

**ЎЗБЕКИСТОН РЕСПУБЛИКАСИ
ОЛИЙ ВА ЎРТА МАХСУС ТАЪЛИМ ВАЗИРЛИГИ,
ЎРТА МАХСУС, КАСБ-ҲУНАР ТАЪЛИМИ МАРКАЗИ**

*Юрий Васильевич Петров, Ҳамроқул Турсунқулович Эгамбердиев,
Бахтияр Махаматжанович Холматжанов*

МЕТЕОРОЛОГИЯ ВА ИҚЛИМШУНОСЛИК АСОСЛАРИ

Касб-ҳунар коллежалри учун ўқув-услубий қўлланма

Тошкент-2013

Ўзбекистон Республикаси Олий ва ўрта махсус таълим вазирлиги томонидан касб-хунар коллежлари ўқувчилари учун ўқув-услубий қўлланма сифатида тавсия этилган.

УДК 551.51(075.8)

Тақризчи: *г.ф.д. Абдуллаев А.Қ.*

Илмий муҳаррирлар: *г.ф.н., доц. Эгамбердиев Ҳ.Т.,*
г.ф.н. Холматжанов Б.М.

Қўлланмада метеорологиянинг атмосферанинг таркиби, тузилиши ва унда содир бўлаётган физикавий жараёнларга тааллуқли бўлган ҳамда иқлимшуносликнинг умумий масалалари баён қилинган. Об-ҳаво ва иқлимни шакллантирувчи жараёнларнинг асосларини кўриб чиқишда асосий эътибор уларнинг физик моҳиятига қаратилган. Радиацион, географик ва циркуляцион омилларнинг иқлим генезиси ва иқлимларнинг таснифидаги роли кўриб чиқилган. Ўрта Осиё иқлимининг геологик ва тарихий ўтмишдаги ўзгаришлари ва тебранишлари билан боғлиқ масалалар ҳамда антропоген таъсир остида иқлимнинг келажакдаги мумкин бўлган ўзгаришлари ёритилган.

Қўлланма гидрометеорология коллежлари ўқувчиларига мўлжалланган бўлиб, ундан олий ўқув юртларида таҳсил олаётган бакалаврият ва магистратура талабалари ҳамда метеорология ва Ер ҳақидаги бошқа фан соҳалари мутахассислари фойдаланишлари мумкин.

СЎЗ БОШИ

Ер атмосфераси атрофимиздаги табиий муҳитнинг энг ҳаракатчан қобикларидан биридир. Унинг ҳолати ҳавонинг кимёвий таркиби, кўплаб физикавий характеристика ва жараёнлар, ташқи ва ички омиллар билан ўзаро таъсири, шунингдек инсон фаолияти натижаларининг таъсири билан белгиланади. Атмосферанинг ҳолатини ўрганиш ва у тўғрисидаги катта билимлар мажмуасини умумлаштириш геофизик фанлардан бири ҳисобланган умумий метеорологиянинг предмети ҳисобланади.

Замонавий метеорология икки ўта муҳим ёндошувга асосланади. Бир томондан, кузатув ва ўлчаш маълумотларидан кенг фойдаланилади ва улар асосида атмосфера жараёнларининг шаклланиш ва ривожланиш қонуниятлари аниқланади, атмосферанинг таркиби, хоссалари ва тузилиши ўрганилади. Бу маълумотлар метеорологик станциялар ва обсерваториялар тармоғи, радиозондлаш станциялари, самолёт, аэростат ва ракета ёрдамида зондлаш орқали олинади. Сўнгги ўн йилликларда атмосферани Ернинг метеорологик сунъий йўлдошлари, шунингдек радиолокация ва лазер локацияси воситасида масофавий зондлаш орқали катта миқдордаги ахборот олинмоқда. Кўрсатиб ўтилган кузатишларнинг барча турдаги ўлчаш тизимлари микро- ва нанотехнологиялар, ядро физикаси ва бошқа соҳалардаги энг янги ютуқлар асосида доимий такомиллаштириб борилмоқда.

Кейинги ёндошув атмосфера жараёнлари ва ҳодисаларининг турли математик усуллар ва ҳисоблаш техникасидан кенг фойдаланиш асосида яратилган назарий моделларининг ривожланишига боғлиқ.

Шуни назарда тутиш керакки, атмосфера объектлари ва жараёнларининг масштаблари кенг спектрга эга бўлиб, микрометрлардан (конденсация ядролари) бошлаб юзлаб ва минлаб километргача (найсимон оқимлар, булут тизимлари ва бошқалар) ўлчамли бўлиши мумкин.

Дарсликда Ер атмосфераси ҳақидаги зарурий маълумотлар минимумини қамраб олинган. У атмосферанинг таркиби ва тузилиши, унинг барик майдони, атмосферадаги радиацион ва термодинамик жараёнлар, Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими, атмосферадаги намлик айланишининг буғланишдан бошлаб, ёғинларнинг ёғишигача бўлган барча бўғинлари ва атмосфера ҳаракатлари динамикасининг асослари тўғрисида тасаввур ҳосил қилиш имконини беради.

Материални баён қилишда об-ҳавонинг ташқи муҳит, ер юзаси ва атмосферанинг ўзида кечаётган физик жараёнлар ўзаро таъсирининг мураккаб натижаси эканлигига асосий эътибор қаратилган.

Дарслик муаллифлар томонидан физика ва география факультети талабаларига узоқ йиллар давомида ўқилган маърузалар матни асосида яратилди. Шу сабабдан материалларни баён қилиш муайян мантиқий кетма-кетликка эга. Муаллифлар муайян мавзуларни баён қилишда Ўзбекистон метеорологик станциялари маълумотларидан жадвал ва тасвирий материаллар кўринишида фойдаланганлар.

Сўнгги йигирма-ўттиз йилда иқлимшуносликнинг, биринчи навбатда иқлимнинг глобал исиши билан белгиланувчи, муаммоларига қизиқиш кескин ортди. Иқлимнинг ўзгариши экологик тизимларнинг эволюцияси, чўлланиш жараёнлари ва атроф-муҳитнинг бошқа ўзгаришлари билан чамбарчас боғлиқ. Табiiй ресурсларнинг чекланганлиги ва улардан оқилона фойдаланиш нуқтаи назаридан иқлимшунослик ўта муҳим аҳамиятга эга.

Дарсликнинг сўнгги бобида иқлим тизими тушунчаси замонавий даражада талқин этилган, иқлимни шакллантирувчи омиллар ва жараёнлар таъсири остида иқлимнинг шаклланиши муфассал кўриб чиқилган. Иқлимлар таснифлари бўйича турли ёндашувлари ва улар бўйича иқлим таснифлари баён қилинган. Мезо- ва микроиқлим тушинчалари замонавий талқин қилинган. Шунингдек мазкур бобда сайёрамизнинг, шу жумладан Ўрта Осиёнинг геологик ўтмишдаги иқлимларини қайта тиклаш, тарихий ўтмишдаги иқлимларнинг қисқача баёни ҳамда унинг ХХІ асрдаги ўзгаришлари ва оқибатларига бағишланган.

Муаллифлар дарслик тақризчиси г.ф.д. А.Қ.Абдуллаевга дарсликни тайёрлаш жараёнида билдирган таклиф ва мулоҳазалари учун ўз миннатдорчилигини билдиради.

Илмий муҳаррирлар: *г.ф.н., доц. Эгамбердиев Ҳ.Т.,
г.ф.н. Холматжанов Б.М.*

I БОБ. КИРИШ

1.1. Метеорология ва иқлимшунослик асослари фанининг предмети ва вазифалари

Ер сайёраси каттик (литосфера), суюқ (гидросфера) ва газсимон (атмосфера) қобиклардан ташкил топган бўлиб, уларда рўй берувчи физикавий ва кимёвий жараёнлар “Ер ҳақидаги фанлар” ёки **умумий геофизика** номи билан бирлашган фанлар мажмуаси томонидан ўрганилади.

1. **Метеорология** геофизиканинг таркибий қисми бўлиб, атмосферада рўй берувчи турли физикавий ҳодиса ва жараёнларни ўрганади. Уларга атмосферанинг келиб чиқиши, унинг таркиби ва тузилиши, нурланиш ва иссиқликнинг узатилиши жараёнлари, сув буғининг фазавий айланишлари ҳамда у билан боғлиқ бўлган булут, туман ва ёғин шаклланиши жараёнлари, ҳаво ҳаракати қонуниятлари, атмосферадаги оптик ва электрик ҳодисалар киради. Бу ҳодиса ва жараёнларнинг барчаси ўзаро боғлиқликда ҳамда космик муҳит, ер ва сув қобиғида рўй берувчи жараёнлар билан боғлиқликда ўрганилади.

Атмосфера ҳодисаларини ўрганишнинг дастлабки босқичларида бу ҳодисалар тўғрисидаги маълумотлар етарлича фарқланмаган. **Метеорология** атамаси милoddan аввалги IV асрда, юнон файласуфи Арасту шу номли (юнонча **μετεωρολογία**) асарни эълон қилганидан сўнг пайдо бўлган. Бу атаманинг сўзма-сўз таржимаси метеорлар ҳақидаги фан маъносини беради. Метеорлар деганда ер сирти ва атмосферада рўй берувчи ихтиёрий ҳодисалар тушуниланган. Арасту ўз асарида турли атмосфера (булутлар, ёғинлар, шамол ва бошқ.) ва бошқа ҳодисалар (сув тошқинлари, курғоқчилик ва бошқ.) тўғрисида ўша даврда йиғилган маълумотларга дастлабки фалсафий тушунтириш беришга ҳаракат қилган. Бироқ метеорологиянинг фан сифатида шаклланишига яна анча вақт талаб қилинди.

XVI асрнинг ўрталарига келибгина, тадқиқотларнинг табиий-илмий методлари ва дастлабки метеорологик ўлчаш асбоблари (барометр, термометр)нинг кашф қилиниши билан, айрим атмосфера ҳодисаларини физика қонунлари асосида тушунтириш имконияти пайдо бўлди. Бу даврда метеорология физиканинг таркибий қисми сифатида ривожланди ва XVIII асрнинг биринчи ярмига келиб мустақил фан сифатида шаклланди.

Ҳозирги вақтда метеорологияда атмосфера жараёнларини таҳлил қилишнинг математик методлари, шунингдек физикавий тажрибаларнинг кенг қўлланилиши атмосфера жараёнлари тўғрисидаги фанни **атмосфера физикаси** деб аташга имкон беради. Шунга қарамай метеорология атамаси эндиликда атмосфера ҳодисалари тўғрисидаги билимлар йиғиндисини англатиш учун қўлланилмоқда.

Атмосферанинг фазода биржинсли эмаслиги ва вақт давомида кучли ўзгарувчанлиги унинг асосий хусусиятларидан биридир. Атмосфера

ҳолатининг бундай узлуксиз ўзгаришларини об-ҳаво деб аташ қабул қилинган.

Об-ҳаво – бу маълум ҳудуд устида, маълум вақт ёки вақт оралиғида атмосферанинг метеорологик катталиклар ва атмосфера ҳодисаларининг уйғунлиги билан характерланувчи физикавий ҳолатидир.

Метеорологик катталиқ атмосфера ҳолатининг муайян характеристикасидир. Ҳавонинг ҳарорати ва намлиги, атмосфера босими, шамол тезлиги ва йўналиши, булутлар миқдори, уларнинг баландлиги ва шакли, атмосфера ёғинлари, метеорологик кўринувчанлик узоқлиги ва атмосфера ҳолатининг бошқа характеристикалари метеорологик катталиклар ҳисобланади.

Метеорологик ҳодиса метеорологик катталикларнинг муайян мажмуи билан тавсифланувчи физикавий жараёндир. Мисол учун, нисбий намлик, шамол ва метеорологик кўринувчанлик узоқлигининг маълум мутаносиблигида туман ҳосил бўлади. Метеорологик ҳодисаларга момақалдирок, изғирин, чангли бўрон, қасирға, булдуруқ ва бошқалар мисол бўла олади.

2. Иқлимнинг шаклланиш шароитларини ўрганувчи фан **иқлимшунослик** деб аталади. Астрономик ва физикавий-географик шароитларнинг мураккаб комплекси таъсирида шакллланувчи атмосфера жараёнларини ўрганиш иқлимшуносликнинг предмети ҳисобланади. Иқлимшунослик иқлимни шакллантирувчи турли омиллар ўртасидаги боғлиқликни уларнинг тўшалган сирт билан ўзаро таъсирида кўриб чиқади. У турли метеорологик ҳодисалар ва иқлим турларининг ер шари сиртидаги тақсимотининг қонуниятларини ўрганади. Ва ниҳоят, иқлимшунослик иқлимнинг геологик ўтмишдаги, ҳозирги замондаги, шу жумладан инсон фаолияти билан боғлиқ ўзгариши муаммоларини ўрганади. Шундай қилиб, иқлимшунослик илмий фан бўлиб, иқлимнинг шаклланиш жараёнлари, ўтмиш, ҳозирги замон ва келажакдаги тавсифи ва таснифини, иқлимнинг инсон фаолиятига ва инсоннинг иқлимга таъсирини ўрганади.

Тарихнинг турли даврларида олимлар иқлимга турлича таъриф берганлар. Қадимги юнонлар Ернинг шарсимон эканлигини ҳисобга олиб, иқлимни куёш нурларининг ер сиртига қиялиги билан тушинтирганлар ва шундан иқлим ҳақидаги фаннинг номи (*χλιμα* – қадимги юнончада қиялик) келиб чиққан. Ўрта асрларга келиб, жойнинг кенглигидан ташқари иқлимга бошқа, масалан, жойнинг океандан узоқлиги, ер юзасининг тури каби омиллар ҳам таъсир этиши аниқланган. XIX асрда иқлимни об-ҳавонинг бирор қонуниятга бўйсинувчи тўплами ёки кетма-кетлиги сифатида қарай бошладилар. Иқлим ер орбитаси кўрсаткичларининг ўзгариши ва бошқа омиллар билан боғлиқ бўлиши мумкинлигига эътибор қаратилган.

Иқлим шаклланиши назариясининг ривожланиши Ер шарининг атмосфера, океан, қуруқлик ва муз қопламларидаги жараёнларнинг ўзаро таъсирини миқдорий ҳисобга олишни талаб қилди. Шунга мувофиқ **глобал иқлим** тушинчаси пайдо бўлди. Атмосфера – океан – қуруқлик – криосфера тизими метеорологик ташкил этувчиларининг узоқ (бир неча ўн йилдан кам

бўлмаган) вақт давомида ўтувчи ҳолатлари ансамбли (ёки режими) глобал иқлим деб тушинилади.

Глобал иқлимнинг муайян физикавий-географик шароитлардаги хусусий кўриниши **локал** (ёки **маҳаллий**) **иқлим** дейилади. Локал иқлим – бу қуёш радиацияси, унинг ер сиртининг фаол қатламидаги ўзгаришлари ва уларга боғлиқ атмосфера ва океанлар циркуляцияси билан белгиланувчи муайян жойга характерли бўлган об-ҳавонинг кўп йиллик режимидир. Бундай тушинишда иқлим жойнинг физикавий-географик характеристикаларидан бири ҳисобланади.

Қуёш энергиясининг асосий ўзгаришлари тўшалган сирт яқинида содир бўлади. Бу сиртнинг оптик (альбедо), механик (рельеф) ва иссиқлик (қуруқлик, сув) хоссалари бўйича биржинсли эмаслиги унинг ўзаро ёнма-ён участкаларида метеорологик режимлар ўртасидаги фарқларга олиб келади. Бироқ, бу фарқлар катта баландликларга тарқалмайди. Шу сабабли ер сиртининг ўлчамлари одатда юзлаб километрлардан катта бўлмаган ҳар хил турдаги ҳудудлари устида катта масштабли жараёнлар (циклон, антициклон, атмосфера фронтлари ва бошқ.)га боғлиқ бўлган об-ҳаво бир хил характерга эга бўлади.

Биржинсли бўлмаган тўшалган сиртнинг горизонтал ўлчамларига боғлиқ равишда катта бўлмаган алоҳида географик тузилмаларнинг мезоиклим ва микроиклим деб аталувчи иқлимлари ажратилади.

Мезоиклим – бу ўлчами юз километрдан катта бўлмаган (ўрмон, водий, шаҳар ва бошқ.) алоҳида географик ландшафт таркибий қисмининг иқлимидир.

Микроиклим – бу ўлчами бир неча юз метрлардан катта бўлмаган (ўрмон чеккаси, боғ, кўл қирғоғи, ўрмон яланглиги ва бошқ.) сунъий тузилма ёки кичик ҳудуднинг иқлимидир.

Бошқа ихтиёрий фанда бўлгани каби, метеорология ва иқлимшуносликнинг асосий вазифаси табиат қонунларини ўрганишдан иборат. Шу билан бирга замонавий фан атмосфера жараёнлари ва ҳодисаларини кузатиш, тавсифлаш ва тушунтириш билангина чекланиб қола олмайди. У олинган хулосалардан жамият эҳтиёжларини қондириш учун фойдаланиб, инсоннинг амалий заруриятларини таъминлаши лозим. Якуний натижада у табиат ҳодисаларини бошқаришнинг амалий имкониятларини топиши ва уларни жамият учун фойдали йўналишда ўзгартира олиши лозим.

3. Юқоридагилардан келиб чиқиб метеорология ва иқлимшуносликнинг асосий вазифаларини қуйидагича белгилаш мумкин.

а) Метеорологиянинг асосий вазифалари:

- атмосферани характерловчи ва унда кузатиловчи ҳодисаларнинг аниқ физикавий маълумотлар қаторини олиш, бу ҳодисаларни сифат ва миқдор нуқтаи назаридан тавсифлаш;

- олинган физикавий маълумотлар таҳлилидан келиб чиқиб, атмосфера ҳодисаларини тўғри тушунтириш ва уларнинг кечишини бошқарувчи қонунларни топиш;

- топилган қонуниятларни қўллаган ҳолда атмосферада содир бўлаётган жараёнларнинг ривожланишини олдиндан аниқ айтиш усуллари ишлаб чиқиш;

- аниқланган қонуниятларни атмосфера жараёнлари ривожланишига қўллаб, табиат кучларидан амалий фаолиятда фойдаланиш.

б) Иқлимшуносликнинг асосий вазифалари:

- иқлимни шакллантирувчи барча омиллар ва жараёнларнинг ўзаро таъсирини тадқиқ этиш йўли билан иқлимнинг шаклланиш қонуниятларини ўрганиш;

- иқлимнинг ўзгариш сабабларини, шу жумладан, табиий ва антропоген жараёнлар таъсирида унинг келажакда юз бериши мумкин бўлган ўзгаришларини тадқиқ этиш;

- иқлимий тизимнинг шаклланиши ва унинг ўзгаришларини физикавий-математик моделлаштириш;

- иқлимларнинг географик тақсимооти қонуниятларини ўрганиш, иқлимларни таснифлаш ва иқлимий ҳудудлаштириш;

- микроиқлимни тадқиқ этиш, унинг ҳосил бўлиш қонуниятларини ўрганиш ва микроиқлим турларини таснифлаш;

- инсон фаолиятининг турли тармоқларини таъминлаш, шунингдек об-ҳавонинг узоқ муддатли прогнозлари учун иқлим характеристикаларини етказиб бериш.

1.2. Метеорология ва иқлимшуносликнинг тадқиқот усуллари

Метеорология ва иқлимшуносликда турли тадқиқот усулларида фойдаланилади, бироқ уларнинг барчаси физикавий асосга эга. Уларнинг асосийлари қуйидагилардир:

1. **Кузатув** усули атмосфера, об-ҳаво ва иқлим ҳақида аниқ маълумотларни олиш имконини беради. Кузатувлар Ер сирти яқинида, шунингдек амтсоферанинг турли баландликларида амалга оширилиши лозим. Асосий метеорологик катталикларни ўлчаш бўйича Ер усти метеорологик кузатувлари Ер шари бўйлаб тақсимланган бир неча минглаб **метеорологик** ва юзлаб **аэрологик станциялар**да олиб борилади. Нисбатан камсонли метеорологик станцияларда қуёш радиацияси, Ер ва атмосфера нурланиши ҳамда Ер сирти иссиқлик балансининг ташкил этувчилари (**актинометрик** ва **иссиқлик баланси** ўлчовлари) кузатилади. Бундан ташқари махсус жиҳозланган обсерваторияларда атмосфера электри, озон ва газ таркиби устида кузатувлар олиб борилади.

Катта ҳажмдаги ўлчовлар геофизик ракета ва Ернинг метеорологик сунъий йўлдошлари ёрдамида олиб борилади. Бу усулни амалга ошириш мақсадида бутун Ер шари майдонини камраб олган метеорологик кузатув тармоғи ташкил этилган.

2. Метеорология ва иқлимшуносликда **эксперимент** усулининг қўлланиш имконияти чекланган. У табиий ва лаборатория шароитида ўтказилиши мумкин.

Табиий шароитда экспериментга дўлли булутларни тарқатиш мақсадида таъсир этишни, кўшимча ёғин ҳосил қилиш мақсадида ёмғирли қатламли булутларга таъсир этиш, туманни тарқатиш тажрибаларини мисол қилиш мумкин. Бу тажрибалар амалий мақсадни кўзда тутсада, табиатдаги у ёки бу ҳодисаларни чуқурроқ ўрганишга имкон берди.

Бу турдаги экспериментларга глобал, ҳудудий ёки давлат (миллий) кўламида бирон-бир ҳодиса ёки жараёни мажмуавий экспедицион тадқиқотларини киритиш мумкин. Мисол учун, катта ҳудудлар устидаги гидросфера ва атмосфера ҳақидаги тўлиқроқ маълумотларни йиғиш мақсадида Халқаро йиллар тадбирлари ўтказилади. 1882-1883 ва 1932-1933 йилларда Биринчи ва Иккинчи халқаро кутб йиллари ўтказилган. Халқаро геофизик йил (01.07.1957-31.12.1958) вақтида мажмуавий геофизик тадқиқотларда сайёранинг бутун ҳудуди қамраб олинган.

Атмосфера жараёнларини глобал тадқиқ этиш дастури доирасида XX асрнинг 70-йилларида қатор дастурлар амалга оширилди. Булар - Тропик, Қутбий, Мажмуавий Энергетик, Муссон ва бошқа дастурлар.

Лаборатория шароитидаги экспериментларга мисол қилиб махсус дастур асосида аэрозол камера деб номланган қурилмада булут ва ёғин ҳосил бўлиш жараёнини ўрганишни келтириш мумкин. Махсус экспериментал қурилмада атмосфера умумий циркуляциясини физик моделлаштириш ҳам бунга мисол бўлиши мумкин.

Иқлим характеридаги экспериментлар қаторига ҳудудий ва глобал кўламларда иқлим ўзгаришларига олиб келувчи инсоннинг атроф-муҳитга ихтиёрий таъсирларини киритиш мумкин. Булар сув омборларини қуриш, ерларни суғориш, ботқоқларни қуриш, ўрмонларни кесиш, Орол денгизининг қуриб бориши, атмосферага “парник” газларининг чиқарилиши ва ҳ.к.

3. Статистик таҳлил усули. Бу усул қуйидаги масалаларни ҳал қилиш имконини беради. Биринчидан, **эхтимолий-статистик аппарат** кузатув натижаларини иқлимий қайта ишлашнинг асосини ташкил қилади. Бу усул ёрдамида кузатувларнинг маълум вақт интервалида жамланган қатори тузилади; бошланғич маълумотлар қатори уларнинг қийматлари градацияларининг тақсимооти бўйича қайта тузилади; тақсимоотларнинг асосий хоссаларини акс эттирувчи қаторларнинг статистик характеристикалари ҳисобланади.

Иккинчидан, **корреляция** статистик усули ёрдамида метеорологик катталиклар ва ҳодисалар ўртасидаги боғлиқликни (ёки унинг йўқлигини) аниқлаш ҳамда бу боғлиқлик даражасини миқдорий кўринишда ифодалаш мумкин.

Учинчидан, **статистик-стохастик** усул асосида атмосферадаги бир физикавий жараёнинг бошқасига ўтиш эҳтимоллигини аниқлаш мумкин.

Бироқ шуни назарда тутиш лозимки, статистик таҳлил аниқланган боғлиқлик ва фактларни тушунтириб бермайди.

4. Физикавий-математик таҳлил. Бу усул ёрдамида физика қонуниятлари асосида атмосферада аниқланган ҳодиса ва боғлиқликларга

тушунтириш берилади ҳамда атмосфера жараёнларининг юзага келиши ва ривожланиши ҳамда уларнинг бир-бири билан ўзаро алоқадорлик назариялари яратилади. Физиканинг умумий қонунлари асосида атмосфера жараёнларини тавсифловчи дифференциал тенгламалар тузилади. Бу тенгламаларнинг ечилиши атмосфера жараёнлари ривожланишининг миқдорий қонуниятларини, яъни прогноз масаласини ҳал қилиш имконини беради.

Сўнгги йилларда атмосфера жараёнларини **математик моделлаштириш** кенг қўлланилмоқда.

Сунъий иқлим камералари, океан циркуляциясининг асосий элементларини ҳосил қилувчи бассейнлар, атмосфера умумий циркуляциясини физикавий моделлаштириш учун махсус қурилмалар каби физикавий-географик объектларнинг аналоглари моделлар сифатида фойдаланилиши мумкин.

Иқлимий тизимнинг математик моделлари иқлим умумий назариясини яратиш масаласини ҳал қилиш имконини беради. Бундай моделларда тизим ташкил этувчиларининг ҳолатини тавсифловчи ва тизимда юз бераётган у ёки бу шаклдаги физикавий жараёнларни, шунингдек бошланғич ва чегаравий шартларни ҳисобга олувчи термогидродинамика тенгламалари тизимлари тузилади.

5. Карталаштириш усули. Йирик масштаби атмосфера жараёнлари катта майдонлар устида содир бўлади. Шу сабабли метеорология ва иқлимшуносликда кузатилган маълумотларни географик карталарда тасвирлаш муҳим аҳамиятга эга. Вақтнинг бир моментида Ер юзасининг турли жойларида амалга оширилган фактик кузатув натижалари **синоптик карталарга** туширилади. Радиозондлар ёрдамида атмосферани кузатиш асосида олинган маълумотлар **барик топография карталарига** туширилади. Карталар айни вақтда об-ҳаво шароитларининг катта ҳудуд устида қандай тақсимланганлигини кўриш имконини беради. Кетма-кет вақт моментлари учун синоптик карталарни таққослаш атмосфера жараёнларининг ривожланишини кузатиб бориш ва пировард натижада бу жараёнларнинг қандай кечиши ва кутилаётган об-ҳаво ҳақида хулоса қилиш имконини беради.

Махсус географик карталарга Ернинг метеорологик сунъий йўлдошларидан олинган кузатув маълумотлари туширилади. Бу карталар турли атмосфера объектлари ва ҳодисаларининг фазовий тақсимотини ўрганиш имконини беради. Булар булутлилик майдони, туман, чангли ҳодисалар, қор қоплами ва бошқалар.

Иқлимий карталарга кўп йиллик кузатишларнинг статистик қайта ишлаш натижалари туширилади. Иқлимий карта бир ёки бир нечта метеорологик катталиклар иқлимий характеристикаларининг географик тақсимотини кўрсатади. Метеорологик катталик ёки атмосфера ҳодисаларининг ўртача қийматлари, ўртача квадратик четланишлари, градацияларининг такрорланувчанлиги ва бошқаларнинг изочизиқлари карталари тузилади. Бундай карталарни тузишдан асосий мақсад шундаки,

уларнинг ёрдамида метеорологик кузатишлар ўтказилмайдиган жойлардаги маълумотларни интерполяция усули билан ҳосил қилиш мумкин бўлади. Иқлимий карталар, шунингдек, иқлимнинг асосий фазовий қонуниятлари тўғрисида кўргазмали тасаввур ҳосил қилиш имконини беради.

Изочизикларни ўтказишда физикавий қонуниятларни ҳисобга олиш ва карталарнинг мўлжалланишидан келиб чиқиш лозим. Изочизикларни ўтказиш вақтида уларни гипсометрия, морфометрия, сув ҳавзаларининг мавжудлиги, сув ҳавзаси қирғоғидан узоқлик ва бошқа физикавий-географик омиллар билан мувофиқлаштириш керак бўлади.

Сўнгги йилларда географик информацион тизимлар (ГИТ)ни қўллаш изочизикларнинг ўтказилишини объективлаштириш бўйича катта имкониятларни очиб бермоқда.

1.3. Атмосфера жараёнларининг хусусиятлари

Юқорида таъкидланганидек, атмосфера хоссаларининг фазода **биржинсли эмаслиги** ва уларнинг вақт давомида **ўзгарувчанлиги** атмосферанинг муҳим хусусиятларидан биридир. Бу ҳолат атмосферанинг космик муҳит, Қуёш ва Ер сирти билан мураккаб ўзаро таъсири жараёнлари билан тушунтирилади. Атмосфера ҳаракатларининг асосий манбаи Қуёшдан келаётган энергия ҳисобланади. Бу энергия атмосферада қисман ютилади ва сочилади ҳамда бир қатор оптик ҳодисалар (осмон ранги, рефракция, сароблар, камалак ва бошқ.)га сабаб бўлади. Бу энергиянинг маълум қисми Ер сиртига етиб келади ва унда ютилади. Физикавий хоссалари бўйича ер сиртининг биржинсли эмаслиги қуруқлик ва океанларнинг тақсимооти, рельеф, ўсимлик ва қор қопламларининг мавжудлиги ва бошқа омиллар билан боғлиқ. Бу эса турли географик ҳудудларда ер сиртининг нотекис исига сабаб бўлади. Шунга мувофиқ ҳавонинг исиши, буғланиш ва бошқа метеорологик катталиқ ва ҳодисаларнинг фазо ва вақтдаги етарлича хилма-хил тақсимооти вужудга келади. Натижада атмосферада иссиқлик ва намликнинг қайта тақсимланишини таъминловчи ҳаракат системаларининг шаклланиши юз беради.

Атмосфера жараёнларининг иккинчи ўта муҳим хусусияти атмосферада ер сиртининг катта қисмини эгаллаган океанлардан кўп миқдорда буғланувчи **сув буғининг** мавжудлиги билан боғлиқ. Буғланишга катта миқдордаги энергия сарфланиб, у минглаб километрлик масофаларга ҳаво оқимлари ёрдамида сув буғи билан яширин кўринишда узатилади. Маълум шароитларда сув буғи конденсацияланиб, булутлар ва туманлар ҳосил бўлади. Бунда сувни буғлантиришга сарфланган катта миқдордаги энергия қайта ажралиб чиқади. Шундай қилиб, сув буғи турли атмосфера объектлари (циклонлар, атмосфера фронтлари ва бошқ.)нинг шаклланиши учун энергия ташувчи манба ҳисобланади. Бундан ташқари булутлар атмосфера ва ер сирти иссиқлик режимига таъсир ўтказиб, қуёш

радиациясининг келиши ва ер сиртининг нурланиш шароитларини сезиларли ўзгартиради.

Атмосфера жараёнларининг учинчи хусусияти шундаки, улар **бутун ер шари ҳудуди** устида ривожланади. Бу жараёнларнинг ривожланишини кузатиш учун, биринчидан, ер усти ва аэрологик кузатувлар, шунингдек Ер сунъий йўлдошларидан кузатувларни ўз ичига олувчи атмосфера ҳолатини кузатиш тизимини ташкил этиш лозим. Иккинчидан, бу жараёнларнинг фазо ва вақтдаги ривожланишини тадқиқ этиш методларига эга бўлиш зарур.

Атмосфера жараёнларининг тўртинчи хусусияти уларнинг **турли масштабларга** эгалигидир. Атмосфера объектлари ва жараёнларининг масштаби миллиметрлардан бошлаб минглаб километрлар кўламида бўлиши мумкин. Эндигина ҳосил бўлган томчилар энг кичик ўлчамга (10^{-6} - 10^{-7} м) эга бўлса, атмосфера аэрозолларининг ўлчами 1-2 мкм дан 1 мм ва ундан каттароқ чегараларда ўзгариши мумкин. Алоҳида булутлар ва куюн (торнадо)лар бир неча ўн метрлардан 100 км гача ўлчамга эга. Ҳаво массалари, циклонлар, антициклонлар, атмосфера фронтларининг булут тизимлари юзлаб километрлардан 1000-2000 км гача ўлчамни ташкил этади. Спиралсимон булут тизимлари, тез ҳаво оқимлари ва узун тўлқинлар энг йирик объектлар бўлиб, уларнинг масштаби Ер ўлчамлари билан таққосланади. Кўриниб турибдики, юқорида санаб ўтилган объект ва ҳодисаларни ўрганиш учун турлича тадқиқот усуллари талаб этилади.

1.4. Метеорология ва иқлимшуносликнинг бошқа фанлар билан алоқаси

Атмосфера жараёнлари, объектлари ва ҳодисаларини ўрганиш бошқа фанларда, биринчи навбатда физика қонунлари, хусусан, унинг механика ва термодинамика бўлимлари, электромагнит ҳодисалар, шу жумладан оптик ҳодисалар, модда тузилиши ҳақида ўрнатилган қатор қонунларга таянади.

Замонавий метеорология ва иқлимшунослик ўзининг тадқиқотларида **математик методлардан** кенг фойдаланади. Уларга, хусусан, дифференциал ва интеграл ҳисоблаш, дифференциал тенгламаларни ечиш усуллари, математик статистика ва эҳтимоллар назарияси, назарий механика ва бошқалар киради.

Атмосферадаги кўпгина жараён ва ҳодисаларни ўрганишда **география, астрономия** ва **кимё** асосларини билиш зарур.

Атмосфера жараёнларининг Ернинг сув қобиғи ва қуруқлик қатламида содир бўлаётган жараёнлар билан чамбарчас боғлиқлиги океанология, гидрология, геодезия, сейсмология каби фанлар билан ўзаро алоқадорлик заруриятини юзага келтиради.

Атмосфера объектлари ва жараёнлари хусусиятларининг ўзига хослиги атмосфера физикасининг ривожланиши жараёнида мустақил фан илмий соҳаларининг ажралиб чиқишига олиб келди.

Улар ўрганадиган объектлари ва бу объектларни тадқиқ қилишнинг методик хусусиятлари билан ўзаро фаркланади. Фаннинг бундай йирик соҳаларига қуйидагилар киради:

Динамик (ёки назарий) метеорология – бу фан соҳасининг асосий вазифаси, биринчидан, атмосфера ҳаракатлари ва улар билан боғлиқ атмосферадаги энергия ўзгаришларини назарий физика, турбулентлик назарияси, атмосферадаги радиацион ва бошқа физик жараёнлар назарияси қоидалари асосида ўрганиш. Иккинчидан, атмосфера жараёнларини гидродинамик (соний) прогнози усулларини ишлаб чиқиш. Бу фан соҳаси доирасида **атмосфера чегаравий қатлами физикаси** деб номланган мустақил фан соҳаси шаклланди.

Синоптик метеорология – катта ҳудудлардаги об-ҳаво тақсимоти ва унинг ўзгаришлари қонуниятларини ҳамда уларни прогнозлаш усуллари ҳақидаги фан соҳаси. Бу фан соҳасининг асосида синоптик ва барик топография карталари ёрдамида атмосфера жараёнларини синоптик таҳлил қилиш усули ётади. Синоптик карта бу қаралаётган ҳудуднинг кўплаб нуқталаридаги метеорологик кузатиш маълумотлари туширилган географик картадир. Бу фан соҳаси ичида иккита мустақил фан илмий соҳалари шаклланган, булар **қисқа ва ўрта муддатли об-ҳаво прогнозлари ва узок муддатли метеорологик прогнозлар**.

Экспериментал метеорология – атмосфера физикасининг метеорологик катталикларни ўлчашнинг назарий асослари ва усулларини ўрганадиган йўналиши. Бу йўналиш таркибида **метеорологик ўлчовлар, аэрология, булутлар ва ёғинлар физикаси, актинометрия, атмосфера аэрозоли, атмосфера оптикаси ва электри, радиолокация ва лазер метеорологияси** каби мустақил фан илмий соҳалари шаклланди.

Амалий метеорология – атмосфера физикасининг бўлимларидан бири бўлиб, атмосфера физикасида аниқланган қонуниятлар ва кузатув маълумотларидан иқтисодиёт ва муҳофаа секторининг турли талабларини қондириш усул ва услубларини ўрганади. Бу бўлимда **авиация метеорологияси, агрометеорология, биометеорология, техник метеорология, харбий метеорология** каби мустақил фан соҳалари шаклланди.

Космик метеорология – метеорологик ҳодиса ва жараёнларни диагноз ва прогноз қилиш мақсадида Ер метеорологик сунъий йўлдошларидан олинадиган маълумотларни қабул қилиш, дешифровка қилиш ва бу маълумотлардан фойдаланиш усулларини ўрганадиган соҳа.

1.5. Метеорологик кузатувлар тармоғи

Ер шарининг турли жойларида атмосферада кечадиган физик жараёнларни ўрганиш учун дунёнинг ҳамма жойида кузатувлар имкони бориша бир хил типдаги асбоблар билан, бир хил услубда ва сутканинг маълум бир вақтида амалга оширилиши лозим. Шундай қилиб, Ер шарининг

барча станциялари бир бутунликни, яъни **метеорологик тармоқни** ташкил қилиши зарур.

Метеорологик тармоқ метеорологик станциялар, аэрологик станциялар ва махсус тайинланган станциялардан ташкил топган. Ҳозирги вақтда Ер шари бўйича ўн бир минг атрофида тўлиқ дастурли кузатиш станциялари ва ўн минг атрофида ёғин ва қор қопламини кузатувчи метеорологик постлар мавжуд.

Аэрологик станциялар тармоғи бир мунча сийрак. Ер шари бўйича радиозонд кузатувлари амалга ошириладиган станциялар сони 780 та атрофида.

Махсус тайинланган метеорологик станциялар инсон хўжалик фаолиятининг турли тармоқларига хизмат кўрсатади (қишлоқ хўжалиги, авиация, транспорт, қўриқхоналар, курортлар ва бошқалар).

Кўрсатиб ўтилган тармоқ метеорологик кузатув типларидан ташқари озон миқдорини кузатиб боровчи тармоқ, ҳаво муҳити ифлосланиши мониторинги станциялари тармоғи, атмосфера-электр ҳодисаларини кузатиш станциялари тармоқлари мавжуд. Савдо кемаларида ҳам метеорологик кузатувлар олиб борилади. Барча тармоқ станцияларида кузатувлар махсус қўлланмаларда келтирилган қоида ва тартиблар асосида амалга оширилади.

Метеорологик кузатувларга қўйиладиган талаблардан энг муҳими уларнинг **репрезентативлиги** ҳисобланади. Бу станциянинг жойлашган ўрни нафақат яқин атроф учун, балки катта ҳудуд учун ҳам характерли бўлиши зарур деган маънони англатади. Бундан ташқари метеорологик майдонча маълум ўлчамга эга бўлиши ва дунё томонларига нисбатан маълум йўналишда жойлаштирилиши талаб этилади. Майдончада ўлчов асбоблари аниқ тартибда жойлаштирилиши зарур.

Тармоқ метеорологик кузатувларининг яна бир асосий шартларидан бири уларнинг **узок даврийлиги ва узлуксизлиги**. Иқлимни ва унинг ўзгаришларини ўрганишда бу жуда зарур, чунки бунда кўп йиллик систематик кузатувлар қатори керак бўлади. Шу нуқтаи назардан кузатув қатори қанчалик узун бўлса, унинг қиймати шунчалик юқори ҳисобланади. Станция иложи борица кўпроқ вақт ўз жойлашган ўрнини ўзгартирмаслиги ҳам жуда муҳим. Акс ҳолда кўп йиллик кузатув қатори узилиб қолади ёки унинг бир хиллилиги бузилади. Станцияга бевосита яқин жойлар ҳам иложи борица камроқ ўзгариши жуда муҳим.

Атмосфера ҳолатининг вақт мобайнида катта ўзгарувчанлиги сабабли метеорологик кузатувлар доимо ва узлуксиз олиб борилиши керак. Бу об-ҳаво прогнози учун зарурий шарт.

Кейинги талаб шундан иборатки, метеорологик кузатувлар **ишончли** ва **таққосланувчан** бўлиши зарур. Бу шуни англатадики, барча метеорологик ўлчовлар бир типли асбобларда ва ягона услубда олиб борилиши лозим. Барча асбоблар метрологик хизмат билан таъминланади, яъни уларнинг кўрсаткичлари муайян метеорологик катталикнинг эталон ўлчагичи кўрсаткичларига мосланади.

Метеорологик асбоблар очик осмонли майдончада ўрнатилади. Ҳаво намлиги ва ҳароратини ўлчаш асбоблари махсус конструкциядаги икки метр баландликдаги «будка»ларда ўрнатилади. Бу уларни қуёш радиацияси, ёғинлар ва шамолдан ҳимоялаш мақсадида қилинади. Атмосфера босимини ўлчаш асбоблари станциянинг ётиқ хонасида ўрнатилади.

1936-1965 йиллар мобайнида метеорологик кузатувлар маҳаллий ўртача қуёш вақти бўйича соат 1, 7, 13, 19 ларда олиб борилад эди ва улар дунё бўйича синхронлик таъминланмаган эди. Об-ҳаво хизматида иштирок этадиган станцияларда (синоптик станцияларда) кузатувлар Гринвич вақти билан ҳар 3 соатда олиб борилад эди.

1966 йил 1 январдан бошлаб барча метеорологик станцияларда кузатувлар гринвич вақти билан 00 соатдан бошлаб ҳар 3 соатда синхрон ўтказила бошланди. Баъзи метеорологик катталиклар ҳамма муддатларда ўлчанмайди. Яъни ёғин миқдори сутка мобайнида 2 марта, қор қоплами баландлиги сутка мобайнида 1 марта, қор зичлиги эса беш кунда 1 марта ўлчанади.

Актинометрик кузатувлар маҳаллий ўртача қуёш вақти билан соат 00.30, 06.30, 09.30, 12.30, 15.30, 18.30 ва 21.30 да олиб борилади.

Тармоқ аэрологик (радиозондлаш) кузатувлари сутка давомида 4 марта (гринвич вақти билан соат 00, 06, 12 ва 18 да) олиб борилади.

Тармоқ метеорологик станцияларда кузатув дастури бўйича қуйидаги метеорологик катталик ва ҳодисаларни ўлчаш кўзда тутилган:

- **ҳаво ҳарорати**, Ер юзасидан икки метр баландликда;
- **атмосфера босими**;
- **ҳаво намлиги** – сув буғи босими (эластиклиги) ва нисбий намлик;
- **шамол** (тезлиги ва йўналиши) – Ер юзасидан 10-12 м баландликдаги ҳавонинг горизонтал ҳаракати;
- **булутлилиқ** – осмоннинг булутлар билан қопланганлик даражаси, халқаро тасниф бўйича булутлар типи, булутларнинг пастки чегараси баландлиги;
- **ёғинлар миқдори**, булутлардан ёққан ёғинлар ва уларнинг типи (ёмғир, қор ва бошқалар);
- **метеорологик кўриниш узоқлиги** – бу шундай масофаки, ундан кейин турган предметларни атмосфера хиралиги сабабли аниқ кўриш мумкин бўлмай қолади;
- **атмосфера ҳодисалари** – туман, шудринг, қор бўрони (изғирин) ва бошқалар;
- **тупроқ юзаси ҳолати**;
- **қор қоплами** – баландлиги, унинг характери ва зичлиги;
- тупроқ юзаси ва бир неча чуқурликлардаги **тупроқ ҳарорати**.

Баъзи станцияларда сутка мобайнида **қуёшнинг нур сочиб туриш давомийлиги** ҳамда сув юзасидан ёки тупроқдан **буғланиш** кузатилади.

Қирғоқ метеорологик станцияларида қўшимча сифатида сув ҳарорати ва сув юзаси мавжланиши кузатилади.

Обсерваториялар ва алоҳида станциялар кузатув дастурига шунингдек **қуёш радиациясининг актинометрик** кузатувлари, тўшалган сиртнинг қайтариш хусусияти (альбедо), Ер юзаси радиация балансини кузатиш киради. **Атмосфера электрини** кузатувлар ҳаво ионлашинувини ҳамда атмосфера электр майдонини ўлчашни ўз ичига олади. Радиозонд кузатувлар дастури ҳарорат, нисбий намлик, баландлик, шамол тезлиги ва йўналишини атмосферанинг турли сатҳларида одатда 16-20 км баландликкача ўлчашни ўз ичига олади.

Барча давлатларда **метеорология хизмати** деб номланган махсус давлат ташкилотлари мавжуд. Уларнинг таркибига станциялар тармоғи ва илмий метеорологик муассасалар киради. Метеорология хизматининг асосий вазифаси инсон фаолиятининг турли соҳаларини об-ҳаво ва иқлим ҳақидаги зарурий маълумотлар ва об-ҳаво прогнозлари билан таъминлаш. Метеорология хизмати барча типдаги метеорологик ва аэрологик станцияларнинг услубий ва моддий техника таъминоти, маълумотларни тўплаш ва узатиш ҳамда турли давлатлар метеорология хизматлари билан алоқа каналлари орқали метеорологик маълумотлар алмашишни амалга оширида. Метеорология хизмати таркибига атмосфера тадқиқоти билан шуғулланадиган илмий муассасалар киради. Ўзбекистонда метеорология хизмати вазифасини Ўзбекистон Республикаси Вазирлар Маҳкамаси ҳузуридаги Гидрометеорология хизмати маркази (Ўзгидромет) бажаради. Ўзгидромет қошида Гидрометеорология илмий-текшириш институти (ГМИТИ) фаолият кўрсатади.

Россияда Санкт-Петербург шаҳрида 1849 йил асос солинган А.И.Воейков номидаги Бош Геофизик Обсерватория (БГО), 1940 йилда ташкил этилган Марказий Аэрологик Обсерватория (МАО) ва бошқа бир қатор йирик илмий марказлар мавжуд.

1.6. Метеорология ва иқлимшунослик соҳасидаги халқаро ҳамкорлик

Атмосфера жараёнлари ва ҳодисалари глобал характерга эга бўлганлиги сабабли бутун дунё метеорология хизмати ишини мувофиқлашган метеорологик кузатув услубияти асосида ташкил этиш зарур. Шу сабабли XIX асрнинг иккинчи ярмидаёқ қатор Европа давлатлари орасида метеорологик кузатув маълумотларини алмашишга ҳаракат қилина бошланди.

1873 йилда Венада бўлиб ўтган Биринчи халқаро метеорологик конгрессда **Халқаро метеорологик ташкилот (ХМТ)** тузилди. 1947 йилда бу ташкилот **Бутунжаҳон метеорология ташкилоти (БЖМТ)** деб қайта ташкил этилди. Бутунжаҳон метеорология ташкилоти Бирлашган Миллатлар ташкилотининг ихтисослашган муассасасидир. Дунёнинг барча метеорология хизматлари ўртасида метеорологик маълумотларни алмашиш Бутунжаҳон метеорология хизмати доирасида амалга оширилади. Кузатувларнинг ягона услубият асосида олиб борилиши Бутунжаҳон

метеорология хизмати томонидан назорат қилинади ҳамда илмий-услубий тадқиқотлар натижаларини тарқатиш амалга оширилади. Атмосферани тадқиқ қилиш бўйича барча катта лойиҳалар Бутунжаҳон метеорология ташкилоти қарори билан олиб борилади.

Ўзбекистон мустақил давлат сифатида Бутунжаҳон метеорология ташкилотига 1993 йил январ ойида қабул қилинди. Ҳозирги вақтда Ўзбекистон Республикаси Ўзгидромети БЖМТнинг барча 7 асосий дастурида иштирок этмоқда. «Бутунжаҳон иқлим дастури», «Атроф-муҳит ва атмосфера тадқиқотлари дастури», «Метеорологияни қўллаш дастури» шулар жумласидандир.

Инсон фаолиятининг турли соҳаларини, биринчи навбатда авиация ва денгиз транспортини прогнозлар ва метеорологик маълумотлар билан таъминлашни такомиллаштириш зарурияти БЖМТ доирасида *Бутунжаҳон об-ҳаво хизматини* (БЖОХ) ташкил этишни тақозо этди. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматини тузишнинг ташкилотчиларидан бири Ўзбекистон фанлар академиясининг академиги В.А.Бугаев ҳисобланади. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматининг вазифаларига кам ўзлаштирилган ҳудудларда кузатувларни ташкил этиш, ҳамма давлатларда ўлчаш ишларини ягона услубда олиб бориш ва сифатини ошириш, метеорологик сунъий йўлдошлар глобал тизими ва бошқа янги техник воситалар ёрдамида олинган маълумотларни йиғиш ҳамда бу маълумотларни айрибошлаш, бутун Ер шари бўйича олиб борилаётган кузатув маълумотларини тўплаш вақтини 2-3 соатгача қисқартириш киради. Бутунжаҳон об-ҳаво хизматининг таркибида уч тоифадаги – жаҳон, регионал ва миллий метеорологик марказлар ташкил этилган. Москва, Вашингтон ва Мельбурнда жойлашган жаҳон марказларига бутун дунё кузатув тармоқларидан, ҳамда Россия ва АҚШ космик метеорологик тизимлари ёрдамида олинаётган маълумотлар келиб тушади. Регионал марказлар ўзларига бириктирилган ҳудудлар бўйича ахборотларни йиғади. Регионал метеорологик марказлар сони 23 та. Россияда улар Москва, Новосибирск ва Хабаровскда, Марказий Осиёда эса Тошкентда жойлашган. Турли тоифадаги марказлар орасида ўзига хос мажбуриятлар тақсимоти мавжуд. Ҳар бир юқори тоифадаги марказлар қуйи тоифадаги марказларга нафақат маълумотларни, балки ўзлари қайта ишлаган материалларни ҳам беради. Булар Ер сунъий йўлдошлари маълумотлари, прогноз карталари ва бошқалар.

1.7. Метеорология ва иқлимшуносликнинг амалий аҳамияти

Об-ҳаво ва иқлим инсон фаолиятининг деярли барча соҳаларига катта таъсир кўрсатади. Сув тошқини ёки қурғоқчилик каби катта масшабли табиий офатлар нафақат инсонлар ҳалокатига олиб келади, балки алоҳида давлатлар ва минтақалар иқтисодиётига катта зарар келтиради. Ўрта масшабли, бироқ тез-тез учраб турадиган – торнадо (қуюн, гирдоб), қора совуқ, кучли жала, дўл уриши, қор кўчкилари, жала, туман ва бошқа ҳодисалар ҳам салбий оқибатларга олиб келади. Улар келтирган иқтисодий

зарарларнинг олдини олиш ёки камайтириш учун турли муддатлар (12 соат, сутка, уч сутка ва ҳоказо)га тайёрланган **об-ҳаво прогнозлари** зарур.

Ҳар бир давлатнинг барқарор ижтимоий-иқтисодий ва сиёсий ривожланиши у жойлашган ҳудуд иқлимий-ресурс потенциалини ҳисобга олиш билан боғлиқ.

Фойдаланилаётган метеорологик маълумотлар миқдори ва уларга қўйиладиган талаблар даражаси бўйича авиация олдинги ўринлардан бирини эгаллайди. Самолёт ва вертолётларнинг учиши ва қўниши кўп жиҳатдан учиш-қўниш йўлагининг ҳолатига, яъни йўлакдаги кўриниш масофаси, туман, кучли ёғинлар, чангли бўронлар, паст булутлилик, кучли шамол ва бошқаларга боғлиқ. Баландликда учиш вақтида шамол, самолётнинг муз билан қопланиши, силкиниш, момақалдироқ ва булутлилик ҳақидаги маълумотлар зарур.

Аэродромларни лойиҳалаштириш ва эксплуатация қилишда шамолнинг устувор йўналиши, туманлар ҳосил бўлишининг такрорланувчанлиги ва бошқа атмосфера ҳодисалари тўғрисидаги иқлимий маълумотлар ҳисобга олинади. Санаб ўтилган барча муаммоларни ўрганиш **авиацион метеорология** ва **авиацион иқлимшунослик**нинг вазифаси ҳисобланади.

Об-ҳаво ва иқлим ўзгаришларининг қишлоқ хўжалигига таъсири катта. Қишлоқ хўжалиги экинлари ҳосилдорлигига об-ҳаво шароитларининг таъсирини **агрометеорология** ўрганади. Тупроқ ва ҳавонинг намлиги, ёғинлар, ёруғлик ва иссиқлик миқдори экин майдонлари ҳосилдорлигига катта таъсир кўрсатади. Экин вақтини белгилаш, ўғитлашнинг мақсадга мувофиқлиги, мелиоратив ишлар ва бошқа шу каби агротехник тадбирларни амалга ошириш метеорологик шароитларни ҳисобга олган ҳолда олиб борилади. Ноқулай метеорологик ҳодисалардан (қора совуқ, дўл уриши ва бошқалар) қишлоқ хўжалиги экинларини ҳимоялаш тадбирларини амалга ошириш учун ҳам метеорологик маълумотлар зарур.

Агроиқлимшунослик қишлоқ хўжалик экинларига ишлов бериш шароитини ўрганади. Шунингдек, ҳудуднинг қишлоқ хўжалиги ишлаб чиқаришини мақсадли ва самарали жойлаштириш мақсадида агроиқлимий баҳолаш, ҳамда ҳудудлаштириш билан, агротехник тадбирларни тадбиқ қилиш, маҳаллий иқлимга мос юқори ҳосилдор экин турларини тадбиқ қилиш, чорвачилик маҳсулдорлигини ошириш каби муаммолар билан шуғулланади.

Тиббий (био)метеорология об-ҳавонинг инсон организмга таъсири билан боғлиқ муаммоларни ўрганиш билан шуғулланади. Бунда об-ҳаво типларини характерловчи метеорологик маълумотлардан фойдаланилади. Ҳарорат, ҳаво намлиги, шамол тезлиги ҳамда қуёш радиацияси каби метеорологик омилларга катта эътибор қаратилади. Бу омилларнинг инсон организмга биргаликдаги таъсири унинг иссиқликни сезишини белгилайди.

Иқлимий маълумотлардан шаҳарлар ва аҳоли пунктларини лойиҳалаштиришда кенг фойдаланилади. Кўчалар ва биноларни жойлаштиришни режалаштиришда улардаги ҳаво тозаллиги, ёритилганлиги, вентиляция каби омиллар кўпроқ қулай бўлиши нуктаи назаридан иқлимий

шароитларни ҳисобга олиш зарур. Турли бинолар, иншоотлар, алоқа тизимлари ва бошқаларни лойиҳалаштиришда иқлимий маълумотлар зарур. Санаб ўтилган барча муаммоларнинг ечимини таъминлаш мақсадида охириги йилларда фаннинг **қурилиш иқлимшунослиги** деб номланган махсус тармоғи ривож топмоқда.

Метеорологик маълумотлардан денгиз, темир йўл, автомобил транспортига хизмат кўрсатишда кенг фойдаланилмоқда. Темир йўл ва автомобил транспорти учун қор бўронлар, жала, туман ва бошқаларнинг такрорланувчанлиги ва интенсивлиги ҳақидаги маълумотлар катта аҳамиятга эга. Денгиз транспорти учун довул, шамол, денгиз оқимлари, денгиз тўлқинлари, сув ҳарорати, туманлар ва бошқалар ҳақидаги маълумотлар зарур. Хизмат кўрсатиш объекти билан боғлиқ ҳолда фаннинг **денгиз ва транспорт метеорологияси ҳамда иқлимшунослиги** соҳаси юзага келди.

Метеорологик шароитлар турли техник ускуналардан фойдаланишга (**техник метеорология**), ҳарбий операцияларни ўтказишга (**ҳарбий метеорология**) ва бошқаларга таъсир кўрсатади.

Сўнгги йилларда инсон жамияти ва табиий муҳит орасидаги муносабат муаммоси, хусусан, саноат ишлаб чиқариши ва транспорт чиқиндилари билан атмосферанинг ифлосланиши муаммоси кескин тус олди. Атмосфера ифлосланиши урбанизациялашган ҳудудларда жуда юқори. Бу аҳоли саломатлигига ёмон таъсир кўрсатмоқда, яъни ўзига хос, шу жумладан, онкологик ва бошқа, турли оғир касалликларнинг пайдо бўлишига сабаб бўлмоқда. Атмосферанинг ифлосланиши ўсимлик ва ҳайвонот дунёсига ҳам катта таъсир кўрсатмоқда.

Атмосфера ҳавосидаги ифлослантирувчи моддаларнинг миқдори нафақат чиқинди ҳажмига, балки кўп жиҳатдан метеорологик шароитга ҳам боғлиқ. Атмосфера жараёнларининг хусусиятларини билиш бу шароитни ўрганиш ва ҳимоя йўллариини ишлаб чиқиш имконини беради.

Ҳозирги вақтда инсон томонидан янги энергия манбалари, хусусан, куёш ва шамол энергиясидан фойдаланишга катта эътибор қаратилмоқда. Бу турдаги энергия манбалари туганмас бўлиши билан бир қаторда атроф-муҳитни ифлослантирмаслиги билан ҳам жуда қимматли ҳисобланади. Метеорологик маълумотлар шамол двигателлари ва куёш батареяларини ўрнатиш учун қулай ҳудудларни танлаш ва ишлаб чиқариладиган энергия миқдорини баҳолаш имконини беради.

Шундай қилиб, метеорология ва иқлимшунослик **атроф-муҳит муҳофазаси** билан чамбарчас боғлиқ.

Бозор иқтисодиёти шароитида метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг самарадорлигини баҳолаш мақсадга мувофиқ. БЖМТ маълумотига қараганда охириги 50 йилда дунё бўйича йилига табиий ходисалардан кўриладиган зарар 10 марта ортган ва 60-70 миллиард долларга етган. Хафвли метеорологик ходисалардан кўрилган зарар 2008 йилда 225 миллиард долларни ташкил этди. Бу зарарнинг 85-87% метеорологик ходисалар, яни бўронлар, довуллар, қурғоқчилик, жала, дўл ва бошқалар ҳисобига тўғри келади. Геофизик (Ер кимираши, цунами) ва гидрологик

(сув олиши, тошқин, сел) характердаги ҳодисалар ҳисобига кўрилган зарар қолган 13% ни ташкил қилади.

