Формирование природных районов обусловлено: зональными факторами, определяемыми широтным распределением солнечной радиации по земной поверхности: географический пояс, географическая зона, подзона и т.д.; и - азональными геолого-геоморфологическими факторами: сектор, страна, область, провинция, округ, район.

Библиографический список

1. *Алисов Б.П.* Климатология / Б.П. Алисов, Б.В. Полтараус – 2-е изд., перераб. – М.: МГУ – 1974. – 300 с.
2. *Борисенков Е.П.* Краткий климатический справочник по странам мира / Е.П. Борисенков— Л.: Гидрометиздат, 1984. – 240 с.
3. *Борисенков Е.П.* Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы / Е.П. Борисенков, В.М. Пасецкий – Л.: Гидрометиздат, 1998, 524 с.
4. *Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология / Воробьев В.И. – Л.: Гидрометиздат, 1991. – 611 с.
5. *Кауричев И.С.* Почвоведение / И.С. Кауричев, Н.П. Панов, Н.Н. Розов. – М.: Агропромиздат, 1989. – 719 с.
6. *Колесников С.И.* Почвоведение с основами геологии / И.С. Колесников. – М.: Издательство РИОР, 2005. – 150 с.
7. *Кузнецов В.А.* Химические процессы в почвенном слое / В.А. Кузнецов. – М.: Изд-во МХТИ, 1992. – 51 с.
8. *Моргунов В.К.* Основы метеорологии и климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений: Учебник/В.К. Моргунов. – Ростов/Д.: Феникс. – Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. – 331с.

Оглавление

Предисловие	1
Раздел I. Почвоведение	11
Введение	11
1.1. Общая схема почвообразовательного процесса.	
Факторы почвообразования	12
1.1.1. Стадии и общая схема почвообразования	12
1.1.2. Энергетика почвообразования	15
1.2. Состав, свойства и режим почв	16
1.2.1. Минералогический и механический состав почвообразующих пород	16
1.2.2. Механический состав почв и почвообразующих пород. Механические элементы, их классификация и свойства	18
1.2.3. Классификация почв и пород по механическому составу	19
1.3. Органическая часть почвы	21
1.3.1. Источники органического вещества почв и его фракционно-групповой состав	21
1.3.2. Взаимодействия гумусовых веществ с минеральными компонентами почвы	23
1.3.3. Процессы превращения органического вещества в почве и представление об образовании и функционировании системы гумусовых веществ	24
3.4. Роль органического вещества в почвообразовании	27
1.4. Химический состав почв и почвообразующих пород	28
1.4.1. Содержание химических элементов в породах и почвах	29
1.4.2. Радиоактивность почв	30
1.5. Почвенные коллоиды и поглотительная способность почвы	32
1.5.1. Почвенные коллоиды как носители сорбционных свойств почвы	32

1.5.2. Виды поглотительной способности почвы	33
1.5.3. Основные закономерности сорбционных процессов в почвах .	36
1.5.4. Кинетика сорбционных процессов в почвах	37
1.5.5. Состав обменных катионов, кислотность, щелочность и буферность почв	38
1.6. Физические и физико-механические свойства почвы	41
1.7. Почвенная вода, водные свойства и водный режим почв	43
1.7.1. Категории почвенной влаги и ее свойства	44
1.7.2. Водные свойства почв	45
1.7.3. Водный режим почв	46
1.8. Почвенный воздух и воздушный режим почв	48
1.8.1. Газообмен почвенного воздуха с атмосферным. Воздушные свойства почв	49
1.9. Тепловые свойства и тепловой режим почв	50
1.9.1. Теплопоглотительная способность почв	50
1.9.2. Радиационный и тепловой баланс почвы	51
1.10. Почвенный раствор и окислительно-восстановительные процессы в почве	53
1.10.1. Состав и концентрация почвенного раствора	53
1.10.2. Окислительно-восстановительные процессы в почвах	55
1.11. Строение почвы	57
1.11.1. Морфологические признаки и описание профиля почвы	57
1.11.2. Окраска почв	61
1.12. Агропроизводственная группировка и бонитировка почв	62
1.12.1. Система учета почв в России	62
1.12.2. Классификация земель	63
1.12.3. Бонитировка почв и экономическая оценка почв	65
1.12.4. Принципы и методика бонитировки почв	66
1.13. Загрязнение почв химическими веществами	71
1.14. Эрозия почв и меры борьбы с ней	74
1.14.1. Виды эрозии	74
1.14.2. Условия возникновения эрозии	75
Вопросы для самоподготовки	78
Основные термины и определения	81
Раздел II. Климатология	85
Введение	85
2.1. История климата земли	88
2.1.1. Общая характеристика	88
2.1.2. Климат последнего тысячелетия	91