Мисол учун, 2005 йилда АҚШнинг жанубий ва жанубий-шарқий қисмида кузатилган биргина “Катрин” тропик довули турли баҳолашлар бўйича 50 дан 150 миллиард долларгача зарар келтирган.

Урбанизация натижасида инсониятнинг табиий офатлар олдидаги ожизлиги ортмоқда.

БЖМТ муттаҳасислари томонидан ўтказилган ҳисоб-китоблар шуни кўрсатадики, метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самарадорлиги жуда юқори: гидрометеорология соҳасига сарфланган ҳар 1 доллар 7 доллар самара беради. Россия Федерациясида гидрометеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самараси йилига 11 миллиард доллар атрофида.

Асосий хулосалар

1. Метеорология ва иқлимшунослик геофизиканинг таркибий қисми бўлиб, атмосферада рўй берувчи турли физикавий объект, ҳодиса ва жараёнларни ўзаро ҳамда космик муҳит, ер ва сув қобиғида рўй берувчи жараёнлар билан боғлиқликда ўрганади.

2. Атмосфера объектларининг кўпмасштаблиги, атмосфера хоссаларининг фазода биржинсли эмаслиги ва вақт давомида ўзгарувчанлиги уларни тадқиқ этишда турли физикавий-математик усуллардан фойдаланишга олиб келди.

3. Атмосфера жараёнларининг глобал масштабда ривожланиши давлатларни ягона методик ва техник асосда метеорологик ва иқлимий маълумотларни йиғиш ва уларни айирбошлаш, атмосфера объектлари, ҳодисалари ва жараёнларини комплекс тадқиқ этиш бўйича ягона халқаро дастурлар ўтказиш каби соҳаларда Халқаро ҳамкорликка (БЖМТ ва БЖОХ) бирлашишни тақозо этди.

4. Жамият ва унинг материал-техник имкониятларининг ривожланиб бориши билан уларнинг барча мамлакатлар иқтисодиётига катта зарар етказувчи атмосфера ҳодисаларига боғлиқлиги ортиб бормоқда.

Назорат саволлари

1. Метеорология ва иқлимшуносликнинг предмети нима? Улар қандай вазифаларни ҳал қилади?
2. Метеорология ва иқлимшуносликнинг тадқиқот усуллари тушунтиринг.
3. Об-ҳаво, метеорологик катталиқ ва метеорологик ҳодиса каби тушунчаларга таъриф беринг.
4. Иқлим, глобал иқлим, микро- ва мезоиклим тушунчаларга таъриф беринг.
5. Метеорология ва иқлимшуносликнинг амалий аҳамияти нимада?
6. БЖМТ ва БЖОХ лари нима?

II БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ ТАРКИБИ ВА ТУЗИЛИШИ ТЎҒРИСИДА УМУМЙ МАЪЛУМОТЛАР

2.1. Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби. Унинг баландлик бўйича ўзгариши

Атмосфера, ҳаво деб аталувчи турли газларнинг механик аралашмасидан иборат бўлиб, унинг таркибида муаллақ ҳолатдаги суюқ ва қаттиқ заррачалар ҳам мавжуд. Тахминий баҳолашларга биноан, атмосфера амалда доимий $5,157 \cdot 10^{15}$ т массага эга (таққослаш учун Ер массаси $5,9737 \cdot 10^{21}$ т ни ташкил этади). Ҳаво таркибидаги икки асосий газ азот ва кислород атмосферада икки атомли молекула кўринишида бўлади. Ер сирти яқинида қуруқ ҳаводаги азот N_2 ҳажм бўйича 78%дан кўпроқ (78,084%), кислород O_2 21%дан камроқни (20,946%), биргаликда жами қуруқ ҳаво ҳажмининг 99,03%ни ташкил этади (2.1-жадвал). Қолган ҳаво ҳажмининг 0,934% аргон Ar ва 0,033% углерод диоксида CO_2 га тўғри келади. Қуруқ ҳаво таркибидаги қолган газларнинг фоиз улуши мингдан бир, миллиондан бир ва ундан ҳам камроқни ташкил этади. Булар – неон Ne , гелий He , криптон Kr , водород H_2 , ксенон Xe , озон O_3 , йод I , радон Rn , метан CH_4 , аммиак NH_3 , водород перекиси H_2O_2 ва бошқалар.

2.1-жадвал

Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби

Газ	Ҳажм бўйича улуши*, %	Нисбий молекуляр массаси (углерод шкаласи бўйича)	Ҳавога нисбатан зичлиги
Азот (N_2)	78,084	28,0134	0,967
Кислород (O_2)	20,946	31,9988	1,105
Аргон (Ar)	0,934	39,948	1,379
Углерод диоксида (CO_2)**	0,033	44,00995	1,529
Неон (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183	0,695
Гелий (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	0,138
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,800	2,868
Водород (H_2)	$5 \cdot 10^{-5}$	2,01594	0,070
Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	4,524
Озон (O_3)	10^{-6} - 10^{-5}	47,9982	1,624
Қуруқ ҳаво		28,9645	1,000

* Ҳажм бўйича улуш – бир хил босим ва ҳарорат шароитида газ эгаллаган ҳажмнинг аралашма умумий ҳажмига нисбатининг фоиздаги ифодасидир.

** CO_2 миқдори 1980 йил ҳолати бўйича келтирилган.

Атмосферани ташкил этувчи барча газлар ва аралашмаларни беш гуруҳга ажратиш мумкин.

1. **Асосий газ ташкил этувчилари** – азот, кислород ва аргоннинг қуруқ ҳаводаги ҳажм бўйича улуши ер сирти яқинида (≈ 100 км

баландликкача) доимий сақланиб туради. Улар (кислороддан ташқари) радиацион ва кимёвий жиҳатдан нисбатан инерт ҳисобланади.

2. **Кичик газ ташкил этувчилари** – атмосферада катта бўлмаган миқдорда, Ер шарининг турли жойларида миқдори ўзгариб турувчи газлардир. Улар турли реакция ва кимёвий айланишларда фаол қатнашади ва инфрақизил радиацияни кучли ютади. Шу сабабли озон ва углерод диоксиди каби кичик газ ташкил этувчилари Ер сирти ва атмосфера ҳарорат режимига сезиларли таъсир ўтказиб, иқлим ўзгаришларида муҳим ўрин эгаллайди. Радиацион ва кимёвий жиҳатдан фаол сув буғини ҳам кичик газ ташкил этувчилари қаторига киритиш мумкин.

3. **Тўйинмаган ва нотурғун молекула ва атомлар (эркин радикаллар)** - кичик газ ташкил этувчилари билан ўзаро таъсирга киришувчи, кам яшовчи ва кам сонли, етарлича фаол аралашмалар. Улар қаторига атомар кислород O , гидроксил OH , пергидроксил HO_2 , хлор оксиди ClO ва бир қатор бошқа молекула ва зарралар киради. Бундай зарраларнинг аксарияти кичик газ ташкил этувчилари молекулаларининг куёш радиацияси (ультрабинафша) таъсирида диссоциацияланишида ҳосил бўлади.

4. **Аэрозоллар** – ҳавода муаллақ ҳолатда бўлувчи, турли таркиб, ўлчам ва хоссаларга эга бўлган қаттиқ ва суюқ кўринишдаги майда зарралар (булут томчи ва кристаллари, Ер сиртидан, шу жумладан, вулқонлардан отилиб чиққан чанг, метеор чанги, денгиз сувининг тузи, қурум, цемент зарралари ва бошқалар). Уларнинг чўкиш тезлиги кичик, нисбий юзаси эса катта. Шу сабабли улар кичик газ ташкил этувчилари ва радикаллар билан кимёвий гетероген реакцияларда сезиларли иштирок этади.

5. **Антропоген аралашмалар.** Бу аралашмалар атмосферага инсоннинг хўжалик фаолияти натижасида қўшилади. Таркибида олтингугурт бўлган тошкўмирни ёқиш маҳсулоти бўлган олтингугурт диоксиди SO_2 уларнинг орасида энг катта аҳамиятга эга. SO_2 гази тропосферада нисбатан нотурғун бўлиб, осонлик билан SO_3 га оксидланади ва олтингугурт кислотаси (кислотали ёмғирлар) кўринишида атмосферадан чиқиб кетади. Бироқ олтингугурт оксидларининг бир қисми стратосферагача кўтарилади ва олтингугурт оксидли тузлар ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Улар 15-20 км баландликда Юнге қатлами деб аталувчи аэрозол қатламини юзага келтиради. Музлаткичларда фойдаланиладиган ва бошқа бир қатор саноат тармоқларида кенг қўлланиладиган хлорфторметанлар ҳам атмосфера кимёвий жараёнларида фаол иштирок этади.

Газлар тақсимотининг гравитацион ғоясига мувофиқ, атмосферанинг юқори баландликларида енгил газлар каттароқ улушни ташкил қилиши керак. Бироқ, метеорологик ракеталар ёрдамида ўтказилган бевосита ўлчовлар 90-95 км лик пастки қатламда газлар тақсимотининг йўқлигини кўрсатади. Атмосферанинг бу қатлами **гомосфера** деб аталади. Ҳавонинг нисбий молекуляр массаси баландлик бўйича амалда ўзгармайди ва 28,9645 кг/молни ташкил этади. Атмосфера ҳавоси таркибининг ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб доимийлиги унинг аралашувчанлиги туфайли сақланиб туради.

95 км дан юқорида атмосферанинг таркиби сезиларли ўзгаради ва бу қатлам **гетеросфера** деб аталади. Кўринишидан бундай ўзгаришда газларнинг гравитацион тақсимоти жараёни асосий ролни ўйнайди. 100 км дан юқори баландликларда ҳаво таркибининг ўзгаришларига олиб келувчи асосий жараён – 0,24 мкм дан кичик тўлқин узунликли Қуёш радиацияси таъсиридаги кислород диссоциациясидир. Бундай зарядланган атомлар атомар ион деб аталади. 100-150 км қатламда атмосфера (ионосфера) атомар ва молекуляр кислород ионлари ва азот оксидидан иборат. 250-300 км баландликдан бошлаб атмосфера таркибида атомар азот ионлари пайдо бўлади. Юқори қатламларда гидроксил ОН ва натрий Na излари ҳам кузатилади. Гетеросферада ҳавонинг нисбий молекуляр массаси баландлик бўйича камайиб боради.

1000 км дан юқорида атмосфера таркибида гелий улуши ортиб боради. **Ер тожи** деб аталувчи 2000-20000 км қатламда эса нейтрал водород асосий газ ҳисобланади. Атмосферанинг бу юқори қатламларида водород концентрацияси жуда кичик – ўртача 1 см^3 да 1000 га яқин ионни, атмосферадан ташқарида, очиқ космосда эса ионлар концентрацияси 1 см^3 да 100 га ва ундан кам ионни ташкил этади.

2.2. Атмосферада углерод диоксида ва озон газлари

1. Углерод диоксида (CO_2) ўсимликлар учун энг муҳим газлардан бири ҳисобланади. У атмосферага ёниш, нафас чиқариш ва чириш жараёнларида кўшилади, ўсимликларнинг ютиши (фотосинтез) жараёнида эса сарф бўлади. Сўнгги 70-80 йил давомида органик ёқилғиларни (тошкўмир, нефт, газ) казиб олиш ва ёқишнинг кескин ортиши билан бутун ер шарида CO_2 миқдорининг тўхтовсиз ортиб бориши кузатилмоқда. Мавжуд баҳолашларга мувофиқ CO_2 миқдори бу вақт ичида 10-12% га кўпайган: 1900 йилда 0,029% дан 1980 йилда 0,033%, 2000 йилда эса 0,036% ни ташкил этган. Атмосферадаги CO_2 нинг мутлақ миқдори 712 млрд. т ни, йиллик ўсиши эса – 3 млрд. т ни ташкил этади.

Атмосфера жараёнларида углерод диоксида газининг асосий роли уни “парник” эффектида иштирок этишидадир. Углерод диоксида ер сирти нурланиш спектри максимумига яқин бўлган 12,9-17,1 мкм тўлқин узунликлари диапазондаги инфрақизил нурланишни кучли ютади. Атмосфера, худди “парник”ка ўхшаб, қуёшдан келган қисқа тўлқинли радиацияни бемалол ўтказиб, ер сирти инфрақизил нурланишини коинотга чиқиб кетишига тўсқинлик қилади. Натижада Ерда ҳарорат ортиб боради.

М.И.Будиконинг баҳолашлари бўйича углерод диоксидининг 0,042% гача ортиши ер юзида кутбий музликларнинг бутунлай эриб кетишига, ва, аксинча, унинг 0,015% гача камайиши Ер шарининг батамом музлашига олиб келади. XX аср бошидаги миқдорга нисбатан углерод диоксида газ миқдорининг икки бараварга ортиши (0,060% гача) Ер шарида ҳароратни 3°C га орттириши мумкин. Сайёрада иқлимнинг исиши атмосферадаги бошқа

“парник” газларининг (метан, хлорфторуглеродлар, азот бирикмалари) кўпайиши натижасида рўй беради.

2. Атмосферанинг юқори қатламларидаги (стратосферадаги) физик жараёнларда миқдори ниҳоятда оз бўлган озон газининг O_3 ҳам муҳим роль ўйнайди. Озон ер сиртидан 70 км баландликкача бўлган атмосфера қатламида кузатилади, унинг асосий миқдори эса 20-55 км атмосфера қатламида йиғилган.

Озон газининг максимал миқдори 20-26 км баландликларда кузатилади. Агар вертикал устундаги озон миқдорининг ҳарорат $0^{\circ}C$ га тенг бўлганда нормал атмосфера босими (1013,2 гПа) ҳолатига келтирилса, у ҳолда Ер шарининг қамраб олган озон қатламининг қалинлиги 1 мм дан 6 мм гача қатламни ташкил қилган бўлар эди. Бу катталик **озон қатламининг келтирилган қалинлиги** деб аталади. Атмосферада озоннинг умумий массаси $3,2 \cdot 10^9$ т га тенг.

Озон атмосферанинг юқори чегарасига етиб келган қуёш радиациясининг 3% ни ютади. Радиацияни ютиш 0,22-0,29 мкм тўлқин узунликли ультрабинафша радиация диапазонида рўй беради. Кўрилатган тўлқинлар диапазонида ютилиш шунчалик кучлики, қуёш нурлари энергияси озон қатламининг юқори қисмида, 45-50 км баландликларда бутунлай ютилади. Шунинг учун ҳам бу баландликларда ҳаво ҳарорати $0^{\circ}C$ гача кўтарилади.

Ультрабинафша нурларнинг асосий хусусияти уларнинг юқори биологик фаоллигидадир. Ультрабинафша радиацияси бактерияларнинг кўп турларини ўлдиради, тери қорайишига олиб келади, организмда D витаминининг ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Ультрабинафша радиацияси фақат кичик миқдорлардагина фойдалидир. Унинг катта миқдорлари одамларда тери касалликларига (эритема) ва ҳатто тери куйишларига олиб келиши мумкин. Агар атмосферада озон газининг бўлмаганида, биологик фаол ультрабинафша нурлари барча биологик жараёнларни, балки умуман Ер шаридаги органик ҳаётни ўзгартирар эди. Шундай қилиб, атмосферадаги озон қатламининг Ер шарини учун ҳимоя қалқони ролини ўтайди. Баъзи кимёвий ва физикавий моддалар билан атмосферанинг глобал ифлосланиши озон қатламининг зичлигини камайтириб, **озон тўйнуқларининг** пайдо бўлишига сабаб бўлади.

Озон ҳосил бўлишидаги физикавий ва кимёвий жараёнлар мураккаб табиатга эга. Кислород молекулалари ультрабинафша радиацияни ютиш жараёнида атомларга парчаланади ва ғалаёнланган ҳолатда бўлади, яъни нормал ҳолатдагидан кўпроқ энергия захирасига эга бўлади. Шунинг учун ҳам озон молекуласи фақат кислород молекуласи, унинг ғалаёнланган ҳолатдаги атоми ва азот ёки бошқа молекулаларнинг уч томонлама тўқнашуви натижасида ҳосил бўлади. Шу билан бир вақтда тескари жараён – озоннинг кислородга айланиши ҳам кузатилади.

Атмосферадаги озоннинг миқдори яққол суткалик (кундузи – максимум, тунда – минимум) ва мавсумий (баҳорда – максимум, қиш ва

кузда – минимум) ўзгаришларга эга. Кенглик ортиши билан максимумга эришиш пайти кечроқ келадиган ойларга сурилади.

2.3. Атмосферада сув буғи

1. Юқорида санаб ўтилган атмосферадаги газларга, хусусан, атмосферанинг қуйи қатламларида, доим газ ҳолатидаги сув, яъни **сув буғи** кўшилади. Таркибида сув буғи бўлган атмосфера ҳавоси **нам ҳаво** деб аталади. Уни қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмаси деб қараш мумкин. Ер сирти яқинида сув буғи нам ҳаво ҳажмининг ўртача 0,2% дан (қутбий кенгликларда) 2,5% гача (экваторда) қисмини ташкил этади. Баъзи ҳолларда сув буғининг миқдори 0% дан 4% гача ўзгариши мумкин.

2. Сув буғи сайёрамизда физиологик ва атмосфера жараёнларда ниҳоятда катта роль ўйнайди.

Сув буғи атмосферага сув ва нам ер сиртлардан буғланиши ва ўсимликлардан транспирация йўллари орқали узлуксиз келиб туради. Ер сиртидан юқorigа ва бир жойдан иккинчи жойга ҳаво оқимлари билан тарқалади.

Атмосферада **тўйиниш ҳолати** юзага келиши мумкин. Бу ҳолатда ҳаво кўрилатган ҳароратдаги максимал мумкин бўлган сув буғи миқдорига эга бўлади. Бунда сув буғи **тўйинтирувчи**, нам ҳаво эса **тўйинган** деб аталади.

Тўйинган ҳолат одатда ҳарорат пасайганида юзага келади. Тўйиниш юзага келгандан сўнг, ҳароратнинг пасайиши давом этса, сув буғининг ортиқча қисми ёки **конденсацияланади** ёки **сублимацияланади**, яъни суюқ ёки қаттиқ ҳолатга ўтади. Натижада ҳавода туман ва булутларнинг сув томчилари ва муз кристаллари пайдо бўлади. Бундан ташқари булутларнинг томчилари ва кристаллари йириклашиб ёғинлар кўринишида ерга тушади.

Шундай қилиб, сув буғи Ер сиртидан буғланиш, сув буғининг тарқалиши, унинг конденсацияси (ёки сублимацияси), булутлар ҳосил бўлиши ва ёғинлар ёғишини ўз ичига оладиган табиатдаги **сувнинг умумий айланишида** иштирок этади.

Буғланиш, конденсация ва ёғинлар ёғиши жараёнлари Ер шарининг турли жойларида турлича ва вақт бўйича нотекис тақсимланганлиги учун, Ер шари бўйича атмосфера намлиги, ёғинлар ва булутларнинг миқдори мураккаб тақсимланган. Барча санаб ўтилган жараёнлар об-ҳавонинг энг муҳим элементлари ҳисобланади.

3. Сув буғининг Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик шароитларига таъсири ниҳоятда катта. Сувнинг Ер сиртидан буғланишида катта миқдордаги иссиқлик сарфланади. Яширин ҳолатдаги иссиқлик ҳаво оқимлари билан бир неча минг километрли масофаларга кўчирилади. Сув буғининг конденсациясида бу яширин иссиқлик ҳавога қайтарилади.

Сув буғи Ер сиртининг 4,5 дан 80 мкм тўлқин узунликдаги инфрақизил нурланишининг катта қисмини ютади. Фақат инфрақизил нурланишнинг 8,5 дан 11 мкм тўлқин узунликдаги оралиғида атмосфера шаффоф муҳит ҳисобланади. Атмосферада сув буғининг ўртача миқдорларида

нурланишнинг 5,5 дан 7,0 мкм тўлқин узунликли диапазонида радиация деярли тўлиқ, қолган тўлқинлар радиацияси эса – қисман ютилади. Ўз навбатида, сув буғи ҳам инфрақизил радиацияни нурлайди ва унинг катта қисми ер сиртига келади. Бу ер сиртининг тунги совишини, ва шу билан бирга, ҳаво қуйи қатламларининг совишини камайтиради. Шундай қилиб, атмосферадаги иссиқхона эффектининг асосий сабабчиси сув буғи ҳисобланади.

2.4. Ҳаво намлиги характеристикалари, улар ўртасидаги муносабатлар

Ҳаво таркибига кирувчи сув буғи миқдори **ҳаво намлиги** дейилади. Ҳаво намлигини тавсифлаш учун **гигрометрик катталиклар** деб аталувчи қуйидаги катталиклар қўлланилади: сув буғининг парциал босими, мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг масса улуши, аралашма нисбати, шудринг нуқтаси, босим ва шудринг нуқтаси дефицити.

1. **Сув буғининг парциал босими** e . Одатда бу катталик сув буғининг **эластиклиги** дейилади. Берилган ҳароратда сув буғи эластиклиги сув буғининг тўйиниш босими ёки тўйиниш эластиклиги деб аталувчи маълум чегаравий қиймат E дан катта бўла олмайди. Тўйиниш эластиклиги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлиб, ҳарорат ортиши билан эластиклик ҳам ортади.

2. **Мутлақ намлик** a . Бу 1 м^3 нам ҳаводаги граммларда ўлчанган сув буғи массасидир (г/м^3). Агар сув буғи эластиклиги гПа да, ҳарорат Кельвинларда ўлчанса, мутлақ намлик қуйидаги формула билан аниқланади:

$$a = 217 \frac{e}{T} . \quad (2.1)$$

3. **Нисбий намлик** f . Бу фоизларда ифодаланган сув буғи парциал босими e нинг тоза сувнинг ясси сирти устидаги тўйиниш босими E га нисбати бўлиб, фоизларда ифодаланади:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \% . \quad (2.2)$$

4. **Сув буғининг масса улуши** s . Бу бирлик массали нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган миқдоридир:

$$s = \frac{622 e}{P - 0,378 e} . \quad (2.3)$$

Амалий ва бир қатор назарий ҳисоб-китобларда $0,378 e$ ҳадини P га нисбатан ҳисобга олмаса бўлади. Шунинг учун 2.3 формулани қуйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

$$s = 622 \frac{e}{P}, \quad (2.4)$$

бу ерда s промиледа (‰) ўлчанади ва 1 кг нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган массани ифодалайди.

5. **Аралашма нисбати** r – бу қўрилаётган ҳажмдаги сув буғи массасининг шу ҳажмдаги қуруқ ҳаво массасига нисбатидир. Аралашма нисбати сон жиҳатидан бирлик массали қуруқ ҳавога тўғри келувчи сув буғи миқдорига тенг:

$$r = \frac{622 e}{P - e}. \quad (2.5)$$

s ва r характеристикалари ўзаро қуйидаги муносабатлар билан боғлиқ:

$$s = \frac{r}{(1 + r)}, \quad r = \frac{s}{(1 - s)} \quad (2.6)$$

Миқдор жиҳатдан s ва r орасида фарқлар кичик, шу сабабли s ва r ларни ҳисоблаш учун (2.4.) ифода қўлланилиши мумкин.

6. **Босим (эластиклик) дефицити** d – бу берилган ҳароратдаги E тўйинган сув буғи эластиклиги ва e сув буғининг ҳақиқий босими орасидаги фарқ:

$$d = E - e. \quad (2.7)$$

7. **Шудринг нуқтаси ҳарорати** τ – бу умумий атмосфера босими ($P = \text{const}$) ва сув буғининг масса улуши ($s = \text{const}$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза сувнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир. Ҳавонинг берилган ҳароратида сув буғининг ҳақиқий эластиклигига боғлиқ ҳолда шудринг нуқтаси ҳарорати турли қийматларга эга бўлиши мумкин. Ҳавонинг манфий ҳароратларида муз (қиров) нуқтаси ҳарорати тушунчаси киритилади – бу умумий атмосфера босими ($P = \text{const}$) ва сув буғининг масса улуши ($s = \text{const}$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза музнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир.

8. **Шудринг нуқтаси дефицити** Δ – бу ҳаво ҳарорати T ва шудринг нуқтаси ҳарорати τ орасидаги фарқ:

$$\Delta = T - \tau. \quad (2.8)$$

Ҳаво ҳарорати ва шудринг нуқтаси ҳароратлари бир хил бирликлар тизимида ўлчаниши лозим.

2.5. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси. Виртуал ҳарорат

1. Атмосферадаги газларнинг ҳолати ҳарорат T , босим P ва зичлик ρ (ёки солиштирма ҳажм) катталикларининг қийматлари билан белгиланади. Бу учта катталик **ҳолат тенгламаси** орқали ўзаро боғланади.

Атмосферадаги карбонат ангидриди ва сув буғидан ташқари барча газлар **критик ҳарорат**дан паст бўлган ҳароратларда бўлади. Карбонат ангидриди газининг критик ҳарорати кузатилаётган ҳаво ҳароратларидан баланд бўлса-да, у тўйинган ҳолатда бўлмайди, чунки Ер атмосфераси шароитида унинг парциал босими кичик.

Газнинг ҳарорати унинг критик ҳароратидан қанча катта, унинг парциал босими тўйиниш парциал босимидан қанчалик кичик бўлса, кўриилаётган газ физикавий хусусиятлари бўйича идеал газга шунчалик яқин бўлади. Атмосфера ҳавоси таркибига кирувчи газлар амалда идеал газ ҳисобланади. Шунинг учун идеал газ ҳолат тенгламасини уларга қўллаш мумкин. Ушбу тенгламага мувофиқ қуруқ ҳаво зичлигини қуйидагича ифодалаш мумкин:

$$\rho_q = \frac{P}{R_q T}, \quad (2.9)$$

бу ерда $R_q=287$ Ж/(кг·К) - қуруқ ҳавонинг солиштирма газ доимийси. (2.9) тенглама **қуруқ ҳавонинг ҳолат тенгламаси**ни ифодалайди.

2. Сув буғининг физикавий хоссалари идеал газ хоссаларидан фарқ қилади, чунки атмосферада кузатилаётган ҳароратлар сув буғининг критик ҳароратидан паст. Бироқ, тажрибаларнинг кўрсатишича, сув буғининг физикавий хусусиятлари идеал газ хусусиятларига яқин экан. Шу сабабли етарли аниқлик даражаси билан сув буғининг ҳолат тенгламасини қуйидагича ифодалаш мумкин:

$$\rho_b = \frac{e}{R_b T} \quad (2.10)$$

бу ерда $R_b=461$ Ж/(кг·К) – сув буғининг солиштирма газ доимийси.

3. Нам ҳаво қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмасидан иборат. Нам ҳавода қуруқ ҳаво ва сув буғи ҳажм бўйича текис тақсимланган. Нам ҳавонинг зичлиги қуруқ ҳавонинг ва сув буғининг зичликлари йиғиндисига тенг бўлади:

$$\rho = \rho_q + \rho_b = \frac{P - e}{R_q T} + \frac{e}{R_b T}. \quad (2.11)$$

Қуруқ ҳаво ва сув буғи солиштирма газ доимийларни орасидаги муносабатни

$$R_b = 1,61 \cdot R_q$$

ҳисобга олсак, (2.11) ифода қуйидагича ёзилади:

$$\rho = \frac{P}{R_q T (1 + 0,378 \, e/P)} \quad \text{ёки} \quad \rho = \frac{P}{R_q T (1 + 0,608 \, s)} \quad (2.12)$$

(2.12) формула **нам ҳавонинг ҳолат тенгламасини** ифодалайди.

Виртуал ҳарорат $T_v = T (1 + 0,378 \, e/P)$ ифодасини киритиб, нам ҳаво ҳолат тенгламасини қуйидагича ёзишимиз мумкин:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v} \quad (2.13)$$

4. Виртуал ҳарорат — бу қуруқ ҳавонинг шундай ҳароратики, бу ҳароратда қуруқ ҳавонинг зичлиги T ҳарорат, P босим ва e сув буғи эластиклигига эга бўлган нам ҳавонинг зичлигига тенг бўлиши лозим. (2.13) ва (2.9) тенгламаларни таққосласак, бир хил ҳарорат ва босимларда нам ҳавонинг зичлиги доимо қуруқ ҳавонинг зичлигидан кичик бўлиши келиб чиқади. Физикавий нуқтаи назардан бу нам ҳавонинг таркибига қуруқ ҳавонинг маълум қисимини сиқиб чиқарувчи бирмунча енгил сув буғининг келиб қўшилишини англатади.

Виртуал ҳароратни кўпинча $T_v = T + \Delta T_v$ йиғинди кўринишида ифодалашади. Бу ерда ΔT_v - виртуал қўшимча. Бу ифодани (2.12) билан таққослашдан

$$\Delta T_v = 0,378 \, e T / P \quad (2.14)$$

эканлиги келиб чиқади.

(2.14) дан кўринадики, ҳаво зичлигининг ўзгаришида виртуал қўшимча ва намликнинг роли паст ҳароратларда кичик, баланд ҳароратларда эса нисбатан катта бўлади.

2.6. Атмосфера аэрозоли

1. Атмосфера аэрозоли — бу ҳавода муаллақ ҳолатдаги қаттиқ ёки суюқ моддаларнинг зарраларидир. Қаттиқ аэрозол зарраларининг радиуси $10^{-8} \div 10^{-2}$ см, томчиларнинг радиуси эса $10^{-5} \div 10^{-1}$ см ни ташкил этади.

Атмосфера аэрозоли мураккаб кимёвий ва физикавий жараёнларнинг маҳсулотидир. Аэрозол қисқа вақт мавжуд бўлганлиги туфайли, унинг кимёвий таркиби ва физикавий характеристикалари ниҳоятда ўзгарувчан.

Атмосфера аэрозолларини таркиби ва ҳосил бўлиш манбаларига кўра уларни қуйидаги синфларга бўлиш мумкин.

Келиб чиқиши табиий бўлган аэрозолларга қуйидагилар киради:

- **тупроқ заррачалари ва чанг**, атмосферага йил мобайнида 130 дан 8000 млн. тоннагача қўшилади;
- **вулкон аэрозоли** (кул), атмосферага йилига 200 дан 1000 млн. тоннагача қўшилади;
- **денгиз мавжлари томчиларидан буғланиш маҳсулотлари** (асосан NaCl), атмосферага йилига 300 дан 1300 млн. тоннагача қўшилади;
- **ўрмон ёнғинларининг қурум заррачалари**, атмосферага йилига 3 дан 360 млн. тоннагача қўшилади;
- **коинот чанги**, метеоритлар ёнишидан пайдо бўлади, уларнинг миқдори йилига 0,25 дан 14 млн. тоннагача;
- **келиб чиқиши биоген бўлган заррачалар**, масалан, ўсимликларнинг чанги, микроорганизмлар ва ҳ.к. Атмосферага бу заррачалар 345 дан 1460 млн. тоннагача қўшилади.

Келиб чиқиши табиий бўлган аэрозолларнинг умумий миқдори йилига 978 дан 12100 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Келиб чиқиши антропоген бўлган аэрозол манбаларига қуйидагилар киради:

- **саноат корхоналари, транспорт ва ёқилғи ёқувчи қурилмалардан бевосита чиқиндилар** (қурум, тутун, йўл чанги заррачалари ва ҳ.к.); умуман бу манбалардан атмосферага бир йилда 18 дан 240 млн. тоннагача чиқиндилар ташланади;
- **газ фазали реакциялар маҳсулотлари** (иккиламчи аэрозол), улар ёниш жараёнлари ва кимёвий реакциялар натижасида ҳосил бўлади (сульфатлар, нитратлар, органик бирикмалар), бу аэрозолларнинг йиллик миқдори 100 дан 360 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Антропоген манбалар бир йилда жами 118 дан 601 млн. тоннагача чиқиндиларни атмосферага ташлайди.

2. Атмосферадаги физикавий жараёнларда аэрозол муҳим роль ўйнайди.

Гигроскопик денгиз тузи заррачалари ва чанг зарралари атмосферада конденсация ядролари вазифасини бажаради, яъни уларга сув буғи молекулалари ёпишиб сув томчиларини ҳосил қилади. Конденсация ядроларининг роли шундаки, улар гигроскопик хусусияти туфайли ҳосил бўлган томчининг турғунлигини оширишади. Агар ҳавода конденсация ядролари бўлмаганида эди, табиий шароитларда ўта тўйиниш ҳолатларида ҳам конденсация жараёнлари юзага келмас эди.

Худди шундай жараёнлар гигроскопик каттик заррачаларда ва томчиларда кузатилади.

Атмосферадаги аэрозолларнинг таркиби ва миқдорининг ҳудудий ва глобал ўзгаришлари радиациянинг тарқалишига таъсир кўрсатади. Шунингдек аэрозоллар атмосферанинг оптик хусусиятларига, айниқса, горизонтал кўринувчанликнинг узоқлигига, ҳам таъсир кўрсатади.

Атмосфера аэрозолларининг асосий миқдори атмосферанинг қуйи, 300-500 метрли қатламида жойлашган.

2.7. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Атмосфера ўзининг физикавий хоссаларига кўра ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб биржинсли эмас. Ҳарорат, босим, зичлик, ҳаво таркиби ва намлиги, шамол тезлиги каби физикавий катталиклар ўзгаришга учрайди. Вертикал бўйлаб бундай ўзгаришлар кескин содир бўлади.

Вертикал бўйлаб атмосфера бир қатор белгилар асосида қатламларга бўлинади. Булар атмосфера ҳавоси таркиби ва ундаги зарядланган зарралар миқдори, атмосферанинг Ер сирти билан ўзаро таъсири характери, атмосферанинг учуш аппаратларига таъсири, атмосферанинг термик режими.

Юқорида таъкидланганидек, атмосфера ҳавонинг таркибига кўра гомосфера ва гетеросферага бўлинади. Шу белги асосида атмосферада озоннинг асосий массасини ўз ичига олувчи **озоносфера** (20-55 км) ажратилади. 90-100 км баландликдан бошлаб атмосферада зарядланган зараачаларнинг миқдори кескин ортади. Шу сабабли атмосферанинг кўрсатилган сатҳдан юқоридаги қатлами **ионосфера** деб аталади.

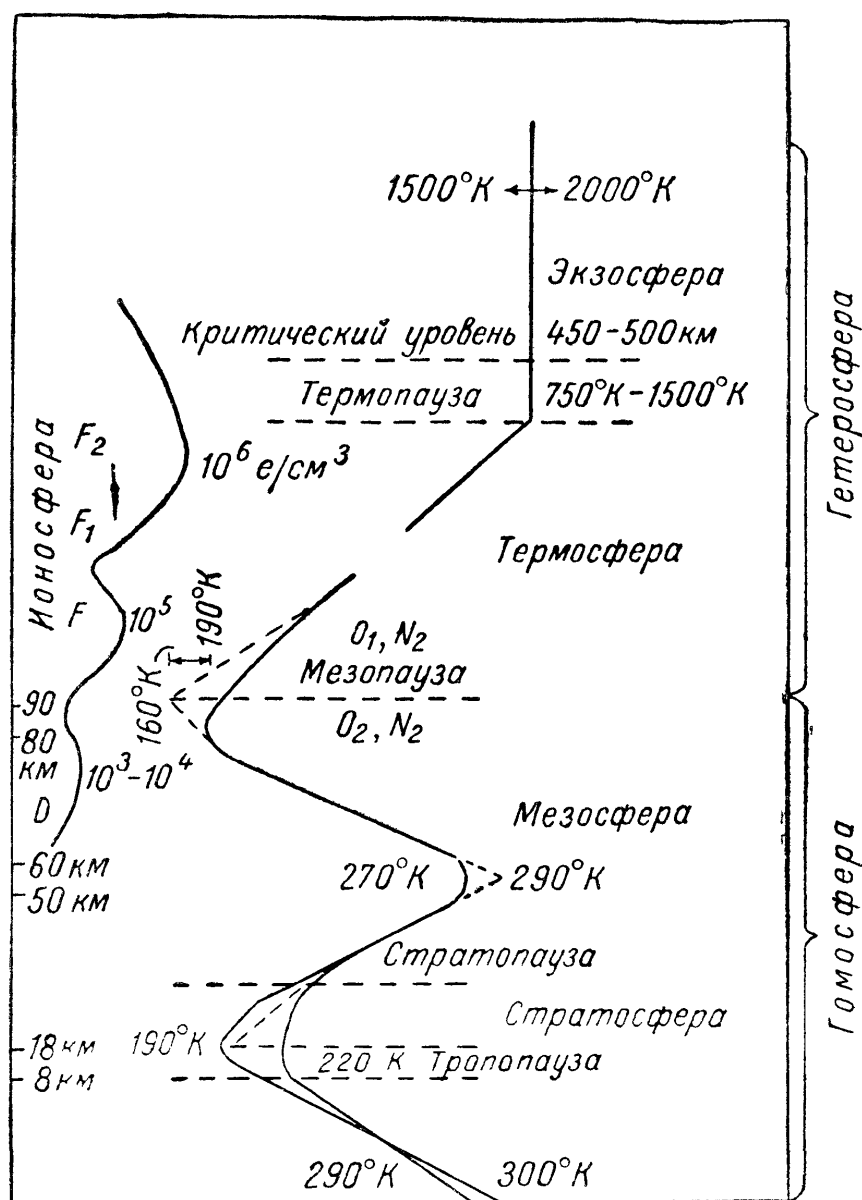
Атмосферанинг зарядланган зарралардан иборат ташқи қисми Ернинг **радиацион камарини** ташкил этади. Ернинг Куёш ёритган қисмида геомагнит экватор текислигида радиацион камар чегараси Ернинг 10-12 радиуси, ёритилмаган қисмида эса 9-10 радиусига тенг масофада жойлашади.

Атмосферанинг ер сирти билан ўзаро таъсири белгиси бўйича атмосфера **чегаравий қатлам (ишқаланиш қатлами)** ва **эркин атмосферага** бўлинади. Ўртача баландлиги 1-1,5 км ни ташкил этувчи чегаравий қатламда ер сирти ва турбулент ишқаланиш кучлари ҳаво ҳаракатига катта таъсир кўрсатади. Бу қатламда кўпчилик метеорологик катталикларнинг (ҳарорат, босим, намлик, шамол ва бошқалар) суткалик ўзгариши яхши намоён бўлади. Чегаравий қатламнинг ичида метеорологик катталиклар вертикал бўйлаб кескин ўзгарувчи атмосферанинг **ер яқини қатлами** (50-100 м) ажратилади. Эркин атмосферада биринчи яқинлашувда турбулент ишқаланиш кучларининг таъсири ҳисобга олинмайди.

Атмосфера ер сунъий йўлдошлари ва бошқа космик аппаратлар парвозига таъсири бўйича **зич қатлам** (ёки **айнан атмосфера**) ва қуйи чегараси 150 км баландликдаги **еролди фазосига** бўлинади. Зич қатламнинг юқори чегарасида атмосферанинг қаршилиги шунчалик каттаки, двигатели ўчирилган космик аппарат Ер атрофида бир марталик айланишни бажара олмайди.

Атмосфера қатламлари хоссаларининг энг катта фарқлари ҳаво ҳароратининг вертикал бўйлаб ўзгариши характерида намоён бўлади. Бу белги бўйича атмосфера бешта асосий қатламларга бўлинади: **тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера** ва **экзосфера** (1-расм).

Тропосфера тропикларда (30° ш.к. ва 30° ж.к.) Ер сиртидан бошлаб тахминан 16,3 км, бу кенгликлардан ташқарида эса 8,5-10 км баландликкача кўтарилади. Деярли ҳамма жойда тропосферада ҳарорат баландлик бўйича 1 км га 6,5°C вертикал градиент билан пасайиб боради.



1-расм. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Тропосферада Куёш энергиясининг атмосфера ҳаракатларининг кинетик энергиясига ва сув буғининг яширин иссиқлигига айланиши жараёнлари содир бўлади. Тропосферада йирик масштабли уюмлар – циклон ва антициклонлар вужудга келади. Намликнинг асосий фазавий ўтишлари: буғланиш – конденсация – ёғин ҳосил бўлиши – ер усти ва ости оқимларининг шаклланиши шу қатламда рўй беради. Атмосферанинг асосий – ўрта ва юқори кенгликларда 75%, қуйи кенгликларда 90%гача – массаси тропосферада мужассамланган.

Ўтиш қатлами бўлган **тропопауза** тропосферани стратосфердан ажратади. Стратосферада 34-35 км баландликкача ҳарорат ортиб боради. Тропопауза катта турғунликка эга бўлиб, фақат кучсиз вертикал ҳаракатлар ва аралашишга йўл қўяди. Бу эса стратосферада кичик газ ташкил этувчиларининг тақсимооти учун муҳим ҳисобланади. Стратосфера одатда жуда қуруқ: тропик кенгликларда 20 км баландликда сув буғининг

концентрацияси (ҳажм бўйича) бор-йўғи 2 млн.^{-1} ни, қутбий кенгликлар устида эса 5 млн.^{-1} ни ташкил этади. Шунга қарамай 22-30 км баландликларда **садафсимон булутлар** шаклланади. 35 км дан юқорида ҳарорат 50 км баландликкача ортиб боради ва 270 К атрофида бўлади.

Стратопаузанинг устида мезосфера жойлашган, ҳарорат бу қатламда унинг юқори чегарасигача 160 К гача пасайиб боради. Бу ҳолат сув буғининг конденсациясига сабаб бўлади ва 80 км баландликда **мезосфера (кумушранг) булутлари** ҳосил бўлади.

Мезосферада ҳавонинг ионланиш даражаси ортиб боради ҳамда вақт ва мавсум бўйича ўзгарувчан, Қуёш фаоллигига кучли боғланган ионосферанинг D қатлами (70-90 км баландликда) вужудга келади.

Тахминан 85 км баландликда жойлашувчи мезопауза юқорида жойлашган термосферани мезосферадан ажратиб туради. Термосферада ҳарорат баландлик бўйича кескин ортади. Қуёш фаоллиги катта бўлганида ҳарорат 2000 К, кичик бўлганида эса 1060 К гача (тунда мос равишда 1300 ва 730 К) ортиб боради.

Термосферада, 100 км дан катта баландликларда, ҳаво таркиби сезиларли ўзгаради: H_2O ва CO_2 молекулалари парчаланади, O_2 молекулаларининг катта қисми O атомларига диссоциацияланади. Бу қатламда газ зарраларининг ионланиши кучаяди ва ионосферанинг E, каттароқ баландликларда эса F қатлами шаклланади. Зарралар ҳаракати, айниқса қуйи кенгликларда, Қуёш ва Ойнинг тортиш кучига боғлиқ бўлади.

Термосферага кириб келувчи метеоритлар бу ерда кучли ионланишни, шунингдек парчаланиб метеор чанглари ҳосил қилади. Қуёш протонлари ва электронлари оқими кутб ёғдуси ва Ер магнит майдонининг ғалаёнларини, шунингдек узоқ радиолоқани бузувчи “бирдан ҳосил бўлувчи ионосфера ғалаёнлари”ни келтириб чиқаради.

450 км дан юқори баландликларда термосфера аста-секин кейинги қатлам – экзосферага уланиб кетади. Атмосферанинг бу сийрак қисмида етарли катта тезликка эга бўлган айрим енгил газлар – водород ва гелий атомлари Ер атмосферасидан очиқ фазога чиқиб кетади.

2.8. Ҳаво массалари ва атмосфера фронталри

1. Ер шарида қитъа ва океанларнинг нотекис тақсимооти, қуруқлик ландшафтларининг турли-туманлиги ер сиртининг иссиқлик, механик ва оптик хусусиятларининг турлича бўлишига олиб келади. Шу сабабли атмосфера нафакат вертикал бўйича, балки горизонтал йўналишда ҳам биржинсли бўлмайди. Ҳарорат, намлик, булутлилиқ, ёғинлар ва бошқа метеорологик катталиқлар горизонтал йўналишда ўзгаради. Бироқ, бу ўзгаришлар турли жойларда бир хил эмас. Метеорологик катталиқлар горизонтал бўйича нисбатан суст ўзгарадиган кенг ҳудудлар шаклланиши мумкин.

Горизонтал ўлчамлари бўйича қитъа ва океанлар ўлчамлари билан таққосланадиган ва маълум физикавий хоссаларга эга бўлган ҳавонинг катта ҳажмлари ҳаво массалари деб аталади. Ҳаво массаларнинг вертикал ўлчамлари бир неча километрни ташкил қилади.

Ҳаво массаларининг ҳароратлари ва бошқа хоссаларида (намлик, чанг миқдори, кўринувчанлик ва ҳ.к.), уни шаклланиш ўчоғининг хусусиятлари акс топган бўлади. Ернинг бошқа ҳудудларига кўчганида, ҳаво массалари бу ҳудудларга ўзига хос об-ҳаво режимини олиб келади.

Ҳаво массаларининг шаклланиш ҳудудига боғлиқ бўлган географик таснифи мавжуд. Бу тасниф бўйича арктик ҳаво (АХ), ўрта кенгликлар ҳавоси (МХ), тропик ҳаво (ТХ) ва экваториал ҳаво (ЭХ) массалари ажратилади.

Бир ҳудуддан бошқа ҳудудга кўчаётганда ҳаво массаларининг хусусиятлари, биринчи навбатда ҳарорат, тўхтовсиз ўзгаради. Бу жараён ҳаво массаларнинг **трансформацияси** деб аталади.

2. Иссиқлик ҳолатига қараб илиқ ва совуқ ҳаво массаларини ажратишади. Агар ҳаво массаси нисбатан совуқроқ ер сиртидан илиқроқ ер сиртига кўчса (одатда юқори кенгликлардан қуйи кенгликларга), бу ҳаво массаси **совуқ ҳаво массаси** деб аталади. Бу ҳаво массаси ўзи билан совуқликни олиб келади ва ҳаракат давомида пастдан, ер сиртидан бошлаб исийди. Шунинг учун ҳам совуқ ҳаво массасида ҳароратнинг катта вертикал градиентлари юзага келади, конвекция ривожланади, тўп-тўп булутлар ва жала ёғинлари кузатилади.

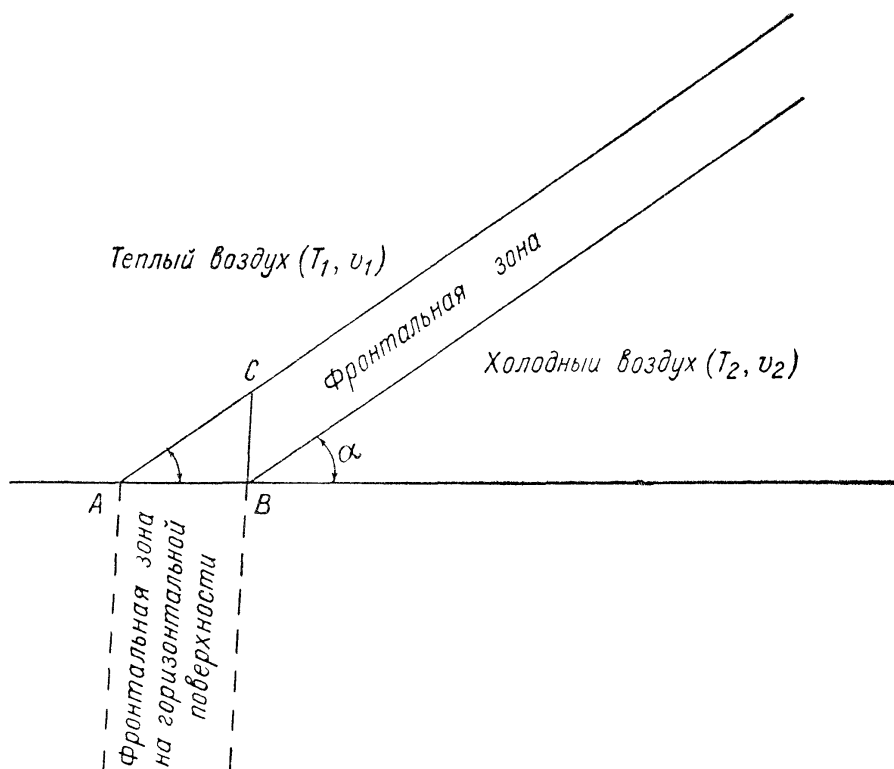
Агар ҳаво массаси нисбатан иссиқроқ жойдан совуқроқ жойга ҳаракатланиб келса, бу ҳаво массаси **илиқ ҳаво массаси** деб аталади. Улар ўзи билан иссиқликни олиб келиб пастдан совий бошлайди. Натижада, қуйи қатламларда ҳароратнинг кичик вертикал градиентлари ҳосил бўлади, конвекция ривожланмайди, кўпинча қатламдор булутлар ва туманлар кузатилади.

Бирор ҳудудда узоқ вақт туриб қолган ҳаво массаси **маҳаллий ҳаво массаси** деб аталади. Уларнинг хусусиятлари мавсумга боғлиқ бўлиб, ер сиртидан исиш ёки совиш жараёнлари билан белгиланади.

3. Иккита қўшни ҳаво массаларининг орасида нисбатан энсиз ўтиш зонаси мавжуд бўлади. Ўтиш зоналарида метеорологик катталикларнинг горизонтал бўйича кескин ўзгаришлари кузатилади. Бу зоналар фронтал зоналар деб аталади (2-расм). Фронтал зоналарнинг узунлиги бир неча минг км, қалинлиги бир неча км га етиши мумкин. Фронтал зоналар ер сиртига нисбатан қия (қиялик бурчаги тахминан $0,5^\circ$), совуқ ҳаво массаси фронтал зонани остида, илиғи эса устида жойлашган бўлади.

Фронтал сиртнинг Ер сирти билан кесишган чизиғи **атмосфера фронти** деб аталади. Об-ҳавонинг ўзгаришлари фронтлар билан боғлиқ. Фронт зоналаридаги ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатлари кенг булутлар тизимининг пайдо бўлишига олиб келади, улардан кенг майдонларда ёғинлар ёғади. Атмосфера фронтларида пайдо бўладиган улкан атмосфера

тўлқинлари, циклон ва антициклонлар ҳосил бўлишига олиб келади. Улар билан эса шамол режими ва бошқа об-ҳаво ҳодисалари боғлиқ.



2-расм. Фронтал зона схемаси

Фронтал сиртлар ва фронтлар ҳаво массалари билан бирга ҳаракатланади. Ҳаракат йўналишига қараб илиқ ва совуқ фронтларни ажратишади.

Агар атмосфера фронти совуқ ҳаво массаси томон ҳаракатланса, бу фронт **илиқ фронт** деб аталади. Илиқ фронт билан исиш боғлиқ, чунки совуқ ҳаво массаси ўрнига илиқ ҳаво массаси келади.

Агар атмосфера фронти илиқ ҳаво массаси томон ҳаракатланса, бу фронт **совуқ фронт** деб аталади ва об-ҳавонинг совиши у билан боғлиқ бўлади.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера ҳавоси қуруқ ҳаво молекулалари, сув буғи ва аэрозоль зарраларининг аралашмасидан иборат. Азот, кислород, барча инерт газлар, углерод икки оксиди ва озон қуруқ ҳавонинг доимий ташкил этувчиларидир. Углерод икки оксиди гази ва сув буғи иссиқхона эффектини ҳосил қилишда, озон — Қуёш ультрабинафша нурланишининг таъсиридан ҳимоялашда иштирок этади. Табиий ва антропоген келиб чиқишга эга бўлган атмосфера аэрозоли атмосферадаги турли физикавий жараёнлар, жумладан унинг ифлосланишида муҳим аҳамиятга эга.

2. Атмосферадаги сув буғининг миқдорини муайян масалаларни ҳал қилишда қўлланилувчи турли катталиклар орқали ифодалаш қабул қилинган.

3. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси атмосфера физикасининг асосий тенгламаларидан бири ҳисобланади.

4. Атмосферанинг вертикал тузилиши бир нечта мустақил белгилар асосида таснифланади. Атмосфера физикасида кўплаб масалаларни ҳал қилишда ҳаво ҳароратининг баландлик бўйича ўзгариш белгиси қўлланилади.

Назорат саволлари

1. Атмосфера қайси асосий газлардан ташкил топган? Баландлик бўйича унинг таркиби қандай ўзгаради?
2. Озон ва углерод диоксида газлари атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?
3. Атмосфера аэрозоли нима? Аэрозолнинг табиий ва антропоген манбалари қайсилар?
4. Атмосфера аэрозоли атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?
5. Ҳавонинг намлиги атмосфера жараёнларида қандай роль ўйнайди?
6. Ҳаво намлигининг барча характеристикаларини сананг ва улар орасидаги муносабатларни кўрсатиб беринг.
7. Қуруқ ва нам ҳаво учун ҳолат тенгламалари қандай шароитлар учун келтириб чиқарилади? Виртуал ҳарорат нима?
8. Атмосфера вертикал бўйича қайси белгилар асосида қатламларга бўлинади?
9. Ҳароратнинг баландлик бўйича ўзгариши асосида ажратилган атмосферанинг асосий қатламларига характеристика беринг.
10. Ҳаво массаси нима? Асосий ҳаво массаларини сананг ва уларга характеристика беринг.
11. Атмосфера фронтлари нима? Уларнинг қандай турлари мавжуд?

III БОБ. АТМОСФЕРА БОСИМ МАЙДОНИ

3.1. Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси

1. Ҳар қандай газ уни чегаралаётган ён деворларига босим кўрсатади, яъни ён деворга перпендикуляр йўналган маълум *босим кучи* билан таъсир қилади. Босим кучи вектор катталики бўлиб, унинг йўналиши сиртга нормал бўйлаб йўналган (ҳажм ичида).

Атмосфера ичида ажратилган ҳаво ҳажмига атрофдаги, уни ўраб турган ҳаво томонидан босим кучи таъсир кўрсатади. Ажратилган ҳажмдаги ҳаво томонидан атрофдаги ҳавога ҳам худди шундай босим кучи таъсир кўрсатади ва шу сабабли ажратилган ҳаво массаси ўз ҳажмини сақлаб туради. Ажратилган ҳаво ҳажми ихтиёрий даражада кичик бўлиб, нуқта ўлчамида бўлиши мумкин. Демак, атмосферанинг ихтиёрий нуқтасида *атмосфера босими* ёки *ҳаво босимининг* маълум қиймати мавжуд.

Ҳаво босими – скаляр катталики бўлиб, босим кучи модулининг у таъсир қилаётган элементар юзага нисбати орқали ифодаланади.

Халқаро бирликлар тизимида (СИ) босим паскалда (Па) ўлчанади. 1 м^2 юзага таъсир этувчи 1 Н куч 1 Па га тенг босимдир. Метеорологияда босим гектопаскалда ($1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$) ўлчанади.

Ҳаво босимини ўлчаш учун бошқа ўлчов бирликлари ҳам қўлланилади. Қадимдан босимни симоб устуни баландлигида (мм да) ўлчаш қабул қилинган. $1 \text{ мм Hg} = 1,33 \text{ гПа}$. СИ тизими қабул қилинишидан олдин босим миллибарда ўлчанган ($1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа}$).

Баъзи мамлакатларда (АҚШ ва бошқа) босим дюймда ўлчанади.

2. Босимнинг баландлик бўйича ўзгариш қонунини кўриб чиқайлик. Ҳаво – идеал газ, атмосфера эса ер сиртига нисбатан тинч ҳолатда деб ҳисоблаймиз. Атмосферани бундай ҳолати *статик ҳолат* деб аталади.

Атмосферада z ва $z+dz$ баландликларда жойлашган изобарик сиртларни ажратамиз (3-расм). Бу сиртларда босим P ва $P+dP$ га тенг бўлсин. Кўрилатган сиртлар орасида горизонтал асослари майдони 1 м^2 га тенг бўлган ҳаво ҳажмини ажратамиз.



3-расм. Ҳавонинг элементар ҳажмига таъсир этувчи кучлар.

Ажратилган ҳажмнинг куйи асосига пастдан юқорига йўналган $\vec{P}$ босим кучи, тепадаги асосига эса юқоридан пастга йўналган $\vec{P} + d\vec{P}$ босим кучи таъсир этади.

Атмосфера тинч ҳолатда бўлганлиги учун ажратилган ҳажмнинг ён томонларига таъсир қиладиган кучлар мувозанатда бўлади.

Ажратилган ҳажмга юқоридан пастга йўналган оғирлик кучи $\vec{Q}$ ҳам таъсир қилади:

$$Q = \rho g \cdot dz \cdot \quad (3.1)$$

Бу ерда ρ - ҳаво зичлиги, $g=9,81$ м/сек² - эркин тушиш тезланиши, dz - қатлам қалинлиги.

Атмосферанинг тинч ҳолати қаралаётгани учун ҳажмга таъсир этаётган барча кучларнинг йиғиндиси нолга тенг бўлиши керак:

$$P - (P + dP) - Q = 0. \quad (3.2)$$

Q нинг ўрнига унинг (3.1.) формуладаги ифодасини қўйиб, *атмосфера статикасининг асосий тенгламасини* ҳосил қиламиз:

$$- dP = \rho g \cdot dz \quad (3.3)$$

3. (3.3) ифодани икки томонини dz га бўлсак, атмосфера статикаси асосий тенгламасининг бошқа кўринишига эга бўламиз:

$$- \frac{dP}{dz} = \rho g \quad (3.4)$$

$-\frac{dP}{dz} = G_z$ катталик босим градиентининг вертикал ташкил қилувчисини ифодалайди. (3.4) нинг ўнг томонидаги ҳад ҳавонинг бирлик ҳажмига таъсир қилаётган оғирлик кучини билдиради (Н/м³). Шундай қилиб, атмосфера статикасининг асосий тенгламаси босимнинг вертикал градиенти ва оғирлик кучларининг мувозанатини ифодалайди.

Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан учта хулоса келиб чиқади.

а) (3.4) тенгламанинг ўнг томони доим мусбат бўлгани учун баландлик ортиши билан ($dz > 0$), босим камаяди ($dP < 0$). Демак, атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими камаяди. Бу хулоса ҳаракатдаги атмосфера учун ҳам ўринли.

б) Атмосферада берилган z сатҳдан атмосферанинг z_a юқори чегарасигача чўзилган бирлик юзали (1 м²) атмосфера қатламини ажратайлик. Кўрилатган вертикал устуннинг оғирлиги қуйидагига тенг бўлади:

$$q = \int_z^{z_a} \rho g \cdot dz \quad (3.5)$$

(3.3) ифоданинг ўнг ва чап томонларини босим P бўлган z дан, босим нолга тенг бўлган z_a гача интегралласак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$\int_p^0 -dp = \int_z^{z_a} \rho g \cdot dz \quad \text{ёки } P=q \quad (3.6)$$

Шундай қилиб, ҳар бир сатҳдаги ҳаво босими шу сатҳдан атмосферанинг юқори чегарасигача чўзилган бирлик юзали атмосфера устунининг оғирлигига тенг бўлади.

Паскал қонуни бўйича, ёпиқ хоналарда ихтиёрий сатҳдаги ҳаво босими хонадан ташқаридаги ҳаво босимига тенг бўлади. Бу метеорологик станцияларда босимни ўлчайдиган асбобларни (симобли барометрлар ёки барометр-анероидлар) хоналарда ўрнатишга имкон беради.

в) Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан ҳаво босимининг баландлик бўйича ўзгариш тезлиги ҳақида хулоса қилиш мумкин. (3.3) тенгламага асосан ҳаво зичлиги қанчалик катта бўлса, бир хил баландликка кўтарилганда ҳаво босимининг камайиши шунчалик катта бўлади (эркин тушиш тезланиши ўзгармас деб ҳисобланганда). Баландлик ортиши билан зичлик, одатда, камаяди.

Демак, кўрилатган сатҳ Ер сиртидан қанча баландда жойлашган бўлса, бир хил баландликка кўтарилишда ҳаво босимининг камайиши шунчалик кичик бўлади. Бошқача айтганда, кўрилатган изобарик сиртларнинг Ер сиртидан баландлиги қанчалик катта бўлса, қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа шунчалик катта бўлади.

Битта изобарик сиртда жойлашган нукталарда ҳаво зичлиги фақат ҳаво ҳароратига боғлиқ. Демак, бирорта изобарик сиртга нисбатан баландликнинг бир хил ўзгаришларида ($dz=const$) совуқ ҳаво массасидаги ҳаво босимининг пасайиши илиқ ҳаво массасига нисбатан каттароқ бўлади, яъни илиқ ҳаво массасига қараганда совуқ ҳаво массасида ҳаво босими юқорига кўтарилган сари тезроқ ўзгаради. Бу ўрта ва юқори тропосферада совуқ ҳаво массаларида – паст босим, илиқ ҳаво массаларида эса – юқори босим кузатилиши билан исботланади.

Атмосфера ҳавосининг нормал шароитларида ($\rho=1,29 \text{ кг/м}^3$, $g=9,81 \text{ м/сек}^2$) денгиз сатҳи яқинидаги ҳаво босими вертикал градиентининг қиймати $12,5 \text{ гПа/100 м}$ тенг бўлади, яъни ҳар 100 м баландликка ҳаво босими $12,5 \text{ гПа}$ га камаяди.

3.2. Барометрик формулалар, уларнинг қўлланилиши

1. Метеорологияда атмосфера статикасининг асосий тенгламаси энг муҳим тенгламалардан бири ҳисобланади. Бу тенглама асосида ҳавонинг массаси, зичлиги ва босимининг вертикал тақсимооти қонуниятлари ўрганилади. Ҳаво зичлигининг турли тақсимоотларида (3.3) статика тенгламасининг интеграл кўринишларини ифодаловчи тенгламалар *барометрик формулалар* деб аталади.

Статика тенгламасининг интеграл шаклини ҳосил қилиш учун (3.3) тенгламани денгиз сатҳидан ($z=0$, P_0) кўрилатган сатҳгача (z , P) интеграллаш керак:

$$\int_{P_0}^P \frac{dP}{P} = - \int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_q T_v} \quad (3.7)$$

ёки

$$P = P_0 e^{- \int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_q T_v}}. \quad (3.8)$$

Бу ерда зичликнинг ўрнига ҳолат тенгламасидан унинг қуйидаги ифодаси қўйилган:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v}.$$

(3.8) ифода **умумий барометрик формула** деб аталади.

Умумий ҳолда ҳарорат ва зичлик баландликнинг мураккаб функцияларидир. Шу сабабли статика тенгламасини тўғридан-тўғри интеграллаш қийин. Қуйида ҳарорат ёки зичликнинг вертикал бўйича ўзгаришлари учун бир нечта хусусий ҳолларни қараб чиқамиз.

2. Биржинсли атмосфера. Бу атмосфера учун зичлик вертикал бўйича ўзгармайди деб фараз қиламиз:

$$\rho = \rho_0 = \text{const}, \quad (3.9)$$

бу ерда ρ_0 – ер сирти яқинидаги ($z=0$) ҳаво зичлиги.

Бундан ташқари эркин тушиш тезланиши ўзгармас ($g=\text{const}$) ва ҳаво куруқ ($T=T_v$) деб ҳисобланади. Бундай атмосфера биржинсли атмосфера деб аталади. (3.3) тенгламани баландлик бўйича 0 дан z гача, босим бўйича P_0 дан P гача интегралласак, **биржинсли атмосфера учун барометрик формулага** эга бўламиз:

$$P = P_0 - \rho_0 g z \quad (3.10)$$

Бу формуладан келиб чиқадики, биржинсли атмосферада ҳаво босими чизиқли қонуният бўйича ўзгаради ва унинг баландлиги чегараланган. Биржинсли атмосфера баландлигини (H) аниқлаш учун, атмосферанинг юқори чегарасида ҳаво босими $P=0$ шартдан келиб чиқамиз:

$$0 = P_0 - \rho_0 g H \quad \text{ёки} \quad H = \frac{P_0}{\rho_0 g} \quad (3.11)$$

Қуруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасидан зичлик ифодаси қўйилса, қуйидагига эга бўламиз:

$$H = \frac{R_q T_0}{g} = \frac{273 R_q}{g} (1 + \alpha t_0) \quad (3.12)$$

бу ерда $\alpha = \frac{1}{273} \text{ grad}^{-1}$, t_0 – Цельсийларда ифодаланган ҳаво ҳарорати.

Бу ифодадан келиб чиқадики, биржинсли атмосферанинг баландлиги фақат Ер сирти яқинидаги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлади. Масалан, ҳаво ҳарорати $t_0=0^\circ\text{C}$ бўлса, $H=7993 \approx 8$ км эканлиги келиб чиқади.

Метеорологияда (3.10) формулани қўллаб бўлмайди, чунки у ҳаво босимининг баландлик бўйича ўзгаришининг реал тақсимотини ифодаламайди.

3. Изотермик атмосфера. Бу атмосферада ҳаво қуруқ ($T=T_0$), эркин тушиш тезланиши ($g=\text{const}$) ва ҳаво ҳарорати ($T=T_0=\text{const}$) баландлик бўйича ўзгармас деб қабул қилинади (T_0 - денгиз сатҳида ҳаво ҳарорати).

Изотермик атмосфера учун барометрик формула қуйидагича:

$$P = P_0 e^{-\frac{g \cdot dz}{R_q T}} \quad (3.13)$$

Изотермик атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими экспоненциал қонуният бўйича ўзгаради, унинг баландлиги чексизликка тенг, чунки $z \rightarrow \infty$ бўлгандагина $P \rightarrow 0$ бўлади. Босимнинг вертикал бўйича ўзгариши ҳаво ҳароратига боғлиқ. Изотермик атмосферада баландроқ ҳароратларда ҳаво босими вертикал бўйича пастроқ ҳароратлардагига нисбатан секинроқ пасаяди.

Изотермик атмосфера учун соддалаштирилган барометрик формулани (Бабине формуласи) келтириб чиқарамиз.

Ихтиёрий z_1 баландликда, ҳаво босими P_1 , z_2 баландликда P_2 га тенг бўлсин. Унда (3.12) ни ҳисобга олиб (3.13) қуйидаги кўринишда ёзилиши мумкин:

$$P_2 = P_1 \left(1 - \frac{z_2 - z_1}{H} \right), \quad (3.14)$$

бу ерда $H=8000$ м – биржинсли атмосферанинг баландлиги. $(z_2 - z_1)$ га нисбатан тенгламани ечамиз:

$$z_2 - z_1 = 8000 (1 + \alpha \bar{t}) \frac{P_1 - P_2}{P_1}, \quad (3.15)$$

бу ерда $\bar{t}$ - z_1 ва z_2 орасидаги ҳавонинг ўртача ҳарорати. Бабине формуласи (3.15) барометрик нивелирлаш усулида баландликлар орасидаги фарқни аниқлашда қўлланилади.

4. Политроп атмосфера. Фараз қилайлик, атмосферада ҳаво курук ($T=T_v$), эркин тушиш тезланиши ўзгармас ($g=const$), ҳаво ҳарорати эса чизиқли қонуният бўйича ўзгарсин:

$$T=T_0 - \gamma z, \quad (3.16)$$

бу ерда T_0 – Ер сирти ёки денгиз сатҳидаги ҳаво ҳарорати, γ - вертикал ҳарорат градиенти. Бундай атмосфера **политроп атмосфера** деб аталади.

(3.16) формулани ҳисобга олиб (3.8) ифодани ўзгартирганимиздан сўнг **политроп атмосфера учун барометрик формулани** ҳосил қиламиз:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g/R_q T} \quad (3.17)$$

Охирги ифодадан кўриб турибмизки, биринчидан, ҳароратнинг вертикал градиенти қанча катта бўлса, ҳаво босими юқорига кўтарилган сари шунчалик тезроқ ўзгаради, иккинчидан, политроп атмосферанинг баландлиги кенг чегараларда ўзгаради.

Политроп атмосферанинг баландлиги (H_γ) қуйидаги шартдан аниқланади:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \quad \text{ёки} \quad H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}. \quad (3.18)$$

$\gamma=0$ бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги $H_\gamma \rightarrow \infty$. Бу изометрик атмосферадаги босим тақсимотига мос келади.

$\gamma=3,42^\circ/100$ м ва $T_0=273$ К бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги 7993 га тенг бўлади ва биржинсли атмосферанинг баландлиги билан бир хил бўлади. Демак, бу ҳолда юқорига кўтарилган сари ҳавонинг зичлиги ўзгармайди. Агар $\gamma>3,42^\circ/100$ м бўлса, ҳаво зичлиги юқорига кўтарилган сари ортади. Реал шароитда ҳароратнинг бундай вертикал градиентлари кундузи (ёзда) атмосферанинг ер сиртига яқин жойлашган қатламида кузатилиши мумкин. Юқорига кўтарилган сари ҳаво зичлигининг ортиши совуқ ҳаво массалари илиқ ҳаво массаларининг устида жойлашганида кузатилади. Совуқ ҳаво пастга туша бошлайди. Натижада ҳаво массаларининг ўз-ўзидан пайдо бўлган вертикал бўйича аралашуви юзага келади. Бу жараён гравитацион (ёки эркин) конвекция деб аталади.

5. Метеорологик масалаларни ечишда етарли аниқлик билан реал атмосфера учун барометрик формула ишлатилади:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{P_1}{P_2} . \quad (3.19)$$

Мос равишда (3.8) формулани қуйидагича ёзиш мумкин:

$$P_2 = P_1 e^{-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_q \bar{T}}} , \quad (3.20)$$

бу ерда $\bar{T} = 273 (1 + \alpha \bar{t})$ z_1 ва z_2 сатҳлар орасидаги ҳавонинг ўртача барометрик ҳарорати. Амалда $\bar{T}$ қатламдаги ўртача арифметик ҳароратга тенглаштирилади:

$$\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2}$$

6. Барик поғона – бу вертикал бўйича босимнинг 1 гПа га ўзгариши учун босиб ўтилиши керак бўлган масофадир. Барик поғонанинг ўлчов бирлиги м/гПа.

Ўз мазмуни бўйича барик поғона босимнинг вертикал градиентига тескари бўлган катталиқдир:

$$h = - \frac{dz}{dP} . \quad (3.21)$$

Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси (3.4) асосида

$$h = \frac{1}{\rho g} . \quad (3.22)$$

Агар ҳаво зичлиги қуруқ ҳаво ҳолат тенгламаси орқали ифодаланса, қуйидагига келамиз:

$$h = \frac{R_q T}{Pg} . \quad (3.23)$$

Изобарик сиртда ($P=const$) барик поғоналарни таққослашдан келиб чиқадики, илиқ ҳаво массасида барик поғона совуқ массасидан катта бўлади ($h_u > h_c$). Шунинг учун ҳам баландликда илиқ ва совуқ ҳавода босим бир хил бўлмайди – илиқ ҳавода босим баландроқ бўлади. Демак, атмосферанинг юқори қатламларида илиқ ҳаво жойлашган жойларда - юқори босим, совуқ ҳаво жойлашган жойларда - паст босим кузатилади.

Турли ҳарорат босимларида барик поғонанинг қийматлари 3.1-жадвалда келтирилган.

Барик поғона қийматлари (м/гПа)

Босим, гПа	Ҳарорат, °C				
	-40	-20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

7. Барометрик формулалар ёрдамида қуйидаги масалаларни ечиш мумкин.

а) **Барометрик нивелирлаш** – (3.15) ёки (3.19) ифодаларни қўллаб, икки сатҳда босим ва ҳароратнинг қийматларини билган ҳолда сатҳлар орасидаги баландликлар фарқини аниқлаш мумкин.

б) **Босимни денгиз сатҳига келтириш**, яъни метеорологик станция жойлашган баландлик сатҳида ўлчанган босим ва қатламнинг ўртача ҳароратига қараб денгиз сатҳидаги босимни аниқлаш.

Ҳароратнинг ўртача қиймати $\bar{T}$ қуйидаги формуладан аниқланади:

$$\bar{T} = \frac{T + T_0}{2}.$$

Бу ерда T – станция сатҳидаги ҳарорат, T_0 – денгиз сатҳидаги ҳарорат.

T қуйидаги ифода ёрдамида ҳисобланади:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.24)$$

z – станциянинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги, $\gamma = 0,6^\circ/100$ м – ҳароратнинг вертикал градиенти.

Денгиз сатҳига келтирилган босим ер яқини синоптик карталарига туширилади. Бу билан станцияларнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари орасидаги фарқларнинг босим қийматларига таъсир қилишига йўл қўйилмайди ва босимнинг горизонтал тақсимотини ўрганиш мумкин бўлади.

в) Баландликлар фарқи ва босим қийматларига қараб кўрилаётган атмосфера қатламининг **ўртача ҳароратини** аниқлаш.

г) **Атмосфера босимининг баландлик бўйича тақсимотини аниқлаш**. Асосий изобарик сиртлар қуйидаги ўртача баландликлар яқинида жойлашади: 1000 гПа – денгиз сатҳида, 850 гПа – 1,5 км, 700 гПа – 3,0 км, 500 гПа – 5,5 км, 400 гПа – 7,0 км, 300 гПа – 9,0 км, 200 гПа – 12,0 км, 150 гПа – 13,5 км, 100 гПа – 16,0 км, 50 гПа – 20,5 км, 10 гПа – 31,5 км. Бу рақамлардан кўриб турибмизки, атмосфера массасининг 50% 5,5 км гача чўзилган, 80% – 12,0 км гача, 90% – 16 км гача, 99% – 31,5 км гача чўзилган қатламда жойлашган бўлади.

д) **Атмосфера массасини аниқлаш**.

1 м² юзали ҳаво устунининг массаси қуйидагича аниқланади:

$$m = \int_0^{\infty} \rho \cdot dz . \quad (3.25)$$

Фараз қилайлик, бу ҳаво устунда зичлик ўзгармас ва денгиз стаҳидаги ҳаво зичлигига тенг, яъни $\rho = \rho_0 = \text{const}$.

Бутун атмосферанинг массасини аниқлаш учун вертикал ҳаво устунининг массасини m Ер юзасига кўпайтириш керак:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \quad \text{ёки} \quad M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0 , \quad (3.26)$$

бу ерда R – Ернинг ўртача радиуси, H_0 – биржинсли атмосферанинг баландлиги.

3.3. Геопотенциал. Мутлақ ва нисбий барик топография карталари

1. Атмосфера босимининг фазодаги тақсимооти **барик майдон** деб аталади. Фазодаги ҳар бир нуқтада ҳаво босими муайян сон қиймати билан характерланади. Атмосфера босими ва барик майдон скаляр катталиклар. Улар юзада қиймати бир хил бўлган чизиклар – **изобаралар** ва фазода қиймати бир хил бўлган сиртлар - **изобарик сиртлар** билан тавсифланади.

Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан қия жойлашган ва шу сабабли вақтнинг ҳар бир моментида изобарик сиртларнинг нуқталари денгиз сатҳига нисбатан турли баландликларда бўлади. Вақт ўтиши билан атмосфера босими узлуксиз ўзгарганлиги сабабли изобарик сиртларнинг жойлашиши ҳам ўзгаради.

Барик (ва термик) майдоннинг ўзгаришларини кузатиш учун ҳар куни радиозонд маълумотларига асосан изобарик сиртларнинг топография карталари - **барик топография** (БТ) карталари тузилади.

Изобарик сиртларнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари геометрик узунлик бирликларида эмас, балки геопотенциал метрларда (гп м) ўлчанади.

Геопотенциал тушунчасини киритамиз. Геопотенциал Φ^* деб, оғирлик кучи майдонида бирлик ҳаво массасини бошланғич сатҳдан (одатда денгиз сатҳидан) маълум сатҳгача кўтариш учун бажариш керак бўлган ишга айтилади:

$$d\Phi^* = g \cdot dz \quad \text{ёки} \quad \Phi^* = \int_0^z g \cdot dz , \quad (3.27)$$

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, dz – баландлик ўзгариши. Геопотенциалнинг ўлчов бирлиги Ж/кг.

Геопотенциал баландлик Φ - геопотенциалнинг нормал эркин тушиш тезланишига ($g_0=9,81$ м/сек²) нисбатидир:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \cdot dz \quad \text{ёки} \quad d\Phi = \frac{g}{g_0} dz \quad (3.28)$$

Бу ердан кўриб турибмизки, геопотенциал баландлик оддий геометрик баландликка тенг экан, унинг бирлиги узунлик бирлигидир.

Барометрик формулаларга (масалан, реал атмосфера учун) геопотенциал баландлик киритилса, улар қуйидаги кўринишда ёзилади:

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R_q T_v}} \quad (3.29)$$

2. Изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги унинг **мутлақ геопотенциал баландлиги Φ_P** деб аталади. (3.33) формуладан

$$\Phi_P = \frac{R_q}{g_0} \bar{T}_v \ln \frac{P_0}{P} \quad \text{ёки} \quad \Phi_P = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_0}{P} \quad (3.30)$$

эканлиги келиб чиқади.

Кўриб турибмизки, мутлақ геопотенциал баландлик Φ_P денгиз сатҳидаги P_0 босимга ва денгиз сатҳи ва кўриляётган изобарик сирт орасидаги ҳаво қатламининг $\bar{T}_v$ ўртача ҳароратига боғлиқ.

Агар географик картага изобарик сиртнинг мутлақ геопотенциал баландликлари тушурилса, бу карта **мутлақ барик топография картаси** (МТ) деб аталади. МТ карталарида геопотенциалнинг бир хил қийматларга эга бўлган нуқталарини туташтирувчи **изогипса** деб аталувчи чизиқлар ўтказилади (одатда ҳар 40 гпм дан). Улар изобарик сиртларнинг сатҳ сиртлари билан кесишган жойидаги чизиқларни тавсифлайди. Циклонларда изобарик сиртлар ботиқ, антициклонларда – қавариқ шакл кўринишида бўлади. Шу сабабли МТ карталарида циклон ва антициклонлар мос равишда марказларида мутлақ геопотенциал баландликнинг энг кичик ва энг катта қийматли ёпиқ изогипсалари билан тавсифланади.

3. Кўриляётган изобарик сиртларнинг бир бирига нисбатан баландлиги **нисбий геопотенциал баландлик $\Phi_{P_1}^{P_2}$** деб аталади:

$$\Phi_{P_1}^{P_2} = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (3.31)$$

Формуладан кўриб турибмизки, $\Phi_{P_1}^{P_2}$ фақат кўриляётган изобарик сиртлар орасидаги ўртача ҳаво ҳароратига боғлиқ. Демак, нисбий топография карталари (НТ) атмосферада ҳаво ҳароратининг тақсмотини кўрсатади.

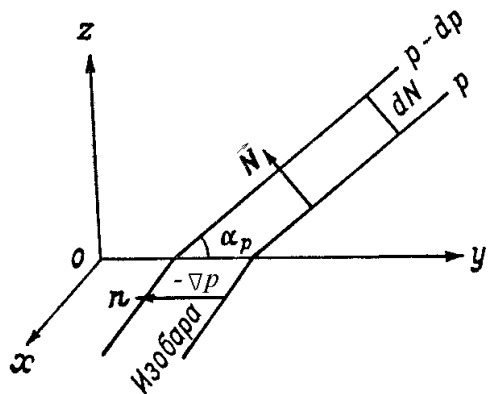
Нисбий топография карталарида ўтказилган изогипсалар майдонида нисбий геопотенциал баландликларнинг катта қийматлари – илиқ ўчоқларга, кичик қийматлари эса – совуқ ўчоқларга мос келади.

3.4. Горизонтал барик градиент, унинг баландлик бўйича ўзгариши

1. Горизонтал йўналишда атмосфера босими бир хил эмас. Буни синоптик карталарда изобараларнинг зичлигидан кўrsa бўлади. Горизонтал йўналишда атмосфера босимининг ўзгаришини **горизонтал барик градиент** билан ифодалаш мумкин.

Горизонтал юзада босимнинг бирлик масофага ўзгариши босимнинг горизонтал градиенти деб аталади. Горизонтал барик градиент - ∇P вектор катталиқ бўлиб, у изобараларга нормал бўйлаб босим камаяётган томонга йўналган, сон қиймати эса шу нормал йўналиши бўйича босимнинг ҳосиласига $-\frac{\partial P}{\partial n}$ тенг бўлади, бу ерда n - изобарага нормал.

Горизонтал барик градиент тўлиқ барик градиентнинг горизонтал ташкил этувчиси ҳисобланади (4-расм). Тўлиқ барик градиент - фазовий вектор, у изобарик сиртларга нормал бўйлаб паст босимли изобарик сирт томон йўналган бўлади. Бу векторнинг модули $-\frac{dP}{dN}$ га тенг бўлади, N - изобарик сиртга нормал. Тўлиқ барик градиентни вертикал ва горизонтал ташкил этувчиларга, ёки вертикал ва горизонтал барик градиентларга, масалан, тўғрибурчакли координаталарнинг x, y, z ўқлари бўйича ажратиш мумкин.



4-расм. Тўлиқ барик градиент ($\vec{N}$) ва унинг горизонтал ташкил этувчиси ($-\nabla P$)

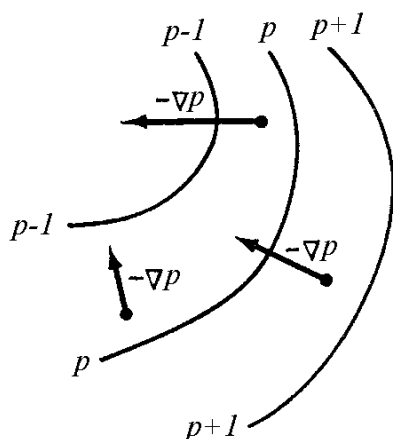
Вертикал барик градиент горизонтал барик градиентдан ўнг минг марта катта. Вертикал барик градиент босимнинг горизонтал градиенти пайдо бўлиши билан юзага келувчи ҳавонинг горизонтал ҳаракатига ҳеч қандай таъсир кўрсатмайди.

Ер сирти яқинидаги босимнинг горизонтал градиенти синоптик карталардан аниқланади. Барик майдоннинг бирор жойида нормал бўйича икки қўшни изобаралар орасидаги масофа Δn аниқланади. Изобаралар орасидаги

босим фарқи (одатда 5 гПа) 100 км да ёки меридиан градусларида ифодаланган шу масофага бўлинади (5-расм).

Эркин атмосферада горизонтал барик градиент барик топография карталаридаги изогипсалар орасидаги масофа бўйича аниқланади. Реал

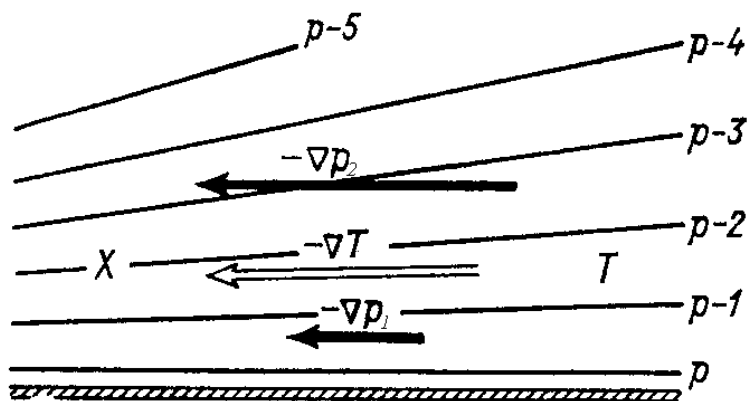
шароитда ер сирти якинида горизонтал барик градиентларнинг қиймати меридианнинг ҳар бир градусига бир неча гектопаскалга тенг бўлади.



5-расм. Барик майдоннинг уч нуқтасидаги изобаралар ва горизонтал барик градиент (стрелкалар).

2. Атмосферанинг барик майдони баландлик бўйича ўзгаради. Бу ўзгаришлар ҳароратнинг нотекис тақсимооти билан боғлиқ.

Денгиз сатҳидаги бирор жойда горизонтал барик градиент (бундан кейин барик градиент деб атаймиз) нолга тенг бўлсин, яъни барча нуқталарда босим бир хил бўлсин (6-расм). Бироқ, ҳарорат нотекис тақсимланган бўлсин. Кўрилатган жойнинг бир қисми илиқ, бошқа қисми эса совуқроқ. Бу ∇T ҳарорат горизонтал градиентининг пайдо бўлишига олиб келади. Унинг йўналиши изотермаларга перпендикуляр бўлиб, ҳарорат пасаяётган томонга йўналган бўлади. Илик ҳавога қараганда совуқ ҳавода барик поғона кичикроқ бўлганлиги учун изобарик сиртлар қия бўлиб қолади. Юқорига кўтарилган сари илиқ ҳаводан совуқ ҳаво томон изобарик сиртларнинг қиялиги ортиб боради.



6-расм. Ҳарорат ва босимнинг горизонтал градиентлари орасидаги боғлиқлик.

Шундай қилиб, горизонтал барик градиент пайдо бўлади ва у юқорига кўтарилган сари ортади.

Агар денгиз сатҳида барик градиент нолга тенг бўлмаса, ҳароратнинг нотекис тақсимооти билан боғлиқ бўлган қўшимча барик градиент юзага келади. Баландлик қанча катта бўлса, қўшимча ташкил этувчи шунчалик катта бўлади. Етарли катта баландликда кўрилатган қатламда барик градиентнинг йўналиши ўртача ҳароратнинг горизонтал градиенти билан деярли бир хил бўлади. Демак, илиқ худудларда босим юқори, совуқ худудларда эса паст бўлади.

Баъзида, куйи сатҳда барик градиент ҳарорат градиентига қарама-карши йўналган бўлиши мумкин. Бунда барик градиент юқорига кўтарилган

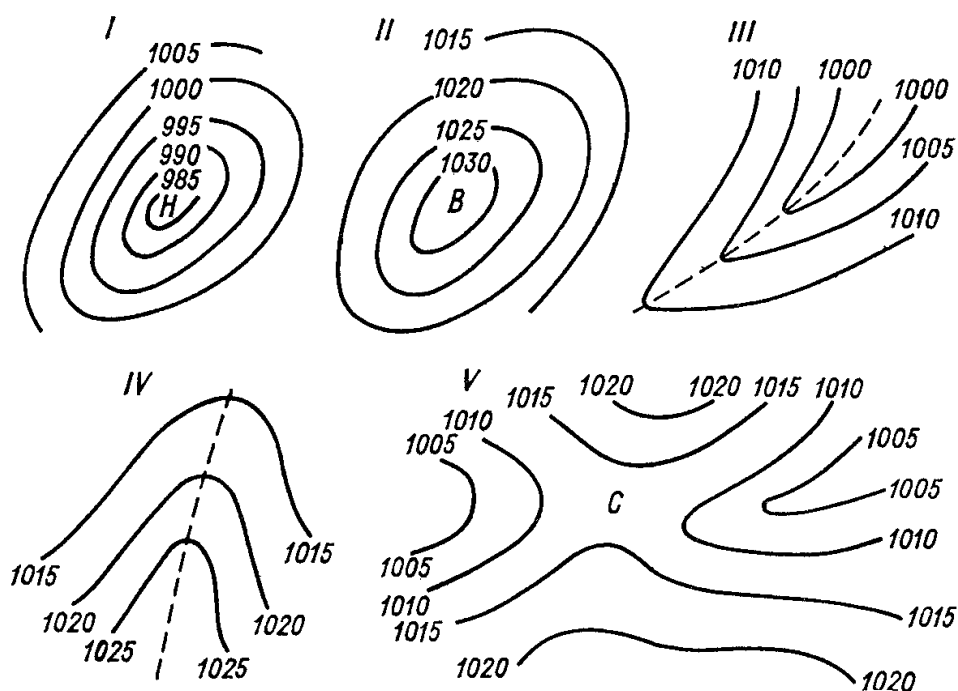
сари қарама-қарши йўналишдаги қўшимча ташкил этувчи ҳисобига камаяди. Маълум баландликда у нолга айланади, сўнгра ўз йўналишини қарама-қаршига ўзгартириб, ортиб боради.

3.5. Барик тизимлар

1. Атмосфера барик maidони доимо паст ва юқори босимли ҳудудлар – **барик тизимларга** бўлинади. Асосий барик тизимлар – **циклон** ва **антициклон** – ер сирти синоптик карталарида берк концентрик изобаралар билан тасвирланади. Циклон марказида босим энг паст, антициклонда эса – энг юқори бўлади (7-расм, I, II). Барик топография карталарида барик тизимлар изогипсалар билан тасвирланади. Изобарик сиртлар циклонда «воронка» шаклида пастга эгилган, антициклонда эса гумбаз шаклида юқорига эгилган бўлади. Горизонтал барик градиентлар циклонда чеккадан марказга, антициклонда марказдан чеккага томон йўналган бўлади. Циклон ва антициклонларнинг кўндаланг кесими ўлчамлари бир неча минг километр, тропик циклонларда эса – бир неча юз километр бўлиши мумкин.

Барик maidонда берк бўлмаган изобарали барик тизимлар ҳам ажратилади (7-расм, III, IV).

Ботиклик – бу иккита юқори босимли ҳудудлар орасидаги паст босимли соҳадир. Ботикликда изобаралар параллел чизиқларга яқин ёки лотинча «V» ҳарфи шаклида бўлади. Ботикликнинг **ўкида** ҳаво босими минимал бўлади, ёки (агар изобаралар «V» кўринишда бўлса) изобаралар ўз йўналишини кескин ўзгартиради. Ботикликда барик градиентлар чеккадан ўк томонга йўналган.



7-расм. Турли барик тизимларнинг денгиз сатҳидаги изобаралари.

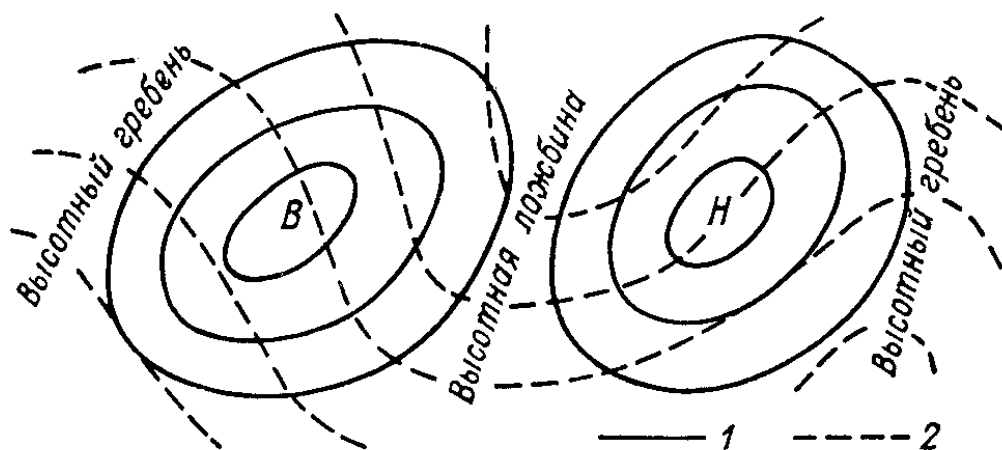
I – циклон, II – антициклон, III – ботиклик, IV – ўрқач, V – эгар.

Ўркач – бу иккита паст босимли ҳудудлар орасидаги юқори босимли соҳадир. Ўркачда изобаралар параллел чизиклар ёки лотинча «U» ҳарфи кўринишида бўлади. Ўркач, одатда, антициклонларнинг четки қисмларини ифодалайди. Ўркач **ўқида** ҳаво босими максимал бўлади, ёки изобаралар ўз йўналишини нисбатан кескин ўзгартиради. Ўркачда барик градиентлар ўқдан четга йўналган бўлади.

Эгарсимон барик майдон – бу иккита қарама-қарши жойлашган циклонлар (ёки ботикликлар) ва антициклонлар (ёки ўркачлар) орасидаги барик майдондир (7-расм, V). Изобарик сиртлар эгар шаклида бўлади – антициклонлар томон йўналишида кўтарилади, циклонлар томон йўналишида эса – пасаяди. Эгарсимон майдоннинг марказидаги нукта – **эгар нуктаси** деб аталади.

2. Атмосферанинг ҳарорат майдони циклон ва антициклонларнинг таъсирида асимметрик бўлиб қолади.

Циклоннинг шарқий олд қисмида қуйи кенгликлардан эсаётган шамоллар таъсирида ҳаво ҳарорати кўтарилади. Орқа ғарбий қисмида эса ҳарорат пасаяди, чунки шамоллар юқори кенгликлардан йўналган бўлади. Антициклонларда эса аксинча бўлади. Демак, циклонда изотермалар тўлқинсимон шаклда бўлади: олд қисмида улар юқори кенгликлар томон, орқа қисмида - қуйи кенгликлар томон сурилган; антициклонларда эса аксинча бўлади. Шунинг сабабли юқорида изобаралар изотермалар шаклига яқинлашиб маълум баландликда узилади ва изотермалардек **тўлқинсимон** шаклда бўлади (8-расм). Шунда, ер сиртидаги циклоннинг олд қисми устида баландликларда (одатда, ўрта ёки юқори тропосферада) илиқ ҳаво «тили» билан устма-уст бўлган ўркач, орқа қисми устида эса – совуқ ҳаво «тили» билан устма-уст ётган ботиклик жойлашади. Антициклоннинг олд қисми устида паст ҳароратлар билан боғлиқ бўлган ботиклик, орқа қисми устида эса – баланд ҳароратлар билан боғлиқ бўлган ўркач жойлашган бўлади.



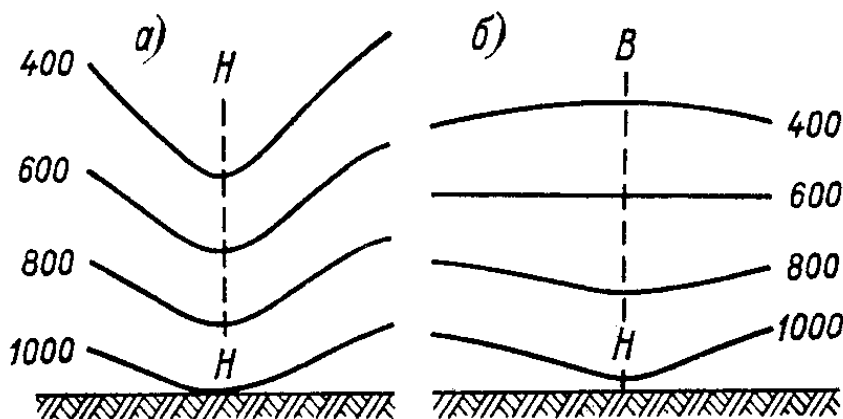
8-расм. Циклон (П) ва антициклондаги (Ю) изобаралар.
1 – денгиз сатҳида, 2 – юқори қатламларда

Баъзи ҳолларда циклон ва антициклонларда ҳарорат кўп ўзгармайди ва изобаралар катта баландликларгача берк бўлиб қолади. Барик майдоннинг

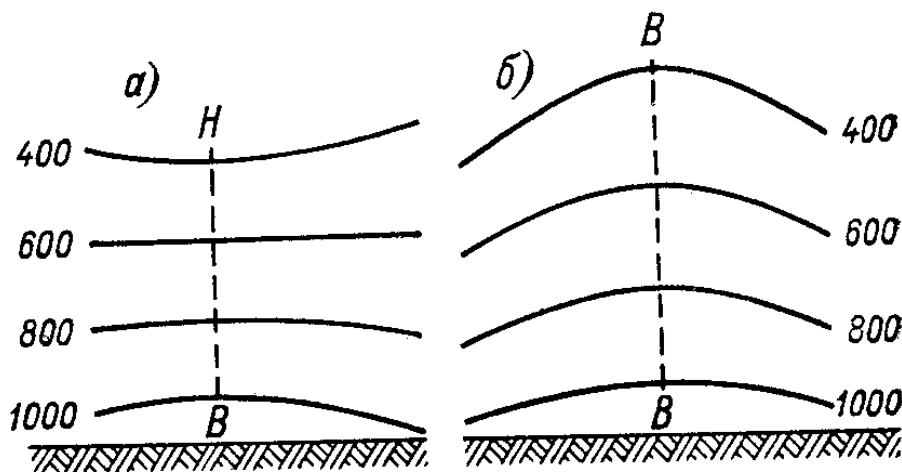
баландлик бўйича ўзгариши характери мазкур барик тизим соҳасида кузатилаётган ҳаво ҳароратига боғлиқ.

Агар циклон совуқ ҳавода жойлашган бўлиб, энг паст ҳарорат унинг марказий қисмида кузатилса, у ҳолда юқорига кўтарилган сари барик градиентларнинг йўналиши кам ўзагаради ва марказида энг паст босим бўлган берк изобаралар катта баландликларгача кузатилади. Демак, **совуқ циклон баланд** барик тизимдир (9-расм, чапда). Аксинча, агар циклон илиқ ҳаво массасида жойлашган бўлса ва унинг марказида максимал ҳарорат кузатилса, бу циклон баландлик билан тез йўқолади, чунки ундаги ҳарорат градиенти билан боғлиқ бўлган қўшимча барик градиент қуйи катламдаги барик градиентига қарама-қарши йўналган бўлади. Бундай **илиқ циклон паст** барик тизимдир. Юқори катламларда бундай циклоннинг устида антициклон жойлашган бўлади (9-расм, ўнгда).

Антициклонлар учун аксинча бўлади: **совуқ антициклонлар паст**, **илиқ антициклонлар эса – баланд** барик тизимлардир (10-расм).



9-расм. Баланд (совуқ) (а) ва паст (илиқ) (б) циклонлар.
Изобарик сиртларнинг вертикал кесими.



10-расм. Паст (совуқ) (а) ва баланд (илиқ) (б) антициклонлар.
Изобарик сиртларнинг вертикал кесими.

3.6. Босимнинг суткалик ўзгариши

Босимнинг вақт бўйича ўзгаришларини шартли равишда **даврий** ва **нодаврий** ўзгаришларга ажратиш мумкин. Босимнинг **суткалик** ва **йиллик ўзгаришлари** даврий ўзгаришларга киради. Бошқа метеорологик катталиклар (ҳарорат, намлик, шамол, радиация ва бошқ.)га нисбатан, айниқса суткалик ўзгаришда, босим суст ифодаланган даврий ўзгаришларга эга. Босим ўзгаришининг ўртачалangan эгри чизикларини оддий гармоникаларга ажратиш йўли билан 24, 12, 8 ва 6 соат даврга эга бўлган босим тебранишларини аниқлашга муваффақ бўлинган. Ярим суткалик тўлқин (12 соатлик давр) энг катта амплитудага эга. Босим тебранишлари амплитудаси 3-4 гПа ни ташкил этувчи тропик кенгликларда ярим суткалик тебранишлар энг кучли ифодаланган. Босим максимумлари ўртача маҳаллий вақт бўйича соат 9-10 ва 21-22 ларда, минимуми эса – соат 3-4 ва 15-16 ларда кузатилади. Ўрта ва юқори кенгликларда босимнинг даврий ўзгаришлари сутка давомида гектопаскалнинг бир неча ўнли улушларидан ортмайди.

Босимнинг бундай кичик суткалик тебранишлари амалий аҳамиятга эга эмас. Бироқ улар назарий нуқтаи назардан катта қизиқиш уйғотади. Бу тебранишларнинг атмосферанинг эластик тебранишлари натижасида ҳосил бўлиши етарли ишончлилик билан аниқланган. Атмосфера тебранишлари атмосферанинг қуёш нурлари билан нодаврий исиши ва бунда ёритилган яримшар ҳавосининг кенгайишида пайдо бўлади.

Қуёш ва Ой таъсирида юзага келувчи кўтарилиш кучлари ҳам муайян таъсирга эга. Океанлардагига ўхшаш атмосферада ҳам кўтарилиш-пасайиш ҳаракатлари шаклланади. Ҳақиқатан, ярим суткалик тўлқин ҳам Қуёш (12 соат), ҳам Ой (12 соат 25 минут) даврийлиги ташкил этувчиларига, яъни қуёш-яримсуткалик ва ой-яримсуткалик тўлқинларга эга бўлиб, ой-яримсуткалик тўлқинлар кучиз ифодаланган. Ғарбий Европа устида тебранишлар бор-йўғи 0,01-0,04 гПа ни ташкил этади. Бундай кичик тебранишлар атмосферада кечаётган жараёнларга сезиларли таъсир кўрсатмайди.

Босимнинг йиллик ўзгаришига циклон фаолиятининг интенсивлиги ва ер шарининг турли қисмларида босимнинг мавсумий тақсимооти хусусиятлари кучли таъсир кўрсатади. Қитъаларда қишда антициклонлар, ёзда – паст босимли соҳалар устунлик қилади. Океанларнинг субтропик қисмларида йил мобайнида антициклонлар кузатилади, шимолий яримшарда ёзда улар қишга қараганда кучлироқ ифодаланган.

Босимнинг **йиллик ўзгаришлари турлари** турлича. Қитъаларда у энг оддий – максимум қишга, минимум ёзда тўғри келади, йиллик амплитуда эса океанлардан узоқлашган сари катталашади. Масалан, Москвада январда ўртача босим 1020 гПа, июлда – 1011 гПа, йиллик амплитуда 9 гПа тенг (босимнинг барча қийматлари денгиз сатҳига келтирилган); Тошкентда январда 1026 гПа, июлда 1004 гПа, йиллик амплитуда 22 гПа; Гоби чўлида йиллик амплитуда 40 гПа га яқинлашади.

Худди шу типнинг йиллик ўзгариши қитъаларнинг четларидаги муссон соҳаларида яхши ифодаланган. Масалан, Токиода максимум ноябрга, минимум – июнга, йиллик амплитуда 9 гПа; Владивостокда максимум – январга, минимум – июлга, йиллик амплитуда 14 гПа; Бомбейда максимум – январга, минимум – июнга, йиллик амплитуда 10 гПа га тўғри келади.

Океанларнинг юқори кенгликларида максимум эрта ёзда, минимум – қишда кузатилади. Масалан Ян-Майенда 1020 гПа – майда ва 1001 гПа – январда (амплитуда 19 гПа).

Океанларнинг ўрта кенгликларида, муссонлар соҳасидан ташқарида, босимнинг йиллик ўзгаришида иккита максимум (ёзда ва қишда) ва иккита минимумлар (баҳорда ва кузда) тез-тез кузатилади. Йиллик амплитуда жуда кичик. Тропик океанларда, муссонлар соҳасидан ташқарида, босимнинг йиллик ўзгариши ниҳоятда кичик ва сезиларсиз бўлади.

Океанларнинг муссон соҳаларида босимнинг йиллик ўзгариши яхши ифодаланган – босим максимуми қишга, минимуми эса – ёзга тўғри келади.

Босимнинг нодаврий ўзгаришлари атмосферада мунтазам равишда пайдо бўладиган, ривожланадиган ва ҳаракатда бўладиган барик тизимлар – циклон ва антициклонлар билан боғлиқ. **Циклоник фаолият** таъсирида босимнинг турли вақт оралиқларидаги нодаврий ўзгаришлари юзага келади; бир неча соатлик, суткалараро ўзгариш, ойлик ва йиллик аномалиялар. Бу ўзгаришларни батафсилроқ кўриб чиқамиз.

Табиийки, циклон ва антициклонлар ўтаётганда, катта ҳудудларда босимнинг ўзгариши кузатилади. Агар турли пунктларда бир хил вақт оралиғидаги босим ўзгаришлари (одатда, 3 соатда) картага туширилса, бу картада босим ортган ёки камайган соҳаларни аниқлаш мумкин. Босимнинг ўзгаришлари бир хил бўлган нуқталарни туташтирувчи чизиқлар **изаллобаралар** деб аталади. Изаллобаралар ёрдамида босим майдонида ҳаво босими ортган ва камайган жойлар аниқланади. Изаллобаралар марказларида уч соат давомида босимнинг максимал ўзгаришлари 8-10 гПа ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Уч соат давомидаги босим ўзгаришлари **барик тенденция** деб аталади.

Изаллобарик соҳалар кўчишининг таҳлили ва барик тенденциянинг қиймати об-ҳавонинг қисқа муддатли прогнозларида қўлланилади.

Босимнинг суткалараро ўзгариши деганда ўзгариш ишорасидан қатъи назар сутка давомида ўртача босимнинг ўзгариш қиймати тушунилади. Босимнинг суткалараро ўзгаришини ҳисоблаш учун суткалараро ўзгаришнинг мутлақ қийматлари олинади ва кўп йиллик маълумотлар бўйича ўртача қиймат ҳисобланади.

Ўрта кенгликларда ер сирти яқинида ўртача суткалараро босим ўзгарувчанлиги тахминан 3-10 гПа етади; энг катта қийматлар Атлантика океанинг шимолида, Исландия яқинида ва Норвегия денгизида кузатилади, жанубга томон у камайиб боради. Қишда, циклонал фаолият кучлироқ ривожланганида, ёздагига қараганда суткалараро ўзгарувчанлик каттароқ бўлади. Тропикларда босимнинг суткалараро ўзгарувчанлиги гектопаскалнинг ўндан бирларига тенг бўлади, яъни суткалик ўзгариш амплитудасидан анча кичик бўлади.

Ўрта кенгликларда бутун тропосферада босимнинг суткалараро ўзгарувчанлиги анча катта бўлади. 10 км баландликда у ер сирти яқинидагидан кам фарқ қилади, 15 км баландликда, ҳатто 2,5 гПа тенг бўлади. Бундан **циклоник фаолият нафақат қуйи тропосфера, балки бутун тропосферани, ҳатто стратосферани ҳам қамраб олиши** келиб чиқади.

Босимнинг ойлик ва йиллик **тебраниш амплитудалари** циклонал фаолиятнинг фаоллигига боғлиқ. Амплитуда деб кўп йиллик вақт оралиғидаги ўртача ой ёки йил учун олинган босимнинг максимал ва минимал қийматлари орасидаги фарқ тушунилади.

Босимнинг ойлик ва йиллик тебранишлари амплитудаси географик кенглик бўйича ортади. Масалан, 60° ш.к. да ой давомида босим тебраниши қишда денгизда 57 гПа, қуруқликда 44 гПа га етиши мумкин. 10° ш.к. даги мос қийматлар 5 ва 9 гПа га тенг.

Йиллик амплитудалар ундан ҳам катта. Санкт-Петербургда (60° ш.к.) ўртача йиллик амплитуда 76 гПа, экваторда эса – 12 гПа га тенг.

Кўрилатган жойда кўп йиллик вақт оралиғида босимнинг мутлақ амплитудаси, яъни энг катта ва энг кичик қийматлари орасидаги фарқ, янада катта. Масалан, Москвада 35 йил давомида ҳаво босими 1037 гПа дан 944 гПа гача ўзгарган, яъни тебраниш тахминан 100 гПа ни ташкил қилган.

Бутун Ер шари бўйича денгиз сатҳидаги босим 200 гПа атрофида ўзгариши мумкин. Масалан, 1900 йилда январда Барнаулда денгиз сатҳига келтирилган ҳаво босими 1080 гПа тенг бўлган; 1934 йилда сентябрда Японияда кузатилган тайфун марказида ҳаво босими 884 гПа гача тушган.

Босимнинг ойлик аномалияси деб кўрилатган ой учун ўртача босимнинг шу ой учун кўп йиллик ўртача қийматидан (иқлимий норма) четланиши тушунилади.

Ойлик аномалиялар айниқса қишда катта (ёзга нисбатан 2-3 баробар); китъаларга қараганда океанларда каттароқ; қуйи кенгликларга қараганда юқори – кенгликларда каттароқ. Демак, океанларга нисбатан китъаларда атмосфера босимининг режими йилдан йилга турғунроқ, тропикларда эса ўрта ва юқори кенгликларга қараганда турғунроқ бўлади.

Европа ва Атлантика кутболди кенгликларида босимнинг ўртача ойлик аномалиялари қишда 5-6 гПа, ёзда 2-3 гПа га етади. Ўрта кенгликларда улар қишда 3-4 гПа, ёзда 1-2 гПа га тенг бўлади. Атлантика океанининг тропик кенгликларида йил мобайнида босим аномалиялари 1 гПа атрофида кузатилади. Босим аномалиялари қуруқликларда денгизларга нисбатан бироз кичикроқ. Қуруқликда, океандан узоқлашган сари, босимнинг ойлик аномалиялари камаяди.

Айрим ойларда ойлик аномалиялар анча катта бўлиши мумкин ва юқори кенгликларда - 40-42 гПа, ўртача кенгликларда – 27-30 гПа, қуйи кенгликларда - 12-14 гПа дан ортиқроқ мумкин.

Босимнинг ўртача йиллик аномалиялари юқори кенгликларда 1,5-2 гПа, ўрта кенгликларда –1 гПа, қуйи кенгликларда – 0,5 гПа дан камроқни ташкил этади. Айрим йилларда босимнинг ўртача қиймати кўп йиллик қийматдан

каттароқ фарқ қилиши мумкин. Масалан, Исландияда – 9 гПа, Парижда – 5 гПа, Барнаулда – 6 гПа, Тбилисида – 3 гПа гача йиллик босим аномалиялар кузатилган эди.

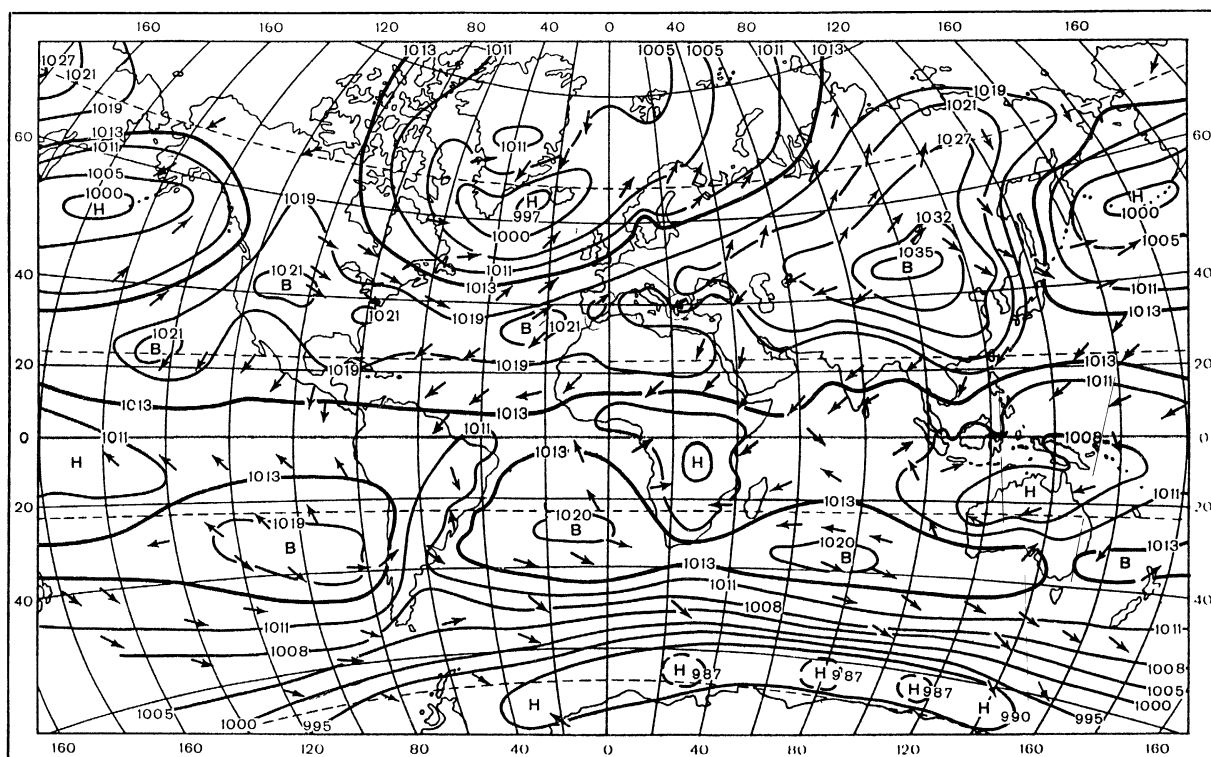
3.7. Январ ва июлда денгиз сатҳида босимнинг географик тақсимооти

Январ ва июл ойлари учун денгиз сатҳидаги кўп йиллик ўртача босим тақсимооти карталаридан кўринадики, географик нуқтаи назардан босим тақсимооти зонал характерга эга (11, 12-расм). Бу карталарда стрелка билан шамолнинг натижаловчи йўналиши кўрсатилган. Қуруқлик ва сув ҳавзаларининг нотекис тақсимланганлиги учун барик майдон берк изобарали паст ва юқори босимли алоҳида соҳаларга бўлинади. Бу соҳалар **атмосферанинг таъсир марказлари** деб аталади. Агар бу марказлар йилнинг барча ойлари учун тузилган иқлимий карталарда мавжуд бўлса, улар **перманент марказлар** деб аталади. Агар улар фақат ёзги ёки қишки карталарда кўринса, таъсир марказлари **мавсумий марказлар** деб номланади.

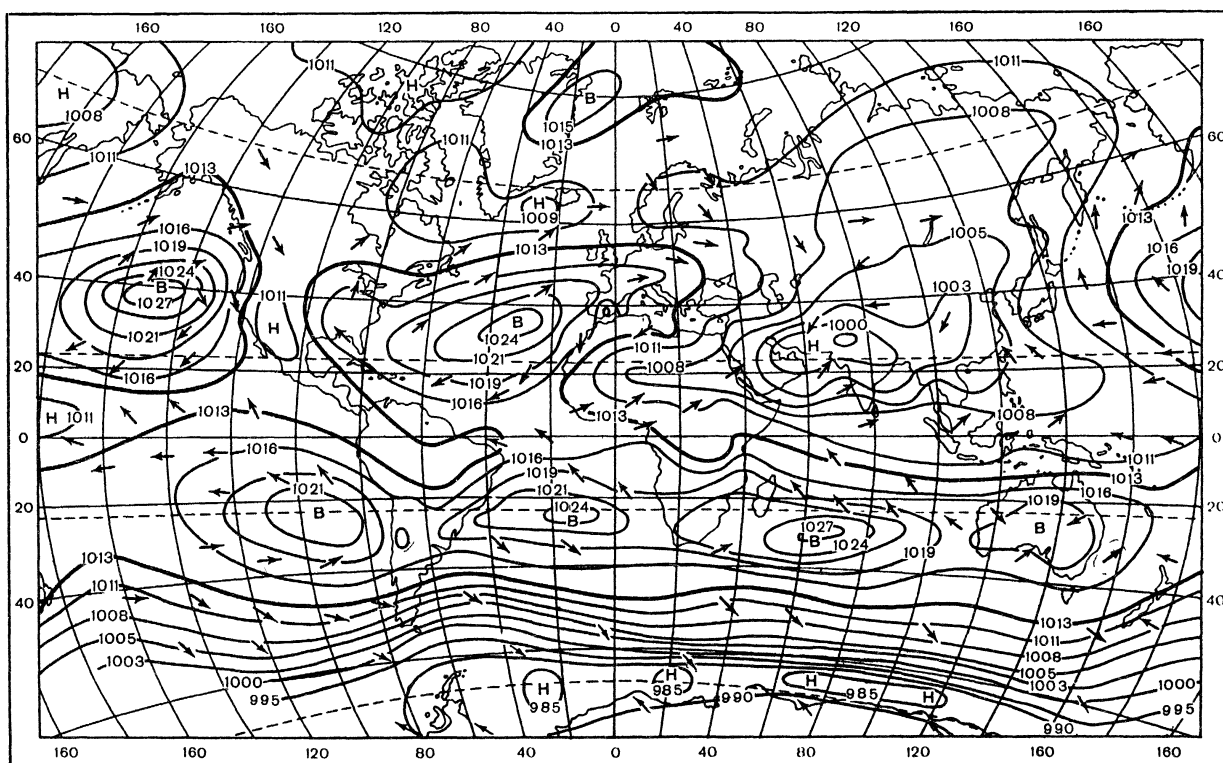
Январ. Январ ойи картасида паст босимли соҳа – босими 1010 гПа дан паст бўлган **экваториал ботиқлик** яққол кўриниб турибди. Экваториал ботиқликнинг ўқи қатъий экватор бўйлаб жойлашмаган. Экваториал ботиқлик ўқи йил мобайнида ўртача 5° ш.к. да жойлашади. Бу метеорологик экватордир. Январда ўртача у 5° ж.к. атрофида ётади. Қуруқлик ва денгизлар орасидаги ҳарорат режимидаги фарқлар шунга олиб келадики, қуруқликларда экваториал ботиқликнинг ўқи жанубий яримшарда 15°-17° ж.к. гача етиб боради. Океанлар устида ботиқлик ўқи шимолий яримшарда Тинч океани устида 8° ш.к. да кузатилади.