2.1.3. Современный климат.....	91
2.2. Естественные факторы изменения климата.....	93
2.3. Климат и хозяйственная деятельность человека	94
2.3.1. Биоклиматология человека	94
2.3.2. Антропогенное воздействие на климат	97
2.3.3. Влияние топливно-энергетического комплекса на климат	98
2.3.4. Влияние антропогенного роста углекислого газа на климат	101
2.3.5. Влияние антропогенного аэрозоля на климат	104
2.3.6. Воздействие на подстилающую поверхность и климат	106
Вопросы для самоподготовки.....	109
Основные термины и определения	110
Раздел III. Метеорология и гидрология	115
Введение	115
3.1. Атмосфера	117
3.1.1. Происхождение, развитие и состав атмосферы.....	117
3.1.2. Слои атмосферы.....	120
3.2. Энергия Солнца в атмосфере.....	124
3.2.1. Лучистая энергия и времена года	124
3.2.2. Солнечная радиация и атмосфера.....	126
3.2.3. Вертикальные градиенты температуры и неустойчивость воздушных масс	129
3.3. Вода в атмосфере	131
3.3.1. Испарения и конденсация в атмосфере.....	131
3.3.2. Туманы и облака	133
3.3.3. Виды осадков.....	137
3.4. Динамика атмосферы	139
3.4.1. Силы, действующие в атмосфере	140
3.4.2. Ветер	146
3.5. Атмосферные фронты и воздушные массы.....	152
3.5.1. Классификация воздушных масс.....	152
3.5.2. Атмосферные фронты	153
3.6. Электрические и оптические явления в атмосфере	158
3.6.1. Магнитное поле Земли и электрические явления	158
3.6.2. Оптические явления в атмосфере	165
3.7. Метеорологические наблюдения.....	167
3.7.1. Метеорологические измерения.....	168
3.7.2. Измерение температуры.....	172
3.7.3. Измерения атмосферного давления.....	177

3.7.4. Измерение направления и скорости ветра	179
3.7.5. Измерение влажности воздуха	181
3.7.6. Измерение осадков.....	182
3.7.7. Метеорологические измерения в высоких слоях атмосферы .	183
3.7.8. Новые технические средства современной метеорологии	185
3.8. Роль метеорологии в охране окружающей природной среды.....	187
3.9. Гидрология	189
3.9.1. Влияние основных факторов на режим вод суши	193
3.9.2. Атмосферные осадки в гидрологии	194
3.9.3. Твердые осадки и накопление снежного покрова. Уравнение теплового баланса.....	196
3.9.4. Жидкие осадки, стокообразующие дожди.....	197
3.9.5. Тепловой режим рек, уравнение теплового баланса участка реки	198
3.9.6. Распределение температуры по живому сечению реки, длине и по времени.....	199
3.9.7. Зимний режим рек. Фазы зимнего режима – замерзание, ледостав, вскрытие рек.....	201
3.9.8. Испарение и его роль в балансе влаги. Испаряемость и суммарное испарение	202
3.9.9. Подземные воды и гипотезы их происхождения	203
3.9.10. Режим грунтовых вод. Взаимодействие поверхностных и грунтовых вод	204
3.9.11. Виды подземных вод. Виды воды в почво-грунтах.....	206
3.9.12. Инфильтрация воды в почву.....	207
3.9.13. Понятие о многолетней мерзлоте, ее распространение.....	208
3.9.14. Режим речного стока	209
3.9.15. Классификация Зайкова	210
3.9.16. Уровень воды в реках	212
3.9.17. Солевой сток рек.....	213
3.9.18. Факторы, влияющие на формирование речных наносов.....	214
3.9.19. Деформации речного русла. Закономерности Фарга.....	215
3.9.20. Сели, условия их возникновения.....	216
3.9.21. Мутность воды и ее режим. Распределение взвешенных наносов.....	217
Вопросы для самоподготовки.....	218
Основные термины и определения	221
Раздел IV. Геология и гидрогеология	230
4.1. Форма, размеры и строение Земли	230
4.1.1. Внутреннее строение Земли.....	231

4.1.2. Средний химический состав Земли.....	237
4.2. Вещественный состав земной коры	238
4.2.1. Химический состав земной коры	238
4.2.2. Классификация минералов и их описание.....	239
4.2.3. Горные породы.....	245
4.3. Геологические процессы	260
4.3.1. Экзогенные процессы.....	260
4.3.1.1. Выветривание.....	260
4.3.1.2. Деятельность рек	268
4.4. Геологическая деятельность подземных вод	269
4.4.1. Виды воды в горных породах	269
4.4.2. Происхождение подземных вод	274
4.4.3. Классификация подземных вод	275
4.4.3.1. Грунтовые воды и их режим	276
4.4.3.2. Напорные подземные воды.....	279
4.4.4. Общая минерализация и химический состав подземных вод...	282
4.4.5. Карстовые процессы.....	286
4.4.6. Оползневые процессы	289
Вопросы для самоподготовки.....	291
Основные термины и определения	292
Раздел V. Ландшафтоведение.....	295
Введение	295
5.1. Географические ландшафты	295
5.2. Физико-географическое районирование.....	298
5.3. Географические комплексы (геосистемы).....	301
5.4. Методы исследования в ландшафтоведении.	
Геохимия ландшафта.....	302
5.5. Экосистемы в ландшафтоведении.....	304
Вопросы для самоподготовки.....	306
Основные термины и определения	306
Библиографический список	307

Учебное издание

Латыпова Марина Марсовна

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Учебное пособие

Подписано в печать . . . 11. Формат 60x84/16. Усл. печ. л.
Уч.-изд.л. . Тираж 60 экз. Заказ Цена р. к.
Отпечатано в Белгородском государственном технологическом уни-
верситете им. В.Г. Шухова
308012, г. Белгород, ул. Костюкова, 46