Экваториал ботиқликдан шимол ва жануб томонда босим ортаётганлиги учун унинг ўқида шимолий ва жанубий яримшарлар ҳаво оқимларининг яқинлашиши (конвергенция) кузатилиши керак. Лекин экваториал ботиқлик соҳасида конвергенция бир хил ифодаланмаган. Экваториал ботиқликнинг ҳаво оқимлари конвергенцияси яхши ривожланган қисми, юқорида айтиб ўтганимиздек, **ички тропик конвергенция зонаси** деб аталади. Одатда бир нечта зоналар ҳосил бўлади, аксарият ҳолларда – иккита.

Экваториал ботиқликнинг икки томонида **юқори босимли субтропик зоналар** аниқланади. Улар берк изобарали **алоҳида жойлашган субтропик антициклонларга** ажралади. Айниқса, бу антициклонлар жанубий яримшарнинг учта океанлари устида яхши ифодаланган (маркази 30°-35° ж.к. да, марказдаги босим 1020 гПа дан юқори). Шимолий яримшарда субтропик антициклонларнинг марказлари 30°-35° ш.к. да Атлантика ва Тинч океанларида аниқланади (1020 гПа тенг бўлган берк изобаралар). Атлантика океанидаги антициклон – **Азор**, Тинч океанидаги эса – **Гонолулу** антициклони деб аталади.



11-расм. Январда денгиз сатҳида ҳавонинг ўртача босими (гПа).



12-расм. Июлда денгиз сатҳида ҳавонинг ўртача босими (гПа).

Африка қитъаси шимолида ва Осиё жанубида юқори босимли соҳа паст босимли соҳа билан алмашади. У **термик депрессия** деб аталади.

Жанубий яримшарнинг ўрта ва қутболди кенгликларида, субтропик антициклонлардан жануброқда узулуксиз паст босимли зона жойлашган. Шимолий яримшарнинг мос кенгликларида паст босимли зона фақат

океанлар устида аниқланади. У **океан депрессиялари** деб аталади. Атлантика океанининг шимолида – **Исландия**, Тинч океанининг шимолида – **Алеут** депрессиялари кузатилади. Океан депрессияларининг марказларида ҳаво босими 1000 гПа дан паст бўлади.

Шимолий Америка ва Осиё қитъалари устида январда қишки антициклонлар вужудга келади, улар **Осиё ва Канада антициклонлари** деб аталади. Осиё антициклонининг марказида ҳаво босими 1035 гПа, Канада антициклониди эса –1020 гПа дан юқори бўлади.

Осиё антициклони бутун жанубий-шарқий Осиёни эгаллайди.

Қутбий ҳудудлар устида босим яна кўтарила бошлайди.

Июл. Июлда экваториал ботиклик шимол томон силжийди. Унинг ўқи ўртача 15° ш.к. атрофида жойлашган бўлади, экваториал ботикликнинг ўрни эса 2° ш.к. дан 27° ш.к. гача ўзгаради.

Иккала яримшарларда субтропик антициклонлар шимол томон силжийди, шимолий яримшарда силжиш катта бўлади. Антициклонларнинг марказий қисмларида ўртача босим жанубий яримшарда – ўртача 2-7 гПа, шимолий яримшарда эса – 3-4 гПа га ортади. Шимолий яримшарда қитъалар устидаги антициклонлар ўрнига паст босимли соҳалар ҳукмронлик қилади. Булар Шимолий Африка ва Осиёда – **Жанубий Осиё термик депрессияси**, Шимолий Америкада – **Мексика депрессиясидир**.

Шимолий яримшарда қутболди ва қутбий кенгликларда паст босимли зона сақланади, лекин қишдагига қараганда унинг интенсивлиги камроқ бўлади. Жанубий яримшарда қутболди кенгликларида январ ва июлда паст босимли зона сақланиб қолади.

4. Иқлимий карталарда атмосфера таъсир марказларнинг мавжудлиги, улар йил ёки мавсум давомида Ернинг маълум жойида доимий ҳолда жойлашади дегани эмас.

Улар тез-тез бир-бирини алмаштиради. Фақат бир жойда циклонал фаолият антициклонал фаолиятдан фаолроқ, бошқа жойларда эса аксинча.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера статикаси асосий тенгламаси атмосфера физикасининг асосий тенгламаларидан биридир. Бу тенгламадан фойдаланиб ҳаво босими ва зичлигининг вертикал бўйлаб ўзгариш қонуниятларини тавсифловчи барометрик формулалар ҳосил қилинади.

2. Атмосфера босимининг фазодаги тақсимооти барик майдон орқали тавсифланиб, унинг шакллари барик тизимлар кўринишида ифодаланади. Изобарик сиртларнинг геометрияси мутлақ ва нисбий топография карталари кўринишида ифодаланади.

3. Изобарик сиртларнинг ўзаро жойлашувидаги ўзгаришлар ва уларнинг деформацияси атмосферанинг ҳарорат майдонига боғлиқ.

4. Босимнинг даврий ўзгаришлари унинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари орқали ифодаланади.

Назорат саволлари

1. Статика асосий тенгламаси қайси фаразлар асосида келтириб чиқарилади? Унинг физик маъноси қандай?
2. Биржинсли, изотермик ва политроп атмосфера учун барометрик формулаларни келтириб чиқаринг. Уларнинг фарқи нимада?
3. Ҳаво зичлиги баландлик бўйича ўзгарадиган шароит учун барометрик формулани келтириб чиқаринг. Гравитацион конвекция қандай шароитларда ривожланади?
4. Реал атмосфера учун Лаплас барометрик формуласини келтириб чиқаринг.
5. Барик поғона нима? Ҳавонинг босими ва ҳароратига боғлиқ ҳолда у қандай ўзгаради?
6. Барометрик формулалар қайси мақсадларда қўлланилади?
7. Стандарт атмосфера нима ва у қайси мақсадларда қўлланилади?
8. Мутлақ ва нисбий геопотенциал учун формулаларни келтириб чиқаринг. Улар нима мақсадларда қўлланилади?
9. Асосий барик тизимларга характеристика беринг.
10. Совуқ ва илиқ циклон ва антициклонларда босим баландлик бўйича қандай ўзгаради?
11. Босимнинг йиллик ва суткалик ўзгаришлари қандай хусусиятларга эга?
12. Денгиз сатҳида босим географик тақсимотининг хусусиятларини айтиб беринг.

IV БОБ. АТМОСФЕРАДА РАДИАЦИЯ

4.1. Қуёш радиацияси. Спектрал таркиби. Қуёш доимийси

1. Қуёш нурлаган электромагнит энергияси **қуёш радиацияси** ёки **нурли энергия** деб аталади. Ер сиртига етиб келган қуёш радиациясининг асосий қисми иссиқликка айланади. Сайёрамиз учун қуёш радиацияси ягона энергия манбаидир.

Ҳарорати мутлақ нолдан юқори бўлган барча жисмлар ўзидан радиация нурлайди. Метеорологияда нурланаётган жисмнинг ҳарорати ва нурланиш қобилияти билан белгиланадиган ҳароратга боғлиқ радиация кўрилади.

Жисмнинг нурланиш қобилияти деб бирлик вақт давомида бирлик юзадан ($S=1 \text{ м}^2$) барча йўналишларда нурланаётган энергия миқдори тушунилади. Бу катталиқ нурли оқим ёки радиация оқими деб ҳам аталади. СИ тизимида унинг ўлчов бирлиги $\text{Ж/м}^2 \cdot \text{с}$ ёки Вт/м^2 .

Ўз навбатида нурланаётган жисм атрофдаги жисмлардан келаётган энергияни ютади. Жисм ва атроф-муҳит орасида нурланган ва ютилган энергия фарқлари билан белгиланадиган **нурли иссиқлик алмашинуви** юзага келади. Иссиқлик мувозанатида иссиқлик келиши унинг йўқотилиши билан мувозанатда бўлади. Ер шари **нурли мувозанат ҳолатида** бўлади, чунки у қуёш радиациясини ютади ва нурланиши орқали йўқотади.

Радиация нурлаётган жисм совийди, яъни унинг ички энергияси нурли энергияга айланади. Радиация ютилишида эса нурли энергия ички энергия, кейинчалик эса энергиянинг бошқа турларига айланади.

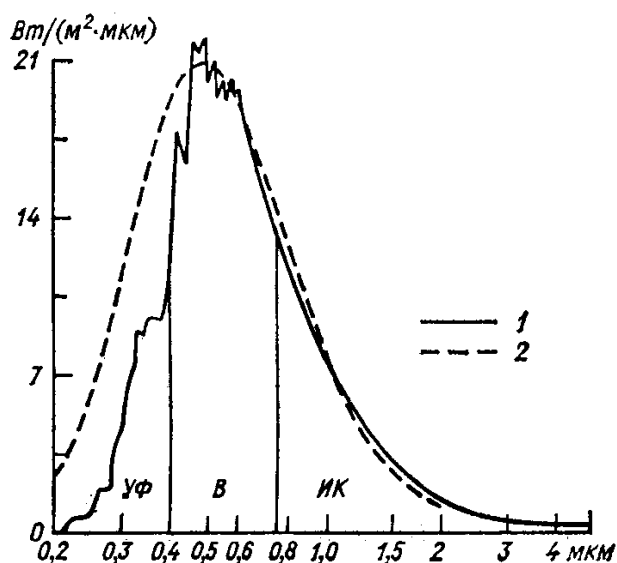
Жисмларнинг ютиш ва нурлаш хоссалари мутлақ қора жисмга тааллуқли Кирхгоф, Планк, Вин ва Стефан-Болцман қонунлари билан тавсифланади. Тўлқин узунлигидан қатъий назар келаётган радиацияни бутунлай ютадиган жисм **мутлақ қора жисм** деб аталади. Бу қонунлар бўйича нурланаётган жисмнинг ҳарорати қанча баланд бўлса, у шунча кўпроқ энергияни олади (ютади). Ҳарорат ортиши билан энергия максимуми қисқа тўлқинлар томонига сурилади.

Қуёш нурланиши мутлақ қора жисмнинг нурланиш қонунлари билан тавсифланади, Ер нурланиши эса бундан биров фарқ қилади.

2. Қуёш электромагнит тўлқинларни кенг диапазонда нурлайди: гамма-нурлардан то радиотўлқинларгача. Метеорологияда 0,1 мкм дан 4 мкм гача тўлқинлар диапазонида тўғри келадиган Қуёш радиацияси кўрилади, чунки бу тўлқинлар диапазонида Қуёш радиациянинг 99% энергияси тўғри келади. Бу тўлқинлар диапазонидаги радиация қисқа тўлқинли радиация деб аталади. Қуёш радиация энергиясининг тўлқинлар узунлиги бўйича ўзгариши қуёш радиацияси спектри деб номланади (13-расм).

Қуёш радиацияси спектрини шартли равишда бир неча қисмларга бўлиш мумкин. 0,1÷0,39 мкм тўлқинлар диапазонидаги радиация — **ультрабинафша радиация** деб номланади. Бу диапазондаги радиацияга қуёш радиациянинг 9% энергияси тўғри келади. Кўринувчан радиация 0,40

дан 0,76 мкм гача тўлқинлар диапазони эгаллайди ва бу диапазонга қуёш радиациясининг 47% энергияси тўғри келади. Инфрақизил нурланиш (0,76÷4 мкм) қуёш нурланишининг тахминан 44% ини ташкил қилади.



13-расм. Атмосферага киргунга қадар қуёш радиацияси спектридаги (1) ва 6000 К ҳароратли мутлақ қора жисм спектридаги (2) энергия тақсимооти.

Спектр соҳалари: УБ – ультрабинафша,

К – кўринувчан, ИҚ – инфрақизил.

Қуёш радиация спектрининг максимуми тахминан 0,475 мкм тўлқин узунлигига, яъни кўринувчан радиациянинг кўк-ҳаво ранг ранглирига тўғри келади. Тажрибадан аниқланган қуёш радиацияси спектрини ҳарорати тахминан 6000 К га тенг бўлган мутлақ қора жисмнинг Планк қонуни бўйича ҳисобланган нурланиш спектри билан таққослаш, уларнинг деярли бир хиллигини кўрсатади (9-расм). Спектрнинг ультрабинафша радиация диапазонида баъзи фарқлар кўзга ташланади. Бундан, қатъий айтганда, Қуёш мутлақ қора жисм эмаслиги ҳақида ҳулоса қилинади.

Қуёш доимийси – бу Ердан Қуёшгача бўлган ўртача масофада, атмосферанинг юқори чегарасида қуёш нурларига перпендикуляр бирлик юзага бирлик вақт давомида келган қуёш радиацияси миқдоридир. Ер усти ўлчовлари, сунъий йўлдошлар ва космик кемалардан олинган кузатишлар натижасида ҳозирги пайтда қуёш доимийсининг сон қиймати $1,367 \pm 0,007$ кВт/м² тенг эканлиги аниқланган.

Ер орбитаси чўзилган эллипс бўлганлиги учун (Қуёшдан масофа январда – 147 млн. км, июлда – 152 млн. км), йил мобайнида қуёш доимийсининг сон қиймати $\pm 3,5\%$ га ўзгаради. Қуёш доимийсининг қийматига Қуёш фаоллиги ва бошқа астрономик омиллар таъсир қилади.

4.2. Атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланиши

1. Қуёш радиацияси атмосферадан ўтиб, ер сиртига етиб келгунча, ўзгаради. Атмосферадаги ҳаво молекулаларида ҳамда каттиқ ва суюқ аралашмаларда (аэрозол) қуёш радиацияси сочилади. Қуёш радиацияси ҳаводаги газ ва аэрозолларда қисман ютилади. Сочилиш ва ютилиш жараёнлари **селектив** (танлама) характерга эга бўлганлиги учун, атмосферадан ўтаётгач қуёш радиациясининг спектрал таркиби ҳам ўзгаради.

2. Атмосферада қуёш радиациясининг ютилиши катта бўлмайди ва асосан инфрақизил тўлқинлар диапазонида кузатилади.

Азот қуёш радиациясини фақат ультрабинафша тўлқинлар диапазонида ютади. Спектрнинг бу қисмида қуёш радиациясининг энергияси ниҳоятда кичик бўлганлиги учун, азотда қуёш радиациясининг ютилиши радиация интенсивлигига деярли таъсир кўрсатмайди.

Кислород ҳам қуёш радиациясини кам миқдорда ютади.

Озон Қуёш радиациясини кучли ютади. Ҳавода, ҳатто стратосферада ҳам, унинг миқдори кам бўлганига қарамай, у ультрабинафша радиацияни деярли бутунлай ютади ва натижада ер сирти яқинида қуёш спектрида 0,29 мкм дан қисқа тўлқинлар кузатилмайди.

Карбонат ангидрид газини Қуёш радиациясини инфрақизил тўлқинлар қисмида кучли ютади, бироқ унинг атмосферадаги миқдори кам ва шу сабабли ютилиш ҳам кам.

Асосан тропосфера ва унинг қуйи қатламларида мавжуд бўлган сув буғи атмосферада радиациянинг асосий ютувчиси ҳисобланади. Унинг ютиш полосалари қуёш радиациясининг инфрақизил тўлқинлар диапазонида жойлашган.

Атмосферадаги сув томчилари (булутлар) ва чанг заррачалари ҳам Қуёш радиациясини яхши ютади.

Саҳроларда ўтказилган спектрал кузатишлар атмосфера чанги қуёш доимийсини 4-5% гача камайтириши мумкинлигини кўрсатади.

Умуман, Ер сиртига тушаётган Қуёш радиациянинг 15-20% атмосферада ютилади. Кўрилатган жойда ҳаводаги ютувчи моддалар миқдори (сув буғи, чанг, булутлар) ва Қуёшнинг горизонтдан баландлигига (атмосферада қуёш нури босиб ўтадиган масофа) боғлиқ ҳолда ютилиш вақт ўтиши билан ўзгаради.

Ютилиш натижасида Қуёш радиацияси бошқа энергия турларига айланади (асосан, иссиқлик, атмосферанинг юқори қисмларида эса электр энергиясига).

3. Атмосфера Қуёш радиациясини оқимларига нисбатан хира муҳитдир. Атмосфера хиралиги атмосферада турли хил аралашмаларнинг мавжудлигига боғлиқ. Атмосферада аралашмалар бўлмаса ҳам, у бари бир хира муҳит деб ҳисобланади. Молекулаларнинг иссиқлик ҳаракатида юз берувчи зичлик ўзгаришлари намоён қиладиган молекулалар комплекслари хиралик элементлари ҳисобланади.

Молекулалар флуктуациясида юзага келган радиация сочилиши **молекуляр ёки Релей сочилиши** деб аталади.

Аралашма заррачаларда кузатиладиган сочилиш **аэрозол сочилиш** деб аталади.

а. Молекуляр (релей) сочилиш икки хусусиятга эга. Биринчидан, сочилган радиация микдори тушаётган радиациянинг тўлқин узунлигига боғлиқ. Сочилган радиация интенсивлиги i_λ сочилаётган нурлар тўлқин узунлигининг тўртинчи даражасига тескари пропорционал:

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} J_\lambda, \quad (4.1)$$

бу ерда $J_\lambda - \lambda$ тўлқин узунлигида тушаётган радиациянинг интенсивлиги, a – пропорционаллик коэффициенти.

Агар қизил ранг учун ($\lambda=0,7$ мкм) сочилиш интенсивлигини 1 га тенг деб ҳисобласак, у ҳолда кўринувчан радиация диапазонидаги қисқароқ тўлқинли радиация учун қуйидагиларни ёзиш мумкин:

λ мкм	0,62	0,57	0,52	0,47	0,44
$K_\lambda/K_{0,7}$	1,6	2,2	3,3	4,9	6,4

Демак, солчилган радиацияда қисқароқ тўлқинларнинг (бинафша, кўк, ҳаво ранг) ҳиссаси тез ортиб боради.

Иккинчидан, тушаётган нурнинг йўналиши бўйлаб сочилган нурнинг ёруғлиги максимал, кўндаланг йўналишда эса минимал бўлади. Демак, сочилиш нафақат ер сирти томон, балки коинот томонга ҳам содир бўлади.

б. Аэрозол сочилиш, шу жумладан майда сув томчи ва муз кристалларидан сочилишда, сочилган нурнинг интенсивлиги тўлқин узунлигининг биринчи ёки иккинчи даражасидаги тескари пропорционал. Шунинг учун, бундай заррачаларда сочилган радиация молекулаларда сочилган радиациядек қисқа тўлқинларга бой бўлмайди. Бундан ташқари, заррача қанча катта бўлса, тушаётган нур йўналишида сочилиш шунча кучлироқ бўлади.

Атмосферада қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилиши жараёнлари натижасида спектрал таркибнинг узунроқ тўлқинлар томонига ўзгариши кузатилади. Юқорида қайд қилинганидек, атмосферанинг юқори чегарасида қуёш радиациясининг 9% ультрабинафша (УБ), 47% - кўринувчан (К) ва 44% - инфрақизил (ИҚ) радиация қисмларига тўғри келади. Қуёш тиккада бўлганида ($h_0=90^\circ$) бу муносабатлар қуйидагича ўзгаради: УБ – 4%, К - 46%, ИҚ - 50%. Қуёшнинг горизонтдан баландлиги 30° га тенг бўлганда қуёш энергиясининг 3% ультрабинафша, 44% - кўринувчан ва 53% - инфрақизил радиация спектрларига тўғри келади. Ва, ниҳоят, Қуёш уфқда бўлганда (ботишдан олдин) қуёш радиациясининг 28% и кўринувчан радиация, 72% и эса инфрақизил радиацияни ташкил қилади.

4. Атмосферада кузатиладиган баъзи оптик ҳодисалар қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилиши билан боғлиқ.

а. Тоза атмосферада сочилиш жараёнлари натижасида Ер сирти яқинида Қуёш спектрида кўринувчан қисқа тўлқинлар устун бўлади. Қуёш спектрида энергия максимуми кўк-ҳаворанг тўлқин узунликларига тўғри келгани учун тоза атмосферада осмоннинг туси кўк-ҳаворанг бўлади. Атмосфера қанча тоза ва қуруқ бўлса, осмоннинг туси шунча кўк бўлади.

Ҳавода аэрозол заррачаларнинг миқдори ортиши билан, қуёш спектрида узун тўлқинларнинг улуши ортади ва осмоннинг туси оқимтир бўлади.

б. Қуёш уфқда бўлганда у сариқ ёки ҳатто, қизил тусни олади. Бу атмосферада қуёш нурлари босиб ўтган ҳаво қатламининг қалинлиги билан боғлиқ. Ҳаво қатлами қанча қалин бўлса, ютилиш ва сочилиш жараёнлари шунча кучли бўлади ва Ер сиртигача кўринувчан радиациянинг энг узун – қизил нурлари етиб келади.

в. Кундузи қуёш радиациясининг атмосферада сочилиши сочилган ёруғликни юзага келтиради. Агар Ерда атмосфера бўлмаганида фақат тўғри ёки қайтган қуёш нурлари тушган жойлар ёруғ бўлар эди. Сочилиш жараёнлари натижасида кундузи бутун атмосфера ёруғлик манбаи бўлиб хизмат қилади – кундузи қуёш нурлари тушмаган жойлар ҳам ёруғ, бутунлай булутлиликда булут остидаги атмосфера қатламида сочилган радиация ёруғлик ҳосил қилади.

г. Кўринувчанликнинг горизонтал ёки метеорологик узоқлиги кўринувчан радиациянинг сочилиши билан боғлиқ.

Жуда тоза ҳавода (масалан, арктик ҳавосида) кўринувчанлик узоқлиги бир неча юз километргача етиши мумкин. Агар ҳавода чанг ёки конденсация маҳсулотлари кўп миқдорда кузатилса, кўринувчанлик бир неча метрларгача камаяди. Кучли туманда ёки чанг бўронида кўринувчанлик 50 м ва ундан кам бўлиши мумкин.

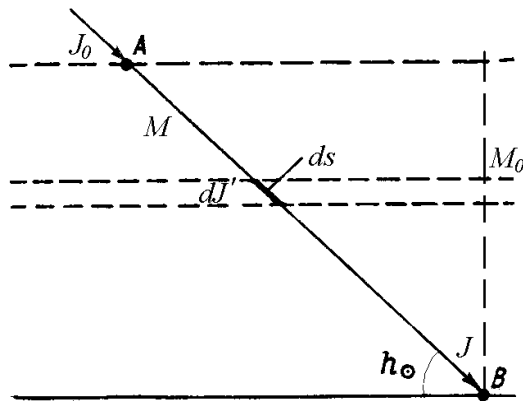
4.3. Кучсизланиш қонуни. Атмосферанинг шаффофлик характеристикалари

1. Атмосферада сочилиш ва ютилиш жараёнлари натижасида қуёш радиацияси **кучсизланади**. Қуёш радиациянинг кучсизланиши ҳавонинг таркиби ва зичлиги ҳамда қуёш нурлари босиб ўтган масофасига боғлиқ.

Баландлик бўйича ҳаво таркиби ва зичлиги ўзгариши сабабли, dJ' радиация кучсизланишини ρ зичликка эга бўлган атмосферанинг юпқа dS қатламида кўрайлик:

$$dJ' = -\alpha J' \rho \cdot dS, \quad (4.2)$$

бу ерда J' – кўрилатган қатламнинг юқори чегарасига тушаётган радиация миқдори, α – кучсизланишнинг масса кўрсаткичи деб аталувчи пропорционаллик коэффициентини.



14-рамс. Бугер формуласини келтириб чиқаришга доир.

α коэффициентини қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилишини умумлаштирилган ҳолда ҳисобга олади. У тўлқин узунлигига боғлиқ, чунки сочилиш ва ютилиш жараёнлари танлаш характерига эга. Бутун атмосфера қатлами учун бу коэффициентнинг бирор ўртача қийматини қабул қиламиз. (4.2) ифодани қуёш радиацияси J_0 га тенг бўлган А нуқтадан қуёш радиацияси J га тенг

бўлган В нуқтагача интеграллаймиз:

$$\int_{J_0}^J \frac{dJ'}{J'} = -\alpha \int_A^B \rho \cdot dS \quad \text{ёки} \quad J = J_0 e^{-\alpha \int_A^B \rho \cdot dS} \quad (4.3)$$

$\int_A^B \rho \cdot dS = M$ ифода – бирлик юзали атмосфера устундаги ҳавонинг массасидир. α коэффициентининг физикавий мазмунини аниқлайлик. $\rho \cdot dS = 1 \text{ кг/м}^2$ тенг бўлсин, унда (4.2) қуйидагича ёзилади:

$$\alpha = - \frac{dJ'}{J'} \quad (4.4)$$

Демак, кучсизланишининг масса кўрсаткичи бирлик массали ҳаво устунда радиациянинг нисбий камайишига тенг бўлади.

$m = M/M_0$ тенг бўлган нисбатни киритамиз, бу ерда M_0 – бирлик юзали вертикал устундаги ҳавонинг массаси. m катталиқ **атмосферанинг оптик массаси** деб аталади, у Қуёшнинг горизонтдан баландлигига $h_\oplus$ боғлиқ.

Қуёшнинг горизонтдан баландлиги 30° дан ортса, атмосфера оптик массасини $h_\oplus$ орқали ифодалаш мумкин (14-расмга қаранг):

$$M = M_0 \operatorname{cosec} h_\oplus \quad \text{ёки} \quad m = \operatorname{cosec} h_\oplus \quad (4.5)$$

M ва m ифодаларидан фойдаланиб (4.3) ўзгартирамиз:

$$J = J_0 e^{-\alpha M_0 m} \quad (4.6)$$

$\tau = \alpha \cdot M_0$ катталикини киритамиз ва уни **атмосферанинг оптик қалинлиги** деб номлаб, (4.6) ифодага киритамиз:

$$J = J_0 e^{-\tau m}. \quad (4.7)$$

Бу формула Бугге-Ламберт қонуни ёки кучсизланиш қонунини ифодалайди.

2. Амалда атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланишини характерлаш учун **атмосферанинг шаффофлик коэффиценти** тушунчаси киритилади:

$$P = e^{-\tau}. \quad (4.8)$$

У ҳолда (4.16) қуйидагича ифодаланади:

$$J = J_0 P^m \quad (4.9)$$

агар Қуёш тиккада бўлса ($m=1$):

$$J = J_0 P \quad (4.10)$$

Демак, шаффофлик коэффиценти Қуёш тиккада бўлганида радиация оқимининг қанчаси Ер сиртига етиб келишини кўрсатади.

Шаффофлик коэффиценти атмосферанинг нафақат физикавий ҳолатига, балки m оптик массаси қийматига ҳам боғлиқ. m ортган сари шаффофлик коэффиценти P ҳам ортади. Гап шундаки, m ортиши билан Қуёш радиациясининг спектрал таркиби ўзгаради – умумий радиация оқимида қисқа тўлқинли радиациянинг улуши камаяди, узун тўлқинли радиациянинг улуши эса ортади. Атмосфера узун тўлқинли радиация учун шаффофрок муҳит ҳисобланади. m оптик масса ва P шаффофлик коэффиценти орасидаги бундай боғланиш Форбс эффектини ифодалайди. Форбс эффекти таъсирини бартараф қилиш учун шаффофлик коэффицентлари маълум оптик массага ($m=2$) келтирилади.

Тиниклик коэффиценти (4.9) формула бўйича ҳисобланади, J_0 - Қуёш доимийси, J - Ер сирти яқинида Қуёш нурига перпендикуляр бирлик юзага тушаётган Қуёш радиацияси миқдори. m оптик масса (4.5) формула бўйича аниқланади.

Маълум оптик массага келтирилган атмосферанинг шаффофлик коэффиценти атмосферанинг физик ҳолатига, яъни атмосферадаги аралашмалар ва ютувчи газларнинг миқдorigа боғлиқ. Шаффофлик коэффиценти одатда 0,5 дан 0,9 гача ўзгаради. Ўртача олганда қуйи кенгликларда юқори кенгликлардагига қараганда шаффофлик коэффиценти кичикроқ бўлади.

Атмосферанинг шаффофлиги юқори бўлганда ўртача тиниқлик коэффиценти 0,826, нормал шаффофликда – 0,747, паст шаффофликда – 0,652 ва жуда паст шаффофликда – 0,594 ни ташкил этади. Шаффофлик коэффиценти яхши ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга.

Шаффофлик коэффицентининг атмосфера шаффофлигининг ўзгаришларига паст сезгирлиги унинг камчиликларидан бири ҳисобланади. Шунинг учун ҳам бошқа шаффофлик характеристикалари киритилади.

3. τ атмосферанинг оптик қалинлигини ўрта ташкил этувчидан иборат бўлган йиғинди билан ифодалаш мумкин:

$$\tau = \tau_u + \tau_o + \tau_a. \quad (4.11)$$

Бу ифодада τ_u - қуруқ ва тоза (идеал) атмосферада радиациянинг қучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_o - атмосферадаги сув буғи ва карбонат ангидриди таъсирида радиациянинг қучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_a - атмосферадаги аэрозол таъсирида радиациянинг қучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги.

Атмосферанинг хиралик омили қуйидагича ифодаланади:

$$\frac{\tau}{\tau_u} = T \quad (4.12)$$

Физикавий мазмуни бўйича хиралик омили – бу радиацияни реал атмосфера каби қучсизлантирадиган идеал атмосфералар сони. Хиралик омили доим 1 дан катта бўлади ($T > 1$).

$$J = J_0 e^{-\tau_u m T} \quad \text{ёки} \quad J = J_0 P_u^{m T} \quad (4.13)$$

(4.9) ва (4.13) таққослашдан

$$P^m = P_u^{m T} \quad \text{ёки} \quad T = \frac{\lg P}{\lg P_u} \quad (4.14)$$

келиб чиқади.

Хиралик омилини ҳисоблаш учун қуйидаги ишчи формула қўлланилади:

$$T = 11,5 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}}, \quad (4.15)$$

бу ерда J_0 - қуёш доимийси, $J_{m=2}$ – 2 га тенг бўлган оптик массага келтирилган тўғри қуёш радиацияси, $T - m=2$ бўлгандаги хиралик омили.

$m=2$ бўлганида хиралик омилининг қийматлари кенг чегарада ўзгаради ва ҳаво массасининг турига боғлиқ. Экваториал денгиз ҳавосининг шаффофлиги энг кичик – $T=7,6$, тропик денгиз ҳавосида – $T=3,6$, тропик континентал ҳавода – $T=3,5$, ўрта кенгликлар континентал ҳавосида – $T=3,09$, денгиз ҳавосида – $T=2,66$, арктик континентал ҳавода – $T=2,45$.

Хиралик омили яхши ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга.

4.4. Қуёш радиацияси турлари

1. Ер сиртига қуёш радиацияси тўғри ва сочилган ҳолда етиб келади.

Тўғри қуёш радиацияси деб бевосита Қуёшдан параллел нурлар оқими кўринишда кузатиш жойигача етиб келган радиацияга айтилади. Қуёш нурларига перпендикуляр юзага J ва горизонтал юзага J' тушаётган Қуёш радиациясини ўлчашади. Қуёш радиациясининг иккала тури ҳам Қуёш доимийсига, Қуёшнинг горизонтдан баландлигига $h_{\oplus}$, географик кенгликка, Қуёш оғишига, атмосферанинг физикавий ҳолатига боғлиқ. Санаб ўтилган омиларнинг таъсири J ва J' оқимларнинг кенг чегараларда ўзгаришига олиб келади. Булутсиз атмосферада тўғри қуёш радиацияси максимуми тушга яқин соатларга тўғри келадиган оддий суткалик ўзгаришга эга. Қитъаларда тушдан олдин ва тушдан кейинги соатларда тўғри қуёш радиацияси суткалик ўзгаришида атмосфера шаффофлигининг фарқлари билан изоҳланувчи асимметрия тез-тез кузатилади. Ёзда тушдан кейин атмосфера хирароқ бўлади. Қишда, эрталабки соатларда пайдо бўладиган инверсия қатламларининг таъсирида тескари ҳолат кузатилиши мумкин.

Атмосферанинг хиралиги қуёш радиациясининг келишига кучли таъсир кўрсатади. Қуйидаги жадвалда турли кенгликларда жойлашган пунктлар учун перпендикуляр юзага келган J тўғри қуёш радиациясининг максимал қийматлари келтирилган.

4.1-жадвал

J_{max} максимал қийматлари (кВт/м^2)

а) денгиз сатҳидан 500 м дан пастроқда жойлашган пунктлар

Пункт	J_{max}	Пункт	J_{max}
Шимолий кутб	0,90	Москва	1,03
Диксон ор.	1,04	Ашхабод	1,01
С.-Петербург	1,00	Тошкент	1,06
Якутск	1,05	Владивосток	1,02

б) тоғли ҳудудулар

Пункт	Баландлик, м.	J_{max}
Такубая (Мексика)	2300	1,16
Тянь-Шань	3670	1,30

Станциялар турли кенгликларда жойлашганлигига қарамай, J_{max} қийматларидаги фарқ катта эмас. Диксон оролида J_{max} жануброқда

жойлашган станциялардагидан катта. Бу қуйи кенгликларда атмосфера ҳавоси кўпроқ сув буғи ва аралашмаларга эга бўлиши билан изоҳланади.

Тўғри қуёш радиацияси оқимиға радиациянинг сув буғларида ютилиши жараёнларининг таъсири қуйидаги жадвалда кўрсатилган:

$a \text{ Г/м}^3$	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
$J \text{ кВт/м}^2$	0,94	0,87	0,80	0,73	0,66

Денгиз сатҳига нисбатан баландлик ортиши билан қуёш радиацияси оқими ҳам ортади, чунки атмосферанинг оптик қалинлиги камаяди. Қуёш радиацияси оқими баландлик ортиши билан атмосферанинг қуйи қатламларида тезроқ, юқори қатламларида эса секинроқ ортади.

Тўғри қуёш радиациясининг йиллик ўзгаришига биринчи навбатда, кишда кичикроқ, ёзда – каттароқ бўладиган Қуёшнинг туш пайтидаги баландлиги $h_{\oplus}$ таъсир кўрсатади. Шунинг учун ҳам ўрта кенгликларда қуёш радиациясининг минимал қийматлари, одатда, декабр-январ ойларида кузатилади. J ва J' ларнинг максимал қийматлари эса ёз ойларида эмас, балки майда кузатилади, чунки баҳорда ҳавода чанг ва сув буғи миқдори камроқ бўлади.

Тўғри қуёш радиацияси оқимиға булутлилиқ кучли таъсир кўрсатади. Қуёшнинг кичик баландликларида ($15-20^\circ$ гача), хатто юқори қават булутлар кузатилганда J' оқим нолга яқинлашади. Баланд тўп-тўп булутларда Қуёшнинг баландлиги $h_{\oplus} > 30^\circ$ бўлгандагина $J' > 0$ бўлади. Қатламли, ёмғирли қатламли ва тўп-тўп булутлар Қуёшнинг барча баландликларида тўғри қуёш радиациясини бутунлай ўтказмайди.

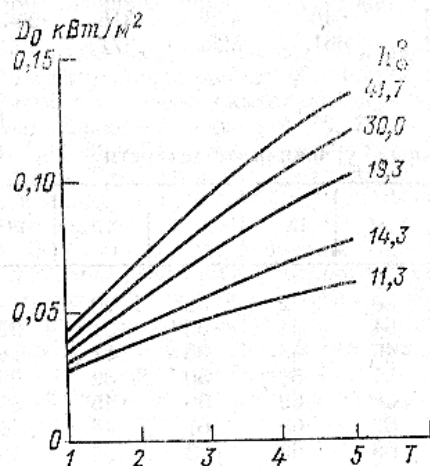
2. Бирлик горизонтал юзага бирлик вақт давомида осмон гумбазининг барча нукталаридан (Қуёшдан ташқари) тушаётган радиация миқдори **сочилган радиация оқими** i деб аталади. Тўғри қуёш радиацияси қандай омилларга боғлиқ бўлса, сочилган радиация оқими ҳам худди шуларга боғлиқ. Бундан ташқари i ер сиртининг қайтариш қобилиятига (албедо) боғлиқ.

Булутсиз осмонда атмосферанинг хиралиги радиациянинг сочилишига катта таъсир кўрсатади (15-расм). Хиралиқ омили ортган сари сочилган радиация миқдори ҳам ортади. Қуёшнинг баландлиги қанча катта бўлса, сочилган радиациянинг ортиши шунча тезроқ кузатилади.

Табиий сиртларнинг албедоси ортиши билан сочилган радиациянинг миқдори кескин ортади (айниқса қор қопламида). Булутсиз осмон учун сочилган радиация оқими оддий суткалик ўзгаришга эга. Сочилган радиациянинг максимуми тушки соатларга тўғри келади.

Йиллик ўзгаришда сочилган радиациянинг максимуми ёзда кузатилади (Қуёшнинг баландликлари энг катта).

Булутсиз атмосферада сочилган радиация оқими инсоляциянинг 10% ни ташкил қилади, яъни ўртача $0,10-0,12 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлади.



15-расм. Булутсиз осмонда сочилган радиация интенсивлигининг куёшнинг турли баландликларидаги $h_{\oplus}$ хиралик омили T га боғлиқлиги.

Атмосферада булутлиликнинг пайдо бўлиши сочилган радиация оқимининг кескин ортишига олиб келади. Сочилиш булутлардаги йирик заррачалар – сув томчилари ва муз кристалларида кузатилади. Сочилган радиация оқими булутларнинг шакли (тури) ва миқдорига боғлиқ. Осмон бутунлай булутлар билан қопланганида сочилган радиация оқими $0,7 \text{ кВт/м}^2$ гача етиши мумкин. Сочилган радиацияни энг катта қийматлари Арктика шароитларида кузатилади ($0,7 \text{ кВт/м}^2$ дан ортиқ).

Денгиз сатҳига нисбатан баландлик ортиши билан сочилган радиация оқими камаяди.

Сочилган радиация Ер сиртида ёруғликни кўпайтиради. Қисман булутлиликда ёруғлик 40% гача ортиши мумкин.

3. Горизонтал юзага тушаётган тўғри J' ва сочилган i радиацияларнинг йиғиндиси **йиғинди (ялпи) радиация** деб аталади:

$$Q = J' + i \quad (4.16)$$

Йиғинди радиациянинг келиши тўғри ва сочилган радиациялар белгилайдиган омишларга боғлиқ. Булутсиз атмосферада йиғинди радиациянинг атмосфера шаффофлигига боғлиқлиги яққол кўринади. Атмосферада аэрозоллар кўпайиши билан тўғри радиация камаяди, сочилган радиация эса ортади. Натижада йиғинди радиациянинг миқдори бироз камаяди.

Йиғинди радиациянинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари тўғри ва сочилган радиацияларнинг ўзгаришларига мос келади (ёзда тушга яқин соатларда – максимум, қишда – минимум кузатилади). Йиғинди радиациянинг кундузги қийматлари тахминан $0,8-0,9 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлади.

Турли кунлар учун булутларнинг тури ва миқдорига ҳамда куёш гардишининг ҳолатига боғлиқ ҳолда йиғинди радиациянинг суткалик ўзгаришлари турлича.

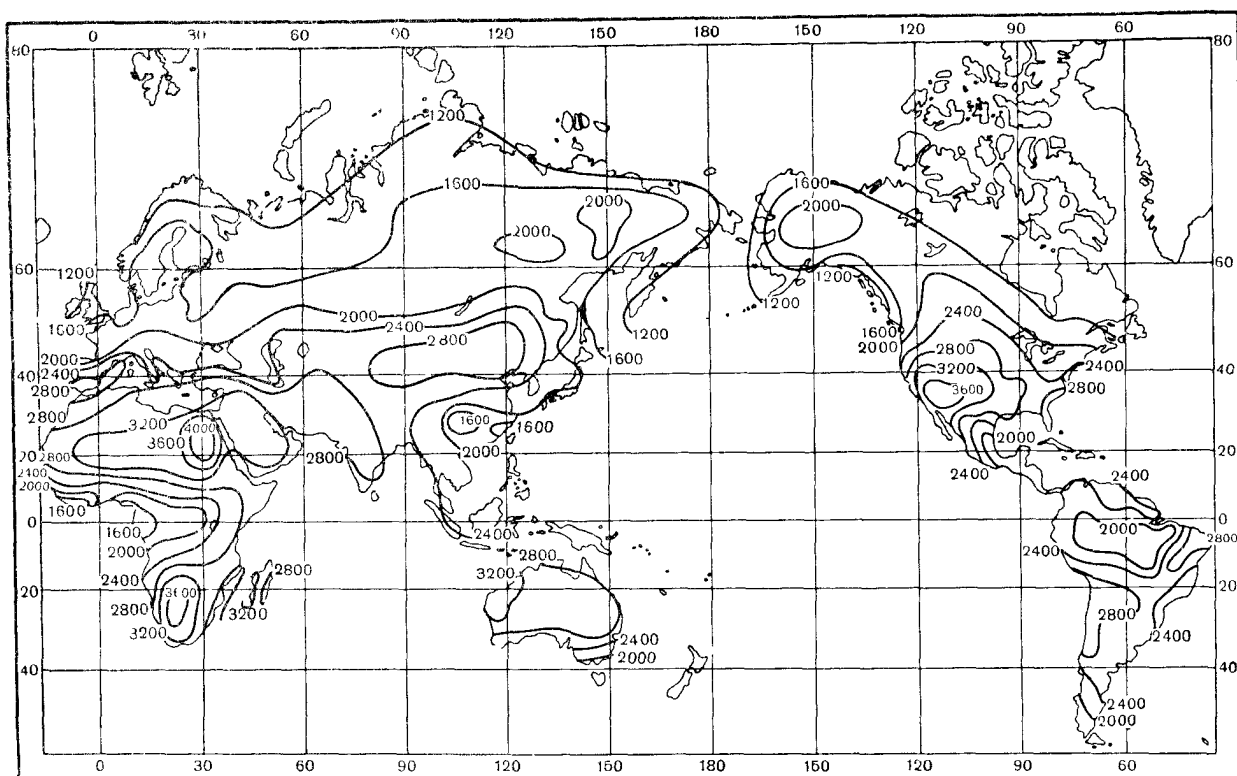
Булутлиликнинг кўпайиши сочилган радиациянинг ортишига ва тўғри радиациянинг камайишига олиб келади. Ёзда йиғинди радиациясида тўғри радиациянинг улуши энг катта бўлади. Ўрта Осиёда у 80% ни ташкил қилади.

Йиғинди радиацияга қор қопламининг таъсири катта. Баъзи ҳолларда, тоғларда булутлардан ва қор қопланган тоғ ёнбағирлардан тўғри радиацияни қайтариш жараёнлари таъсирида йиғинди радиациянинг миқдори куёш доимийсидан ҳам катта бўлади. Масалан, Терскол чўққисида (денгиз сатҳидан 3100 м баландликда) 1962 й. 11 майда соат 12.30 да 7 балли тўп-тўп булутлиликда йиғинди радиациянинг қиймати $1,44 \text{ кВт/м}^2$ тенг бўлган.

4.5. Куёш радиациясининг географик тақсимооти

Куёшнинг нур сочиш давомийлиги тўғри куёш радиациясининг географик тақсимооти хусусиятларининг сифат характеристикаси ҳисобланади. Бу кўрилатган жойда сутка, ой ёки йил мобайнида Куёш булут, туман ёки ғубор билан тўсилмаган соатларнинг йиғиндисидир. Куёшнинг нур сочиш давомийлиги тўғрисида маълумотлар куёш радиациясининг бошқа характеристикаларига нисбатан анча кўпроқ йиғилган. Шунинг учун улар куёш радиацияси маълумотлар қаторларини узайтириш ёки актинометрик тармоқ сийрак бўлганда етишмаган маълумотларнинг ўрнини тўлдириш мақсадида қўлланилади.

16-расмда куёш нур сочиш давомийлигининг географик тақсимооти (соатларда) келтирилган.



16-расм. Куёш нур сочиш йиллик давомийлигининг географик тақсимооти (соатларда)

Ер шарида қуёш нур сочиши давомийлигининг йиллик йиғиндиси 500 дан 4000 соатгача ўзгаради. Энг кичик қиймат (483 соат) Жанубий Оркленд ороллари (60°44' ж.к., 44°4' ғ.у.) ҳудудида, максимал қиймати эса Сахрои Кабир саҳросида – Неуан ҳудудида (≈3700 соат) кузатилади.

Шимолий ва жанубий яримшарлардаги субтропик саҳроларга қуёш нур сочиш давомийлигининг катта қийматлари характерли. Шимолий яримшарда – бу Сахрои Кабир (≈4000 соат) ва Калифорния саҳролари (3600 соат). Жанубий яримшарда буларга Жанубий Африка саҳролари (3600 соат), Катта Австралия саҳроси (3200 соат) ва жанубий Америкадаги Атакама саҳроси (2800 соатгача) киради. Қуёш нур сочиш давомийлигининг энг кичик қийматлари шимолий яримшарда Тинч ва Атлантика океанларининг ўрта ва юқори кенгликлардаги қирғоқларида кузатилади (1200 соатга яқин).

Қуёш нур сочиш давомийлигининг бундай географик тақсимотида булутлилик ҳал қилувчи аҳаҳмиятга эга.

Ер сирти қуёшдан тўғри ва сочилган радиациялар кўринишидаги келган энергия ҳисобига исийди. 4.2-жадвалда шимолий яримшарда 80° дан 35° гача кенгликлар оралиғида қуёш радиациясининг йиллик йиғиндилари келтирилган.

4.2-жадвал

Тўғри, сочилган ва ялпи (йиғинди) радиацияларнинг ўртача кенгликлар бўйича йиллик йиғиндилари

Радиация	Кенглик (град)					
	80	70	60	50	40	35
Тўғри	0,49	1,13	1,76	2,51	3,48	4,06
Сочилган	1,97	1,68	1,55	1,63	2,05	2,18
Ялпи	2,39	2,81	3,31	4,14	5,53	6,24

Географик кенглик камайиши билан тўғри қуёш радиациясининг йиллик йиғиндилари ортиб боради. Сочилган радиациянинг йиллик йиғиндилари кенгликлар бўйича сезиларли ўзгармайди. Қутб доираси ичида сочилган радиация устунлик қилади. Бошқа кенгликларда ҳам сочилган радиациянинг улуши етарлича катта.

Шундай қилиб, Ер шарига иссиқлик келишида сочилган радиация катта рол ўйнайди ва иқлимий омил сифатида унинг аҳамияти анча катта. Ўртача кенгликлар бўйича ялпи радиация қийматларининг йиллик йиғиндилари географик кенглик камайиши билан ортади. Бироқ, тўғри ва ялпи радиацияларнинг географик тақсимоти мураккаброқ.

Шимолий яримшарда ёзда тўғри қуёш радиациясининг энг катта оқимлари қутбий ҳудудларда эмас, балки 30-40° кенгликларда кузатилади. Сабаби шундаки, қутбий кенгликларда Қуёшнинг баландлиги кичик бўлганлиги учун қуёш радиациясининг заифланиши жуда катта бўлади. Субтропик кенгликларда тўғри қуёш радиациясининг ортиши булутсиз кунларнинг кўп бўлиши билан боғлиқ. Ўрта Осиёда J' нинг катта қийматлари кузатилади. Бу ерда июлда горизонтал юзага келган тўғри радиациянинг

ойлик йиғиндилари $0,4 \text{ ГЖ/м}^2$, январда эса $0,12 \text{ ГЖ/м}^2$ дан ортади. Қиш ойларида тўғри қуёш радиациясининг энг катта миқдорлари экваторга яқин ҳудудларда кузатилади.

Горизонтал юзага тушувчи тўғри қуёш радиациясининг йиллик йиғиндилари иккала яримшарларда ҳам қутбларга яқин жойлашган ҳудудларда минимал қийматларга эга – $2,5 \text{ ГЖ/м}^2$. Максимал қийматлар эса шимолий Африка ($6,3 \text{ ГЖ/м}^2$) ва Мексика (таҳминан $5,0 \text{ ГЖ/м}^2$) устида кузатилади. Жануби-Шарқий Осиёнинг муссон ҳудудларида J' нинг кичик йиллик йиғиндилари кузатилади – $4,0 \text{ ГЖ/м}^2$ дан кичик. Жанубий яримшарда J' нинг энг катта йиллик йиғиндилари қитъалар устида юзага келади ($5,0 \text{ ГЖ/м}^2$ гача).

Сочилган радиациянинг ўртача йиллик оқимлари тўғри қуёш радиацияси J' билан бир хил тартибга эга. Тропик кенгликларда сочилган радиация йиғинди радиациянинг 50-60% ни ташкил қилади, ўрта кенгликларда у J' га яқин бўлади, юқори кенгликларда эса сочилган радиация тўғри қуёш радиациясидан катта бўлади. Ўрта Осиёда январда сочилган радиация оқими 120 МЖ/м^2 , июлда – 300 МЖ/м^2 ни ташкил қилади.

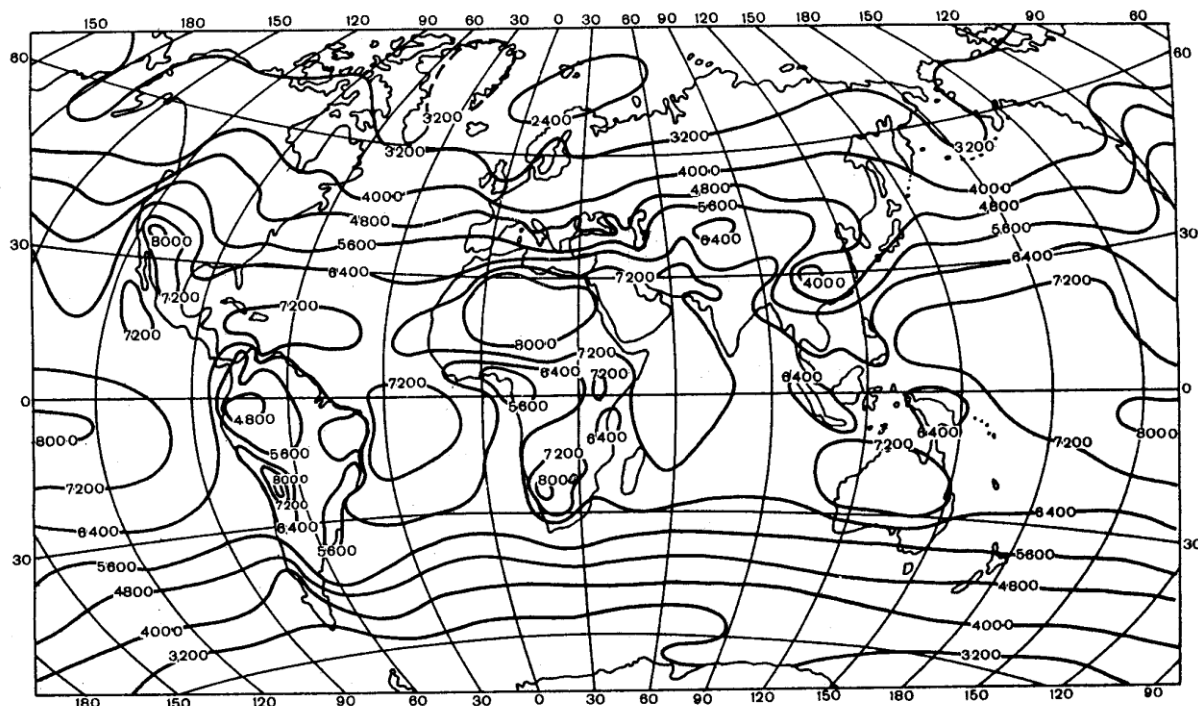
Йиллик йиғинди радиациянинг географик тақсимооти 17-расмда келтирилган. Ер шари бўйича йиллик йиғинди радиациянинг миқдори $2,4 \text{ ГЖ/м}^2$ дан $8,0 \text{ ГЖ/м}^2$ гача ўзгаради. Йиғинди радиациянинг энг катта қийматлари шимолий ва жанубий яримшарларнинг юқори босимли ҳудудларига мос келади. Шимолий Африкада уларнинг қийматлари $9,2 \text{ ГЖ/м}^2$ гача етади. Бу, айнан шу ҳудудларда булутларнинг энг кичик миқдорларда кузатилиши билан изоҳланади. Экваториал кенгликларда йиллик йиғинди радиация миқдорининг камайиши кузатилади, чунки бу ерда субтропикларга нисбатан булутли кунларнинг такрорланувчанлиги ортади. Амазонка ва Конго дарёларининг устида, Индонезияда йиллик йиғинди радиациянинг миқдори $4,2 \text{ ГЖ/м}^2$ гача камаяди.

Юқори босимли ҳудудлардан шимолга ва жанубга йиғинди радиация миқдори камаяди. Уларнинг изочизиқлари зонал характердаги тақсимоотга эга. Зоналликнинг бузулиши булутлилиқнинг нотекис тақсимооти билан боғлиқ бўлиб, циклонал фаолият кучайган ҳудудларда юзага келади. Бу ҳудудлар – Канаданинг ғарбий қирғоқлари, Европанинг шимолий қисми, Жанубий Африканинг жануби-ғарбий қирғоғи ва бошқалар. Йиғинди радиация зоналлигининг бузулиши муссон (Ҳиндистон, Осиёнинг шарқий қирғоғи) ва пассат циркуляцияси яхши ривожланган ҳудудларда (океанларнинг тропик шарқий ҳудудлари) кузатилади.

Иккала яримшарнинг 60° кенгликларида йиғинди радиациянинг йиллик йиғиндилари $2,5\text{-}3,4 \text{ ГЖ/м}^2$ ни ташкил қилади. Қутблар томон йиллик йиғинди радиациянинг миқдори бировз ортади, айниқса Антарктидада. Антарктиданинг ички ҳудудларида улар $5,0\text{-}5,4 \text{ ГЖ/м}^2$ гача етади.

Ўрта Осиёда горизонтал юзага келган йиғинди радиациянинг ўртача кўп йиллик қийматлари $6,4 \text{ ГЖ/м}^2$ ни ташкил қилади.

Умуман, океанларда куруқликларга нисбатан радиациянинг йиллик йиғиндилари кичикроқ бўлади.



17-расм. Ялпи радиация йиллик йиғиндисининг географик тақсими (МЖ/м^2).

Декабрда, жанубий яримшарнинг саҳроларида радиациянинг энг катта ойлик йиғиндилари кузатилади – $0,8-0,9 \text{ ГЖ/м}^2$ гача ва ундан юқори. Экватор яқинида булутли ҳудудларда улар $0,3-0,5 \text{ ГЖ/м}^2$ камайган бўлади. Қишда шимолий яримшарда шимол томон радиация тез камаяди. 50- параллелдан шимолда радиациянинг ойлик йиғиндилари $0,08 \text{ ГЖ/м}^2$ дан камроқ, қутбий доирадан биров шимолроқда улар нолга тенг бўлади. Ёзда жанубий яримшарда $50^\circ-60^\circ$ кенгликларда радиациянинг ойлик йиғиндилари жанубга томон $0,4 \text{ ГЖ/м}^2$ гача камаяди. Ундан кейин улар ортади – Антарктида қирғоқларида $0,8 \text{ ГЖ/м}^2$, Антарктиданинг ичкарасида – $1,3 \text{ ГЖ/м}^2$ дан ошади, яъни тропиклардаги ёзги миқдорлардан катта бўлади.

Июнда радиациянинг энг катта йиғиндилари ($0,9 \text{ ГЖ/м}^2$ дан ортиқ) шимоли-шарқий Африка, Арабистон ва Эрон тоғлари устида кузатилади. Ўрта Осиёда улар $0,8 \text{ ГЖ/м}^2$ гача ва ундан ортиқ, Жанубий яримшардаги қитъаларнинг тропик қисмларида $0,6 \text{ ГЖ/м}^2$ гача етади. Экваторга яқин булутли ҳудудларда, ҳудди декабрдагидек, радиациянинг йиғиндилари $0,3-0,5 \text{ ГЖ/м}^2$ гача камаяди. Шимолий яримшарда ёзда радиация йиғиндилари субтропиклардан шимолга қараб аста-секин камаяди, 50° ш.к. дан шимолроқда улар ортиб, Арктик денгизлар ҳавзасида $0,8 \text{ ГЖ/м}^2$ қийматларгача етади. Қишда жанубий яримшарда улар жануб томон тез камаяди, қутбий доира ортида нолга тушади.

4.6. Қуёш радиациясининг қайтарилиши. Алbedo

1. Ер сиртига етиб келган йиғинди радиация, қисман тўшалган сиртда (ер ёки сув қатлами) иссиқликка айланади, қисман қайтарилади. Қуёш радиациясининг тўшалган сиртдан қайтарилиши сиртнинг хусусиятларига боғлиқ ва сиртнинг **албедоси** деб аталади.

Қайтарилган радиациянинг йиғинди радиацияга нисбати алbedo деб аталади (% ларда):

$$A = \frac{J_{qayt}}{Q} 100 \% \quad (4.17)$$

Шундай қилиб, ер сиртидан қайтарилган радиация миқдори $J_{qayt}=AQ$, тўшалган сиртда ютилган қисми эса $Q(1-A)$ га тенг бўлади ва ютилган радиация деб аталади.

2. Тўшалган сиртнинг албедоси унинг ҳолати ва хусусиятлари билан белгиланади ва Қуёшнинг баландлигига боғлиқ.

Тўшалган сиртларнинг барча турлари учун бир хусусият характерли – албедонинг энг катта ўзгаришлари Қуёш чиққандан унинг баландлиги 30° га етгунга қадар кузатилади.

Ер сирти албедосининг кескин ўзгаришлари қор қоплами шаклланаётган пайтларда юз беради. Бу даврларда кўшни кунларда албедонинг фарқлари 20-30% гача етиши мумкин, қолган пайтда эса ёзда 3% дан, қишда континентал иқлимда – 7% дан, денгиз иқлимида – 12% дан ошмайди.

Тўшалган сиртларнинг баъзи турларининг альбедосини кўриб чиқайлик.

Қор қоплами. Қор қопламининг албедоси булутсиз об-ҳавода кўрилаяётган жойнинг физик-географик шароитларига боғлиқ бўлиб, 52-99% чегараларда ўзгариши мумкин. Нам ифлосланган қорнинг альбедоси 20-30% гача камайиши мумкин. Булутлилиқ ортиши билан қор қопламининг албедоси ортади.

Кун мобайнида қор қопламининг албедоси ўзгаради. Қуёш чиқиши билан тоза қуруқ қор қопламининг албедоси 3-8% га ўзгаради. Кун ўртасига нисбатан албедонинг кунлик ўзгариши асимметрик - Қуёшнинг бир хил баландликларида тушдан олдин кузатилган албедолар тушдан кейингилардан кичик бўлади.

Ўтли қоплам. Ўтларнинг серсувлигига, рангига ва қалинлигига қараб ўтли қопламнинг албедоси 12 дан 28% гача ўзгаради. Нам ўтларнинг албедоси қуруқ ўтлар албедосидан 2-3% га кичик бўлади.

Ўтли қопламнинг албедоси Қуёшнинг баландлигига боғлиқ - қуруқ яшил ўтларнинг эрталабки ва кечқурундаги албедоси тушдаги албедосидан 2-9% га катта.

Тупроқ албедоси. Тупроқ сиртининг албедоси тупроқ турига, унинг тузулиши, ранги ва намлигига боғлиқ.

Қуруқ тупроқларнинг ўртача албедоси 8 дан 26% гача ўзгариши мумкин. Оқ қумнинг албедоси энг катта – 40%. Нам тупроқнинг албедоси қуруқ тупроқникидан 3-8% га, оқ қумники – 18-20% га кичик бўлади. Тупроқнинг нотекислиги (ғадир-будурлиги) камайиши билан унинг албедоси ортади. Кунлик ўзгаришида тупроқ албедоси Қуёшнинг кичик баландликларида – максимал, Қуёш тиккада бўлганида – минимал бўлади. Албедонинг кундузги ўзгариши амплитудаси 11-17% ташкил этади.

Сув сирти албедоси. Сув сирти албедоси қатор омилларга, шу жумладан, Қуёшнинг баландлигига, булутлар миқдорига, сув ҳавзаларининг характеристикалари (чуқурлик, сув тиниқлиги ва бошқа) ва тўлқинланиш даражасига боғлиқ. Май-сентябр ойлари мобайнида йирик табиий сув ҳавзалари ва сув омборларининг ўртача ойлик албедолари 7 дан 11% гача, саёз сув ҳавзаларининг албедоси – 11 дан 16% гача ўзгаради.

Сув сирти албедосининг кунлик ўзгариши булутлар бўлмаганида яққол ифодаланган бўлади. Бундай ҳолатларда албедонинг кунлик ўзгариши амплитудалари 30% ва ундан каттароқ бўлиши мумкин. Кучли тўлқинланишда ёки бутунлай булутлиликда кун мобайнида албедро деярли ўзгармайди. Бутунлай булутлиликда океан ва денгизларнинг албедоси 6-8% ни ташкил қилади.

Сув сирти албедосининг Қуёш баландлигига боғланишини куйидаги жадвалдан кўриш мумкин:

H_0	90^0	50^0	45^0	20^0	5^0
A%	2	4	5	12	35

Булутлар албедоси. Булутларнинг албедоси уларнинг вертикал қалинлигига ва турига боғлиқ. Албедонинг энг катта қийматлари юқори тўп-тўп ва қатламли тўп-тўп булутларга характерли. Бир хил қалинликдаги (300 м) юқори тўп-тўп булутнинг албедоси 71-73%, қатламли тўп-тўп булутнинг албедоси эса 56-64% ни ташкил қилади.

Булутлар албедоси улар остидаги ер сирти албедосига боғлиқ.

3. Ер сирти ва булутларнинг албедоси биргаликда сайёрамизнинг албедосини ташкил қилади. Булутлилик бўлмаганида Ернинг ўртача йиллик албедоси экваториал ва тропик кенгликларда тахминан 17%, қутбий кенгликларда тахминан 50% ни ташкил қилади. Булутлилик Ер албедосини 25-30% дан 60% гача орттиради. Умуман, сайёрамизнинг ўртача албедоси 29 дан 32% гача ўзгаради. Демак, Қуёшдан келган радиациянинг учдан бир қисми космик фазога қайтарилади.

4.7. Ер сирти ва атмосферанинг узун тўлқинли нурланиши. Эффектив нурланиш

1. Узун тўлқинли радиация деб тўлқин узунликлари 4 мкм дан 100-120 мкм га тенг бўлган радиацияга айтилади.

Ер сирти ва атмосфера, ихтиёрий жисмлар каби энергияни нурлайди. Ер ва атмосферанинг ҳароратлари Қуёш ҳароратидан анча паст бўлганлиги учун, улар нурлаган энергия кўринмас инфрақизил спектрга тўғри келади. Ер сиртини ҳам, атмосферани ҳам мутлақ қора жисм деб бўлмайди. Турли сиртларнинг узун тўлқинли радиация спектрларини ўрганиш етарли аниқлик билан Ерни кул ранг жисм деб ҳисоблаш мумкинлигини кўрсатди. Бу шуни билдирадики, барча тўлқин узунликлари учун ер сиртининг нурланиши унинг ҳарорати билан бир хил бўлган мутлақ қора жисмнинг нурланишидан бир хил кўпайтувчига фарқланади:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad (4.18)$$

бу ерда B_0 – ер сиртининг нурланиш оқими (кВт/м^2), σ - Стефан-Болцман доимийси, T_0 - ер сирти ҳарорати, δ - ер сиртининг ютиш қобиляти ёки ютишнинг нисбий коэффиценти. Турли сиртлар учун δ нинг қийматлари 0,89 дан 0,99 гача ўзгаради. Қор энг катта ютиш қобилятига эга ($\delta=0,995$), сув сиртнинг ютиш қобиляти энг кичик - $\delta=0,89$. Ўртача ер сирти учун $\delta=0,95$ га тенг деб ҳисобланади.

Ер сирти нурланиши Қуёш нурланишидан анча кичик бўлса ҳам, горизонтал юзага етиб келадиган Қуёш радиацияси оқими билан таққосланадиган даражада бўлади.

Турли ҳароратларда мутлақ қора жисмнинг нурланиш оқими қуйида кўрсатилган:

$t^{\circ}\text{C}$	-40	-20	0	20	40
кВт/м^2	0,17	0,24	0,32	0,43	0,55

Ер сирти ҳароратларида (-93°C – Арктика музлари, 77°C – сахро кумлари) ер сирти нурланиши 4 дан 120 мкм тўлқинлар диапозонига, энергия максимуми эса – 10-15 мкм га тўғри келади.

Ер сиртининг нурланиши унинг ҳароратига ва турига боғлиқ. Ер сиртининг нурланиши кундузи яққол ифодаланган максимумга, кечаси – минимумга эга. Кечаси нурланиш ҳисобидан ер сирти совийди.

2. Атмосфера қисқа тўлқинли қуёш радиацияси ва ер сирти нурлаган узун тўлқинли радиациясини ютиш ҳисобига, ҳамда сув буғининг фазавий ўтишлари натижасида ажралган иссиқлик ҳисобига исийди. Ер сирти каби атмосфера ҳам узун тўлқинли радиацияни нурлайди.

Атмосфера радиациясининг кўп қисми (70%) ер сирти томон нураланади, қолган қисми эса космик фазога чиқиб кетади. Ер сирти томон йўналган атмосфера радиацияси атмосферанинг **учрашма нурланиши** деб аталади. Ер сирти учрашма нурланишни деярли бутунлай (90-99%) ютади. Шундай қилиб, ер сирти учун атмосферанинг учрашма нурланиши кўшимча иссиқлик манбаидир.

Булутлиликнинг кўпайиши билан учрашма нурланиш ортади, чунки булутларнинг ўзи энергияни кучли нурлайди.

Юқорига кўтарилган сари сув буғининг миқдори камайиши билан атмосферанинг учрашма нурланиши ҳам камаяди. Экваторда атмосферанинг учрашма нурланиши энг катта бўлади, чунки бу ерда атмосфера анча илиқ ва сув буғига бой. Экваториал кенгликларда ўртача йиллик учрашма нурланиш $0,35-0,42 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлади, кутбий кенгликлар томон у $0,21 \text{ кВт/м}^2$ гача камаяди.

Ер нурланишини ютадиган ва учрашма нурланишни нурлайдиган атмосферадаги газ – сув буғидир. У $5,5-7,0 \text{ мкм}$ ва 17 мкм дан узунроқ спектрал диапазонларда инфрақизил радиацияни кучли ютади. $8,5-12 \text{ мкм}$ тўлқинлар диапазонида сув буғи инфрақизил радиацияни деярли ютмайди. Бу тўлқин узунликлар диапазони **атмосферанинг шаффоф ойнаси** деб аталади ва бу “ойна”дан ер сирти нурланиши космик фазога чиқиб кетади.

Сув буғидан ташқари инфрақизил радиация оқимида карбонат ангидрид ва озон таъсир кўрсатади.

Учрашма нурланиш атмосферанинг қуйи қатламларидаги намлик ва ҳароратга кучли боғлиқ.

Учрашма нурланиш ер сирти нурланиши каби яққол ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга эмас.

3. Ер сирти нурланиши ва атмосферанинг учрашма нурланиши орасидаги фарқ **эффектив нурланиш** деб аталади:

$$B_э = B_0 - \delta B_A, \quad (4.19)$$

бу ерда δB_A - атмосферанинг учрашма нурланиши.

Атмосферанинг учрашма нурланиши одатда ер сирти нурланишидан кичик бўлади, шу сабабли $B_э > 0$, яъни эффе́ктив нурланиш ер сирти йўқотган иссиқликни ифодалайди. Камдан-кам ҳоллардагина атмосферанинг қуйи қатламларида ҳароратнинг кучли инверсияси ва намликнинг катта қийматлари кузатилса, $B_э < 0$ бўлади ва ер сирти атмосферадан иссиқлик олади. Эффе́ктив нурланиш ер сиртининг ҳарорат режимига катта таъсир кўрсатади, қор эришида, туманлар ва радиацион совишлар ҳосил бўлишида катта рол ўйнайди.

Эффе́ктив нурланиш атмосферадаги сув буғи миқдoriga ва булутлиликка боғлиқ. Сув буғининг миқдори ва булутлилик ортиши билан эффе́ктив нурланиш камаяди, чунки атмосферанинг учрашма нурланиши ортади.

Ўрта ҳисобда ўрта кенгликларда ер сирти йиғинди радиациянинг ютилишидан ҳосил бўлган иссиқликнинг тахминан ярмини эффе́ктив нурланиш орқали йўқотади.

Эффе́ктив нурланишнинг йиллик ўзгариши булутсиз атмосферада ва жанубийроқ кенгликларда яққол ифодаланган бўлади (4.3-жадвалга қаранг).

Эффектив нурланишни йиллик ўзгариши (Вт/м²)

Пункт	Атмосфера ҳолати	Ой				Йил
		I	IV	VII	X	
Якутск ($\varphi=60^\circ$ ш.к.)	булут	65,0	62,4	54,2	54,2	56,5
	очик	86,7	86,4	91,4	92,9	89,9
Павловск ($\varphi=60^\circ$ ш.к.)	булут	31,0	60,8	65,0	37,2	46,9
	очик	69,7	108,8	100,6	83,2	87,8
Тошкент ($\varphi=42^\circ$ ш.к.)	Булут	49,5	72,0	102,4	83,6	77,4
	очик	72,8	102,4	108,4	97,5	98,8

4.8. Ер сирти ва атмосферанинг радиация баланси

Нурли энергия кўринишида иссиқликнинг келиши умумий иссиқлик келишининг муҳим таркибий қисмидир. Унинг таъсирида ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими ўзгаради.

Жисмнинг **нурли энергия баланси** ёки **радиация баланси** деб, жисм ютган ва нурлаган радиациялар орасидаги фарққа айтилади.

Ер сирти радиация балансининг R кирим қисми тўғри радиациянинг $(1-A)J'$ ва сочилган радиациянинг $(1-A)i$ ютилган қисмларидан, ҳамда атмосферанинг учрашма нурланишларидан δB_a иборат бўлади. R нинг чиқим қисмига ер сиртининг нурланиши B_0 киради.

$$R = (1 - A)J' + (1 - A)i + \delta B_a - B_0$$

ёки

$$R = (J' + i)(1 - A) - B_0, \quad (4.20)$$

бу ерда A - албедро, $(J' + i) = Q$ - йиғинди радиация, $Q \cdot (1 - A) = J_{yut}$ кўпайтма - йиғинди радиациянинг ютилган қисми. Буларни ҳисобга олсак, (4.20) кўйидагича ёзилиши мумкин:

$$R = Q(1 - A) - B_0, \quad (4.21)$$

ёки

$$R = J_{yut} - B_0, \quad (4.22)$$

(4.20)-(4.22) тенгламалар радиация балансининг турли кўринишлари.

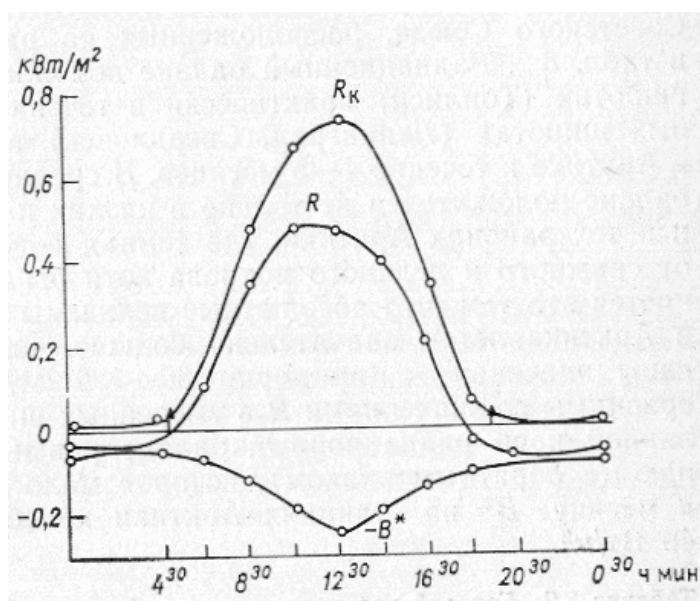
Ер сиртининг радиация баланси атмосферанинг ер сиртига яқин ва тупроқ қатламларидаги ҳарорат тақсимотида, қор эриши ва буғланиш

жараёнларига, совишлар ва туманлар ҳосил бўлишига, ҳаво массалари хусусиятларининг ўзгаришларига катта таъсир кўрсатади.

Радиация баланси географик кенгликка, йил ва сутка вақтига, атмосфера шароитларига (булутлилик, шаффофлик ва ҳ.к.) боғлиқ равишда ўзгаради. Радиация баланси турли вақт оралиқлари учун (соат, сутка, ой, фасл, йил) ҳисобланади.

Радиация балансининг узун тўлқинли B , ва қисқа тўлқинли $R_k = Q \cdot (1 - A)$ ташкил қилувчилари орасидаги муносабатга қараб радиацион баланс манфий ёки мусбат бўлиши мумкин.

Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли B , ва қисқа тўлқинли R_k ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари 18-расмда келтирилган.



18-расм. Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли B , ва қисқа тўлқинли R_k ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари (Қозоғистон жануби, июл 1952 й.).

Стрелкалар — Қуёшнинг чиқиш ва ботиш вақтлари.

Радиация балансининг манфий қийматлардан (кечаси) мусбат қийматларга (кундузи) ва аксинча ўтишлари Қуёшнинг баландлиги $10-15^\circ$ га тенг бўлганда кузатилади. Булутсиз осмонда ёки булутлар миқдори ўзгармас бўлганда тун мобайнида радиация баланси ўзгармайди.

Қор қоплами бўлганида радиация баланси мусбат бўладиган вақт оралиғи камаяди, чунки R нинг манфий қийматлардан мусбат қийматларга ўтиши Қуёшнинг катта баландлигида ($20-25^\circ$) кузатилади. Шунинг учун ҳам қишда юқори кенгликларда суткалар мобайнида радиация баланси манфий бўлиши мумкин.

Турли кенгликлар учун радиация балансининг йиллик ўзгариши қуйидаги жадвалда келтирилган.

Радиация балансининг йиллик ўзгариши (Вт/м²)

Пункт	Ой				Йил
	I	IV	VII	X	
Диксон о.	-37,5	-8,1	115,7	-28,2	8,4
Якутск	-37,5	27,5	115,7	-15,6	22,3
Санкт-Петербург	-29,7	69,5	103,2	-1,6	31,4
Тбилиси	1,6	100,2	156,4	43,8	74,6

Жанубий кенгликларда йил мобайнида, ўрта кенгликларда – 6-8 ой мобайнида, Арктикада – 3-4 ой мобайнида радиация баланси мусбат бўлади.

Антарктидада албедро қийматлари катта бўлганлиги учун қирғоқдагилардан ташқари барча станцияларда йиллик радиация баланси манфий бўлади.

Қуёшнинг баландлиги ва албедодан ташқари, радиация баланси ва унинг ўзгаришларига булутлилик катта таъсир кўрсатади. Кундузи мусбат радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши йиғинди радиация ва эффектив нурланишнинг камайишига олиб келади. Лекин, йиғинди радиациянинг камайиши эффектив нурланишнинг камайишидан кучлироқ бўлгани учун радиация баланси камаяди.

Тунда манфий радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши эффектив нурланишнинг ва мос равишда радиация балансининг камайишига олиб келади. Ўрта кенгликларда булутлиликнинг 3 дан 8 баллгача ортиши радиация балансини 20% камайишига олиб келади.

2. Атмосфера радиация балансининг R_A кириш қисмини ер сирти нурланишининг атмосферада ютилган қисми U_{yut} :

$$U_{yut} = (1-P) \cdot B_0, \quad (4.23)$$

бу ерда P - атмосферанинг ўтказиш коэффициенти, шунингдек атмосферада ютилган тўғри ва сочилган радиация q' ташкил қилади.

Ер сирти δB_A ва космик фазо B_∞ томон йўналган нурланиш ҳисобига атмосфера иссиқлик йўқотади. Шундай қилиб,

$$R_A = U_{yut} + q' - \delta B_a - B_\infty \quad (4.24)$$

ёки

$$R_A = (1-P)B_0 + q' - \delta B_a - B_\infty \quad (4.25)$$

$B_0 + \delta B_a = B_g$, $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ - ер сирти ва атмосферанинг космик фазога кетаётган нурланишларини ҳисобга олсак, қуйидагини ёзишимиз мумкин:

$$R_A = q' + B_{\varphi} - U_{\infty} \quad (4.26)$$

(4.24)-(4.26) формулалар атмосферанинг радиация баланси тенгламаларидир.

(4.26) формула бўйича ҳисоблашлар барча кенгликларда атмосферанинг ўртача йиллик радиация баланси манфийлигини кўрсатади.

Шимолий яримшарда атмосферанинг радиация балансининг кенгликлар бўйича ўзгариши қуйида тавсифланган:

$\varphi_0, ^\circ$	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
$R_A, \text{Вт/м}^2$	-101	-110	-109	-92	-80	-80	-93

3. Иқлимий ҳисоблашларда ер сирти-атмосфера (ёки Ер) тизимининг радиацион баланси катта қизиқиш уйғотади. Ер сирти-атмосфера тизимининг радиацион баланси деганда тўшалган сиртнинг (тупроқ ёки сув) фаол қатлами ва бутун атмосферани ўз ичига олган вертикал устундаги нурли энергиянинг баланси тушунилади. Демак,

$$R_{\text{Yer}} = R + R_A \quad (4.27)$$

(4.22) ва (4.26) ларни ҳисобга олсак:

$$R_{\text{Yer}} = J_{\text{yut}} + q' - U_{\infty}$$

ёки

$$R_{\text{Yer}} = Q_{\text{yut}} - U_{\infty} \quad (4.28)$$

бу ерда $Q_{\text{yut}} = J_{\text{yut}} + q'$ – ер сирти ва атмосферада ютилган қуёш радиацияси.

(4.28) ни қуйидагича ифодалаш ҳам мумкин.

$$R_{\text{Yer}} = J_0' (1 - A_{\text{Yer}}) - U_{\infty} \quad (4.29)$$

бу ерда J_0' – атмосферанинг юқори чегарасидаги горизонтал юзага тушаётган тўғри қуёш радиациясининг миқдори (инсоляция), A_{Yer} – Ернинг албедоси.

Ер сирти-атмосфера тизимининг радиация баланси мусбат ёки манфий бўлиши мумкин. Йиллик ўзгаришда ёз ойлари мобайнида ўрта кенгликларда $R_{\text{Yer}} > 0$, йилликнинг қолган вақтида – манфий. Экваториал ҳудудда (15° ш.к. ва 15° ж.к. орасида) йил мобайнида $R_{\text{Yer}} > 0$. Экватордан 35° ш.к. гача ва 40° ж.к. гача чўзилган ҳудудда йил давомида ўртача ҳисобда $R_{\text{Yer}} > 0$, қолган ҳудудларда $R_{\text{Yer}} < 0$.

4.9. Эффектив нурланиш ва радиация балансининг географик тақсимооти

1. Эффектив нурланиш географик тақсимоотининг асосий хусусиятларини кўриб чиқамиз.

Йиғинди радиациясига нисбатан ер сиртининг эффектив нурланиши ер шари бўйича текисроқ тақсимланган. Гап шундаки, ер сирти хароратининг ортиши билан, яъни кичикроқ кенгликларга ўтган сари ер сиртининг нурланиши ортиб боради. Лекин бу билан бирга ҳавонинг баландроқ харорати ва намлиги туфайли атмосферанинг учрашма нурланиши ҳам ортади. Шунинг учун ҳам кенгликлар бўйича эффектив нурланишнинг ўзгаришлари катта эмас.

Экватор яқинида атмосферанинг намлиги ва булутлилигининг юқорилиги сабабли денгиз ва қуруқликда эффектив нурланиш деярли бир хил бўлади – йилига тахминан $0,13 \text{ ГЖ/м}^2$. Юқори кенгликлар томон у ортиб, 60° параллелда океанлар устида йилига тахминан $0,17\text{--}0,21 \text{ ГЖ/м}^2$ га тенг бўлади. Қуруқликда, айниқса қуруқ, камбулутли ва иссиқ тропик саҳроларда, эффектив нурланиш юқорироқ ва йилига $0,35 \text{ ГЖ/м}^2$ га етади.

Булутлилиқ эффектив нурланиш йиғиндисини ўртача 10-15% га камайтиради.

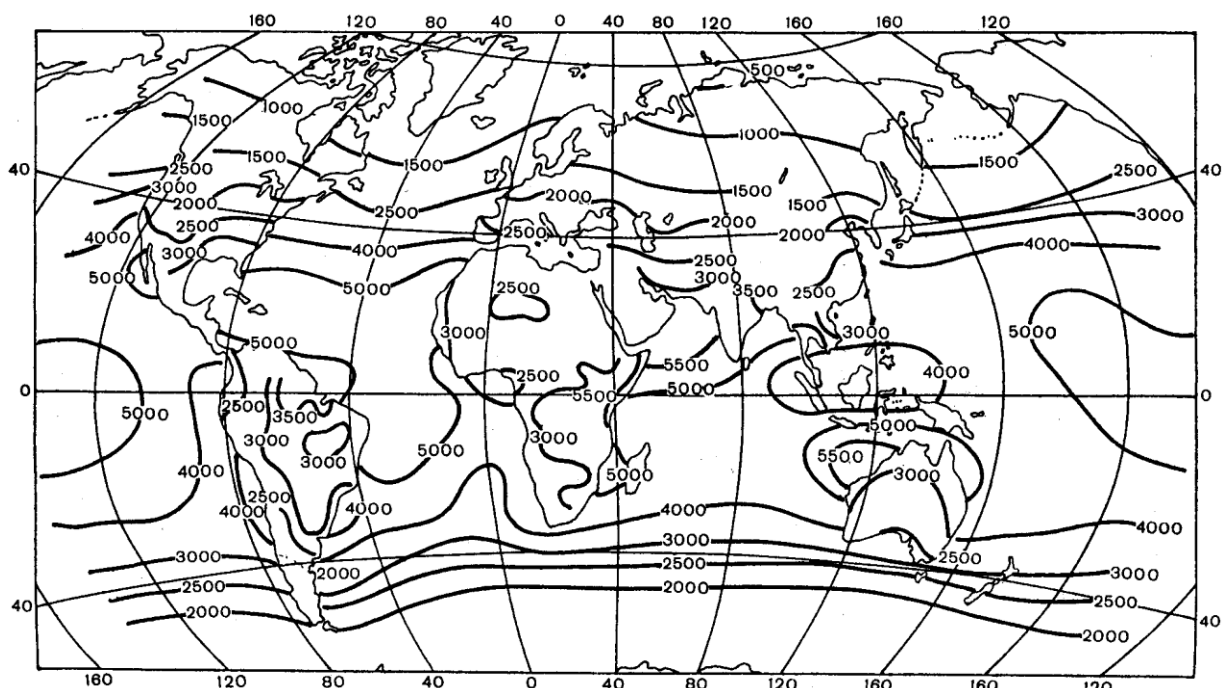
2. Радиация балансининг географик тақсимоотини кўриб чиқамиз. Энг аввал айтиб ўтиш лозимки, Гренландия ва Антарктида музликларидан ташқари Ер шарининг барча жойларида, радиация балансининг йиллик миқдорлари мусбат бўлади, яъни йил мобайнида ютилган радиациянинг миқдори эффектив нурланишдан катта бўлади.

Бу фактдан, йилдан йилга ер сиртининг иссиқлиги ортиб боради деб ҳулоса қилиш нотўғри бўлади. Гап шундаки, ютилган радиациянинг эффектив нурланишдан ортиб кетган қисми ер сиртидан ҳавога ўтган иссиқлик ва буғланишга сарфланган иссиқликлар билан мувозанатланади. Шундай қилиб, бутун йил учун ер сиртида иссиқлик мувозанати сақланиб қолади.

Радиация балансининг тақсимоотида океанлар ва қуруқлик катта таъсир ўтказиши (19-расм). Бир хил кенгликларда сув сиртининг радиация баланси қуруқлик радиация балансидан доимо каттароқ бўлади. Океанларнинг албедоси кичикроқ бўлганлиги учун улар йиғинди радиацияни кўпроқ ютади. Шу билан бирга сувнинг пастроқ харорати эффектив нурланишнинг камайишига олиб келади. Натижада, экваториал ва тропик кенгликларда сув сиртларининг йиллик радиация баланси $5,8 \cdot 10^2 \text{ ГЖ/м}^2$ ва ундан ортиқ қийматларга етади.

Қуруқликда радиация балансининг йиллик йиғиндилари $0,2 \cdot 10^2 \text{ ГЖ/м}^2$ дан (Антарктида) $3,7\text{--}4,0 \text{ ГЖ/м}^2$ гача (тропик кенгликлар) ўзгаради. Иккала яримшарнинг ўрта ва юқори кенгликларида радиация балансининг деярли зонал тақсимооти кузатилади. Циклонал фаолият таъсирида булутлилиқ жиддий равишда ортган ҳудудларда зонал тақсимоотнинг бузилиши кузатилади. Ўрта ва юқори кенгликларда турли географик зоналарда

радиация балансининг йиллик йиғиндилари қуйидаги қийматларга эга: арктик тундрада – $0,4 \text{ ГЖ/м}^2$ дан камроқ, тундра ва ўрмонли тундрада – $0,4-0,8 \text{ ГЖ/м}^2$, шимолий ва ўрта тайгада – $0,8-1,0 \text{ ГЖ/м}^2$, ўрта кенгликлардаги баргли ўрмонлар ва чўлларда – $1,2-1,45 \text{ ГЖ/м}^2$.



19-рasm. Ер сиртининг йиллик радиация баланси (МЖ/м^2).

Субтропик, тропик ва экваториал зоналарда радиация баланси намлик ва булутлиликнинг турли режимлари билан белгиланади. Бу кенгликларда радиация балансининг йиллик қийматлари $2,3-2,9 \text{ ГЖ/м}^2$ га тенг бўлади. Субтропик ва тропик саҳроларда эффектив нурланиш ва тўшалган сирт албедоси катта қийматларга эга бўлганлиги учун бу жойларда радиация балансининг энг кичик қийматлари кузатилади.

Океан сиртларида радиация балансининг географик тақсимооти яхши ифодаланган зоналикка эга. Унинг энг катта қийматлари тропик ва субтропик кенгликларга, энг кичиклари – сузиб юрувчи музлар чегарасига ($0,6-0,8 \text{ ГЖ/м}^2$) тўғри келади.

Шимолий яримшарда январда кутбий ва ўрта кенгликларда қуруқликларда ойига -40 дан -90 МЖ/м^2 гача ўзгарадиган манфий радиация баланси кузатилади. Тропик кенгликларда радиация баланси мусбат ва $120-200 \text{ МЖ/м}^2$ тенг бўлади. Жанубий яримшарда барча жойларда радиация баланси мусбат.

Шимолий яримшарда ёзда яримшарнинг барча жойларида радиация баланси мусбат бўлиб, ойига 200 МЖ/м^2 дан (кутбий кенгликлар) 350 МЖ/м^2 гача (тропик кенгликлар) ўзгаради.

Бир хил кенгликларда қишда ва ёзда океанларнинг радиация баланси қуруқликлар радиация балансидан катта бўлади. Масалан, қишда юқори кенгликларда океанларда радиация баланси нолгача, тропик кенгликларда эса $350-400 \text{ МЖ/м}^2$ гача кўтарилади. Ёзда бу кўтарилиш ҳисобига R кутбий

кенгликларда ойига 200 МЖ/м² гача, тропик кенгликларда 600 МЖ/м² гача етади.

Асосий хулосалар

1. Атмосфера жараёнларининг асосий энергия манбаи 0,1 дан 4,0 мкм гача тўлқин узунлиги (қиска тўлқинли радиация) оралиғидаги қуёш радиациясидир. Қуёш спектридаги энергия тақсимооти иссиқлик нурланиши қонуни билан тавсифланади. Ерга келувчи максимал энергия миқдори Қуёш доимийси миқдори билан аниқланади.

2. Қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши ва сочилиши натижасида унинг кучсизланиши ва спектрнинг узунроқ тўлқин узунликлари томонга силжиши юз беради. Бир қатор оптик ҳодисалар (осмон ранги, уфққа нисбатан жойлашишига қараб қуёш ва ой дискининг ранги ва бошқалар) қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши ва сочилиши билан боғлиқ.

3. Атмосфера шаффофлиги ундаги сув буғи ва атмосфера аэрозоллари миқдorigа боғлиқ. Оптик масса қийматларининг интеграл шаффофлик характеристикаларига таъсирини бартараф этиш учун тўғри қуёш радиацияси қийматлари иккига тенг бўлган оптик массага келтирилади.

4. Ер сирти, атмосфера ва умуман сайёрага келаётган нурсимон энергия кўринишидаги иссиқлик оқими тегишли радиация баланси тенгламалари билан тавсифланади. Ютилган радиация ва бу объектларнинг ҳар биридан хусусий нурланиш орасидаги фарқ мазкур тенгламаларнинг умумийлигини белгилайди. Бу тенгламалар таркибига кирувчи барча ташкил этувчиларнинг қийматлари ва уларнинг вақт бўйича ўзгариши астрономик (жой кенлиги, қуёшнинг бурчак баландлиги ва бошқалар) ва метеорологик (булутлилиқ, намлик, албедо ва бошқалар) омилларга боғлиқ.

Назорат саволлари

1. Қуёш радиацияси қандай таркибга эга? Қуёш доимийси нима? У қандай омилларга боғлиқ?
2. Қуёш радиациясининг атмосферадаги ютилиши қандай содир бўлади?
3. Қуёш радиациясининг атмосферадаги сочилиши нима? Қайси оптик ҳодисалар у билан боғлиқ?
4. Монохрамик радиация учун қуёш радиациясининг атмосферадаги кучсизланиши тенгламасини келтириб чиқаринг.
5. Атмосферанинг интеграл шаффофлик характеристикаларини тушунтириб беринг. Форбс эффекти нима?
6. Тўғри қуёш радиациясининг ер юзасига келиши қайси омилларга боғлиқ?
7. Сочилган ва йиғинди қуёш радиацияларининг ер юзасига келиши қайси омилларга боғлиқ?
8. Турли сиртларнинг албедоси қайси омилларга боғлиқ? Табиий сиртлар, булутлар ва Ернинг сайёравий албедосини айтиб беринг.

9. Ер юзаси ва атмосферанинг узун тўлқинли радиацияси ҳамда эффектив нурланиш қайси омилларга боғлиқ?
10. Ер юзаси радиация баланси қандай ташкил этувчилардан иборат? Ер юзаси радиация баланси тенгламаси нима?
11. Ер юзаси радиация балансининг суткалик ва йиллик ўзгаришини характерлаб беринг.
12. Атмосфера ва ер юзаси-атмосфера тизими радиация балансларини характерлаб беринг. Қуёш радиациясининг географик тақсимоти хусусиятларини айтиб беринг?
13. Узун тўлқинли нурланиш ташкил этувчиларининг географик тақсимоти хусусиятлари қандай?
14. Қуруқлик ва океан устида радиация балансининг географик тақсимоти қандай хусусиятларга эга?

V БОБ. АТМОСФЕРА ТЕРМОДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ

5.1. Асосий тенгламалар. Адиабатик жараён

Атмосферада энергиянинг бир турдан иккинчисига тўхтовсиз айланиши содир бўлади. Энергия айланиши ва иссиқлик оқими таъсири остида атмосфера ҳолатининг ўзгариши жараёнларининг умумий қонуниятлари **атмосфера термодинамикаси** деб аталувчи бўлимда ўрганилади. Атмосфера термодинамикасида энергия сақланиш қонунининг кўринишларидан бири бўлган термодинамиканинг биринчи қонунидан келиб чиқадиган ҳулосалардан фойдаланилади.

Атмосфера учун термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламасини ҳосил қиламиз. P_i (босим), T_i (ҳарорат), ρ_i (зичлик) термодинамик параметрларга эга бўлган ҳаво заррасига dq иссиқлик миқдорини берайлик. Зарра атрофидаги муҳит параметрларини мос равишда P_e , T_e ва ρ_e орқали белгилаймиз. Зарра ичидаги босим унинг атрофидаги муҳит босимига тенг бўлганлиги учун $P_i = P_e = P$ (квазистатиклик шarti). Иссиқлик узатилишида зарранинг ички энергияси dU_i қийматга ортади. Бир вақтнинг ўзида зарра атмосферанинг юқори қатламларига кўтарилади, кенгайди ва ташқи босим кучларига қарши dW_i иш бажаради.

Термодинамиканинг биринчи қонунига мувофиқ

$$dq = dU_i + dW_i. \quad (5.1)$$

Маълум ўзгартиришлардан сўнг қуйидаги тенгламага эга бўламиз:

$$dq = c_p dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P} \quad (5.2)$$

тенгламаларни ҳосил қиламиз. Бу ерда $c_p = c_v + R_q$ (физикадан маълум бўлган Майер тенгламаси).

(5.2) тенглама метеорологияда фойдаланилувчи термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси ҳисобланади. У иссиқлик оқими тенгламаси деб ҳам аталади.

Қуруқ ҳаво учун $c_v = 718$ Ж/кг·К, $c_p = 1006$ Ж/кг·К, $c_p - c_v = 288$ Ж/кг·К,

$$\frac{c_p}{c_v} = \gamma = 1,4.$$

(5.2) га мувофиқ

$$dT_i = \frac{dq}{c_p} + \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (5.3)$$

эканлигига, яъни зарра ҳароратининг ўзгариши нафақат бирор иссиқлик миқдори dq нинг узатилиши, балки ташқи босимнинг ўзгариши билан ҳам боғлиқ бўлиши мумкинлигига эътибор қаратайлик. Агар босим ортса ($dP>0$), dq нинг ўзгаришларида зарра ҳароратининг ортиши кузатилади ва аксинча. Агар $dq=0$ бўлса, у ҳолда

$$dT_i = \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P}, \quad (5.4)$$

яъни атроф-муҳит билан иссиқлик алмашинуви бўлмаганда ҳароратнинг ўзгариши фақат босим ўзгаришлари билан аниқланади.

Ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгариши атроф-муҳит билан иссиқлик алмашинувмасдан содир бўлиши мумкин. Бундай жараён **адиабатик жараён** дейилади. Реал шароитларда ҳеч қайси ҳаво массаси атроф-муҳитнинг иссиқлик таъсиридан тўла изоляцияланган бўлмайди. Агар атмосфера жараёни етарлича тез содир бўлса ва бу вақт ичидаги иссиқлик алмашинуви эътиборга олмайдиган даражада кичик бўлса, етарлича аниқлик билан жараённи адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бундай жараён учун $dq=0$. Қуруқ ёки нам тўйинмаган ҳавода содир бўлаётган адиабатик жараённи кўриб чиқамиз. Бундай жараён **қуруқ адиабатик жараён** дейилади. Бу ҳолда (5.2) тенглама қуйидаги кўринишга келади:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}. \quad (5.5)$$

(5.5) тенглама дифференциал кўринишдаги адиабатик жараён тенгламасидир.

Адиабатик жараёнда ташқи босим кучларига қарши иш фақат ички энергия ҳисобига бажарилади. Агар иш мусбат, яъни кенгайиш юз берса ($dV_i>0$), зарранинг ички энергияси камаяди ($dT_i<0$), ва аксинча, ҳаво заррасининг сиқилишида ($dV_i<0$) унинг ички энергияси ортади ($dT_i>0$).

Ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳажми ортади ($dV_i>0$), босими эса камаяди ($dP<0$). (5.5) ифодадан бундай шароитда ҳаво заррасининг ҳарорати доимо камайиши ($dT_i<0$) келиб чиқади.

(5.5) тенгламани қуйидаги кўринишга келтирамиз:

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P}. \quad (5.6)$$

Бу тенгламани жараён бошланишидаги T_{i0} ҳарорат ва P_0 босим қийматидан уларнинг жараён охиридаги T_i ва P қийматларигача интеграллаймиз ва потенциаллашдан кейин

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_q}{c_p}}. \quad (5.7)$$

Агар $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$ муносабатни киритсак, у ҳолда $\frac{R_q}{c_v} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} = 0,286$.

Энди (5.7) қуйидаги кўринишга келади:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (5.8)$$

(5.7) ва (5.8) тенгламалар **интеграл кўринишдаги адиабатик жараён тенгламаси** (Пуассон тенгламаси) ёки **қуруқ адиабата тенгламасини** ифодалайди.

Тўйинмаган нам ҳаво учун T_i ҳарорат ўрнига виртуал ҳароратни олиш керак.

Вертикал бўйлаб қуруқ адиабатик ҳаракатланишда ҳаво заррасининг ҳарорати қандай ўзгаришини аниқлайлик. Бунинг учун (5.6) тенгламада $\frac{dP}{P}$ нисбатни статика тенгламаси ($dP = -\rho g \cdot dz$) ва қуруқ ҳавонинг ҳолат тенгламасидан $\left(\rho = \frac{P}{R_q T} \right)$ фойдаланиб алмаштирамиз:

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_e} \right), \quad (5.9)$$

бу ерда $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ - қуруқ адиабатик градиент, яъни баландлик бўйлаб адиабатик ҳаракатланишда қуруқ ёки тўйинмаган нам ҳаво зарраси ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши. $T_i \approx T_e$ бўлганлиги учун:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} \quad (5.10)$$

γ_a катталиқ $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ қийматга эга. Шундай қилиб адиабатик кўтарилаётган қуруқ ҳаво заррасининг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да тахминан 1°C га камаяди. Ҳаво заррасининг тушишида эса унинг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да 1°C га ортади.

$-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ тенгламани интеграллаш ва ечимни

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a (z - z_0) \quad (5.11)$$

кўринишда ёзиш мумкин.

Реал ҳаво таркибида доимо бирор миқдордаги сув буғи бўлади. Ҳисобларнинг кўрсатишича, агар сув буғи тўйиниш ҳолатига эришмаса, бундай нам ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгариши қуруқ ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгаришидан кам фарқланади. Демак, тўйиниш ҳолатига эришмаган нам ҳаво учун қуруқ ҳаво ҳароратининг адиабатик ўзгариши учун ҳосил қилинган (5.5), (5.8), (5.9) ва (5.10) тенгламалардан фойдаланиш мумкин бўлади.

Қуруқ адиабатик жараённинг муҳим характеристикаларидан бири **потенциал ҳарорат**дир. Бошланғич сатҳдан 1000 гПа босимли сатҳга қуруқ адиабатик туширилганда ёки кўтарилганда ҳаво зарраси қабул қиладиган ҳарорат потенциал ҳарорат θ деб аталади.

Агар $P_0=1000$ гПа, бу сатҳдаги ҳароратни $T_{i0} = \theta$ деб олсак, у ҳолда (5.8) Пуассон тенгламасини қуйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

$$\theta = T_i \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (5.12)$$

Потенциал ҳарорат жуда муҳим хоссага эга — айти бир ҳаво заррасининг қуруқ адиабатик ҳаракатланишида у ўз **қийматини доимий** сақлаб туради. Бу хосса амалиётда ҳаво массаларининг характеристикаси сифатида фойдаланилади.

Агар (5.12) тенгламани логарифмласак ва дифференциалласак

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (5.13)$$

тенгламани ҳосил қиламиз.

(5.6) тенгламага мувофиқ адабиатик жараёнда (5.13) тенгламанинг ўнг томони нолга тенг. Демак, $\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ ва $\theta = const$, яъни адиабатик ҳаракатларда потенциал ҳарорат ўзгармайди.

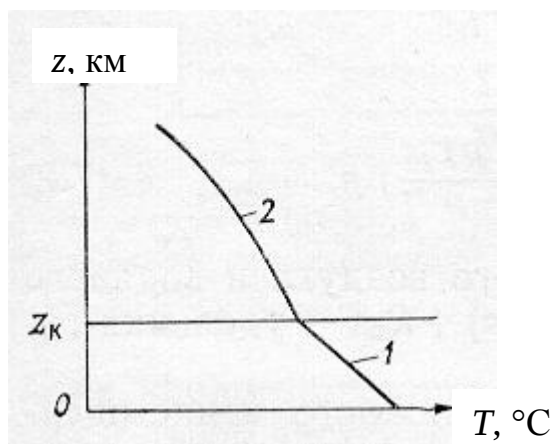
Агар ҳаво массасининг ҳаракатланиши жараёнида унинг потенциал ҳарорати ўзгарса, бу массага иссиқликнинг келиши ёки кетиши содир бўлганидан далолат беради.

5.2. Нам адиабатик жараёнлар

Сув буғига тўйинмаган нам ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳарорати қуруқ адиабатик қонун бўйича камаяди (яъни ҳар 100 м да 1°C га).

Бу заррадаги ҳаво массасининг доимийлиги сабабли сув буғининг масса улуши s ҳам ўзгармасдан қолади.

Ўзгармас намлик миқдорига эга бўлган ҳаво зарраси ҳароратининг пасайиши оқибатида унинг нисбий намлиги ортиб боради ва маълум сатҳда 100% етади. Тўйинмаган нам ҳаво тўйиниш ҳолатига эришадиган сатҳ z_k **конденсация сатҳи** деб аталади (20-расм).



20-расм. Нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиғи.
1 - курук адиабата, 2 - нам адиабата.

Агар тўйинишга эришган нам ҳаво зарраси конденсация сатҳидан юқорига кўтарилса, ҳароратнинг янада пасайиши оқибатида сув буғининг конденсацияланиши бошланади. Конденсацияланишда буғ ҳосил бўлишининг яширин иссиқлиги ажралиб чиқади (1 кг сув буғи конденсациясида 2,5 МЖ атрофида). Бунинг оқибатида конденсация сатҳидан юқорида зарранинги ҳарорати секинроқ камаяди. Кенгайиш ишининг бир қисми конденсация иссиқлиги ҳисобига амалга оширилиши бунга сабаб бўлади. Тўйинган нам ҳавода содир бўлувчи адиабатик жараён **нам адиабатик жараён** деб аталади.

Адиабатик ҳаракатланишда ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгаришини характерловчи эгри чизиқ ҳолат эгри чизиғи, адиабатик кўтарилишда бу эгри чизиқнинг тўйинган зарра ҳароратининг ўзгаришига мос келувчи қисми эса **нам адиабата** дейилади (6-расм). Нам адиабатик жараён бўйича кўтарилишда зарра ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши **нам адиабатик градиент** (γ'_a) деб аталади.

Нам адиабатик градиентнинг қийматлари доим курук адиабатик градиентдан кичик бўлади ҳамда ҳарорат ва босимга боғланган ҳаво заррасидаги намлик миқдорига (сув буғининг масса улушига) боғлиқ бўлади (5.1-жадвал).

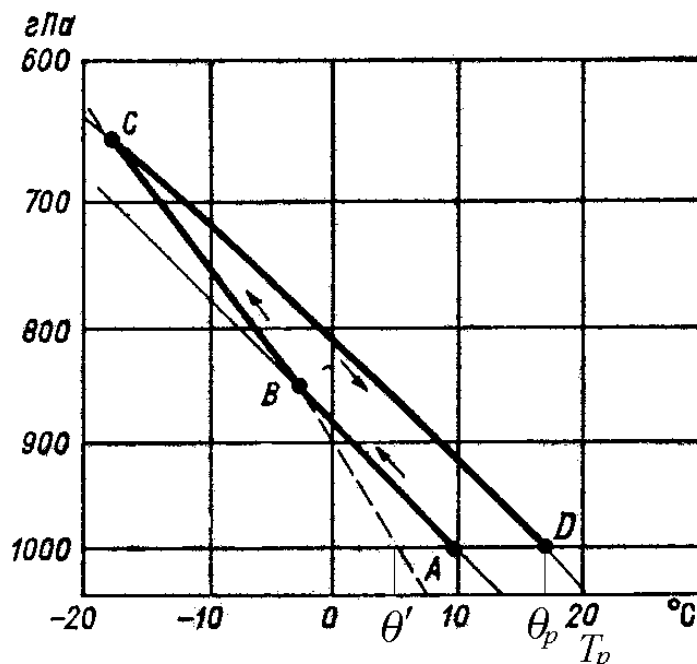
Ҳарорат ортиши билан ($P=const$ бўлганда) нам адиабатик градиент камаяди ва паст ҳароратларда курук адиабатик градиентга яқинлашади. Босимнинг ортиши билан ($T=const$ бўлганда) γ'_a ортади. Атмосферада кузатилувчи реал шароитларда нам адиабатик градиентнинг қиймати одатда $0,5^\circ\text{C}/100$ м дан катта ва $0,95^\circ\text{C}/100$ м дан кичик бўлади.

Нам адиабатик градиентнинг қийматлари ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$)

P , гПа	T , $^{\circ}\text{C}$					
	-60	-40	-20	0	20	40
1000	0,973	0,950	0,856	0,658	0,532	0,315
800	0,972	0,944	0,831	0,614	0,489	0,294
400	0,968	0,914	0,730	0,478	0,371	0,243
100	0,943	0,774	0,458	0,269	0,226	0,163

Нам адиабатик жараён ёпиқ (ёки қайтувчан) термодинамик жараён ҳисобланади. Шунинг учун ҳаво заррасининг тушишида унинг ҳарорати нам адиабатик қонун бўйича ортади.

Конденсация сатҳидан юқорида термодинамик жараён бошқача ривожланиши ҳам мумкин. Сув буғининг конденсацияси натижасида ҳосил бўлган булутдан ёғинлар (ёмғир, қор) ёғиши мумкин. Бу ҳолда ҳаво заррасининг тушишида унинг исиши натижасида сув буғи дарҳол тўйиниш ҳолатидан узоқлашади, унинг ҳарорати эса қуруқ адиабатик қонун бўйича ортади. Шундай қилиб, қаралаётган ҳаво массасида қайтмас жараён юз берди. Ҳаво зарраси дастлабки ҳолатига қайтмади, унинг жараён охиридаги ҳарорати бошланғич ҳароратидан юқори бўлиб қолди (21-расм). Тавсифлаб ўтилган жараён **псевдоадиабатик жараён** дейилади.



21-расм. Псевдоадиабатик жараён.

AB қуруқ адиабата, BC – нам адиабата, CD қуруқ адиабата,
 T_p – псевдоэквивалент ҳарорат, θ_p – псевдопотенциал ҳарорат,
 θ' – ҳўлланган термометрнинг потенциал ҳарорати.

Псевдоэквивалент (T_p) ва псевдопотенциал ҳарорат (θ_p) псевдоадиабатик жараённинг муҳим характеристикалари ҳисобланади. Ҳаво

зарраси бошланғич сатҳдан конденсация сатҳигача қуруқ адиабатик, ундан кейин сув буғининг тўлиқ конденсациясигача нам адиабатик кўтарилиб, сўнгра бошланғич ҳолатгача қуруқ адиабатик туширилганда у қабул қиладиган ҳарорат псевдоэквивалент ҳарорат деб аталади. Агар зарра тўлиқ конденсация сатҳидан 1000 гПа сатҳгача қуруқ адиабатик туширилса, унинг қабул қилган ҳарорати псевдопотенциал ҳарорат дейилади (21-расм). Бу иккала ҳароратлар ўртасидаги муносабатни (5.12) Пуассон тенгламаси асосида ифодалаш мумкин:

$$\theta_p = T_p \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (5.14)$$

Псевдопотенциал ҳарорат конденсация содир бўлган ҳаво массасининг консерватив характеристикаси ҳисобланади. Нам зарра қаерда бўлишидан қатъий-назар, агар унинг ҳаракатланиши адиабатик қонуният (яъни маълум қонуният) бўйича юз берса, бу зарранинг псевдопотенциал ҳарорати доимий қийматга эга бўлади. θ_p нинг ўзгариши ҳаво массасига ноадиабатик таъсирларнинг (иссиқлик келиши ёки кетиши) микдорий кўрсаткичи бўлиб хизмат қилади.

Хўлланган термометрнинг потенциал ҳарорати (θ') ҳам шундай консерватив характеристика ҳисобланади. Бу ҳарорат нам зарра z_k конденсация сатҳидан $P_0=1000$ гПа сатҳга нам адиабатик туширилганда қабул қиладиган ҳароратдир (21-расм).

5.3. Конвекция. Ҳаво заррасининг қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатига нисбатан атмосферанинг стратификацияси

Умумий ҳолда конвекция – бу тартибсиз оқимлар ёки “пуфаклар” ёки “термиклар” шаклланиши билан ифодаланувчи ҳаво массаларининг юқорилама ҳаракатидир. Конвекциянинг ҳосил бўлиш сабабларига кўра фақат Архимед кучи таъсирида ҳосил бўлувчи эркин (соф термик) ва мажбурий (ёки динамик) конвекциялар фарқланади. Реал шароитларда ер сирти термик жиҳатдан биржинсли бўлмайди. Шунинг учун атмосферада конвектив элементларнинг кўпроқ ёки камроқ тўғри фазовий тақсимотига эга бўлган биржинсли бўлмаган конвекция юзага келади.

Эркин (термик) конвекциянинг юзага келиш шартларини кўриб чиқамиз. Вертикал ҳаракатланаётган ҳаво заррасининг бирлик ҳажмига иккита куч таъсир кўрсатади: пастга йўналган оғирлик кучи $\rho_i g$ ва юқорига йўналган сиқиб чиқарувчи Архимед кучи $\rho_e g$. Бу кучларнинг тенг таъсир этувчиси $g(\rho_e - \rho_i)$ **сузувчанлик кучи** деб аталади.

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ, бу бирлик ҳаво ҳажмининг тезланиши қуйидагича бўлади:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i}, \quad (5.15)$$

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, ρ_i ва ρ_e мос равишда ҳаво зарраси ва атрофдаги ҳавонинг зичлиги.

Зичликни ҳолат тенгламасидан алмаштириб, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e} \quad (5.16)$$

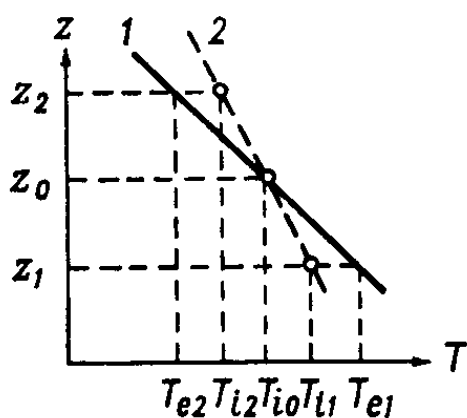
(5.16) тенглама **конвекция тезланиши тенгламаси** дейилади.

Агар $T_i - T_e > 0$ бўлса, конвекция тезланиши ҳам мусбат бўлади ва зарра юқорига кўтарила бошлайди. Аксинча, агар зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратидан кичик бўлса, конвекция тезланиши манфий ва зарра пастга ҳаракатланади. Агар зарра ва атрофдаги ҳаво ҳарорати бир хил бўлса, у ҳолда тезланиш бўлмайди.

T_e ҳарорат ва бошқа метеорологик катталикларнинг баландлик бўйича тақсимооти **атмосфера стратификацияси** дейилади. Умумий ҳолда кўпчилик омилларнинг таъсири натижасида атмосферада ҳароратнинг вертикал тақсимооти етарлича мураккаб ва хилма-хил бўлиши мумкин.

Ҳаво зарраси атрофидаги T_e ҳароратнинг турли қатламлардаги тақсимооти ҳароратнинг вертикал градиенти $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$ билан характерланади.

Атмосферанинг бирон бир сатҳида ҳаво заррасини ажратиб оламиз ва уни бошланғич ҳолатдан юқорига ёки пастга ҳаракатлантираемиз. Зарра атрофдаги ҳавонинг ҳолатига иссиқлик таъсирини ўтказмаслиги учун уни адиабатик ҳаракатлантиришимиз лозим. Зарра ҳарорати T_i нинг ўзгариши



22-расм. Нотурғунлик мезонларини келтириб чиқаришга доир.

1 – стратификация эгри чизиғи,
2 – қуруқ адиабата.

қуруқ адиабатик градиент γ_a қиймати билан характерланади. Атмосферада ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланишининг учта ҳар хил ҳоллари учун γ ва γ_a катталикларни таққослаймиз.

а. Градиент $\gamma > \gamma_a$. Атмосферада ўта адиабатик градиент кузатилади. Бошланғич z_0 сатҳда зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратига тенг, яъни $T_{i0} = T_{e0}$ деб ҳисоблаймиз. Заррани z_2 сатҳга кўтариб, мувозанат ҳолатидан чиқарамиз. Бу ерда зарра ҳарорати атмосфера ҳароратидан юқори бўлади: $T_{i2} > T_{e2}$. (5.16) ифодада мувофиқ зарра бу сатҳда мусбат тезланиш олади (22-расм).

Заррани $T_i < T_e$ бўлган z_1 сатҳга туширамиз. Зарра пастга йўналган тезланиш олади.

Иккала ҳолда ҳам зарра бошланғич ҳаракат йўналишидаги тезланишни олади. Шу билан бирга зарра бошланғич ҳолатдан қанчалик узоқлашса, унинг тезланиши ва тезлиги шунчалик катта бўлади. Зарранинг бундай ҳолати нотурғун ҳолат дейилади, $\gamma > \gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси эса **курук нотурғун стратификация** деб юритилади.

б. Градиент $\gamma = \gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100$ м га камаяди. Бу ҳолатда уччала сатҳда ҳам:

$$T_{i0} = T_{e0}, T_{i1} = T_{e1}, T_{i2} = T_{e2} \text{ бўлади.}$$

Демак, зарра қайси сатҳда бўлмасин унинг тезланиши доим нолга тенг. $\gamma = \gamma_a$ бўлгандаги атмосферанинг термик ҳолати **курук бефарқ** (ёки **мувозанат**) **стратификация** деб юритилади.

в. Градиент $\gamma < \gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100$ м дан секинроқ камаяди. Бу ҳолда z_2 сатҳда $T_{i2} < T_{e2}$ шарт бажарилади ва зарра манфий тезланиш олади, яъни ўзининг бошланғич ҳолатига томон ҳаракатланади. z_1 сатҳда эса, аксинча $T_{i1} > T_{e1}$ бўлади ва зарра бошланғич ҳолатига қайтишда мусбат тезланиш олади.

Шундай қилиб, бу ҳолда зарра бошланғич сатҳдан қайси томонга силжитилганидан қатъий-назар, унга ўтказилаётган таъсир тўхтатилганидан сўнг доим ўзининг бошланғич ҳолатига қайтади. $\gamma < \gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси **курук турғун стратификация** деб юритилади.

Юқорида нам адиабатик градиент доим курук адиабатик градиентдан кичик бўлиши аниқланган эди. Шунинг учун, курук адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатга нисбатан атмосфера стратификациясининг қуйидаги беш кўриниши мавжуд бўлади:

- а) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ - курук ва нам нотурғун ёки мутлақ нотурғун;
- б) $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ - курук бефарқ ва нам нотурғун;
- в) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ - курук турғун ва нам нотурғун;
- г) $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ - курук турғун ва нам бефарқ;
- д) $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$ - курук ва нам турғун ёки мутлақ турғун стратификация.

Атмосфера стратификациясининг турли кўринишларида потенциал ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланишини кўриб чиқамиз. Бунинг учун (5.12) формулани логарифмлаймиз ва баландлик бўйича ҳосила оламиз:

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_q}{c_p P} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (5.17)$$

бунда атмосферадаги жараённи қараётганимиз учун «i» индексни тушириб қолдирамиз. Статика тенгламасидан фойдаланиб (5.17) ни ўзгартирамиз:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T}(\gamma_a - \gamma) \quad (5.18)$$

(5.18) формуладан куруқ нотурғун ($\gamma > \gamma_a$) стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$, куруқ бефарқ ($\gamma = \gamma_a$) стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, куруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) стратификацияда $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ эканлиги келиб чиқади.

5.4. Стратификациянинг суткалик ўзгариши. Ҳаво массаларининг стратификацияси

Сутка давомида атмосферанинг стратификацияси ўзгаради. Куруқликда, тупроқ сирти ҳароратининг суткалик ўзгариши катта бўлган шароитларда (айниқса ёзда), кундузи ҳавонинг пастки қатламлари тупроқдан катта иссиқлик олади ва вертикал ҳарорат градиентлари ортади. Ер яқини қатламида бу градиентлар куруқ адиабатик градиентдан анча катта бўлиши мумкин. Шундай қилиб, атмосфера стратификацияси нотурғун бўлади ва конвекция пайдо бўлади.

Стратификациянинг нотурғунлиги каби конвекция ҳам тушда ва тушдан кейинги дастлабки соатларда айнақса катта бўлади. Шунинг учун конвекция билан боғлиқ бўлган тўп-тўп булутлар айнан тушдан сўнг максимал ривожланишга эга бўладилар. Кечга томон стратификация турғунлашади, ҳавонинг ерга яқин қатламлари тупроқдан совийди, тунги соатларда эса стратификация шунчалик турғун бўладики, ер яқинида ҳарорат инверсиялари, яъни тупроқ устидаги ҳаво ҳароратининг баландлик бўйича камайиши эмас, балки ортиши кузатилади. Конвекциянинг сутканинг бу вақтида сўниши ўз-ўзидан тушунарли.

Денгиз устида шароит бошқача бўлади. Денгиз сиртида ҳароратнинг суткалик ўзгариши жуда кичик. Шунинг учун денгиз устида нотурғунликнинг сезиларли кундузги ортиши кузатилмайди. Демак, конвекциянинг ривожланишида тушдан кейинги максимум бўлмайди. Аксинча, денгиз устида стратификациянинг нотурғунлиги тунги соатларда биров ортади. Бундай ҳолат денгиз сиртида тунда ҳарорат деярли кундузгидек қолиши, баландликларда – эркин атмосферада эса ҳавонинг нурланиши оқибатида тунда ҳароратнинг пасайиши билан боғлиқ. Шунинг учун денгиз устида тунда вертикал ҳарорат градиентлари биров ортади ва конвекция жараёни кучаяди.

Термик хоссалари турлича бўлган ҳаво массалари стратификация шароитлари бўйича фарқланади.

Илиқ ҳаво массаси совуқроқ тўшалган сирт томонга ҳаракатланади. Бунда ҳаво массаси пастдан совиб боради. Бундай совиш дастлаб ҳаво массасининг энг қуйи қатламларига, сўнгга сўнувчи кўринишда секин-аста юқорига тарқалади. Демак, ҳаво массасининг қуйи қатламларида вертикал

харорат градиентлари камаяди. Типик илиқ массада, айниқса қишда қишда устида, пастки бир километрли қатламда вертикал ҳарорат градиентлари $0,2-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, яъни берилган шароитлар учун нам адиабатик градиентлардан кичик. Бошқача айтганда, пастки юз метрда ҳаво массаси нафақат қуруқ турғун, балки нам турғун стратификацияга эга бўлади.

Бунда конвекциянинг сусайиши ва сўниши кузатилиши аён. Турғун массадаги сув буғининг конденсацияси туманлар ва шивалама ёмғир ёқи қишда майда қор ёғинларини берувчи қуйи қатламли булутлар шаклида юз беради.

Совуқ ҳаво массаси иссиқроқ тўшалган сирт томонга ҳаракатланади ва пастдан исийди. Шунинг учун совуқ ҳаво массасида пастки бир неча километрли қатламда нам адиабатик градиентлардан катта $0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ҳарорат градиентлари ҳосил бўлади. Бу ҳолат совуқ ҳаво массаси бу қатламларда нотурғун стратификацияга эга бўлишни билдиради. Бундай массада конвекция кучли ривожланади, сув буғининг конденсацияси эса жала ёғинларини берувчи тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутлар кўринишида юз беради.

Маҳаллий ҳаво массалари қишда, совиган қуруқлик устида, турғун, ёзда эса, исиган тупроқ устида, нотурғун бўлади. Шунинг учун ўрта кенгликларда қуруқлик устида қишда кўпроқ қатламли булутлар, ёзда эса тўп-тўп булутлар кузатилади.

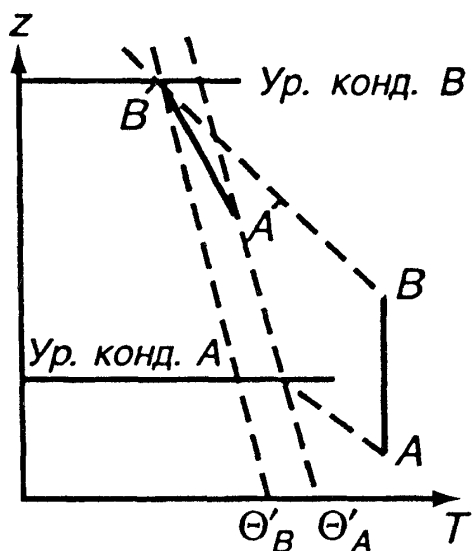
5.5. Потенциал турғунлик ва нотурғунлик

Реал шароитларда катта ҳажмли ҳавонинг вертикал аралашувлари кузатилади. Бу жараён ҳаво массасининг фронт сирти бўлаб юқорилама ҳаракатида, тоғ тизмасидан ошиб ўтишида ва бошқа ҳолларда содир бўлади. Бундай ҳаракатларда аралашуш юз бераётган ҳаво қатлами нисбий намлигининг вертикал тақсимотига боғлиқ ҳолда нам ҳавонинг стратификацияси сезиларли ўзгариши мумкин.

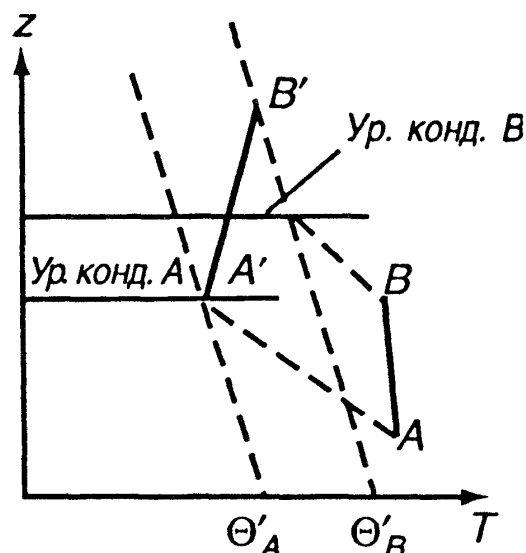
Икки ҳолни кўриб чиқамиз. Биринчи ҳолда ҳаво қатламининг кўтарилишгача бўлган стратификацияси мутлақо нотурғун (23-расм). Қатламнинг қуйи қисмидаги нисбий намлик (T_A) унинг юқори чегарасидаги (T_B)га нисбатан анча катта. Шунинг учун А заррача конденсация сатҳи ($T_{A'}$)га тез эришади ва ундан юқорида нам адиабата бўйлаб кўтарилиб, секин-аста совиб боради. В заррача конденсация сатҳига ($T_{B'}$) эришгунча вертикал бўйлаб узунроқ йўлни босиб ўтади. А'В' чизиғи билан характерланувчи қатлам стратификацияси энди нам нотурғун бўлади.

Иккинчи ҳолда қатламнинг бошланғич стратификацияси аввалги ҳолга аксинча мутлақо турғун (24-расм). Бироқ нисбий намлик баландлик бўйича ортиб боради. Ҳаво қатламининг кўтарилишида унинг қуйидаги қисми ($T_{A'}$) юқорисидагига нисбатан ($T_{B'}$) конденсация сатҳига анча кеч эришади. Шундай қилиб, адиабатик кўтарилишда қатлам стратификацияси янада турғунлашади.

Биринчи ҳолда қатлам стратификацияси **потенциал нотурғун**, иккинчи ҳолда – **потенциал турғун** деб аталади. Биринчи ҳол ҳаво массасининг тоғ тизмасининг шамолга қараган сирти бўйлаб кўтарилишида кузатилиши мумкин. Стартификациянинг ўзгариши конвектив ҳаракатларга олиб келиб, конвектив булутлар шаклланиши мумкин.



23-расм. Потенциал нотурғунлик



24-расм. Потенциал турғунлик

Ўлланган термометрнинг ҳарорат кўрсаткичи (θ') потенциал нотурғунлик ёки турғунлик мезони бўлиб хизмат қилади. Агар бу ҳарорат қуйи сатҳда юқори сатҳдагига нисбатан кичик, яъни $\theta'_A < \theta'_B$ бўлса, бу ҳол ҳаво массасининг потенциал турғунлигига мос келади. Аксинча, яъни $\theta'_A > \theta'_B$ бўлганида, потенциал нотурғунлик кузатилади.

(5.15) тенгламага мувофиқ, ҳаво заррасининг тезланиши зарра ва унинг атрофидаги ҳаво зичликларининг фарқига боғлиқ. Аввалги барча тенгламаларда намликнинг ҳаво заррасининг зичлигига таъсири ҳисобга олинмаган эди. Кўпчилик ҳолларда бу таъсир сезиларсиз бўлади. Бирок етарлича катта ҳарорат ва нисбий намликда намликнинг таъсирини ҳисобга олиш ва бу бобда келтирилган барча муносабатларда T кинетик ҳароратни T_v виртуал ҳароратга алмаштириш керак.

Ҳароратнинг вертикал градиенти γ виртуал ҳароратнинг вертикал градиенти γ_v га алмаштирилади:

$$\gamma_v = (1 + 0,608 s) \gamma - 0,608 \frac{\partial s}{\partial z} . \quad (5.19)$$

$\frac{\partial s}{\partial z} < 0$ бўлганлиги учун $\gamma_v > \gamma$.

Қуруқ адиабатик градиент зарра виртуал ҳароратининг градиенти билан алмаштирилади:

$$\gamma_{vi} = -\frac{\partial T_i}{\partial z} = (1 + 0,608 s) \gamma_A - 0,608 T_i \frac{\partial s_i}{\partial z}. \quad (5.20)$$

Намликнинг зичликка таъсири ҳисобга олинганда атмосферанинг турғунлик мезонлари қуйидагича бўлади:

$$\gamma_v < \gamma_{vi}, \quad \gamma_v = \gamma_{vi}, \quad \gamma_v > \gamma_{vi}$$

5.6. Нотурғунлик энергияси. Термодинамик графиклар

Зарра атрофдаги ҳаво ҳароратидан фарқли ҳароратга эга бўлганда ҳар бир сатҳда унга сузувчанлик кучи таъсир қилади. Бунинг натижасида бирлик массали ҳаво заррасини вертикал бўйича элементар dz масофага кўчириш учун иш бажарилади. (5.16) ни ҳисобга олсак, бу иш қуйидагига тенг:

$$dN_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz. \quad (5.21)$$

Статиканинг асосий тенгламаси ва қуруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасини ҳисобга олсак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$dN_i = -R_q (T_i - T_e) \frac{dP}{P}. \quad (5.22)$$

(5.22) ни $N_i=0$ бўлган P_1 дан $N_i=N$ бўлган P_2 гача интеграллаймиз ва қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$N = 2,3 R_q (T_i - T_e) \lg \frac{P_2}{P_1}, \quad (5.23)$$

бу ерда N – босим P_1 ва P_2 бўлган сатҳлар орасидаги қатламнинг нотурғунлик энергияси.

Нотурғун стратификация ҳолида $(T_i - T_e) > 0$ ёки $\gamma > \gamma_A$ ва нотурғунлик энергияси мусбат. Агар $T_i < T_e$ бўлса, у ҳолда нотурғунлик энергияси манфий. Бу ҳолда стратификация эгри чизиғи ҳолат эгри чизиғидан ўнроқда ётади.

Метеорологик кузатишлар ва атмосферани зондлаш натижаларини таҳлил қилишда термодинамик графиклар деб аталувчи **аэрологик диаграммалар** кенг қўлланилади (25-расм). Тўғри тўртбурчак шаклидаги диаграмма бланкининг абсциссалар ўқи бўйлаб ҳарорат ($t^\circ\text{C}$), ординаталар ўқи бўйлаб логарифмик шкаладаги босим ($\lg P$) жойланади. Бланкда шунингдек атмосфера ҳолатини таҳлил қилиш учун керак бўлган қуйидаги эгри чизиқлар оилалари туширилган:

- изотермалар – ордината ўқига параллел тўғри чизиқлар (-80 дан 40° ҳароратгача 1°C оралиқда ўтказилган);

- изобаралар - абсцисса ўқига параллел тўғри чизиклар (босимнинг 1050 дан 10 гПа қийматигача 10 гПа оралиқда ўтказилган);

- қуруқ адиабаталар – қуруқ ёки тўйинмаган нам зарранинг ҳолат эгри чизиклари;

- нам адиабаталар – тўйинган нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиклари;

- изограммалар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг тенг қийматлари эгри чизиклари;

- қатламнинг берилган ўртача ҳароратида асосий изобарик сиртлар орасидаги масофа (гп.м да);

- тўйиниш ҳолатидаги виртуал қўшимчалар.

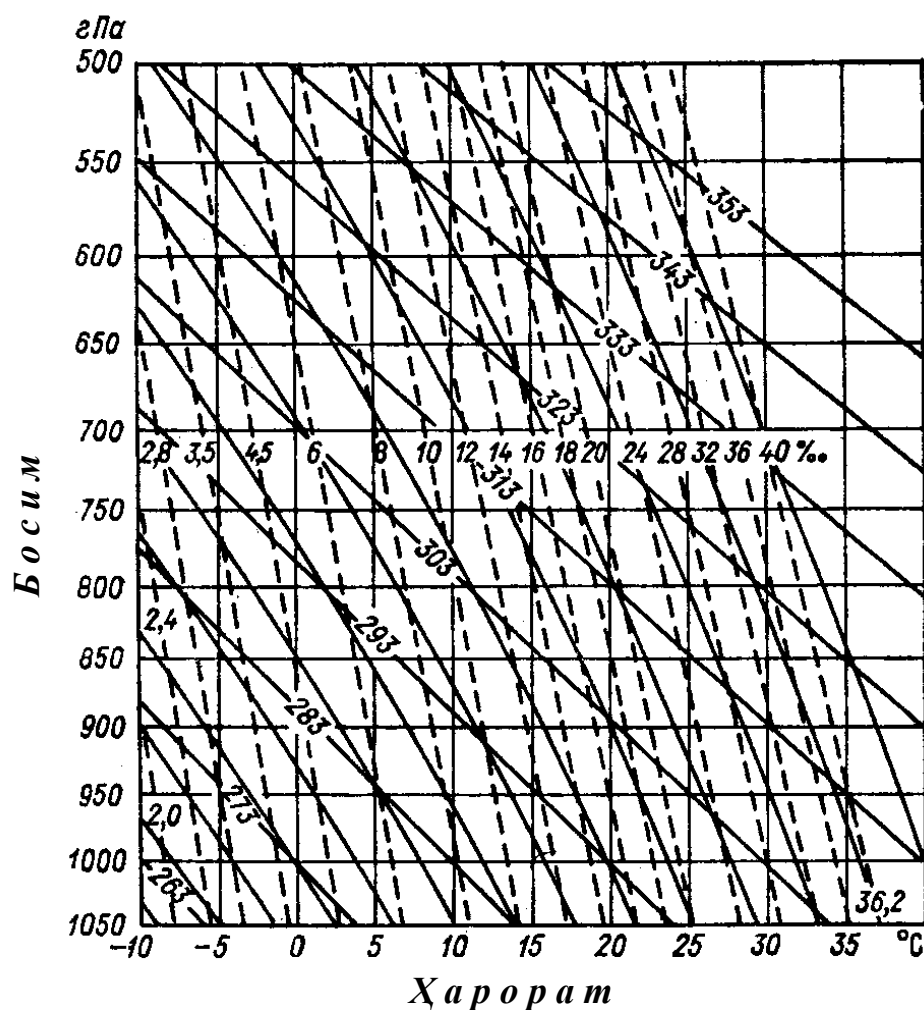
Тўғри тўртбурчак бланклар билан бир қаторда амалиётда аэрологик диаграммаларнинг оғма бурчакли бланклари ҳам қўлланилади. Унда изотермалар оғма тўғри чизиклардан ташкил топади.

Аэрологик диаграммалар ёрдамида атмосфера ҳолатининг куйидаги характеристикаларини ҳисоблаш мумкин:

- термодинамик ҳароратлар (потенциал, псевдопотенциал ва бошқалар);

- конденсация сатҳи;

- нотурғунлик энергияси ва бошқалар.



25-расм. Аэрологик диаграмма.

Катта оғиш бурчакли узлуксиз чизиклар – қуруқ адиабаталар, кичик оғиш бурчакли

чизиклар – нам адиабаталар, пунктир чизиклар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг изочизиклари.

Асосий хулосалар

1. Энергия айланиши ва иссиқлик узатилиши таъсирида атмосфера ҳолати ўзгаришинининг асосий қонуниятлари термодинамиканинг биринчи қонуни билан тавсифланади ва у атмосфера жараёнларини тушунтириш учун қулай кўринишга келтирилади.

2. Дастлабки яқинлашувда атмосферадаги термодинамик жараёнларни қуруқ ва тўйинмаган нам ҳавода қуруқ адиабатик, тўйинган нам ҳавода нам адиабатик деб қабул қилиш мумкин. Термодинамик ҳароратлар ушбу жараёнларнинг характеристикалари ҳисобланади.

Назорат саволлари

1. Метеорологияда қўлланиладиган термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламасини ёзинг ва тушунтириб беринг.
2. Қандай жараёнлар адиабитик, қуруқ адиабитик деб аталади? Қуруқ адиабата учун Пуассон тенгламасини ёзинг.
3. Потенциал ҳарорат нима? У қандай хоссаларга эга?
4. Нам ва псевдоадиабатик жараёнларни характерлаб беринг.
5. Конвекция тенгламасининг мазмунини тушунтириб беринг. Қуруқ ва нам тўйинган ҳавога нисбатан турғунлик мезонларини ҳосил қилинг.
6. Атмосфера стратификацияси қандай суткалик ўзгаришга эга? Турли ҳаво массаларида-чи?

VI БОБ. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ ИССИҚЛИК ҲОЛАТИ

6.1. Ҳаво ҳарорати ўзгаришининг сабаблари. Ер сиртининг иссиқлик баланси

1. Ер сирти ва атмосферада содир бўлувчи жараёнлар ўзаро чамбарчас боғлиқ. Қуёш радиацияси ер сиртига етиб келади ва унинг катта қисми бу сиртда ютилади. Атмосфера энергияни асосан ер сиртидан олади. Ютилган қуёш радиацияси ер сирти бўйлаб нотекис тақсимланади ва бу тақсимот вақт ўтиши билан ўзгариб туради. Ушбу ўзгаришлар таъсирида қалинлиги қуруқликда 10-30 м, океанда эса 200-300 м ни ташкил этувчи юпқа устки қатламнинг иссиқлик миқдори тебранишлари содир бўлади.

Ер сирти ва атмосферадаги ҳарорат тақсимои ва унинг узлуксиз ўзгаришлари **ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими** деб аталади. Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими иқлимнинг шаклланишида муҳим омил ҳисобланади.

Ер сирти ва атмосфера, ер сирти ва тупроқ ёки сувнинг қуйида ётувчи қатламлари, атмосферанинг алоҳида қатламлари орасидаги иссиқлик алмашинуви физикада маълум бўлган радиацион, иссиқлик ўтказувчанлик ва конвектив иссиқлик алмашинув орқали юз беради.

Ҳаво ҳароратининг ўзгаришлари асосан атмосферанинг ер сирти билан ўзаро таъсирида содир бўлади. Атмосферада қуёш радиациясининг бевосита ютилиши ҳароратнинг кунига тахминан $0,5^{\circ}\text{C}$ га ортишига олиб келиши мумкин. Бевосита ер сиртига тегиб турувчи ҳаво сирт билан молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик орқали иссиқлик алмашинади. Бироқ, иссиқлик алмашинувининг бу механизми ҳаво зичлигининг камлиги туфайли кам самара беради. Атмосферада иссиқлик алмашинувининг бир неча тартибга кучлироқ механизми – турбулент иссиқлик алмашинуви амал қилади. Бу ҳолда иссиқлик алмашинуви ҳавонинг алоҳида элементар ҳажмлари кўринишида содир бўлади. Атмосферанинг қуйи ва юқори қатламлари ўртасидаги иссиқлик алмашинуви тартибли ёки конвектив характерга эга.

Шунингдек, маълум ҳаво массасида (ҳаво заррасида) юз берувчи ҳарорат ўзгаришлари энергиянинг турли кўринишларидан иссиқлик энергиясига айланиши ҳисобига ҳам содир бўлади. Масалан, атмосфера босимининг ўзгаришлари билан боғлиқ бўлган ихтиёрий ҳаво ҳажмининг ҳаракатланишида ушбу ҳаво ҳажми ҳароратининг адиабатик ўзгариши юз беради. Ҳавонинг вертикал ҳаракатланишида бундай ўзгаришлар ўта сезиларли бўлади. Атмосфера ёки ер сиртида сув буғининг конденсация ёки сублимациясида **фазавий айланишлар энергияси** деб аталувчи яширин энергиянинг ажралиши содир бўлади. Тескари жараён, сувнинг буғланишида эса ҳавонинг совуши содир бўлади.

Санаб ўтилган барча жараёнлар ҳаво ҳаракатсиз ҳолатда бўладими ёки атмосферада ҳаракатланадими, бундан қатъий назар, маълум ҳаво ҳажмидаги

иссиқлик миқдорининг ўзгаришига олиб келади. Ҳаво ҳароратининг бундай ўзгаришлари **хусусий ўзгаришлар** деб аталади.

Фазонинг фиксирланган нуқтасида бу нуқтага бошқа жойдан ва бошқа ҳароратга эга бўлган ҳавонинг узлуксиз келиши оқибатида ҳам ҳарорат ўзгариши мумкин. Маълум географик координаталар ва денгиз сатҳидан баландликка эга бўлган пунктларда (метеорологик станциялар, постлар ва бошқалар) ҳавонинг ҳарорати шундай ўзгариши мумкин.

Ҳароратнинг бу ўзгаришлари **адвекция** (ҳаво массаларининг ушбу жойга ер шарининг бошқа қисмларидан горизонтал кўчиши) билан боғлиқ. Ҳароратнинг бундай ўзгаришлари **адвектив ўзгаришлар** деб аталади. Агар қаралаётган жойга юқорироқ ҳароратли ҳаво келса, бу **илик адвекция**, пастроқ ҳароратли ҳаво келса, **совуқ адвекция** бўлади.

Фиксирланган географик нуқтадаги ҳаво ҳолатининг хусусий ўзгаришлари ва адвекцияга боғлиқ бўлган умумий ҳарорат ўзгариши **локал** (маҳаллий) ўзгариш деб аталади.

Масалан, метеорологик станциядаги термометр ҳаво ҳароратининг локал ўзгаришларини, шамол билан бирга учувчи ҳаво шарига боғланган термометр эса ҳажм ҳароратининг хусусий ўзгаришини қайд қилади.

2. Метеорологияда ҳарорат термодинамик шкала ёки Кельвин шкаласининг (T , К) таркибий қисми ҳисобланувчи халқаро юз градусли шкала градусларида (t° , С) ўлчанади. Юз градусли шкаладан Кельвин шкаласига ўтиш куйидаги муносабат билан амалга оширилади

$$T = t^{\circ} + 273,15^{\circ}\text{C}. \quad (6.1)$$

Бир қатор инглиз тилида сўзлашувчи мамлакатларда (АҚШ, Канада ва бошқалар) Фарангейт шкаласи (t° , Ф) қўлланилади. Фарангейт шкаласидан юз градусли шкалага ўтиш

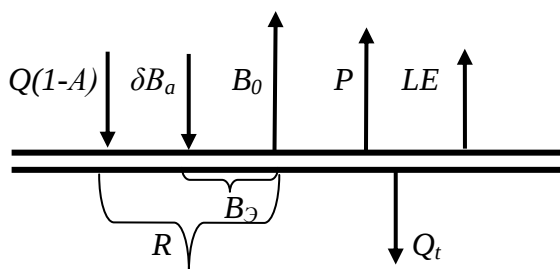
$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F} - 32) \quad (6.2)$$

формула бўйича амалга оширилади.

3. Радиацион иссиқлик алмашинуви оқибатида ер сирти олган иссиқлик миқдори радиацион баланс қиймати R билан аниқланади (4.22 формула). Кундузи бу катталик мусбат бўлиб, ер сиртининг исишига олиб келади ва унинг ҳарорати кўшни ҳаво қатлами ҳамда тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламлари ҳароратидан юқорироқ бўлади (26-расм).

Иссиқроқ бўлган сирт иссиқликнинг бир қисмини ҳавонинг кўшни қатламларига беради (P , кВт/м²). Иссиқликнинг бошқа қисми молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламларига узатилади. Бу иссиқлик оқимини Q_t деб белгилаймиз. Ва ниҳоят, иссиқликнинг маълум қисми сувнинг ер сиртидан буғланишига

сарфланади. Бу катталикини LE деб белгилаймиз, бу ерда L – буғланишнинг солиштира иссиқлиги, E – буғланган сув массаси.



Берилган вақт momentiда сирт ҳарорати ўзгармас шароитда ер сиртига келаётган ва ундан кетаётган барча иссиқликнинг алгебраик йиғиндиси нолга тенг бўлиши керак. Бу шарт **ер сирти иссиқлик баланси тенгламаси** орқали ифодаланади:

26-расм. Ер сирти балансининг сутканинг кундузги вақтидаги ташкил этувчилари

$$R + P + Q_t + LE = 0 \quad (6.3)$$

Тунда, $R < 0$ бўлади, ер сирти совийди ва унинг ҳарорати ҳаво ва тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламлари ҳароратидан пастроқ бўлади. Бунинг оқибатида барча иссиқлик оқимлари ўз ишораларини қарама-қаршига ўзгартиради. Ер сирти атмосферадан иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан маълум иссиқлик миқдорини олади. Шу йўл билан тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламларидан иссиқлик олинади. Ва ниҳоят, ер сирти сув буғининг конденсацияси (шудринг) ва сублимацияси (қиров) ҳисобига ажараладиган маълум яширин иссиқлик миқдорини олади. (6.3) тенгламада қор ёки музнинг эришига сарфланадиган иссиқлик, ёғинлар билан боғлиқ бўлган иссиқлик, шамол, тўлқинлар, сув кўтарилиши ва тушуши ҳамда оқимлар кинетик энергияси диссипациясидан олинadиган иссиқлик ҳисобга олинмаган. Бироқ, амалда қор ва музнинг эришига сарфланадиган иссиқликдан бошқа иссиқлик манбалари одатда эътиборга олинмайди.

Ер сирти ҳарорати ўзгарадиган ҳолларда энергиянинг сақланиш қонунига асосан тупроқнинг Δ қалинликли вертикал устуни учун

$$\Delta \frac{\partial}{\partial t} (C_t \rho_t T) = R + P + Q_t + LE, \quad (6.4)$$

деб ёзиш мумкин. Бу ерда ρ_t – тупроқ зичлиги, C_t – тупроқнинг иссиқлик сифими, T – унинг ҳарорати. (6.4) тенгламанинг чап қисмидаги ҳад тупроқнинг Δ қалинликли вертикал қатлами иссиқлик миқдорининг юқорида санаб ўтилган омилларга боғлиқ равишдаги ўзгариш тезлигини тавсифлайди. Бу қатламнинг тупроқдаги қалинлиги бир неча миллиметрни ташкил этади. (6.4) тенгламанинг ўнг қисмидаги тупроқ қатламга юқори ва қуйи чегаралардан кирувчи барча иссиқлик оқимлари “плюс”, қатламдан чиқувчилари эса – “минус” ишора билан олинади.

6.2. Тупроқ ва сув сирти ҳароратининг ўзгаришлари

1. Ер сиртининг ҳарорати яққол суткалик ва йиллик ўзгаришга эга.

Ҳароратнинг қуруқликдаги суткалик юриши одатда ер сирти радиацион балансининг суткалик юришини такрорлайди, яъни максимум тушга яқин вақтда, минимум эса Қуёш кўтарилганидан сўнг кузатилади. Океан сиртида сув ҳароратининг суткалик тебранишлари соат 15-16 атрофида максимумга ва Қуёш кўтарилганидан 2-3 соат кейин минимумга эга бўлади. Ҳароратнинг бундай тақсмоти очик ёки кам булутли кунларда адвекция кузатилмайдиган ҳоллар учун хос бўлади. Булутлилиқ, ёғинлар ва айниқса илиқ ва совуқ адвекция ер сирти ҳароратининг суткалик юришига кучли таъсир ўтказиши мумкин. Бироқ, кўп йиллик маълумотлар асосида календар ойи учун тузилган ҳарорат суткалик юришининг графиги етарлича тўғри шаклга эга.

Ҳароратнинг суткалик максимуми ва суткалик минимуми ўртасидаги фарқ **ҳароратнинг суткалик амплитудаси** деб аталади. Бу катталик нафақат радиацион баланс қийматига, балки ер сиртининг ҳолатига (қуруқлик ёки сув) ҳам кучли боғлиқ бўлади. Қуруқликда суткалик амплитуда тупроқнинг намланиш даражасига боғлиқ. Ўсимлик ва қор қоплами ҳам амплитудага таъсир кўрсатади. Санаб ўтилган ҳар бир омилларнинг ер сирти ҳароратининг ўзгаришига таъсирини кўриб чиқамиз.

Сув қуруқликка нисбатан икки марта каттароқ ҳажмий иссиқлик сиғими ва жуда катта иссиқлик ўтказувчанликка эга. Бундай ҳолат сувнинг турбулент алмашинув ривожланган 50-150 м қалинликли юқори қатламида яхши ифодаланган бўлади. Бундан ташқари сув сиртидан буғланишга иссиқликнинг катта сарфи юз беради, қуёш радиациясининг ютилиши эса катта чуқурликларгача кузатилади. Кўрсатиб ўтилган омиллар ҳисобига сув сиртининг суткалик ҳарорат тебранишлари амплитудаси қуруқликдагига нисбатан 10-100 марта кичик бўлади. Тропик кенгликларда сув сирти ҳароратининг суткалик амплитудаси бор-йўғи градуснинг бир-неча ўнлик улушини ташкил этади. Қуруқликда эса амплитуда бир-неча ўн градусга етиши мумкин.

Ҳароратнинг йиллик юришида қуруқлик ҳароратининг максимуми июлда, минимуми эса январда кузатилади. **Ҳароратнинг йиллик амплитудаси**, яъни йилнинг энг иссиқ ва энг совуқ ойларининг кўп йиллик ўртача ҳароратлари фарқи кенгликка боғлиқ равишда ўзгаради. Қуруқликда тропик кенгликларда амплитуда кичик бўлиб, 10° кенгликда 3°C ни, 30° кенгликда эса 10°C ни ташкил этади. Ўрта кенгликларда ($\varphi=50^\circ$) у ўртача 25°C ни ташкил этади. Сув сирти ҳароратининг йиллик амплитудаси ҳам кенгликка боғлиқ, бироқ у қуруқлик ҳароратининг йиллик амплитудасидан камроқ. Тропикларда у 2-3°C, 40° ш.к. да 10°C, 40° ж.к. да эса 5°C атрофида бўлади.

2. Ўсимлик ва қор қопламининг тупроқ ҳароратига таъсирини қараб чиқамиз.

Яланг тупроқ сиртининг ҳарорати ёзда катта қийматларга: тропикларда 82°C, Ўрта Осиёда 77-79°C, 60° ш.к. да 60°C гача ҳароратга эга бўлади.

Ўсимлик қоплами тупроқнинг тунги совушини камайтиради. Бунда тунги нурланиш асосан ўсимликлар сиртидан юз беради ва улар анча кучли совийди. Ўсимлик қоплами остидаги тупроқ эса юқориқроқ ҳароратга эга бўлади. Бироқ кундузи ўсимликлар тупроқнинг радиацион исишига тўсқинлик қилади. Шундай қилиб, ўсимлик қоплами остида тупроқ ҳароратининг амплитудаси камаяди, ўртача суткалик ҳарорат эса пасаяди.

Дала экинлари остидаги тупроқ сирти кундузги соатларда нам ҳаво остидаги тупроққа нисбатан 15°C совуқроқ бўлиши мумкин. Сутка давомида бундай тупроқ яланг тупроққа нисбатан ўртача 6°C га совуқроқ бўлади. Хатто 5-10 см чуқурликда ҳам $3-4^{\circ}\text{C}$ ҳарорат фарқи сақланиб қолади.

Нурланиш омили муҳим ўрин эгаллайдиган қишда ўсимлик қоплами остидаги тупроқ яланг тупроққа нисбатан иссиқроқ бўлади.

Тупроқ иссиқлик режимининг шаклланишида ўрмонлар муҳим ўрин эгаллайди. Баландлиги 20-30 м бўлган ўрмон тупроққа қуёш радиациясининг бор-йўғи 2-7% ни ўтказади. Шу билан бирга баргли ўрмон игнали ўрмонга (қалин арча ўрмони тушаётган радиациянинг 1% гача қисмини ўтказади) нисбатан кўпроқ радиация ўтказади. Шунинг учун ўрмон массивларидаги тупроқ ҳароратининг суткалик амплитудаси атрофдаги ўрмондан ҳоли ҳудудлар тупроқ ҳароратининг суткалик амплитудасидан анча кичик бўлади.

Қишда тупроқ иссиқлик режимининг шаклланишида қор қоплами асосий ўринни эгаллайди. Қор қуёш радиациясини кучли қайтаради (катта альбедо) ва шу билан бирга деярли қора жисм каби инфрақизил радиацияни нурлайди. Шу сабабдан қор сиртининг радиацион баланси одатда манфий бўлади. Радиацион йўқотишлар таъсири остида қор сирти кучли совийди. Шу билан бирга қор кичик иссиқлик ўтказувчанликка эга. Натижада қор қоплами остида ҳарорат чуқурлик бўйлаб тез ортиб боради. Шунинг учун қор қатлами остидаги тупроқ сиртининг ҳарорати яланг сиртлар ҳароратидан доим юқори бўлади.

Ўрта кенгликларда қиш ойларида яланг тупроқ ва қор қоплами устидаги сиртлар ҳарорати фарқларининг ўртача миқдори $10-12^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этиши мумкин. Қор қопламида ҳароратнинг суткалик тебранишлари кичик чуқурликларга кузатилади (20-30 см атрофида).

Баҳорда қор тупроққа совутувчи таъсир кўрсатади. Қор сиртига келувчи иссиқлик унинг эриши ва буғланишга сарф бўлади. Шунинг учун қор сирти яқинида 0°C атрофидаги ҳарорат сақланиб туради. Бу пайтда яланг тупроқ ҳарорати нолдан сезиларли юқори бўлиши мумкин.

Шундай қилиб, ёзда ўсимлик қоплами тупроқ сирти ҳароратини пасайтиради, қишда эса қор қоплами уни кўтаради. Иккала омилнинг биргаликдаги таъсири тупроқ ҳароратининг йиллик амплитудасини яланг тупроққа нисбатан тахминан 10°C га камайтиради.

Тупроқ ҳароратининг суткалик юриши шунингдек қиялик экспозициясига, яъни берилган ер сирти ҳудудининг дунё томонларига нисбатан қиялик йўналишига боғлиқ. Ихтиёрий йўналишдаги қияликларда тунги нурланиш деярли бир хил, кундузги исиш жанубий қияликларда энг катта, шимолий қияликларда эса энг кичик бўлади.

6.3. Иссиқликнинг тупроқ ва сувда тарқалиши

1. Ер сиртига келган иссиқлик тупроқ ичига молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тарқалади. Ихтиёрий ξ чуқурликдаги Q_t иссиқлик оқими $-\frac{\partial T}{\partial \xi}$ вертикал градиентга пропорционал:

$$Q_t = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (6.5)$$

бу ерда λ - **тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлик коэффиценти** деб аталувчи пропорционаллик коэффиценти. λ нинг ўлчов бирлиги Вт/м °С.

Ҳарорат чуқурлик бўйлаб камайганда ($\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$) иссиқлик оқими тупроқ ичкарасига йўналган ва мусбат ($Q_t > 0$). Бундай ҳолат кундузи рўй беради. Тунда чуқурлик бўйлаб ҳарорат ортади ($\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$) ва оқим $Q_t < 0$.

Иссиқлик ўтказувчанлик коэффицентининг қийматлари тупроқнинг минерал таркиби, намланганлик даражаси, шунингдек унинг ғоваклигига боғлиқ.

Тупроқнинг асосий таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанлиги қуйидагича: торф учун – 0,88, мел учун – 0,92, оҳак учун – 1,77, минераллар учун – 2,43, қумлоқ учун – 1,10-2,80.

Тупроқнинг қаттиқ таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанликлари ҳавонинг молекуляр иссиқлик ўтказувчанлигидан тахминан 100 марта катта. Шунинг учун тупроқ ғоваклиги, яъни тупроқдаги ҳаво эгаллаган ҳажмнинг тупроқнинг умумий ҳажмига нисбатининг ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги кескин камаяди. Шу сабабли ғовак тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги зич тупроққа, қумлоқ тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги бошқа турдаги тупроқларга нисбатан камроқ бўлади. Тупроқ намланганида ундаги ҳавонинг бир қисмини иссиқлик ўтказувчанлиги ҳавога нисбатан тахминан 20 марта катта бўлган сув эгаллайди. Шу сабабли тупроқнинг намланганлиги ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги ортади.

Чуқурлик бўйлаб тупроқнинг хоссалари бир хил деб ҳисобласак, ҳароратнинг вақт бўйича ўзгаришини қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_t \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2}, \quad (6.6)$$

бу ерда $k_t = \frac{\lambda}{c_t \rho_t}$ - **тупроқнинг ҳарорат ўтказувчанлик коэффиценти**.

(6.6) тенглама иссиқлик ўтказувчанлик тенграмаси (Фурье тенграмаси) дейилади.

(6.6) тенгламанинг ечимидан Фурье конунлари деб аталувчи тўртта асосий хулосалар келиб чиқади.

1.1. Фурьенинг биринчи қонуни. Тупроқнинг туридан қатъий-назар ҳарорат тебранишларининг даври чуқурлик бўйлаб ўзгармайди. Бу нафақат тупроқ сиртида, балки чуқурликда ҳам 24 соат даврга эга бўлган суткалик ва 12 ой даврга эга бўлган йиллик юришнинг мавжудлигини билдиради.

1.2. Фурьенинг иккинчи қонуни. Чуқурликнинг арифметик прогрессия бўйича ортишида амплитуданинг геометрик прогрессияси бўйича камаяди. Агар сиртда суткалик амплитуда 30°C , 20 см чуқурликда 5°C га тенг бўлса, 40 см чуқурликда у 1°C дан камроқ бўлади.

Маълум чуқурликда суткалик амплитуда шу қадар камаядики, у амалда нолга айланади. Бу чуқурлик доимий суткалик ҳарорат сатҳи деб аталиб, 70-100 см чуқурликда ётади.

Ҳарорат тебранишларининг йиллик амплитудаси ҳам чуқурлик бўйлаб шу қонун асосида камаяди. Бироқ йиллик тебранишларнинг тарқалишига кўпроқ вақт талаб қилингани учун улар каттароқ чуқурликка тарқалади. Йиллик тебранишларнинг амплитудалари қутбий кенгликларда тахминан 30 м, ўрта кенгликларда 15-20 м, тропикларда 10 м чуқурликда амалда нолгача камаяди. Бу чуқурликларда доимий йиллик ҳарорат қатлами бошланади.

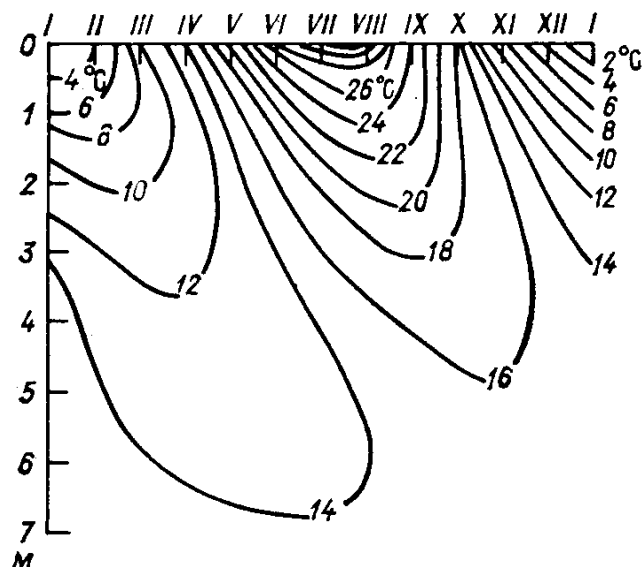
1.3. Фурьенинг учунчи қонуни. Суткалик ва йиллик юришда ҳароратнинг максимум ва минимумга эришиши чуқурликка пропорционал равишда кечикади. Бу ҳолат иссиқликнинг чуқурликка тарқалиши учун вақт керак бўлиши билан тушунтирилади. Суткалик экстремумлар чуқурликнинг ҳар 10 см да 2,5-3,5 соатга кечикади. Бундан келиб чиқадики, масалан 50 см чуқурликда суткалик максимум ярим тундан кейин кузатилади. Йиллик максимум ва минимумлар чуқурликнинг ҳар бир метрида 20-30 суткага кечикади. Мисол учун, 5 м чуқурликда ҳарорат минимуми январда эмас, майда, максимуми эса июлда эмас, октябрда кузатилиши мумкин.

1.4. Фурьенинг тўртинчи қонуни доимий суткалик ва йиллик ҳарорат қатламларининг чуқурликлари ўзаро тебранишлар даврининг квадрат илдизлари нисбати каби, яъни $1 : \sqrt{365}$ бўлишини билдиради. Бундан келиб чиқадики, йиллик тебранишлар сўнувчи чуқурлик суткалик тебранишлар сўнувчи чуқурликдан 19 марта катта бўлади. Фурьенинг бу қонунлари кузатиш натижалари билан етарлича яхши тасдиқланган.

Турли мавсумларда тупроқ ҳароратининг вертикал тақсимооти турли чуқурликларда ҳарорат йиллик юришининг фарқланиши билан боғлиқ. Ёзда тупроқ сиртидан чуқурлашганда ҳарорат камаяди, қишда ортади, баҳорда аввал ортади, кейин камаяди, кузда эса аввал камаяди, кейин ортади.

Тупроқда ҳароратнинг чуқурлик бўйлаб сутка ёки йил давомида ўзгаришларини изоплеталар графикаи ёрдамида ифодалаш мумкин. Абсциссалар ўқи бўйлаб соатларда ёки йил ойларида вақт жойланади, ординаталар ўқи бўйлаб эса тупроқдаги чуқурлик жойланади. Графикдаги ҳар бир нуктага маълум вақт ва чуқурлик мос келади. Графикка турли соатлар ёки ойлардаги турли чуқурликларда ўлчанган ҳароратнинг ўртача қийматлари туширилади. Ҳар бир ёки икки градусда ҳароратнинг бир хил

қийматларини бирлаштирувчи изочизиклар ўтказиб, термоизоплеталар оиласини ҳосил қиламиз (27-расм). Бу графикдан сутканинг ихтиёрий моменти ёки йилнинг ихтиёрий куни учун график доирасида ихтиёрий чуқурликдаги ҳарорат қийматини аниқлаш мумкин.



27-расм. Тупроқ ҳарорати йиллик ўзгаришининг изоплеталари.

2. Сув қатламларининг турбулент аралashiши сувда иссиқлик алмашинувининг асосий механизми ҳисобланади. Турбулент аралashiш таъсирида сувнинг юқори қатламларида ҳароратнинг вертикал ўзгариши (профили) изотермик ўзгаришга яқин бўлади. Ундан пастда сув ҳарорати чуқурлик бўйлаб кескин (сакраб) камаяди. Бу қатлам **мавсумий термик пона** қатлами деб аталади. Изотермик қатлам қуйи чегарасининг ҳолати йил давомида сезиларли ўзгаради. Июлдан октябргача изотермик қатламнинг қалинлиги 50 м га яқин бўлади. Бу даврда сув сирти қатламининг ҳарорати юқори бўлиб, зичлик чуқурлик бўйлаб ортади. Шу сабабли изотермик қатламда аралashiш фақат шамолнинг механик энергияси ҳисобига амалга ошади.

Куз-қиш мавсумида аралashiш нафақат шамол, балки сув сиртининг нурланиши ва буғланишида совуши оқибатида ҳосил бўлувчи конвекцияга ҳам боғлиқ бўлади. Январ-мартда изотермик қатламнинг қалинлиги 100-150 м гача ортади.

Шундай қилиб, сувдаги суткалик тебранишлар катта бўлмайди ва бир неча ўн метр тартибдаги чуқурликкача тарқалади. Сувдаги йиллик ҳарорат тебранишлари эса бир неча юз метр чуқурликкача тарқалади.

Сув ва тупроқда иссиқлик тарқалишининг юқорида кўриб чиқилган фарқлари шунга олиб келадики, сув ҳавзалари йилнинг илиқ вақтида анча катта қатламда катта миқдордаги иссиқликни тўплайди ва қишда уни атмосферага узатади. Аксинча, йилнинг илиқ мавсумида тупроқ кундузи олган иссиқлигининг катта қисмини тунда атмосферага узатади ва шу сабабдан кам иссиқлик тўплайди.

Кўрсатиб ўтилган фарқлар натижасида ёзда денгиз устида ҳарорат курукликка нисбатан пастроқ, қишда эса юқориноқ бўлади.

6.4. Ер сирти яқинида ҳаво ҳароратининг ўзгариши

1. Психрометрик будка кузатиш сатҳида, яъни Ер сиртидан 2,0 м баландликдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариш хусусиятларини кўриб чиқайлик. Бу сатҳда ҳаво ҳарорати ер сиртидан иссиқликни ҳавога узатувчи турбулент алмашинув ва радиацион жараёнлар таъсирида ўзгаради. Бу иссиқликнинг бир қисми бевосита ер сиртига тегиб турган энсиз ҳаво қатламида ютилади. Иссиқликнинг қолган қисми юқориноқдаги элементар қатламга узатилади ҳамда бу ерда ютилади. Иссиқлик юқориноқга узатилиш жараёни шу тартибда давом этаверади. Бу жараён оқибатида Қуёш кўтарилигидан сўнг энг пастки қатламлардан бошлаб ҳаво ҳарорати кўтарилиб боради. Элементар ҳаво қатлами қанчалик баландда жойлашса, бу қатламларда ҳаво ҳароратининг кўтарилиши шунчалик кечикади.

Шундай қилиб, ҳаво ҳарорати суткалик юришда ер сирти ҳароратининг кетидан баландликлар бўйича маълум вақтга кечикиш билан ўзгариб боради. Одатда ўрта кенгликларда ёзда эрталаб ҳаво ҳарорати соат 9-10 гача тез кўтарилади, кейин кўтарилиш секинлашади. Максимум соат 14-15 да, яъни тушдан 2-3 соат кейин кузатилади. Бундан кейин ҳарорат аввал секин, соат 17-18 дан кейин эса тезроқ пасаяди. Ҳарорат минимуми Қуёш чиққан вақтда кузатилади. Ҳароратнинг бундай суткалик юриши турғун очик об-ҳаво шароитларига хос (6.1-жадвал).

6.1-жадвал

Ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгариши (°C)

Арис, Жанубий Қозоғистон

Балан длик, м	Вақт, соат											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
0,05	21,1	17,2	19,2	29,1	35,0	39,0	40,2	38,8	34,2	28,8	26,9	22,0
1,5	22,0	19,0	19,4	27,6	32,1	35,2	37,3	37,3	34,9	39,6	27,4	23,8

Сув сирти устида кундузги максимум кечроқ, соат 16-17 да, яъни тушдан 4-5 соат кейин кузатилади.

Ҳароратнинг суткалик юришига булутлилиқ миқдори ва тури, ёғин ва айниқса адвекция катта таъсир кўрсатади. Шу сабабли ҳарорат минимуми кундузги соатларга, максимум эса тунга силжиши мумкин. Суткалик ҳарорат юриши умуман бўлмаслиги, ёки суткалик ўзгариш эгри чизиғи мураккаб шаклга эга бўлиши мумкин.

Бироқ, кўп йиллик давр учун ўртача суткалик ҳарорат юриши синусоидага яқин эгри чизиқ шаклидан иборат бўлади.

2. Ҳарорат суткалик юришининг муҳим характеристикаларидан бири унинг суткалик амплитудаси, яъни сутка давомидаги ҳароратнинг максимал

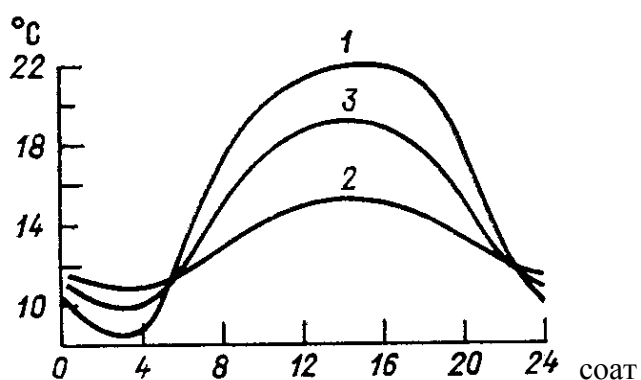
ва минимал қийматлари ўртасидаги фарқдир. Суткалик амплитуда кўп омилларга боғлиқ.

Биринчи навбатда бу ер сиртининг (қуруқлик ёки сув) таъсиридир. Ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудалари океан устида қуруқликка нисбатан бир ва ундан ортиқроқ тартибга кичик бўлади. Тропикларда у бор-йўғи $1-1,5^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этади.

Қуруқликда суткалик амплитудалар тупроқ тури ва унинг ҳолатига (қуруқ, намланган, ўсимлик ёки қор билан қопланган) боғлиқ. Энг катта суткалик амплитудалар қуруқ қумлоқ тупроқ устида кузатилади. Чўл ҳудудларида, шу жумладан Ўрта Осиё чўлларида ҳам ёзда улар $20-25^{\circ}\text{C}$ ва ҳатто 30°C гача бўлиши мумкин. Зич ўсимлик қоплами устида суткалик амплитуда анча кичик. Қор қоплами устида ҳам суткалик амплитуда кичик бўлади.

Жой рельефининг шакли ҳам маълум таъсир кўрсатади. Жой рельефининг қавариқ шакллари устида (тоғ чўққилари ва ёнбағирлари, дўмликлар) ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси текисликка нисбатан кичикроқ, рельефнинг ботиқ шакллари (водий ва чуқурликлар) устида эса каттароқ бўлади (Воейков қонуни). Бунинг сабаби шундаки, қавариқ шаклли рельефда ҳаво тўшалма сирт билан камроқ майдонда ўзаро таъсирлашади ҳамда янги ҳаво массалари билан алмашиб, ундан тез олиб кетилади. Ботиқ шаклли рельефда ҳаво сиртдан кўпроқ иссиқлик олади ва кундузги соатларда узокроқ туради. Тунда эса ҳаво кучлироқ совийди ва ёнбағирлар бўйлаб пастга тушади. Радиация келиши ва эффектив нурланиш кичик бўлган тор дараларда суткалик амплитуда кенг водийларга нисбатан кичикроқ бўлади.

Булутлилиқ миқдори ва тури ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудасига кучли таъсир кўрсатади. Очик ҳавода суткалик амплитуда булутли об-ҳавога нисбатан сезиларли катта (28-расм). Булутли об-ҳавода суткалик амплитуда ёзда $5-6^{\circ}\text{C}$, қишда эса $2-3^{\circ}\text{C}$ гача камаяди.



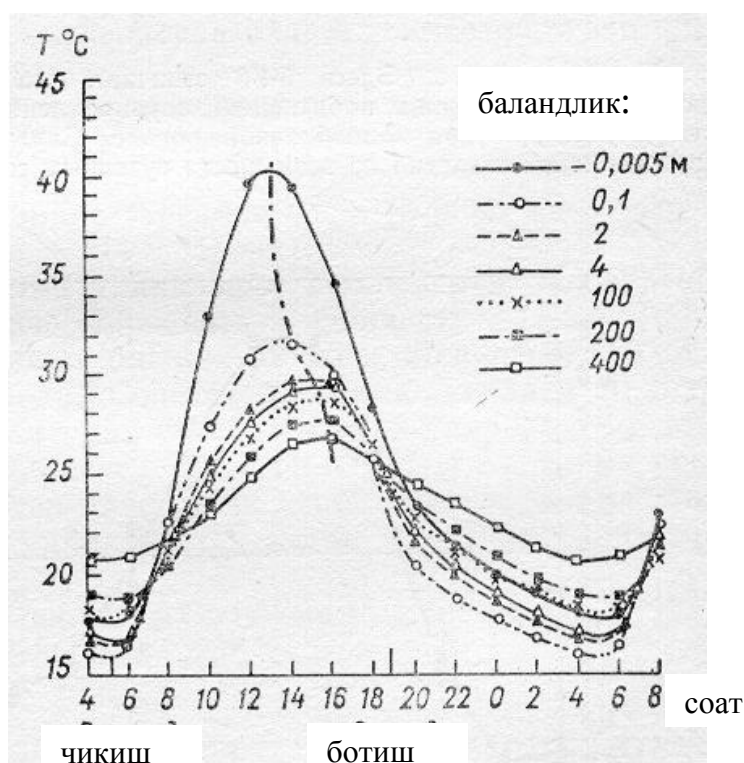
28-расм. Булутлилиқка боғлиқ ҳолда Павловскда ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгариши.
1 — очик ҳаво, 2 — булутли об-ҳаво, 3 — барча кунлар.

Санаб ўтилган барча омиллар ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудасига жой кенглиги ва мавсумга боғлиқ ҳолда турлича таъсир

кўрсатади. Тўшалма сирт ҳарорати амплитудаси каби у ҳам қишда ёзга нисбатан камроқ бўлади.

Кенглик ортиши билан туш вақтида қуёшнинг горизонтдан баландлиги камайиши сабабли ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси камаяди. Қуруқликда йиллик ўртача ҳарорат суткалик амплитудаси 20-30° кенгликларда 12°C, 60° кенгликда 6°C, 70° кенгликда эса бор-йўғи 3°C атрофида бўлади. Қатор кўп кунлар давомида қуёш чиқмайдиган ёки ботмайдиган энг юқори кенгликларда ҳароратнинг мунтазам суткалик юриши умуман йўқ.

3. Ҳаво ҳароратининг суткалик юриши атмосферанинг чегаравий қатламида яхши ифодаланган. Баландлик бўйича суткалик амплитуданинг камайиши ва ҳарорат максимумларининг кечроқ соатларга силжиши суткалик юришнинг асосий хусусиятларидандир. Бу ҳолат 29-расмдан яққол кўринади.



29-расм. Олти суткалик кузатишлар катори бўйича ўртачаланган ҳаво ҳароратининг турли баландликлардаги суткалик юриши. О'Нейл (АҚШ), 1953 й. август-сентябр бошланиши.

Қуруқлик устида 1 км баландликда ҳароратнинг суткалик амплитудаси 1-2°C, 2 км баландликда — 0,5-1°C га тенг, кундузги максимум эса кечки соатларга силжийди.

Океан устида ҳароратнинг суткалик амплитудаси пастки бир километрли қатламда баландлик бўйлаб бироз ортади. Бироқ, амплитуда кичик бўлиб қолаверади.

Тоғларда тўшалма сиртнинг таъсири эркин атмосферанинг мос баландликларига нисбатан каттароқ, суткалик амплитуда баландлик бўйлаб секинроқ камаяди. Айрим тоғ чўққиларида, 3000 м ва ундан каттароқ баландликларда у 3-4°C ни ташкил этиши мумкин.

4. Ҳаво ҳароратининг нодаврий ўзгаришларига сабаб бўлувчи ҳаво массалари адвекцияси ҳаво ҳароратининг суткалик юришига кучли таъсир кўрсатиши ҳақида юқорида айтиб ўтилган эди. Совуқ ҳаво адвекцияси совуқ атмосфера фронтининг ўтишида юз беради. Қитъа ичкарисиди ҳавонинг қишда ўта сезиларли совуши ҳарорат таҳминан бир соат давомида 10-20°C га камайиши мумкин бўлганда кузатилади.

Совуқ арктик ва антарктик ҳаво массаларининг кириб келиши энг кучли совишга олиб келади. Океан устида совуқ ҳавонинг кириб келиши тропикларгача ўтиб бориши мумкин.

Қишда денгиз ҳавосининг қитъага кириб келиши ўрта кенгликларда исишга, ёзда эса совишга олиб келади.

Тропик ҳаво массаларининг кириб келишида илиқ ҳаво адвекцияси энг кучли бўлади. Ёзда қутбий кенгликларда ҳаво ҳароратининг 25-30°C гача исиши шундай кириб келишлар билан боғлиқ. Қишда эса ўрта кенгликлардан илиқ ҳавонинг олиб чиқилиши оқибатида Шимолий қутбда ҳаво ҳарорати 0°C гача кўтарилиши мумкин.

Ҳаво ҳароратининг нодаврий ўзгаришларига олиб келувчи иккинчи сабаб ҳавонинг пастга ҳаракатланишида унинг **адиабатик исиши** ҳисобланади. Бундай ҳолат ер шарининг тоғли ва тоғолди ҳудудларида **фёнлар**нинг ривожланишида кузатилади.

Ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги, яъни ўртача суткалик ҳаво ҳароратининг суткадан суткага ўзгариши ҳароратнинг нодаврий ўзгаришлари характеристикаси бўлиб хизмат қилади.

Турғун атмосфера шароитларида (одатда антициклонал шароитларда) ўртача суткалик ҳаво ҳарорати жуда кичик қийматга ўзгаради. Суткалараро ўзгарувчанлик ўрта кенгликларда одатда бир неча градусни ташкил этсада, ҳаво массалари кескин алмашганда 25-30°C га етиши мумкин.

Ҳарорат суткалараро ўзгарувчанлигининг кўп йиллик ўртача абсолют қийматлари берилган жойнинг иқлим характеристикалари ҳисобланади.

Ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги тропикларда кичик бўлиб, кенглик ортиши билан ортади. Келиб чиқиши турлича бўлган ҳаво массаларининг денгиз устида фарқи камлиги сабабли денгиз иқлимида ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги қитъага нисбатан камроқ бўлади. Ғарбий Сибирнинг шимоли ва Печорада, шунингдек Шимолий Американинг ичкари қисмларида ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги ўта катта. Бу ҳудудларда унинг қиймати йилига ўртача 3,5°C гача бўлади. Россиянинг Европа қисмида ҳароратнинг суткалараро ўзгарувчанлиги йилига ўртача 2,5°C, Ғарбий Европада 2°C, Жанубий Европада эса 1,5°C атрофида бўлади. Шу билан бирга ҳамма жойда қишда бу кўрсаткич ёзда нисбатан катта: Ғарбий Сибир ва Шимолий Американинг ичкари қисмларида унинг қишки қийматлари 5-6°C гача бўлади.

Бу ҳолат қишда кучли циклонал фаолият ва у билан боғлиқ бўлган ҳароратнинг салмоқли адвектив ўзгаришлари юз беришидан далолат беради.

Нодаврий ҳарорат ўзгаришларининг намоён бўлишларидан бири **музлаш**дир. Музлаш деб ўртача суткалик ҳарорат нолдан юқори бўлганда Ер

шимолий яримшарда ёздаги ҳарорат фарқлари қишга нисбатан деярли икки марта катта.

Ҳароратнинг барча кенгликларда баландлик бўйича камайиши тропосферадаги вертикал ҳарорат тақсимотининг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Яримшар бўйича ўртача вертикал ҳарорат градиенти $0,65^{\circ}/100$ м ни ташкил қилади. Бироқ, кенглик ва баландликка боғлиқ ҳолда ўртача қийматдан сезиларли четланишлар кузатилади.

30° ш.к. дан шимолда чегаравий қатламда (таҳминан 1,5 км баландликкача) бутун йил давомида ўртача вертикал градиентлар тропосферанинг бошқа қисмларига нисбатан кичик бўлади. Қиш ва баҳорда бу қатламда 60° ш.к. дан шимолда одатда ҳароратнинг **инверсион** тақсимоти кузатилади. Ўрта кенгликларда ўртача вертикал ҳарорат градиентлари қишда $0,05-0,10^{\circ}\text{C}/100$ м дан ёзда $0,44^{\circ}\text{C}/100$ м гача ўзгаради.

Ўрта ва юқори тропосферада вертикал градиентлар чегаравий қатламга нисбатан катта. Ўрта кенгликларнинг ўрта тропосферасида градиент қишдан ёзга $0,40$ дан $0,55^{\circ}\text{C}/100$ м гача, юқори тропосферада эса - $0,60$ дан $0,70^{\circ}\text{C}/100$ м гача ўзгаради.

Қуйи кенгликларда қуйи тропосферадаги вертикал градиентлар ўрта кенгликларга нисбатан анча катта: йилнинг барча мавсумларида $0,50^{\circ}\text{C}/100$ м атрофида бўлади. Қуйи кенгликларнинг ўрта тропосферасида улар $0,50-0,60^{\circ}\text{C}/100$ м, юқори тропосферасида эса – $0,70-0,75^{\circ}\text{C}/100$ м ни ташкил қилади.

Тропосферанинг барча сатҳларида энг юқори ҳарорат (термик экватор) июлда 20° ш.к. яқинида, январда эса географик экватор яқинида кузатилади.

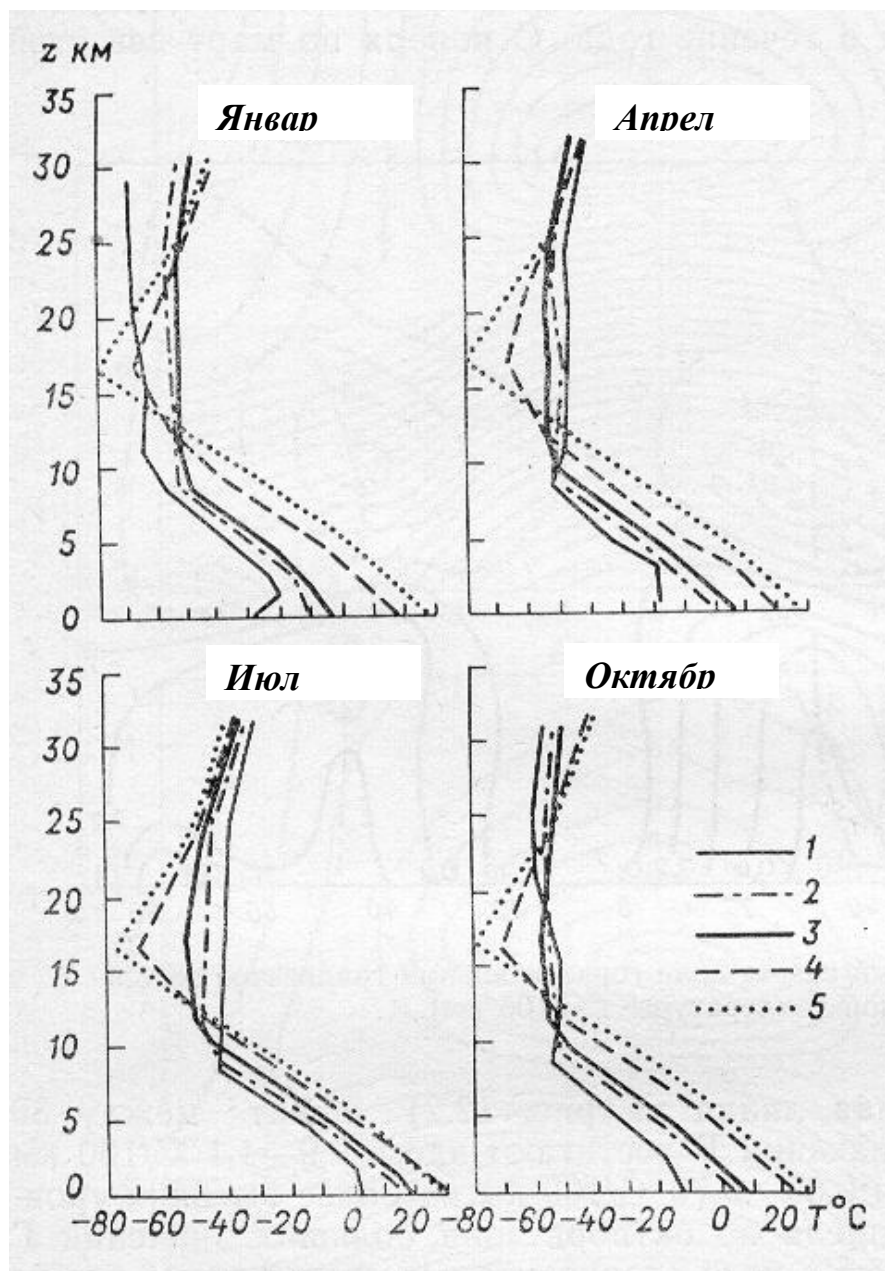
Тропопауза тропосферадан стратосферага ўтувчи қатлам сифатида кенглик ва йил мавсумига боғлиқ ҳолда катта ҳарорат тебранишларига учрайди (30-, 31-расмлар).

Энг баланд (16-17 км) ва совуқ (-76° дан -82°C гача) тропопауза экваториал соҳада кузатилади. Ўрта кенгликларда тропопауза ёзда 9-10 км ва қишда 11-12 км баландликда жойлашади. 50° ш.к. да бутун йил давомида унинг ҳарорати таҳминан -55°C га тенг. Энг паст тропопауза (8-9 км) қутбий соҳада кузатилади. Унинг ҳарорати қишда -56°C , ёзда эса -44°C атрофида бўлади.

Қуйи кенгликларда тропосфера қалинлиги ва тропопауза баландлигининг ортишини интенсивлиги ер сиртига келаётган қуёш радиациясининг оқимида боғлиқ бўлган вертикал алмашинувнинг таъсири билан тушунтириш мумкин. Бу оқим катта бўлган жойларда катта баландликларгача тарқалувчи интенсив турбулент (конвектив) алмашинув ривожланади.

Субтропик кенгликларда ($30-40^{\circ}$) тропопауза узулишларининг мавжуд бўлиши тропопауза баландлигининг кенгликлар бўйича тақсимотининг ўзига хос хусусиятидир. Экваториал ва тропик кенгликларда тропопаузанинг баландлиги 16-17 км ташкил қилади ва кенглик бўйича кам ўзгаради. Ўрта ва юқори кенгликларда тропопауза 8-12 км баландликда жойлашади, шу билан

бирга кутбга томон тропопаузанинг аста-секин пастлаши кузатилади. Тропопауза узилиш худудининг кенглиги 2000-2300 км га етади, унинг қалинлиги эса 2-3 км бўлади.



31-расм. Ўртача (ойлик) зонал ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланиши.
1 - 80° ш.к., 2 - 60° ш.к., 3 - 50° ш.к., 4 - 30° ш.к., 5 - 10° ш.к.

31-расмдан кўриниб турибдики, иккала яримшарларнинг 40° кенгликлари орасидаги худудда ҳамма мавсумларда совуқ соҳа мавжуд бўлади. У тропосферанинг юқори ва стратосферанинг қуйи қисмларини эгаллайди. Бу совуқ соҳа атмосферанинг катта қисмини эгаллаган вертикал турбулент ва конвектив алмашинувнинг оқибати ҳисобланади.

Тропосферанинг қалинлиги қанча катта бўлса, унинг юқори қисмида ҳарорат шунчалик паст бўлади. Шу сабабдан юқори кенгликларда қуйи стратосфера (нисбатан) илиқ бўлади. Совуқ сирт устидаги сустривожланган алмашинув нисбатан кичик баландликларга тарқалади. Натижада тропопауза

сатҳидаги ҳарорат ўрта ва қуйи кенгликларга нисбатан анча юқори ($-44 \div -52^{\circ}\text{C}$) бўлади.

Ёзда қуйи стратосферада ҳароратнинг горизонтал градиенти кутблардан экваторга, яъни тропосферадаги градиентга қарма-қарши йўналган. Бу шимолий яримшарда апрелдан сентябргача кузатиладиган стратосфера термик майдонининг муҳим хусусиятларидан биридир. Тропосфера градиентидан стратосфера градиентига ўтиш аста-секинлик билан амалга ошишини алоҳида таъкидлаш лозим. 23-расмдан кўриниб турибдики (июл), 10-11 км қатламда энг паст ҳарорат соҳалари ўрта кенгликларда кузатилади ($50-60^{\circ}$ ш.к.) ва фақат ундан юқоридагина паст ҳарорат соҳалари кичикроқ кенгликлар томонга силжийди.

Қишда қуйи стратосферада горизонтал градиент йўналиши ўзгармайди. Бироқ, йилнинг бу вақтида юқори кенгликларга қуёш радиацияси келмайди. Хусусий нурланишнинг таъсирида маркази кутблар устида 25 ва 30 км баландликлар орасида жойлашган совуқ соҳа шаклланади. Совуқ соҳанинг арктик марказида ҳарорат -73°C гача, антарктик марказда эса -85°C ва ундан камроқгача пасаяди.

Қишда қуйи стратосферадаги энг юқори ҳарорат соҳалари ўрта кенликларда 40° ш.к. ва 40° ж.к. орасида кузатилади, ўрта стратосферада эса у экватор томонга бироз силжийди. Шундай қилиб, қишда қуйи стратосферада ҳароратнинг горизонтал градиенти ўрта кенгликлардан экватор ва кутбларга йўналади. Бу ноябрдан мартгача даврдаги стратосфера термик режимининг муҳим хусусиятидир.

Ўрта ва юқори стратосферада (30 км дан юқорида) барча кенгликларда ҳарорат баландлик бўйича ортади. Ёзда ҳароратнинг горизонтал градиенти кутблардан экваторга йўналган. Қишда градиентнинг йўналиши қарма-қарши ўзгаради. Кўрсатиб ўтилган ҳароратнинг вертикал ва горизонтал тақсимооти ўрта ва юқори стратосферада иссиқликнинг асосий манбаи бўлган озоннинг вақт ва фазо бўйича тақсимоотининг хусусиятларига боғлиқ бўлади.

2. Юқорида ҳарорат инверсиялари тўғрисида айтиб ўтилган эди. **Ҳарорат инверсияси** деганда баландлик бўйича ҳаво ҳароратининг ортиши тушунилади. Ҳарорат инверсиялари тропосферанинг бутун қалинлигига нисбатан етарлича кичик қатламларни эгаллашига қарамай, тропосферада тез-тез кузатилиб туради.

Ҳарорат инверсияси ҳароратнинг кўтарилиши кузатилаётган қатлам қалинлигини ифодаловчи **қуввати** (Δz) ва инверсия қатламининг юқори ва қуйи чегарасидаги ҳароратлар фарқини ифодаловчи **чуқурлиги** (Δt) билан тавсифланади. Инверсия қатламида ҳароратнинг вертикал градиенти ($\frac{\Delta t}{\Delta z}$) манфий қийматга эга.

Атмосферанинг турли қатламларида пайдо бўлувчи инверсиялар бевосита ер сирти устида шаклланувчи **ер сирти яқини инверсиялари** ва ер сиртидан маълум баландликда шаклланувчи **кўтарилган инверсияларга** бўлинади.

2.1. Ер сирти яқини ҳарорат инверсияларининг турлари.

Бу инверсияларнинг энг кўп тарқалган тури **радиацион инверсиялар** ҳисобланади. Ер сирти ва унга қўшни бўлган атмосфера қатламларининг тунги радиацион совуши радиацион инверсияларнинг шаклланишига сабаб бўлади. Тунги очик ҳаво ва ер сирти яқинида шамолнинг кучсиз бўлиши инверсиянинг пайдо бўлишида энг яхши шароит ҳисобланади. Бундай шароитлар ер яқини антициклонлари, айниқса уларнинг марказий қисмлари учун хос бўлади. Ёзда Қуёшнинг кўтарилиши ва ер сиртининг исиши билан радиацион инверсиялар емирилади. Йилнинг совуқ даврида радиацион инверсия кундузги вақтда ҳам кузатилиши мумкин.

Радиацион инверсияларнинг қуввати одатда 200-300 м, чуқурлиги эса 10-15°C ва ундан кўпроқни ташкил этади. Арктика ва Антарктида музликлари устида ер яқини радиацион инверсиялари узоқ вақт сақланиб туриши мумкин.

Очик сув сиртлари устида радиацион инверсиялар камдан-кам пайдо бўлади. Кўпинча **изотермия**, яъни доимий ҳароратга эга бўлган қатлам шаклланади.

Инверсия қатламининг ичида кучли термик турғунлик кузатилганлиги учун вертикал ҳаракатлар ўта сустлашади. Шу сабабдан шаҳар шароитларида радиацион инверсиялар атмосфера қуйи қатламларининг атмосфера аэрозоллари билан кучли ифлосланишига олиб келади.

Орографик инверсия радиацион инверсиянинг кўринишларидан бири ҳисобланади. Очик об-ҳаво кузатилганда рельефнинг ботик шаклларида совуқ ҳаво туриб қолади ва ер сиртига қўшни ҳаво қатламларининг ўта кучли совушига олиб келади. Масалан, тоғ ботиклигида жойлашган Верхоянскда (совуқлик қутби яқинида), қишда ўртача ҳарорат атрофдаги тоғ ёнбағирлардаги ҳароратга нисбатан 10-15°C пастроқ. Фойдали қазилмалар олинувчи карьерлар антропоген келиб чиқишга эга бўлган ботикликлардир. Қиш пайтида улардаги ҳаво ўта кучли ифлосланиши мумкин.

Ер яқини инверсияларининг иккинчи тури **адвектив инверсиядир**. У илиқ ҳаво массаси совуқ ер сиртига кириб келганда пайдо бўлади. Бу қишда илиқ денгиз ҳавосининг совуган қитъага ёки ёзда илиқ қитъа ҳавосининг совуқроқ денгиз сиртига томон ҳаракатланганда кузатилади.

Бу ҳолларда инверсиянинг юқори чегарасида шивалама ёғин берувчи қатламли булутлар шаклланиши мумкин. Намлик етарли бўлганда ер сирти яқинида туман ҳосил бўлади. Бундай инверсияларнинг қуввати бир неча юз метрга етади (500-600 м), чуқурлиги эса нисбатан кичик: 5-6°C.

Қор ёки баҳор инверсияси деб аталувчи инверсия адвектив инверсиянинг кўринишларидан ҳисобланади. У баҳорда, қор қоплами устига ҳаракатланувчи илиқ ҳаво бевосита ер сирти устида совуганда пайдо бўлади. Бундай инверсиянинг қуввати кичик (юз метргача).

2.2. Атмосферанинг пастки 1,5-2 км қатламида **чўкиш инверсияси** ёки **сиқилиш инверсияси** деб аталувчи кўтарилган инверсиялар тез-тез пайдо бўлади. Улар кўпинча турғун антициклонларда, ҳам қуруқлик, ҳам денгиз устида катта ҳудудларда ва узоқ вақт давомида кузатилади. Бу инверсиялар

ҳавонинг пастлама ҳаракатланиши ва бунда адиабатик исишида пайдо бўлади. Агар тушаётган қатлам аввал турғун стратификацияга эга бўлса, пастлашда у янада турғунлашади ва инверсиянинг шаклланишига олиб келиши мумкин. Гап шундаки, ҳаво массасининг тушишида пастки қатламдаги ҳавонинг ёйилиши юз беради. Бунинг натижасида ҳаво қатламининг юқоридаги қисми вертикал бўйлаб кўпроқ йўлни ўтади ва пастки қисмларга нисбатан кўпроқ адиабатик исийди.

Бу инверсиялар катта қувватга (0,8-1,0 км гача) эга бўлиши мумкин, бироқ уларнинг чуқурлиги кичик ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{C}$). Баъзида улар ер яқини радиацион инверсиялари билан қўшилиши мумкин. Бу ҳолда нафақат катта қувватли, балки чуқур ($\Delta t = 15-20^\circ\text{C}$) инверсия қатлами шаклланади.

Пассат инверсиялари деб аталувчи бундай турдаги кўтарилган инверсиялар субтропик пассатларнинг экватор томонидаги четида қуйи 1-2 км қатламда деярли доим кузатилади.

Кўтарилган инверсиялар булут қатламлари устида ҳам шаклланиши мумкин. Бунда ҳавонинг пастлама ҳаракати катта ўрин тутди. Булут қатламининг устида тушаётган ҳаво адиабатик исийди. Булутнинг ўзида эса ҳавонинг нам адиабатик совуши юз беради. Бу икки жараён динамик келиб чиқишга эга бўлган **булут усти инверсиясининг** ҳосил бўлишига олиб келиши мумкин.

Динамик инверсиялар қуйи сатҳ найсимон оқимлари деб аталувчи минимал шамол тезликлари соҳасида ҳосил бўлади. Шамолнинг катта тезликларида (най ўқида 15 м/с ва ундан катта) ҳавонинг юқори ва қуйи қатламлардан ўзига хос сўриб олиниши юз беради. Юқори қатламлар пастлайди ва қуруқ адиабатик исийди, қуйи қатламлар эса кўтарилади ва адиабатик совийди. Бу жараёнларнинг натижасида яхши шаклланган ҳарорат инверсияси пайдо бўлади.

Ер сиртидан ихтиёрий баландликда **фронтал инверсиялар** кузатилиши мумкин. Улар фронтал зоналарнинг вертикал кесишмасида ҳосил бўлади. Вертикал бўйлаб совуқ фронт илиқ фронт билан кесишадими, ёки илиқ фронт совуқ фронт билан кесишадими, бундан қатъий-назар пастдаги совуқ ҳаводан юқоридаги илиқроқ ҳавога ўтиш содир бўлади.

6.6. Ер-атмосфера тизимининг иссиқлик баланси

1. Ер сиртининг (қуруқликнинг) иссиқлик ҳолати 5.1. бўлимда кўриб чиқилган эди. Ер-атмосфера иқлимий тизимининг иссиқлик балансини кўриб чиқамиз. Умуман олганда иқлимий тизим деганда атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера ва биосфера тушунилади.

Атмосферада бирлик кўндаланг кесимга эга бўлган ҳаво устунини ажратиб оламиз ва унинг иссиқлик ҳолатини ўзгартирувчи иссиқликнинг барча манбалари ва йўқотилишини ҳисобга оламиз.

Бу ҳаво устунининг исиши қуйидаги омиллар таъсирида юз беради:

- қуёш энергиясининг ютилиши $J'_0(1 - A_{\text{Yer}})$, бу ерда J'_0 - инсоляция, A_{Yer}

- Ер-атмосфера тизимининг албедоси;
 - сув буғининг LC яширин иссиқлик ажралишини берувчи конденсацияси, бу ерда C – конденсацияланган сув буғининг массаси;
 - ҳаво устунидан ўтувчи илиқ адвекция Q_a ;
 - горизонтал илиқ океан оқимлари олиб келадиган иссиқлик F_1 ;
- Ҳаво устунининг совуши қуйидаги йўллар билан юз беради:
 - космик фазога инфрақизил нурланишнинг чиқиб кетиши U_∞ ;
 - сувнинг буғланишига иссиқлик сарфи LE ;
 - совуқ адвекция Q'_a ;
 - салқин океан оқимлари олиб кетадиган иссиқлик F_2 .

Кўрилатган ҳаво устун ичидаги иссиқлик миқдорининг Q_3 ўзгариши юқорида санаб ўтилган оқимларнинг алгебраик йиғиндиси билан аниқланади:

$$Q_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) + LC - LE + Q_a - Q'_a + F_1 - F_2 - U_\infty$$

ёки

$$Q_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) + L(C - E) + \Delta Q + \Delta F - U_\infty, \quad (6.7)$$

бу ерда $\Delta Q = Q_a - Q'_a$, $\Delta F = F_1 - F_2$.

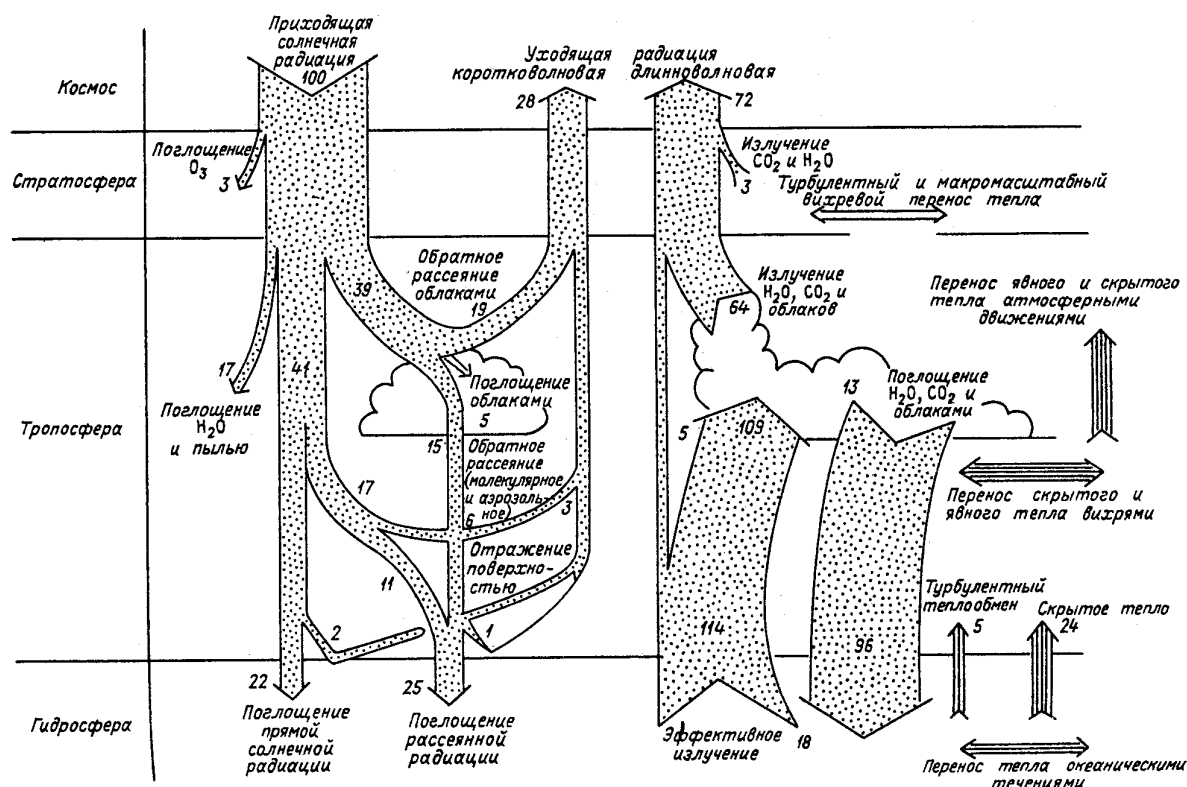
Бир йил давр учун Q_{Yer} нинг нолга яқин эканлиги ва (4.28) формулани эътиборга олсак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$R_{Yer} = L(C - E) + \Delta Q + \Delta F \quad (6.8)$$

(6.8) тенглама Ер-атмосфера тизимининг иссиқлик баланси тенгламаси ҳисобланади.

2. Ер-атмосфера тизимидаги иқлимий тизимнинг турли ташкил этувчилари ўртасидаги иссиқлик алмашинуви жараёнларини шакллантирувчи нурсимон энергия оқимлари ҳамда яширин ва ошкор оқимларнинг Шнайдер ва Деннет таклиф қилган ўртача йиллик нисбий бирликларда ифодааланган тақсимотини кўриб чиқамиз (32-расм).

Горизонтал сиртга келадиган қуёш радиацияси миқдорини (инсоляция) 100 бирлик деб оламиз. Бу радиация миқдорининг 20 бирлиги атмосферада озон, сув буғи ва атмосфера аэрозоллари томонидан, 5 бирлиги булутлар томонидан ютилади. Ер сирти тўғри ва сочилган радиация кўринишда 47 бирликни ютади. Қолган 28 бирлик булутлар (19 бирлик), ер сирти (3 бирлик) ва атмосферадан (6 бирлик) космик фазога қайтарилади. Шундай қилиб, бу моделда Ер-атмосфера тизимининг албедоси 28%ни ташкил қилади.



32-расм. Ер иклимий тизимининг ўртача йиллик иссиқлик баланси схемаси.

Ер сирти спектрнинг узун тўлқинли қисмида 114 бирлик нурлайди. Улардан 109 бирлигини атмосфера ютади, 5 бирлиги шаффофлик “ойнаси” орқали космик фазога кетади. Атмосфера ер сиртига 96 бирликни қарши нурлайди, сув буғлари, углерод икки оксиди ва булутлар очик фазога 64 бирликни нурлайди, шунингдек юқори атмосфера 3 бирлик нурлайди. Шундай қилиб, кетаётган нурланиш 72 бирликни ташкил қилади.

Атмосферанинг юқори чегарасида радиацион оқимларнинг баланси бажарилади: келаётган 100 бирлик нурланиш кетаётган қисқа (28 бирлик) ва узун тўлқинли (72 бирлик) радиация билан компенсацияланади.

Ер сирти эффектив нурланиш ҳисобига 18 бирлик (114 ва 96 бирлик фарқи) йўқотади. Демак, ер сиртининг радиацион баланси мусбат ва $47 - 18 = 29$ бирликни ташкил қилади. Атмосферанинг радиацион баланси (4.8. параграфга қаранг) манфий ва у ҳам 29 бирликни ($25 + 18 - 72$ бирлик) ташкил қилади.

Ер сирти турбулент алмашинув йўли билан 5 бирлик ва буғланиш ҳисобига 24 бирлик йўқотади. Шундай қилиб, қуёш радиациясини ютиш ҳисобига олинган 47 бирлик иссиқлик шу миқдордаги йўқотишлар ($18 + 5 + 24$ бирлик) билан компенсацияланади.

Атмосфера йилига ўртача 163 бирлик иссиқлик ($25 + 109 + 5 + 24$ бирлик) олади ва шунча йўқотади ($96 + 64 + 3$ бирлик).

3. Кўриб чиқилган моделда иссиқлик манбалари ва унинг сарфи иқлимий тизимдаги энергиянинг вертикал қайта тақсимланиши механизмлари ҳисобланади. Маълумки, жой кенглигига боғлиқ равишда ер сирти ва атмосферанинг радиацион баланси йил давомида мусбат ёки

манфий бўлиши мумкин. Шунга қарамай, бир ёки кўп йиллик даврда нафақат бутун Ер учун балки унинг айрим кенглик ҳудудлари учун ҳам иссиқликнинг келиши ва сарфи ўртасида баланс сақланади. Ўртача ҳаво ҳароратининг доимий бўлиши бунинг кўрсаткичи ҳисобланади. Бу айрим ҳудудлардаги ортиқча ёки етишмаётган радиация ҳам ер сирти ва атмосфера ўртасида, ҳам айрим кенглик ҳудудлари ўртасидаги ноанъанавий иссиқлик алмашинуви билан компенсацияланишини билдиради.

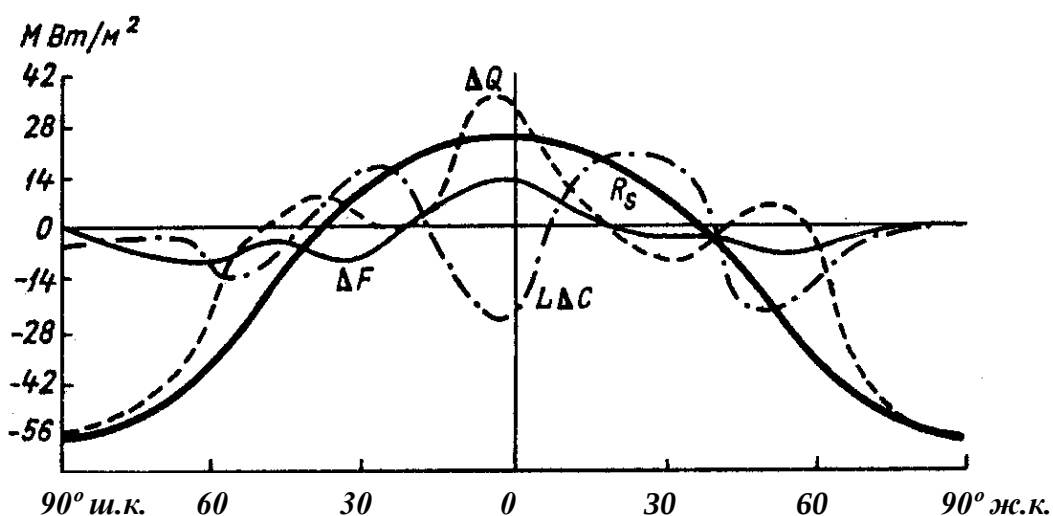
(6.8) формуладан келиб чиқадики, бу иссиқлик алмашинуви океан оқимлари ва атмосфера умумий циркуляцияси ёрдамида амалга оширилади.

$\Delta F > 0$ бўлган 20° ш.к. ва 20° ж.к. кенгликлар орасида океан оқимлари келтирувчи натижавий иссиқлик оқими максимумга эга бўлади. 20° к. дан юқори кенгликларда $\Delta F < 0$ қийматларга эга бўлади. Бу океан оқимларининг тропиклардан иссиқликни интенсив олиб чиқиши ҳисобига океанда иссиқликнинг йиғилишини билдиради. Сўнгра тўшалма сирт ва ҳаво ўртасидаги иссиқлик алмашинуви механизмлари орқали бу иссиқлик атмосферага узатилади. Шимолий яримшарда илиқ океан оқимларининг (Голфстрим, Куроисио) меридионаллиги катта бўлганлиги сабабли иссиқлик келишининг унинг сарфига нисбатан эффекти яхшироқ ифодаланган.

Экваториал соҳада кузатиловчи энг катта ортиқча иссиқлик (33-расм) атмосфера циркуляцияси таъсирида бошқа соҳаларга узатилади. Иссиқлик китъаларнинг тропик ва субтропик ҳамда ўрта кенгликларнинг океан соҳаларидан бошқа соҳаларга узатилади.

Океаннинг сув сиртидан буғланишга иссиқлик сарфи ҳисобига 10° ш.к. ва 10° ж.к. орасидаги экваторолди ҳудудда $L(C-E) < 0$ бўлади. Бу яширин иссиқлик оқимининг атмосфера циркуляцияси таъсирида юқори кенгликларга олиб чиқилиши кераклигини билдиради.

Шундай қилиб, Ер-атмосфера тизимининг иссиқлик мувозанати океан ва атмосферадаги горизонтал ҳаракатлар билан таъминланади. Бунинг натижасида турли ҳарорат характеристикаларига эга бўлган ҳаво массалари ва сувнинг кенгликлараро алмашинуви содир бўлади.



33-расм. Ер-атмосфера тизими иссиқлик балансининг кенгликлар бўйича ўртача йиллик тақсимоти (Селлерс бўйича).

6.7. Ҳаво ҳароратининг йиллик ўзгаришлари. Йиллик ўзгариш турлари

Йил давомида ер сиртига келаётган қуёш радиациясининг ўзгаришлари ўртача ойлик ҳароратларнинг қиш ойларида пастроқ, ёз ойларида юқорироқ бўлишига олиб келади. Ўрта ва юқори кенгликларда кўпйиллик ўртача ойлик ҳароратлар йил давомида бир маромда ўзгариб, июл ёки августда максимумга, январ ёки февралда (баъзида декабрда) минимумга эришади.

Энг илқ ва энг совуқ ойларнинг ўртача ойлик ҳароратлари орасидаги фарқ муҳим иқлим характеристикаси ҳисобланади.

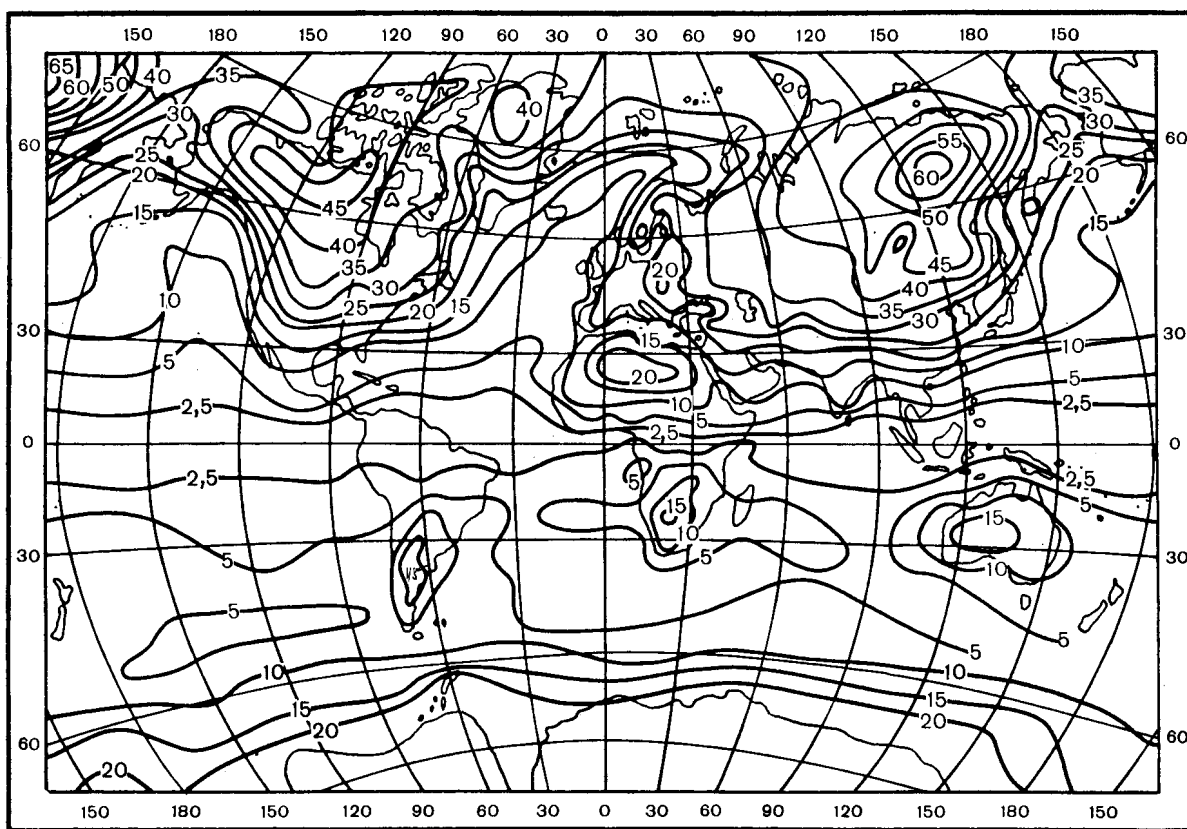
Ҳаво ҳароратининг йиллик амплитудасига қуйидаги омиллар энг катта таъсир кўрсатади: кенглик, ер сиртининг тури, жойнинг океандан узоқлиги, океан оқимлари.

Ҳароратнинг йиллик амплитудаси экваториал ҳудуддаги океан устида $2,5^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этувчи энг кичик қийматга эга (34-расм). Тропик кенгликларда океан устида ҳароратнинг йиллик амплитудаси 5°C гача, қитъалар устида эса жанубий яримшарда 15°C , шимолий яримшарда 20°C гача ортади. Жанубий яримшарнинг ўрта кенгликларида океан устида йиллик амплитуда $5-10^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этиб, юқори кенгликларда 20°C гача ортади. Шимолий яримшарда ҳарорат йиллик амплитудасининг тақсимланиши турлича. Ўрта кенгликларда океан устида йиллик амплитуда 15°C атрофида бўлиб, қитъалар устида тез ортади. Қитъаларнинг ички қисмида у Канадада 45°C , шарқий Сибирда 60°C ни ташкил қилади. Қутбий кенгликларда йиллик амплитуда $35-40^{\circ}\text{C}$ гача камаяди. Атлантика ва Тинч океанлари устида ҳароратнинг йиллик амплитудалари тақсимоотидаги зоналикнинг кескин бузилиши океан оқимларининг таъсири ҳисобланади. Ғарбий ва Шимолий Европада ҳарорат йиллик амплитудаларининг $10-15^{\circ}\text{C}$ гача камайишига олиб келувчи илқ Голфстрим оқимининг таъсири айниқса кучли.

Қитъаларда катта кўллар ҳаво ҳароратининг йиллик амплитудаларини камайтиради ва шу билан иқлимни юмшатади. Масалан, Байкал кўлининг ўртасида йиллик амплитуда $30-31^{\circ}\text{C}$, унинг қирғоқларида 36°C атрофида, Енисей дарёсининг шу кенгликдаги қисмида эса 42°C ни ташкил қилади. Иссиқ-кўл, Ладога ва бошқа кўллар ҳам ҳаво ҳароратига шундай таъсир кўрсатади.

Денгиз ва **континентал** иқлим тушунчаларини киритамиз. Ҳаво ҳароратининг нисбатан кичик йиллик амплитудалари билан тавсифланувчи денгиз иқлими океанлар ва қитъаларнинг уларга ёндош, денгиз ҳаво массаларининг такрорланувчанлиги катта бўлган қисмлари устида шаклланади. Ғарбий ва Шимолий Европа шундай иқлим типига эга.

Континентал иқлим қитъаларнинг ички қисмлари ва қитъа ҳаво массалари катта такрорланувчанлик билан келадиган океан қисмлари устида шаклланади. Бу ерда ҳаво ҳароратининг йиллик амплитудаси анча катта бўлади. Узоқ Шарқ шундай иқлим типига мансуб.



34-расм. Ҳаво ҳароратининг ўртача йиллик амплитудалари (°C).

Ўрта ва юқори кенгликларда континентал иқлимнинг денгиз иқлимига нисбатан катта амплитудаси ёздаги юқори ҳароратлар эмас, балки қишда жуда паст ҳароратлар кузатилиши оқибатида ҳосил бўлади. Бу кенгликларда денгиз иқлимидаги ўртача йиллик ҳароратлар қитъадагига нисбатан юқорироқ. Тропик кенгликларда қуруқлик устидаги йиллик амплитудаларнинг юқори қийматлари совуқ қиш эмас, балки ёзнинг иссиқроқ бўлиши билан изоҳланади. Шунинг учун континентал иқлимдаги ўртача йиллик ҳарорат денгиз иқлимидагига нисбатан юқорироқ бўлади.

Денгиз ва континентал иқлимлар намлик, ёгинлар режимлари ва бошқалар билан фарқ қилади. Шунга қарамай, уларни фарқловчи асосий кўрсаткич ҳаво ҳароратининг ўртача йиллик амплитудаси ҳисобланади. Бироқ, юқорида кўрсатиб ўтилганидек, бу катталик географик кенгликка боғлиқ. Демак, иқлимнинг континенталлигини миқдорий баҳолаш учун кенгликнинг ҳаво ҳароратининг йиллик амплитудасига таъсирини чиқариб ташлаш керак.

Бу масалани ҳал қилиш учун бир қатор **континенталлик индекслари** таклиф қилинган. Улардан С.П.Хромов таклиф қилган континенталлик индексига тўхталамиз (K):

$$K = \frac{A - A_k}{A} \cdot 100 \% , \quad (6.9)$$

бу ерда A – ҳаво ҳароратининг йиллик амплитудаси, $A_k = 5,4 \sin \varphi$ (φ - кенглик) - «соф океан амплитудаси» деб аталувчи қитъа таъсиридан мутлақо ҳоли бўлган океан устидаги амплитуда. Бундай амплитуда сифатида Тинч океани жанубий ярмининг марказий қисмидаги амплитуда танланган. A_k ни эътиборга олсак, (6.9) қуйидагича ёзилади:

$$K = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A} \cdot 100 \% \quad (6.10)$$

Бу континенталлик индекси қаралаётган жойдаги ҳаво ҳарорати амплитудасининг қандай улуши Ер шаридаги қуруқликнинг таъсири, қандай улуши қитъаларнинг таъсири ҳисобига ҳосил бўлишини кўрсатади.

Жанубий яримшарда уччала океанларнинг ички қисмида K индекси 10% дан кичик. Бироқ, Шимолий Атлантикада у 25% дан катта, Европанинг энг ғарбида 50 ва 75% ўртасида, Марказий ва Шимоли-шарқий Осиёда – ҳатто 90% дан катта. У, шунингдек, Австралиянинг ичкарасидаги унча катта бўлмаган майдонларда ҳамда Африка ва Жанубий Американинг шимолий қисмларида 90% дан катта.

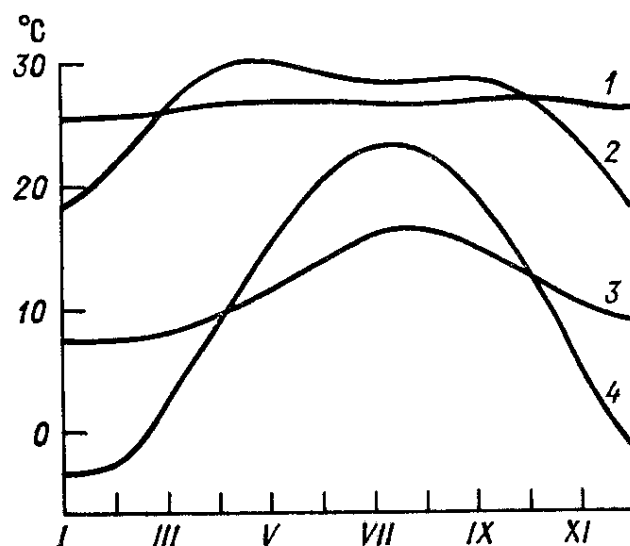
Шундай қилиб, ҳароратнинг йиллик амплитудалари бўйича фикр юритсак, қитъадаги денгиз иқлимига энг яқин келадиган иқлим ҳам океан таъсирида эмас, кўпроқ қуруқлик таъсирида шаклланади. Бундан ташқари, Шимолий Атлантиканинг марказий қисмидаги ҳароратнинг йиллик амплитудасига қитъаларнинг таъсири океан таъсиридан биров кичик ҳолос. Бу океанга ҳаво массаларининг қуруқликдан чиқиб келиши билан тушунтирилади. Фақат жанубий яримшарнинг ўрта кенгликларидагина қуруқликнинг ҳароратнинг йиллик амплитудасига таъсири сезиларсиз бўлади.

Кенглик ва континенталликка боғлиқ равишда ҳароратнинг йиллик ўзгариши қуйидаги типларга ажратилади (34-расм).

а. Экваториал тур. Экваториал босим ботиқликларининг энг чеккасига мос келади. Бу тип кичик амплитуда билан тавсифланади: қитъалар ичида 5°C атрофида, соҳилларда - 3°C дан кичик, океанларда -1°C ва ундан кичик, Молден оролида (4° ж.к., 155° ш.у.) - атиги 0,5°C. Ҳамма жойда бўлмасада, тенгкунликлардан кейин ҳароратнинг иккита максимуми ва қуёш туриши даврида иккита минимуми кузатилади. Ҳарорат экстремумлари қуёш радиацияси келишининг йиллик ўзгариши билан яхши мувофиқликка эга.

б. Тропик тур. Бу тип субтропик антициклонлар ва тропик муссонлар ҳудудида жойлашган. Йиллик амплитуда экваториал типдагига нисбатан каттароқ: соҳилларда 5°C атрофида, қитъа ичида - 10-15°C. Йил давомида қуёш туришидан биров кейинга мос келувчи битта максимум ва битта минимум кузатилади.

Муссон соҳаларида иккита максимум: биринчиси муссон бошланишидан аввал (май), иккинчиси у тугаганидан кейин (сентябр), минимумлар эса муссон даврида (июн-август) ва қишда (декабр) кузатилади.



35-расм. Ҳаво ҳарорати йиллик ўзгаришининг айрим типлари.
 1 – экваториал (Жакарта), 2 – муссонлар соҳасидаги тропик (Калкутта),
 3 – ўрта кенгликлардаги денгиз (Силли, Шотландия),
 4 – ўрта кенгликлардаги континентал (Чикаго).

в. **Ўрта кенгликлар тури.** Экстремумлар бу ерда куёш туришларидан кейин кузатилади. Шу билан бирга денгиз иқлимида улар континентал иқлимдагига нисбатан кечикади. Шимолий яримшарда минимум куруқлик устида – январда, денгиз устида эса – феврал ёки мартда; максимум куруқлик устида – июлда, денгиз устида эса – августда ва баъзида сентябрда кузатилади. Бу куруқлик ва денгизнинг аввал кўриб чиқилган исиши ва иссиқлик бериши орасидаги фарқ билан тушунтирилади.

Ўрта кенгликлар континентал иқлими учун қишнинг совуқ бўлиши айниқса характерлидир; бироқ ёз ҳам денгиз иқлимидагига нисбатан анча иссиқ. Бу ерда ўтиш мавсумлари ҳам ўзига хос характерга эга. Типик денгиз иқлимида баҳор куздан совуқроқ, континентал иқлимда эса аксинча. Юпқа қор қоплами эрта эриб, тупроқнинг исишига ҳалақит бермайдиган Қозоғистон, Турон пасттекислиги, Монголия дашт ва чўлларида баҳор айниқса иссиқ бўлади. Бироқ, иссиқликнинг катта миқдори қорни эритишга сарфланадиган қишнинг қалин қор қопламига эга бўлган ҳудудларида (мисол учун, Россиянинг Европа қисми ва Ғарбий Сибир) баҳор денгиз иқлимида бўлгани каби куздан совуқроқ бўлади.

Ўрта кенгликлар денгиз иқлимида йиллик амплитудалар 10-15°C, континентал иқлимда 25-40°C, Осиёда эса ҳатто 60°C дан ортиқни ташкил этади.

Ўрта кенгликларда **субтропик, айнан мўътадил** ва **субкутбий** ҳудудларни ажратиш мумкин. Ўтиш мавсумлари фақат уларнинг иккинчисида яққол ифодаланган. Континентал ва денгиз иқлимлари учун йиллик амплитудалар шу ерда энг катта фарққа эга.

г. **Кутбий тур.** Йиллик ўзгариш минимуми узоқ кутб тунидан сўнг уфқда куёш чиқаётган вақтга, яъни шимолий яримшарда феврал-март,

жанубий яримшарда август-сентябрга тўғри келади. Максимум шимолий яримшарда июлда, жанубий яримшарда январ ёки декабрда кузатилади. Амплитуда курукликда (Гренландия, Антарктида) катта – 30-40°C атрофида бўлади. Кутбий кенгликлар денгиз иқлимида – орол ва қитъалар четида – амплитуда кичикроқ, бироқ 20°C ва ундан кўпроқни ташкил этади.

Ўртача ойлик ҳароратнинг иқлимий меъёрдан ўртача четланиши **ўртача ойлик ҳароратнинг ўзгарувчанлиги** деб аталади. Бу кўрсаткич қаралаётган жойда йилдан йилга кучли фарқланиши мумкин бўлган ҳароратнинг нодаврий ўзгаришлари интенсивлигига боғлиқ. Бу катталиқнинг ўзгарувчанлиги кенглик бўйлаб ортиб боради. Тропикларда у кичик, ўрта кенгликларда сезиларли. Денгиз иқлимида у континентал иқлимдагига нисбатан кичикроқ. Баъзи йилларда денгиз ҳаво массалари, бошқаларида континентал ҳаво массалари устун бўладиган денгиз ва континентал иқлимлари орасидаги ўтиш ҳудудларида ўзгарувчанлик айниқса катта.

Агар ҳароратнинг йиллик ўзгариши ўртача суткалик (ёки ўртача беш кунлик) маълумотлар асосида ифодаланса, кўпйиллик (ҳатто юз йил) давр учун йиллик ўзгариш эгри чизиғи бир текисда чиқмайди. Унда ҳарорат нодаврий ўзгаришларининг оқибати бўлган ғалаёнлар ёки флуктуациялар пайдо бўлади.

Айрим ҳолларда давомийлиги бир неча кун бўлган йиллик ўзгаришдаги бу ғалаёнлар қаралаётган ҳудудга маълум типдаги ҳаво массаларининг кириб келиши кузатиладиган **календар даврлар** билан боғлиқ. Ўрта кенгликларда куз даврида кузатиладиган **кампир ёзи** деб аталувчи ҳавонинг исишлари, Ўрта Осиёда апрел-мартда ҳавонинг кескин совиши шундай даврларга мисол бўлади.

6.8. Ҳаво ҳароратининг географик тақсимооти

1. Ҳароратни кузатиш амалга ошириладиган метеорологик станциялар ва бошқа пунктлар денгиз сатҳидан турли баландликларда жойлашган. Баландликнинг термометрлар кўрсаткичларига таъсирини бартараф қилиш учун ўлчанган ҳарорат қийматлари денгиз сатҳига келтирилади. Бу ҳароратнинг географик тақсимоотини турли географик омилларга боғлиқ равишда ўрганиш имконини беради. Ер сирти яқинида ҳароратнинг ўртача вертикал градиенти баландликнинг 100 м га тахминан 0,5°C ни ташкил этади. Шунинг учун ўлчанган ҳарорат қиймати ($t^\circ\text{C}$) денгиз сатҳига келтирилганда қуйидаги формула бўйича ҳисобланади:

$$t_0 = t \pm \gamma z, \quad (6.11)$$

бу ерда $\gamma=0,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ – ҳароратнинг вертикал градиенти, z – кузатув пунктининг денгиз сатҳидан баландлиги, t_0 – денгиз сатҳидаги ҳарорат.

Мусбат ишора кузатув пункти денгиз сатҳидан юқорида, манфий ишора – пункт денгиз сатҳидан пастда жойлашганда қўлланилади.

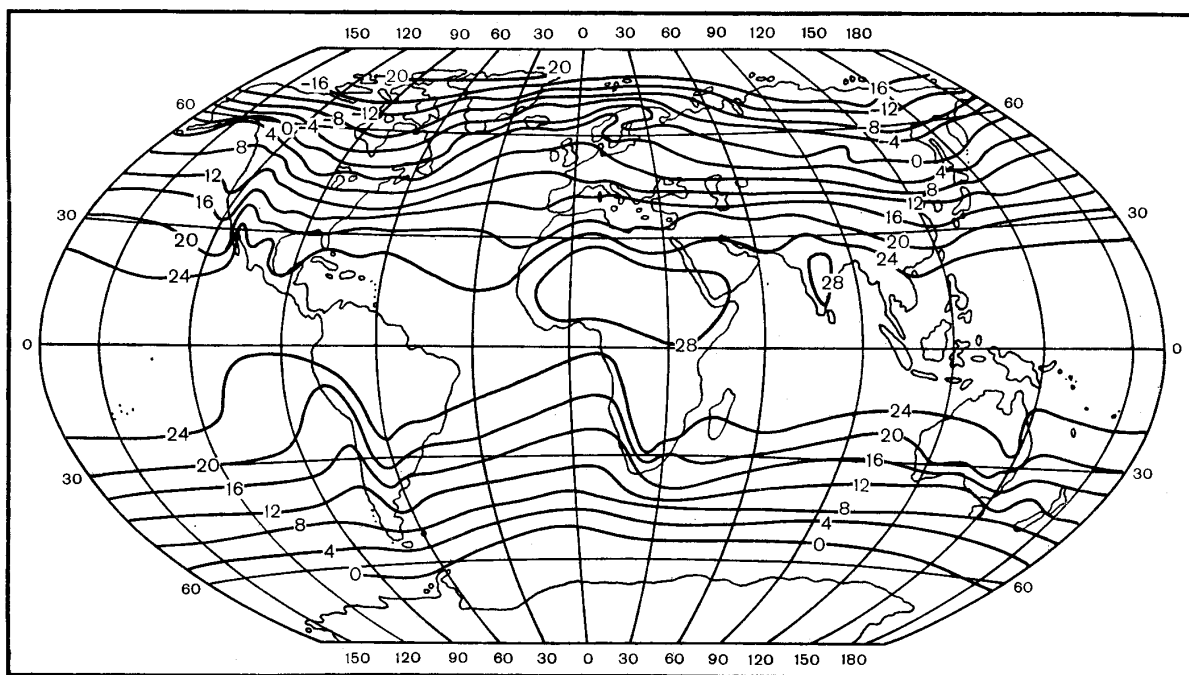
Масалан, 500 м баландликда жойлашган метеорологик станцияда 10°C ҳарорат ўлчанган бўлсин. Денгиз сатҳига келтирилган ҳарорат $12,5^{\circ}\text{C}$ га тенг бўлади.

Катта хатолик келиб чиқиши мумкинлиги сабабли тоғ станциялари учун ҳароратни денгиз сатҳига келтириш амалга оширилмайди. Ҳароратнинг келтирилган қийматлари географик картага туширилади ва ҳар 4°C ораликда изотермалар ўтказилади.

Бундай усулда ҳосил қилинган карталар кенглик, ер сиртининг тури (сув, қуруқлик), қор ёки муз қоплами, океан оқимлари, релеф каби географик омилларга боғлиқ равишда алоҳида ойлар ва бутун йил учун кўпийиллик ўртача ҳароратнинг географик тақсимотини ўрганишга имкон беради.

Яхши ифодаланган зоналик йиллик ўртача ҳарорат географик тақсимотининг асосий характеристикасидир (36-расм). Экваторнинг икки томонида – тропикларда йиллик ҳарорат 25°C дан ортиқ бўлган кенг ҳудуд кузатилади. Бу ҳудуд ичида Шимолий Африка устида катта, ҳамда Жанубий Осиё ва Мексика устида кичикроқ берк изотермали ўчоқлар ажралиб туради. Бу ўчоқларда ўртача йиллик ҳарорат 28°C дан ортиқ.

Жанубий Америка, Жанубий Африка ва Австралия устида бундай ўчоқлар йўқ, бироқ бу қитъалар устида изотермалар ўзига хос “илиқ тиллар” ҳосил қилиб, уларни жанубдан камраб олади. Тропикларда йил давомида ўртача олганда қитъалар океанларга нисбатан илиқроқ.



36-расм. Ўртача йиллик ҳаво ҳароратининг денгиз сатҳидаги тақсимоти ($^{\circ}\text{C}$).

Тропиклардан юқори кенгликларда, айниқса ўрта кенгликларда, тўшалган сирт деярли фақат океандан иборат бўлган жанубий яримшарда изотермалар кенглик айланаларидан камроқ четланади. Бироқ шимолий яримшарда ўрта ва юқори кенгликларда Осиё ва Шимолий Америка қитъалари устида изотермаларнинг у ёки бу даражада жанубга четланишини

кузатамиз. Бундай ҳол йил давомида ўртача олганда бу кенгликларда китъалар океанларга нисбатан совуқроқ эканлигини билдиради.

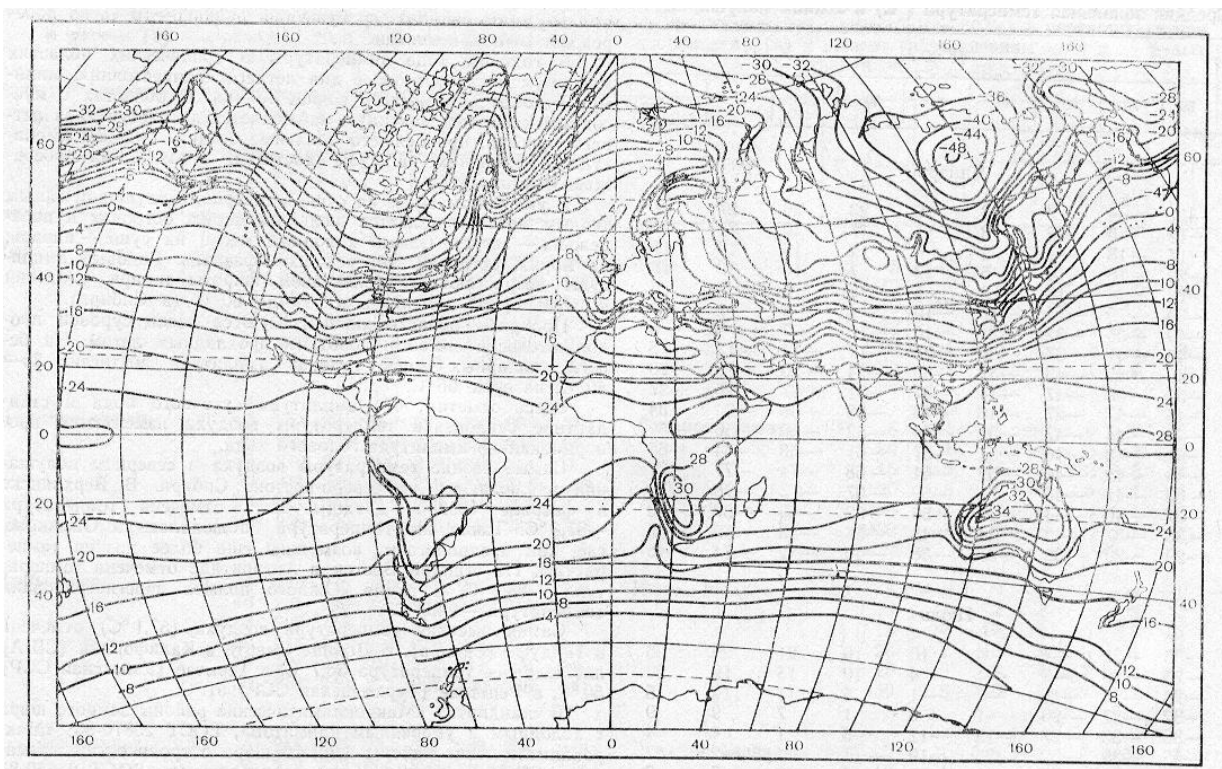
Йил давомида Ернинг ўртача энг илиқ жойи Қизил денгизнинг жанубий қирғоқларида жойлашган. Массауда (Эритрея, 15,6° ш.к., 39,4° ш.у.) денгиз сатҳидаги ўртача йиллик ҳарорат 30°C, Ходейдда (Яман, 14,6° ш.к., 42,8° ш.у.) эса ҳатто 32,5°C ни ташкил этади. Энг совуқ ҳудуд Шарқий Антарктидада жойлашган. Бу ерда плато марказида ўртача йиллик ҳароратлар -50-55°C ни ташкил этади.

Жанубий яримшарда Атлантика (Жанубий Африканинг ғарбий қирғоқлари яқинида) ва Тинч (Жанубий Американинг ғарбий қирғоқлари яқинида) океанларининг шарқий қисмлари устида совуқ океан оқимларининг таъсири изотермаларнинг шимолга томон бурилишидан яққол кўриниб турибди. Шимолий яримшарда изотермалар Шимолий Американинг ғарбий қирғоқлари бўйлаб жанубга бурилган. Бу жойларда ўртача йиллик ҳарорат очик океандагига нисбатан 3-4°C га паст. Илиқ океан оқимлари таъсирида Атлантика океанининг шимолий қисми ва Шимолий Муз океанининг ғарбий қисми (Голфстрим оқими), шунингдек Тинч океанининг шимолий қисми (Курисио оқими) устида “илиқ тиллар” ҳосил бўлади. Шимолий Атлантикада нол изотермаси қутбий айлана ичига кириб боради.

Январ (37-расм). Жанубий яримшарда бу ойда ёз бўлади. Океанлар устида ҳароратнинг ўртача йиллик тақсимотидан сезиларли фарқлар йўқ. Фақат нол изотермасигина бироз шимолга силжийди. Антарктида ичкарасида ўртача ойлик ҳарорат ўртача йиллик кўрсаткичдан 15-20°C га юқорирақ ва -35°C ни ташкил қилади.

20° ж.к. яқинида Жанубий Америка, Жанубий Африка ва Австралианинг жанубий қисмлари устида мос равишда 28°C, 30°C ва 34°C изотермалар билан чегараланган илиқ ўчоқлар шаклланган.

Шимолий яримшарда изотермаларнинг қуюқлиги ўртача йиллик кўрсаткичларга нисбатан ортган, экватор ва қутб орасидаги ўртача фарқ эса 56°C гача кўпайган. Евроосиё қитъаси устида жуда паст ҳароратли берк изотермали соҳа шаклланган. Келтирилган ўртача ҳароратлар январда -48°C, жойлардаги мутлақ минимумлар эса – ҳатто -70°C гача тушиши мумкин. Бу ҳудуд **Ёқутистон совуқ қутби** деб аталади. Жуда паст ҳароратларнинг ҳосил бўлишига қуйи қатламларда совуқ ҳавонинг туриб қолишига олиб келувчи релефнинг ботиқ шакли ҳисобланади. -36°C изотерма билан чегараланган иккинчи совуқ қутби Гренландия устида шаклланади. Ёқутистон минимумидан жануби-шарқ ва жануби-ғарбга “совуқ тиллар” чўзилиб чиқади. Бунинг натижасида 30° ш.к. да шарқий Хитой устида январ ҳарорати атиги 4÷6°C, Ўрта Осиёда эса -4÷0°C ни ташкил қилади. Ўртача январ ҳарорати -36°C ни ташкил этувчи яна бир ҳарорат минимуми Канаданинг шимолий қисми устида ҳосил бўлади. Бу минимумдан Шимолий Американинг марказий қисми бўйлаб 30° ш.к. гача “совуқ тил” чўзилиб боради.



37-расм. Денгиз сатҳидаги январь изотермалари.

Атлантика ва Тинч океанларининг шимолий қисмлари устида илик океан оқимлари шакллантирган “илик тиллар” сақланиб қолади. Бироқ, изотермалар ўзларининг ўртача йиллик ҳолатига нисбатан бироз жануброққа силжийди.

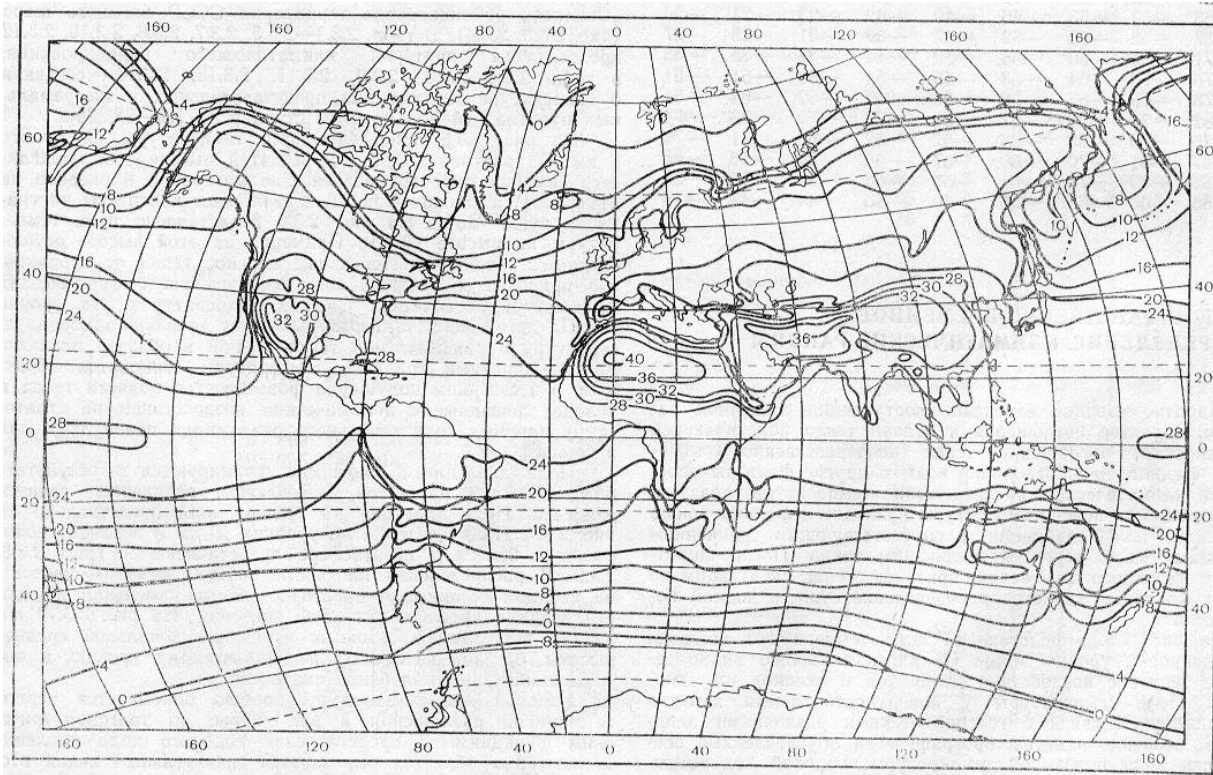
Июл. Жанубий яримшарда бу вақтда қиш бўлади. Океанлар устидаги ҳавонинг ҳарорати январдагига нисбатан бироз пасайган. Натижада изотермалар жанубга томон сезиларсиз силжийди. Антарктиданинг марказий қисмларида ўртача ҳароратлар -70°C гача пасайган. Ҳароратнинг мутлақ минимумлари -80°C га етади (Восток станцияси, $72,1^{\circ}$ ж.к., $96,6^{\circ}$ ш.у., 3420 м баландлик). Бу бутун Ер шарининг совуқ кутби ҳисобланади (38-расм).

Қитъалар устидаги берк илик ўчоқлар йўқолган, ўртача ҳароратлар эса январдагига нисбатан Жанубий Америка устида 8°C , Жанубий Африка ва Австралия устида $14-16^{\circ}\text{C}$ га пасайган.

Шимолий яримшарда изотермаларнинг қуюқлиги январдагига нисбатан кескин камайган, экватор ва шимолий кутб орасидаги ҳарорат фарқи эса 25°C гача камайган.

Шимолий Африка, Марказий Осиё ва Мексика устида мос равишда 40°C , 36°C ва 32°C изотермалар билан чегараланган илик ўчоқлар шаклланади. Қитъаларнинг кучли исиши ҳисобига ҳатто ўрта кенгликларда ҳам ўртача ҳарорат юқори бўлади ва Шарқий Сибир ва Канадада кутбий айлана кенглигида 16°C га етади. Ҳароратнинг мутлақ максимуми Шимолий Африкада (Азизия, 32° ш.к., 13° ш.у.) 58°C , Калифорния жанубидаги Ўлим водийсида (36° ш.к., $117,5^{\circ}$ ш.у.) 57°C га етади. Ўзбекистон ва Туркманистоннинг жанубида (Термиз ва Репетек) ҳаво ҳароратининг мутлақ

максимумлари 50°C га етади.



38-расм. Денгиз сатҳидаги июль изотермалари.

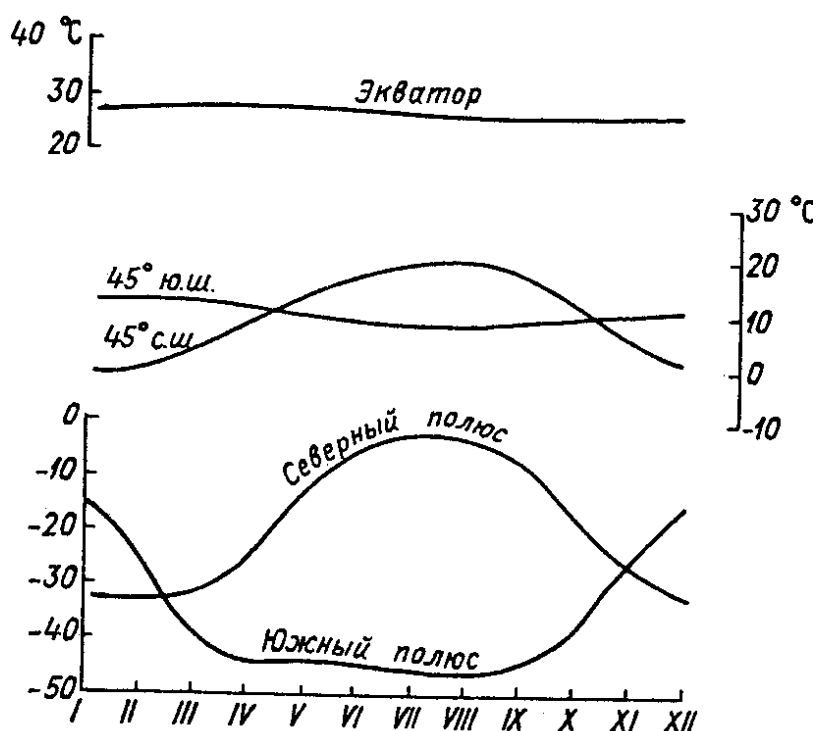
Июлда Шимолий ва Жанубий Америка ва Жанубий Африканинг ғарбий қирғоқлари яқинида совуқ океан оқимларининг ўртача ҳарорат тақсимотига таъсири сақланиб қолади. Океанлар устида январдагига нисбатан ҳарорат 40° ш.к. да $8-10^{\circ}\text{C}$, 60° ш.к. да – Тинч океанида – 16°C , Атлантика океанида фақат 6°C га кўтарилади.

Гренландияда ёзда ҳам муз қоплами сақланади. Натижада бу ерда шимолий яримшарнинг доимий совуқ кутби шаклланади. Келтирилган ҳарорат ўртача 0°C ни, орол марказида жой сатҳидаги минимал ҳарорат эса – 15°C дан пастроқни ташкил этади. Канаданинг шарқий қирғоқлари бўйлаб Гренландиядан 50° ш.к. гача «совуқ тил» чўзилиб чиқади. Иккинчи «совуқ тил» Беринг ва Охота денгизи устида кузатилади.

3. Радиация режими, қитъа ва океанлар, океан оқимларининг нотекис тақсимоти таъсирида шимолий ва жанубий яримшарларнинг бир хил кенгликларидаги ҳаво ҳароратлари кучли фарқ қилиши мумкин. Бу фарқларни аниқлаш учун кенглик айланаларининг ўртача ҳароратлари ҳисобланади. Бу ҳисоблашлар кенглик айланаси бўйлаб бир текисда жойлашган нуқталардаги келтирилган ҳароратларни ўртачалаш йўли билан амалга оширилади.

Январда энг юқори – 27°C ўртача ҳарорат экваторда кузатилади. Июлда 28°C ҳароратли энг илиқ параллел 20° ш.к. дир. Ўртача йил давомида 27°C ҳароратли 10° ш.к. энг илиқ параллел ҳисобланади. Бу параллел **термик экватор** деб аталади. 39-расмда экватор, иккала яримшарларнинг 45°

кенгликлари ва кутбларга хос бўлган ўртача кенглик ҳароратларининг йиллик ўзгаришлари кўрсатилган. Расм қитъа ва океанларнинг турлича майдонларидан ташкил топган асосий кенглик зоналаридаги ҳаво ҳарорати тақсимотига Ер сирти типининг таъсирини кўргазмали ифодалайди.



39-расм. Ўртача кенглик ҳароратларининг экваторда, 45° ш.к., 45° ж.к. ва кутблардаги йиллик ўзгариши. Е.С.Рубинштейн бўйича.

Асосан океан сиртидан иборат ва йил мавсумлари бўйича радиация баланси кам ўзгарадиган экваторда ҳароратнинг йиллик ўзгариши ўта текис. 51% қисми қуруқликдан ташкил топганлиги учун 45° ш.к. да унинг тебранишлар амплитудаси сезиларли катта (21,3°C). Жанубий яримшарнинг сув сирти устунлик қилувчи (бу ерда қуруқлик атиги 3%) 45° ж.к. дан жануброқда йиллик ҳаво ҳарорати бир неча марта кичик (4,0°C).

Кенглик айланаларининг ўртача ҳароратлари бўйича ҳар бир яримшар ва бутун Ер шари учун ҳавонинг ўртача ҳароратларини ҳисоблаш мумкин (6.2-жадвал).

6.2- жадвал

Ҳавонинг денгиз сатҳидаги ўртача ҳароратлари (°C)

Худуд	январ	июл	йил	тебраниш амплитудаси
Шимолий яримшар	9,0	22,4	15,2	13,4
Жанубий яримшар	16,4	11,4	13,8	5,0
Бутун Ер шари	12,0	16,0	14,2	4,0

Континенталроқ бўлган шимолий яримшар қишда жанубий яримшарга (ўз ёзида) нисбатан совуқроқ, ёзда эса сезиларли илиқроқ бўлади. Шунга мувофиқ шимолий яримшар учун ҳароратнинг йиллик амплитудаси $13,4^{\circ}\text{C}$, жанубий яримшар учун – фақат 5°C ни ташкил этади.

Бутун Ер шари учун ҳавонинг ўртача йиллик ҳарорати январда 12°C , июлда – 16°C , ўртача йиллик – $14,2^{\circ}\text{C}$.

Изоаномалалар карталари бўйича қитъалар ва океанлар тақсимотининг ҳаво ҳароратига таъсири тўғрисида фикр юритиш мумкин. Бу карталар қаралаётган пунктдаги ўртача кўпйиллик ҳароратнинг ўртача кенглик ҳароратларидан четланишларини кўрсатади. Бу ҳолда географик кенгликнинг ҳаво ҳарорати тақсимоти таъсири чиқариб ташланади. Изоаномалалар карталари қитъа ва океанларнинг исиш ва совиш хусусиятларини етарлича кўргазмали акс эттиради. Масалан, январда битта кенглик бўйича ҳавонинг ўртача ҳароратлари ўртасидаги энг катта фарқ 60° ш.к. бўйлаб кузатилади ва Шимолий Атлантика ва Ёкутистон ўртасида 44°C га етади. Шимолга ва жанубга томон фарқлар текисланади. Ҳароратларнинг бундай фарқлари денгиз ва континентал иқлимларнинг сезиларли фарқларини белгилайди.

Қутбий ва экваториал кенгликларда пунктлардаги ўртача ҳароратларнинг фарқлари катта эмас ($3-10^{\circ}\text{C}$).

0°C изоаномала кескин континентал иқлимлар соҳасини чегаралагандек деярли Осиё ва Шимолий Америка қитъаларининг контури бўйлаб ўтади.

Океанларнинг барча илиқ (Голфстрим, Куроисио ва бошқа) оқимлари устида изоаномалаларнинг мусбат, совуқ (Перу, Калифорния ва бошқа) оқимлари устида манфий соҳалари шаклланади.

Ёзда шимолий яримшарда қуруқлик ва океан орасидаги энг катта ҳарорат фарқлари зонаси кучсизланади ва январдаги ҳолатига нисбатан жанубга (субтропик кенгликларга) силжийди.

Йиллик изоаномалалар карталарида океанлар қуруқликка нисбатан сезиларли илиқроқ бўлади.

6.9. Конвектив ва турбулент иссиқлик оқимлари. Иссиқлик узатилиши

Ер сиртидан атмосферага иссиқлик узатилиши конвектив ва турбулент иссиқлик алмашинуви, радиациянинг нурланиши ва ютилиши, сувнинг фазавий ўтишлари ва молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик жараёнлари орқали амалга ошади.

Иссиқлик оқими – бу бирлик вақт давомида бирлик юзали сиртга перпендикуляр йўналишда ҳаво зарралари узатган иссиқлик энергияси миқдоридир $c_p \cdot T$ ($\text{Ж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ёки $\text{Вт}/\text{м}^2$). Иссиқлик оқими конвектив q_k ва турбулент q_t оқимлардан ташкил топади.

Конвектив оқим – бу ҳавонинг сиртга перпендикуляр йўналган S ўртача тезликли тартибли аралашиши билан боғлиқ бўлган оқимдир.

$$Q_k = c_p T \rho C, \quad (6.12)$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги.

Ўртача шамол тезлигининг горизонтал ташкил этувчиси вертикал ташкил этувчисидан юзлаб баробар катта. Шунинг учун конвектив оқим иссиқликнинг асосан горизонтал бўйлаб узатилишини ифодалайди. Конвектив оқимнинг горизонтал ташкил этувчиси **иссиқликнинг адвектив оқими**, вертикал ташкил этувчиси эса айнан конвектив оқим деб аталади.

Иссиқликнинг **турбулент оқими** шамол пульсациялари (шамолнинг ўртача қийматларидан четланишлари)га боғлиқ. Иссиқликнинг турбулент оқими (молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик каби) ҳарорат градиентига пропорционал:

$$Q_t = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial N}, \quad (6.13)$$

бу ерда A – турбулент иссиқлик алмашинуви коэффиценти, $\frac{\partial \theta}{\partial N}$ – сиртга перпендикуляр йўналишда потенциал ҳарорат градиенти.

Горизантал бўйича турбулент алмашинуви вертикал бўйича алмашинувдан анча кичик бўлганлиги учун вертикал турбулент иссиқлик алмашинуви қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$Q_z = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

ёки (5.18) ни ҳисобга олиб,

$$Q_z = -c_p A (\gamma_a - \gamma). \quad (6.14)$$

Турбулент иссиқлик алмашинуви A қуйидаги кўринишда берилиши мумкин:

$$A = k\rho, \quad (6.15)$$

бу ерда k – турбулентлик коэффиценти ($\text{м}^2/\text{с}$).

(6.15) ни ҳисобга олиб, турбулент иссиқлик оқими тенгламаси қуйидагича ёзилади:

$$Q_z = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.16)$$

Атмосфера стратификацияси куруқ нотурғун ($\gamma > \gamma_a$) бўлганида турбулент иссиқлик оқими мусбат ($Q_z > 0$), яъни ер сиртидан атмосфера томон йўналган бўлади. Агар атмосфера стратификацияси куруқ бефарқ ($\gamma = \gamma_a$)

бўлса, турбулент иссиқлик оқими нолга тенг ($Q_z=0$), ва ниҳоят, стратификация қуруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида манфий ($Q_z < 0$) бўлади.

Реал шароитларда ҳаво зарраси ёпиқ термодинамик система эсам. Унинг вертикал ҳаракатида атрофдаги пастроқ ҳароратли ҳавонинг қўшилиши кузатилади. Шунинг учун турбулент иссиқлик оқими нолга айлангандаги ҳароратнинг вертикал градиенти қуруқ адиабатик градиентдан кичик бўлади ва у **ҳароратнинг мувозанат градиенти** (γ_m) деб аталади.

Кўп сонли тажриба маълумотларининг кўрсатишича, ҳарорат мувозанат градиентининг ўртача қиймати $0,65-0,70^\circ/100$ м га тенг экан. Демак, хатто стратификация қуруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида ҳам турбулент иссиқлик оқими нолга тенг эмас, балки мусбат бўлади.

Маълум ҳажмдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариши иссиқлик оқими билан эмас, балки унга келган ёки ундан кетган иссиқлик миқдори – **иссиқлик узатилиши** билан белгиланади. Иссиқлик узатилиши – бу ҳаво заррасига келаётган ва ундан кетаётган иссиқлик оқимларининг фаркидир. Иссиқлик узатилишининг ўлчов бирлиги $Ж/(м^3 \cdot с)$ ёки $Вт/м^3$.

Вертикал йўналишда иссиқлик узатилиши учун формулани келтириб чиқарамиз. Атмосферада z ва $z+dz$ сатҳлар орасида бирлик юзали ҳаво устунини ажратамиз. Табиийки, ажратилган ҳажмга иссиқлик узатилиши қуйи сатҳдаги Q_z ва юқори сатҳдаги $Q_z + dQ_z$ иссиқлик оқимлари фаркига тенг бўлади, яъни

$$Q_z - (Q_z + dQ_z) = -dQ_z \quad (6.17)$$

Оқим дифференциали dQ_z ни қуйидагича ёзиш мумкин:

$$dQ_z = \frac{\partial Q_z}{\partial z} dz. \quad (6.18)$$

Кўриниб турибдики, бирлик вақт ичида бирлик массали ҳавога иссиқлик узатилиши қуйидагига тенг бўлади:

$$\frac{dQ_z}{dm} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial Q_z}{\partial z} \quad (6.19)$$

Иссиқлик оқими барча координаталар бўйича ташкил этувчиларга эгаллигини ҳисобга олсак, уни қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\varepsilon = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right). \quad (6.20)$$

$$\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} = \text{div } \vec{Q} \text{ эканлигини эсласак, у ҳолда}$$

$$\rho \varepsilon = -\operatorname{div} \vec{Q} . \quad (6.21)$$

Шундай қилиб, бирлик вақт ичида бирлик ҳажмли ҳавога узатилган иссиқлик манфий ишора билан олинган иссиқлик оқими дивергенциясига тенг, яъни $\operatorname{div} \vec{Q} < 0$ бўлганда иссиқлик узатилиши мусбат бўлади.

Таъкидлаш лозимки, (6.21) муносабат энергиянинг бошқа турлари ва атмосферанинг бошқа хоссалари учун ҳам ўринли. Хусусан, уни радиация, сув буғи, импульс, атмосфера аралашмалари ва бошқа оқимлар учун қўллаш мумкин.

Вертикал бўйича турбулент иссиқлик узатилиши учун қуйидаги муносабатни ёзиш мумкин:

$$\varepsilon_t = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z} . \quad (6.22)$$

6.10. Турбулент атмосфера учун иссиқлик узатилиши тенгламаси

Термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси (5.2) бошланғич тенглама сифатида хизмат қилади ва уни қуйидаги кўринишда ёзамиз:

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} \quad (6.23)$$

Тенглама ҳаво учун ёзилганлиги учун i индекси қўйилмаган.

Иссиқлик узатилишини тўртта қўшилувчининг йиғиндиси кўринишида ифодалаймиз:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k , \quad (6.24)$$

бу ерда:

ε_t — турбулент иссиқлик алмашинуви билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_n — нурли энергия оқими билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_f — атмосферада сувнинг фазавий ўтишлари билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_k — молекуляр ва турбулент арлашиш таъсирида ҳаракат кинетик энергиясининг иссиқликка айланиши (диссипация) билан ифодаланган солиштирма иссиқлик узатилиши.

(6.23) ва (6.24) тенгламаларнинг ўнг томонларини тенглаштирсак,

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k. \quad (6.25)$$

$\frac{dT}{dt}$ тўлиқ ҳосилани қуйидагича ифодаalayмиз:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t}, \quad (6.26)$$

бу ерда $\frac{\partial x}{\partial t} = u, \frac{\partial y}{\partial t} = v, \frac{\partial z}{\partial t} = w$ - ҳаво зарраси ҳаракат тезлигининг мос равишда x, y, z координата ўқлари бўйича проекциялари.

У ҳолда (6.26) қуйидагича ёзилади:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6.27)$$

$\frac{dT}{dt}$ ҳосила ҳаракатланаётган ҳаво заррасида ҳарорат ўзгаришининг тезлигини ифодалайди ва **индивидуал ёки тўлиқ ҳосила** деб аталади. $\frac{\partial T}{\partial t}$ хусусий ҳосила фазонинг қўзғалмас нуқтасида ҳарорат ўзгаришининг тезлигини ифодалайди ва **локал ёки маҳаллий ҳосила** деб аталади. $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ йиғинди ҳароратнинг ҳаракат тезлигига боғлиқ ҳолда ўзгаришини ифодалаб, **адвектив ҳосила** деб аталади. Ниҳоят, **конвектив ҳосила** деб аталувчи $w \frac{\partial T}{\partial z}$ қўшилувчи ҳароратнинг вертикал ҳаракат тезлигига боғлиқ ҳолда ўзгаришини ифодалайди.

Худди шу йўл билан (6.25) тенгламадаги $\frac{dP}{dt}$ тўлиқ ҳосилани ёзиб чиқамиз:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.28)$$

Бу тенглама таркибига кирувчи ҳадларни баҳолаш ўнг томондаги биринчи учта ҳад тўрттинчисидан икки тартибга кичик эканлигини кўрсатади. Шунинг учун қуйидагича ёзишимиз мумкин:

$$\frac{dP}{dt} \approx w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.29)$$

(6.27) ва (6.29) ифодаларни (6.22) тенгламани ҳисобга олган ҳолда (6.25) тенгламага қўямиз. Ҳосил бўлган ифодада $w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z}$ йиғиндини статика тенгламасидан фойдаланиб қуйидаги кўринишга олиб келамиз:

$$w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z} = w(\gamma - \gamma_a). \quad (6.30)$$

Натижада ҳосил қилинган тенгламани $\frac{\partial T}{\partial t}$ га нисбатан ечамиз:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + w(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k}{c_p}. \quad (6.31)$$

(6.31) тенглама умумий кўринишдаги **турбулент атмосферада иссиқлик узатилиши** тенгламасининг ифодасидир.

Бу тенгламанинг таҳлили етарлича мураккаб бўлганлиги учун уни ечишнинг хусусий ҳолларини кўриб чиқамиз.

1. **Иссиқликнинг адвектив ва конвектив узатилиши.** Эркин атмосферада ҳароратнинг нисбатан кичик (1 секундгача) вақт оралиғидаги нодаврий ўзгаришларини ўрганишда алоҳида заррага иссиқлик узатилишининг барча турларини биринчи яқинлашишда ҳисобга олмаса бўлади, яъни жараёни адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бу ҳолда (6.31) тенглама қуйидагича ёзилади:

$$\Delta T = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t + w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.32)$$

ёки

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_k, \quad (6.32')$$

бу ерда ΔT_a ҳаво массасининг горизонтал кўчиши (адвекция) таъсирида фазонинг бирор нуқтасидаги ҳаво ҳароратининг Δt вақт оралиғидаги ўзгариши:

$$\Delta T_a = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t. \quad (6.33)$$

Агар ҳаво юқорироқ ҳароратли соҳадан пастроқ ҳароратли соҳага кўчаётган бўлса, ҳароратнинг адвектив ўзгариши мусбат, яъни **иссиқлик**

адвекцияси кузатилади. Бунга карама-қарши йўналишдаги ҳаракатда **совуқлик адвекцияси** юз беради.

Фазонинг фиксирланган нуқтасида солиштирма иссиқлик (совуқлик) узатилиши $c_p \Delta T_a$ га тенг бўлади.

(6.30) тенгламадан иссиқликнинг конвектив узатилиши қуйидагига тенг:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.34)$$

Бу ҳолда қуйидаги вариантлар бўлиши мумкин:

а) ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатларида ($w > 0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma > \gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k > 0$), $\gamma < \gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k < 0$) бўлади.

б) ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатларида ($w < 0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma < \gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k > 0$), $\gamma > \gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k < 0$) бўлади.

Хусусий ҳолда улкан антициклон ичида турғун стратификацияланган ҳаво массасидаги ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатлари маълум баландликда ҳаво ҳароратининг ортишига ва ҳарорат инверсиясининг пайдо бўлишига олиб келади.

Агар ҳавонинг вертикал ҳаракатлари булут ичида (тўйинган нам ҳавода) кузатилса, ҳароратнинг локал ўзгаришлари учун формула қуйидагича ёзилади:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma'_a) \Delta t \quad (6.35)$$

бу ерда γ'_a – ҳароратнинг нам адиабатик градиенти.

Циклонларда, нам ҳавога нисбатан турғун стратификацияланган ($\gamma < \gamma'_a$) ҳавода кузатиловчи катта ҳаво массаларининг кўтарилувчи ҳаракатлари циклоннинг марказий қисмида ҳавонинг совишига олиб келади.

(6.34) ва (6.35) тенгламалардан ҳавонинг вертикал ҳаракатлари бўлмаганида ($w = 0$) ёки атмосфера стратификацияси бефарқ ($\gamma = \gamma_a$ ёки $\gamma = \gamma'_a$) бўлганида фазонинг фиксирланган нуқтасида ҳароратнинг конвектив ўзгаришлари нолга тенг бўлиши келиб чиқади.

2. Атмосферанинг иссиқлик ўтказувчанлиги тенгламаси. Атмосферанинг чегаравий қатламида ҳароратнинг суткалик ўзгаришлари асосан иссиқликнинг вертикал турбулент узатилиши билан боғлиқ, яъни:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.36)$$

ёки

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z (\gamma_a - \gamma). \quad (6.36')$$

3. **Ҳаво массасининг трансформацияси.** Биржинсли бўлмаган ер сирти устида ҳаво массасининг ҳаракатланишида адвекция ва турбулент алмашинув асосий рол ўйнайди. Агар жараён мувозанатланган ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), x ўқи оқим бўйлаб йўналган ($v = 0$) бўлса, иссиқлик узатилиши тенгламаси қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.37)$$

4. Маълум вақт оралиқларида (мавсум, йил) атмосферада ҳарорат ўртача қийматларининг тақсимооти асосан турбулент, фазавий ўтиш ва нурли жараёнлар билан ифодаланувчи иссиқлик оқимларига боғлиқ. Вақт бўйича ўртачалаш даври катта бўлганлиги сабабли маҳаллий, адвектив ва конвектив ҳосилалар ҳисобга олмаса бўладиган даражада кичик бўлади. Бу ҳолда иссиқлик узатилиши тенгламаси қуйидагича ёзилади:

$$c_p \left(\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \varepsilon_n + \varepsilon_f = 0, \quad (6.38)$$

бу ерда

$$\varepsilon_n = - \frac{\partial}{\partial z} (U - G - Q) \quad (6.39)$$

нурли иссиқлик узатилиши. Бу тенгламада U – атмосферадан юқорига йўналган узун тўлқинли радиациянинг йиғинди оқими, G – шу радиациянинг пастга йўналган йиғинди оқими, Q – қисқа тўлқинли радиациянинг йиғинди оқими.

Сувнинг фазавий ўтишлари билан ифодаланган иссиқлик узатилиши қуйидагига тенг:

$$\varepsilon_f = \rho c_v \left(\frac{dT}{dt} \right)_f = \rho (Lr + L'r'), \quad (6.40)$$

бу ерда L ва L' – мос равишда буғланиш ва эриш жараёнларининг яширин иссиқлиги, r ва r' – мос равишда конденсацияланган ёки сублимацияланган сув миқдори.

Асосий хулосалар

1. Ер сиртида ютилган нурли энергиянинг айланишлари иссиқлик баланси тенгламаси билан тавсифланади. Буғланиш, ер сиртига қўшни ҳаво қатламлари ҳамда тупроқ ва сувнинг қуйида жойлашган қатламларини иситишга сарфланадиган иссиқлик ушбу баланснинг асосий ташкил этувчиларидир.

2. Иссиқликнинг тупроқ ва сувдаги тақсимланиш хусусиятлари ушбу муҳитларнинг физикавий параметрларини (иссиқлик сифими, иссиқлик ўтказувчанлик ва бошқалар) ҳисобга олувчи Фурье қонунлари билан тавсифланади. Иккала муҳит учун суткалик ва йиллик ўзариш, шунингдек жой кенглигига боғлиқлик ҳосдир.

3. Атмосферанинг чегаравий қатламида ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгаришига сутка вақти, йил фасли, жой рельефи ва кенглиги билан белгиланувчи турбулент ва конвектив иссиқлик алмашинуви энг катта таъсир кўрсатади. Турли келиб чиқишга эга бўлган ер яқини ва кўтарилган инверсиялар ҳарорат вертикал тақсимотининг муҳим объектларидир.

Назорат саволлари

1. Ер юзаси иссиқлик баланси тенгламаси қандай ташкил этувчилардан иборат?
2. Ер юзаси ҳарорат режими қайси омиллар таъсирида шаклланади?
3. Тупроқда иссиқлик тарқалиши қандай юз беради? Фурье қонунлари нимани аңлатади?
4. Ер сирти яқинидаги ҳаво ҳароратининг суткалик ўзгаришлари қайси омилларга боғлиқ?
5. Атмосферанинг чегаравий қатламидаги ҳаво ҳарорати қандай ва нима учун ўзгаради?
6. Атмосферада ҳарорат инверсияларининг қандай турлари вужудга келади? Уларнинг келиб чиқиши қандай?
7. Ҳаво ҳароратининг йиллик ўзгаришлари ва географик тақсимотини характерлаб беринг.

VII БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ СУВ РЕЖИМИ

7.1. Ер шарида намлик айланиши ҳақида умумий маълумотлар

Ер шарида сувнинг доимий айланиши содир бўлиб туради. Атмосферага сув океанлар ва материклардан буғланиш натижасида келиб қўшилади. Атмосферада у конденсацияланади ва бунинг натижасида булут ҳосил бўлади, ёғинлар юзага келади ва Ер юзасига ёғади.

Сув айланишининг бутун занжирини кўриб чиқамиз. Ҳозирги вақтда уни **атмосферада намлик айланиши** деб аташ қабул қилинган. Ўртача кўп йиллик намлик айланиши қуйидагилар билан характерланади:

Худуд	Қитъалар	Дунё океани	Ер шари
Буғланиш, мм/йил тонна/йил	423 $0,63 \cdot 10^{14}$	1423 $5,14 \cdot 10^{14}$	1131 $5,77 \cdot 10^{14}$
Ёғинлар, мм/йил тонна/йил	689 $1,03 \cdot 10^{14}$	1313 $4,74 \cdot 10^{14}$	1131 $5,77 \cdot 10^{14}$
Оқим, мм/йил тонна/йил	266 $0,4 \cdot 10^{14}$	110 $0,4 \cdot 10^{14}$	

Қитъаларда дарёларнинг сиртдаги оқими ёғинлар миқдорининг буғланишдан катта бўлганлиги ҳисобига шаклланади. Океанларда буғланиш ёғинлар миқдоридан 110 мм га ортиқ. Бу сув буғининг ортиқча миқдори хаво оқимлари билан қитъаларга етиб келиб, бу ерда конденсацияланади ва булутлар ҳосил бўлади.

Атмосфера сув буғи ва сув кўринишида ўртача $1,29 \cdot 10^{13}$ кг намликни ўзида ушлаб туради. Бу келтирилган сув қатламининг 25,5 мм ини ташкил қилади. Бир йилда ёққан ёғинларнинг миқдори 1131 мм га тенглигини ҳисобга олсак, бир йилда атмосферадаги сув буғи 45 маротаба ёки 8,1 суткада бутунлай алмашади. Таққослаш учун – океанларда сувнинг тўла алмашиши 2500 йилда 1 марта кузатилади.

Ер атмосферасининг энергетик режимида сув буғининг роли бекиёс. 1 см^2 Ер сиртидан қалинлиги 113,1 см га тенг бўлган сув қатламининг буғланишига тахминан $2,82 \cdot 10^5$ Ж энергия миқдори сарфланади. 1 см^2 юзали атмосфера устунини бир йилда $7,6 \cdot 10^5$ Ж энергияни ютади. Шундай қилиб, ютилган энергиянинг 30% буғланишга сарфланади. Буғланишга сарфланадиган иссиқлик сарфига тенг бўлган атмосферадаги сув буғининг конденсацияланишидан ҳосил бўладиган иссиқлик узатилиши атмосфера учун $2 \cdot 10^{12}$ кВт га тенг бўлган кинетик энергиянинг генерация тезлигидан тахминан 15 марта катта.

7.2. Табиий шароитда буғланиш. Буғланувчанлик

Молекуляр-кинетик назарияга мувофиқ, буғланиш шундай жараёнки, унинг давомида суюқликнинг маълум бир қисми сиртдан узилиб чиқиб кетади. Кўрилатган ҳароратда бу молекулаларнинг ўртача кинетик энергияси сиртга яқин бўлган суюқлик қатламидаги қўшни молекулаларнинг тортиш кучини енгишга етарли бўлади. Бу жараён давомида бажарилган иш буғланиш иссиқлигига тенг бўлади. Сув учун 0°C ҳароратда буғланиш иссиқлиги 2500 кЖ/кг , 100°C га тенг бўлган ҳароратда – 2258 кЖ/кг га тенг бўлади.

Амалий мақсадларда қиймати бирлик вақт мобайнида бирлик юзадан буғланган сув массасига тенг бўлган **буғланиш тезлиги** ҳисобланади. 1 м^2 юзадан буғланган 1 мм қалинликли сув 1 кг массага тенг бўлади. Демак, буғланиш тезлиги кг/м^2 ёки мм/с да ўлчанади. Табиий шароитларда буғланиш тезлиги кўп омилларга боғлиқ. Дальтон қонунига асосан, буғланиш тезлиги намлик дефицитига (етишмаслигига), яъни буғланаётган сирт ҳароратида тўйинган сув буғининг парциал босими E_s ва ҳаводаги сув буғининг парциал босим e ўртасидаги фарққа мутаносиб. Бундан ташқари буғланиш тезлиги ҳаво босими P га тесқари мутаносиб. Лекин бу омилни фақат тоғли ҳудудларда ҳисобга олиш лозим. Текисликда ҳаво босимининг тебранишлари ҳисобга оладиган даражада эмас.

Умумий кўринишда қуйидаги эмпирик ифодани қўллаб буғланиш тезлигини аниқлаш мумкин:

$$v = k \frac{E_s - e}{P} f(v), \quad (7.1)$$

бу ерда k – буғланаётган сиртнинг ўлчами ва турига боғлиқ бўлган мутаносиблик коэффиценти, $f(v)$ – шамол тезлигининг буғланиш тезлигига таъсирини ҳисобга олувчи функция.

(7.1) ифодадан кўриниб турибдики, $E_s - e$ айирма қанча катта бўлса, буғланиш тезлиги шунча катта бўлади. Агар буғланаётган сувнинг ҳарорати ҳаво ҳароратидан катта бўлса, у ҳолда E_s кўрилатган ҳаво ҳароратидаги тўйиниш босими E дан катта бўлади. Бунда ҳаводаги сув буғи тўйиниш ҳолатида бўлса ҳам буғланиш давом этаверади, чунки $e = E_s$ бўлсада $E < E_s$. Агар буғланаётган сирт ҳаводан совуқроқ бўлса, у ҳолда етарлича катта нисбий намликда $E_s < e$ бўлиб қолиши мумкин. Бундай шароитда ҳавода тўйиниш бўлмаса ҳам сиртга конденсация бошланиши мумкин.

Сув ҳавзалари ўлчамининг буғланиш тезлигига таъсири қуйидагида. Барча сув ҳавзаларини учга бўлиш мумкин: кичик (диаметри 1 км дан кам), чегараланган (диаметри 1 км дан 100 км гача) ва чексиз (диаметри 100 км дан ортиқ).

Чексиз сув ҳавзалари устида ҳаво ҳарорати, намлиги ҳамда шамол тезликлари (фазо ва вақт бўйича) нисбатан секин ўзгаради.

Кичик сув ҳавзалари устида сув ва қуруқлик ўртасидаги ҳаво ҳарорати ва намлигининг горизонтал фарқлари катта бўлади. Қуруқлик устидан тўйинмаган ҳавонинг адвекцияси намлик дефицитини орттириб, шамол тезлигига боғлиқ равишда буғланишни кучайтиради.

Денгиз шўр суви сиртидан буғланиш ҳисобланганида тўйинган буғнинг босими туз эритмасига нисбатан олиними лозим. Бу босим чучук сув устидагидан кичик бўлганлиги учун, намлик дефицити, ва, демак буғланиш тезлиги камаяди. Денгиз суви шўрлигини ҳисобга олмаслик, буғланишни 10-20% гача кўпайтириб кўсатиши мумкин.

(7.1) формула муз ва қор сиртидан буғланиш тезлигини аниқлашда қўлланилиши мумкин. Тажрибалар кўрсатадики, эски зич қор, ва айниқса, муз сиртидан, янги ёққан қор сиртига қараганда буғланиш тезлиги анча катта. Бу муз ва зич қорни янги ёққан қорга нисбатан иссиқлик ўтказувчанлиги катта бўлганлиги билан изоҳланади. Шунинг учун ҳам муз ва зич қорнинг чуқурликдаги қатламларидан иссиқлик оқими каттароқ ва шу сабабли янги ёққан қорга нисбатан уларнинг сиртлари илиқроқ бўлади.

Табиий шароитда буғланишни ўлчаш мураккаб масала бўлганлиги учун буғланиш тезлиги ва буғланган сув миқдорини аниқлаш учун турли ҳисоблаш усуллари қўлланилади. Улардан баъзиларини кўриб чиқамиз.

Буғланиш тезлигини аниқлаш учун энг оддий эмпирик формула В.В.Шулейкин формуласидир:

$$V = CU (E_s - e) \quad (7.2)$$

бу ерда U – шамол тезлиги (м/с), C – сув буғи босимини ўлчаш баландлигига боғлиқ бўлган коэффициент.

Агар босим (гПа да) психрометрик будка (2 м) баландлигида ўлчанса, у ҳолда шамол тезлигини айнан шу баландликда ўлчаш учун C нинг қиймати $0,34 \cdot 10^{-6}$ га тенг бўлади.

М.И.Будико иссиқлик баланси тенгламаси асосида буғланишни аниқлаш усулини ишлаб чиққан:

$$V = \frac{(R - P) \Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \quad (7.3)$$

бу ерда Δe ва Δt – 0,5 ва 2 м баландликлар орасида сув буғи парциал босими (гПа да) ва ҳароратнинг градиент ўлчашлар асосида ҳисобланган фарқлари, $R-P$ – Ер сирти радиация баланси ва тупроқ ёки сув ичига йўналган иссиқлик оқими орасидаги фарқ (кВт/м²), V нинг ўлчов бирлиги мм/соат.

Градиент ўлчашлар асосида нам тупроқ ёки сув сиртидан буғланишни аниқлаш учун қуйидаги формуладан ҳам фойдаланилади:

$$V = 0,05 U_1 \frac{a_1 - a_2}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (7.4)$$

бу ерда a_1 ва $a_2 - z_1$ ва z_2 баландликларда ўлчанган мутлақ намлик (г/см^3), $U_1 - 1$ м баландликдаги шамол тезлиги (см/с).

Бир хил турдаги Ер сиртлари учун ҳақиқий буғланиш ёки буғланиш ва мумкин бўлган буғланиш ёки буғланувчанликни ажратиш мумкин.

Буғланувчанлик деб, намлик заҳираси билан чекланмаган, мумкин бўлган максимал буғланишга айтилади. Сув ҳавзаси ёки ортиқча намланган тупроқ юзасидан буғланиш катталиги буғланувчанлик катталигига мос келади.

Ортиқча намланган ҳудудларда ҳақиқий буғланиш буғланувчанликка яқин, қурғоқчил ҳудудларда буғланиш буғланувчанликдан анча кичик бўлади.

7.3. Буғланиш ва буғланувчанликнинг географик тақсимооти

Ер шари бўйича буғланувчанликнинг миқдорий қийматини кўриб чиқамиз. Океанлар учун бу қиймат ҳақиқий буғланиш билан мос келади, қуруқлик учун у буғлатгич маълумотлари бўйича ҳисобланган.

Қутб ҳудудларида, буғлантирувчи сирт ҳарорати паст бўлганда тўйинган сув буғи босими E_s ва сув буғининг ҳақиқий босими e кичик ва улар бир-бирига яқин. Шу сабабли $E_s - e$ айирма кичик ва шу сабабли буғланувчанлик кичик. Шпицбергенда унинг бир йиллик қиймати 80 мм холос, Англияда 400 мм атрофида, Шимолий Европада 450 мм атрофида. Россиянинг Европа қисмида тўйиниш дефицити шимоли-ғарбдан жануби-шарққа томон ортиб бориши билан буғланувчанлик ҳам ортиб боради. Санкт-Петербургда унинг йиллик миқдори 320 мм, Москвада 420 мм, Луганскда 740 мм. Ўрта Осиёда ёзги юқори ҳарорат ва тўйиниш дефицитининг катталиги сабабли буғланувчанлик юқори: Тошкентда 1340 мм ва Нукусда 1800 мм.

Тропикларда қурғоқ яқинида буғланувчанлик нисбатан кичик ва қитъа ичкарисига томон ортиб боради, чўлларда анча катта. Шундай қилиб, Сахрои Кабирнинг Атлантика қирғоқлари ҳудудида бир йиллик буғланувчанлик 600-700 мм, қирғоқдан 500 км узоқликда эса буғланувчанлик 3000 мм. Арабистоннинг қурғоқ ҳудудларида ва Колорадо чўлларида у 3000 мм дан кўп. Фақат Шимолий Америкада йиллик буғланувчанлик миқдори 2500 мм дан юқори бўлган ҳудудлар йўқ.

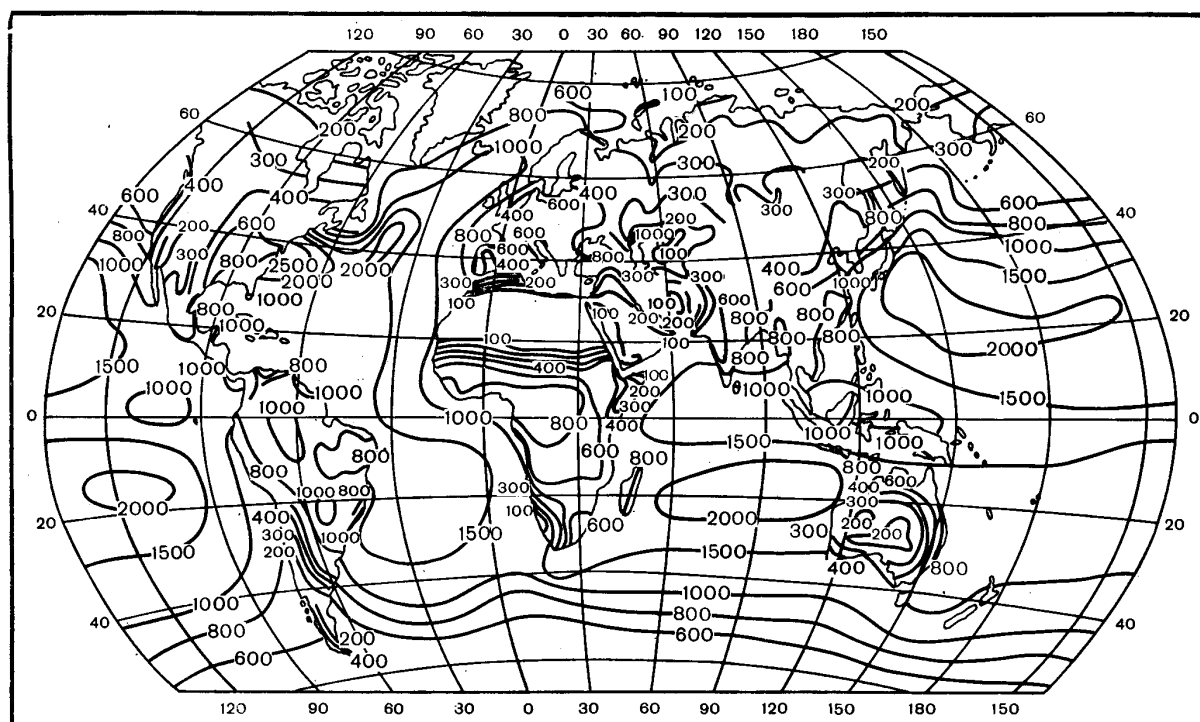
Экватор яқинида тўйиниш дефицити камлиги сабабли буғланувчанлик нисбатан кичик — 700-1000 мм. Перу, Чили ва Жанубий Африканинг қирғоққа яқин чўлларида йиллик буғланувчанлик 600-800 мм дан ортмайди.

Ўсимлик билан қопланган нам тупроқ сув юзасига қараганда кўпроқ намни йўқотиши мумкин, чунки бу ерда буғланишга транспирация ҳам

кўшилади. Албатта, кам намланган тупроқли ҳудудларда буғланиш кам, яъни у ёмғир ёки эриган қор орқали олган сув миқдоридан ортмайди.

Ҳақиқий буғланишнинг географик тақсимотини кўрамиз (40-расм).

Океанлардан буғланиш (у ерда буғланувчанлик билан тенг) куруқлик устидан буғланишдан анча ортиқ. Ўрта ва қуйи кенгликлардаги дунё океанлари акваториясининг катта қисмида у 600 дан 2500 мм, максимуми эса 3000 мм гача етади. Қутб сувларида муз мавжудлигида буғланиш нисбатан кичик.



40-расм. Тўшалган сиртдан буғланиш. Ўртача йиллик қийматлар (мм/йил).

Куруқлик устида буғланишнинг йиллик суммаси қутб ва чўл ҳудудларида (Антарктидада бундан ҳам кам) 100-200 мм, нам тропик ва субтропик ҳудудларда (Осиё жануби, Гвинея кўрфази давлатлари, Конго, АҚШнинг жануби-шарқи, Индонезия ороллари, Мадагаскар) 800-1000 мм гача. Куруқликдаги максимум қиймат бирмунча юқори 1000 мм (Амазонка дарёси ҳавзаси).

Алоҳида кенглик зоналари бўйича буғланишнинг тақсимоти 7.1-жадвалда келтирилган.

7.1-жадвал

Шимолий яримшарнинг турли минтақаларида буғланишнинг ўртача қийматлари, см да (М.И.Будико бўйича)

Худуд	Кенглик φ_0							
	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-90°	0-90°
Куруқлик	112	57	37	41	37	23	10	41
Океан	110	135	130	115	70	60	15	101
Шимолий яримшар	110	114	95	83	53	39	12	77

Шимолий яримшарда тахминан 12-40° ш.к. да океан худудлари атмосфера учун сув буғининг асосий манбаи ҳисобланади. Бу ортикча сув буғининг сарфи асосан экваторолди худудининг шимолий томони – 40° шимолий кенглиги томонга сарфланади. Жанубий яримшар кенгликлари бўйича ҳам буғланиш худди шундай тақсимланади. Бу яримшарда океан билан қопланган майдоннинг катталиги сабабли буғланишнинг ўртача йиллик қиймати 125 см атрофида, шимолий яримшарда эса 77 см. Бутун Ер шари учун ўртача йиллик буғланиш 100 см атрофида.

7.4. Атмосферада ҳаво намлигининг ўзгариши

Атмосферага сув буғининг қўшилишини таъминловчи ягона жараён Ер сиртидан сувнинг буғланишидир. Сув буғи эластиклиги e , мутлақ намлик a ва сув буғи масса улуши s нинг суткалик ўзгариши, ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби кўп йиллик ўртача қийматларида алоҳида кунлар бўйича қийматларига нисбатан яққолроқ кўринади.

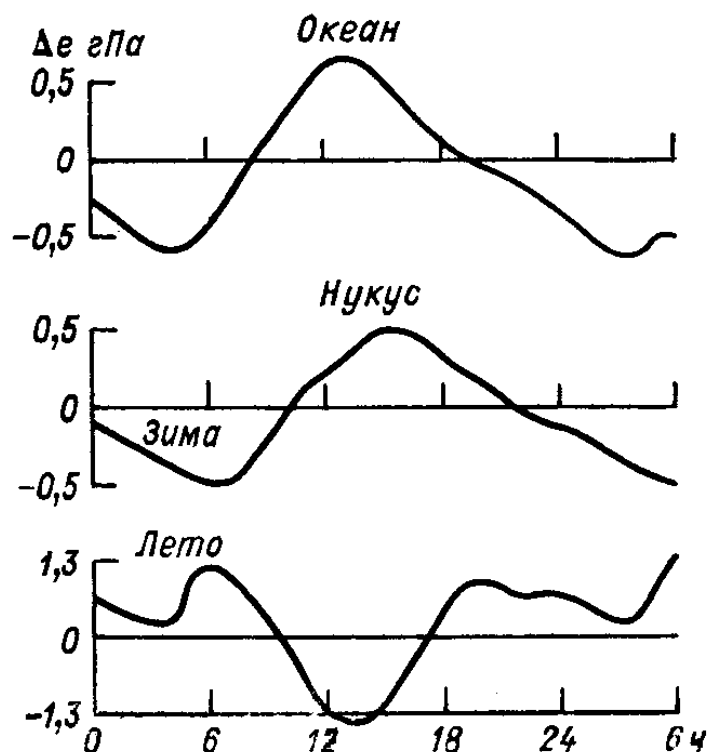
Юқорида санаб ўтилган ҳаво намлиги характеристикалари суткалик ўзгаришларининг икки тури ажратилади.

Биринчи тур ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби оддий суткалик ўзгаришга эга. Суткалик максимум кундузи, ҳаво ҳарорати энг юқори қийматларига эришганида, минимум эса – Қуёш чиқишидан олдин кузатилади. Бу тур мунтазам буғланиш имконияти бор бўлган жуда нам, шу билан бирга кучсиз вертикал намлик алмашинуви кузатиладиган жойларга хос. Шу сабабли мазкур суткалик ўзгариш кенг сув сиртлари ва қишда қитъалар учун характерли (41-расм).

Суткалик ўзгаришнинг иккинчи тури йилнинг илиқ, сув буғининг босими, мутлақ намлик ва сув буғининг масса улуши иккиланган суткалик ўзгаришга эга бўлган пайтда, қитъалар ичкарисида кузатилади (41-расмга қаранг). Биринчи минимум ҳаво ҳарорати минимуми кузатилганда эришилади. Сўнг соат 9-10 ларгача ҳаво ҳарорати ортиши билан намлик характеристикалари ҳам тез ортади. Бундан кейин намлик камаяди ва соат 15 ларда иккинчи минимум кузатилади. Қуруқ ва иссиқ худудларда бу минимум асосий ҳисобланади. Иккинчи минимумдан кейин намлик қийматлари яна орта бошлайди ва соат 21-22 ларда иккинчи максимумга эришади, сўнгра намлик эрталабки минимумгача камаяди.

Ҳаво намлиги иккиланган суткалик ўзгаришининг сабаби куруқлик устида кундузги соатларда конвекциянинг ривожланиши ҳисобланади. Қуёш чиқиши билан тупроқ исий бошлайди. Бу билан бирга буғланиш ортади ва Ер юзаси яқинида буғ эластиклиги ортади. Бироқ соат 8-10 лар атрофида Ер юзаси яқинидаги қатламда нотурғун стратификация юзага келади ва конвекция етарлича ривожланади. Конвекция жараёнида сув буғи унинг градиенти йўналишида, яъни пастдан юқorigа кўчади. Бу кундузи Ер юзаси яқинида буғ микдорининг камайишига олиб келади. Кечга томон конвекция кучсизланади, исиган тупроқ устидан буғланиш эса ҳали юқори. Шу сабабли

Ер юзаси яқинидаги қатламда буғ миқдори орта бошлайди. Бироқ тунги соатларда буғланиш жуда камайиб кетади, ҳаво совишида Ер юзасидан сув буғи конденсацияланади ва шудринг ҳосил бўлади. Буғ эластиклигининг тунги камайиши шунга боғлиқ.



41-расм. Сув буғи босимининг тропик океанда ва чўлда (Нукус) киш ва ёзда суткалик ўзгариши. Δe - ўртача суткалик қийматлардан четланиш.

Тоғ станцияларида буғ эластиклигининг суткалик ўзгариши ҳарорат ўзгаришига параллел: максимум тушдан кейин, конвекция сув буғини юқори қатламларга интенсивроқ олиб кета бошлаганда юзага келади. Тоғ станцияларида амплитуда кичик ва экстремал қийматлар кечикади.

Нисбий намликнинг суткалик ўзгариши буғ ҳақиқий эластиклиги ва тўйинган буғ босимининг суткалик ўзгаришига боғлиқ. Бироқ, у бевосита ҳароратнинг суткалик ўзгариши билан боғлиқ. Буғ босими e умуман, сутка давомида кам ўзгаради; тўйинган буғ босими E ҳарорат билан бирга кескин ўзгаради. Шу сабабли нисбий намликнинг суткалик ўзгариши ҳароратнинг суткалик ўзгаришига етарлича тесқари боғлиқ. Ҳарорат пасайганда нисбий намлик ортади, ҳарорат ортганда эса камайди. Натижада нисбий намликнинг суткалик минимуми ҳаво ҳароратининг суткалик максимумига, яъни тушдан кейинги соатларга мос келади, нисбий намликнинг суткалик максимуми эса ҳаво ҳарорати суткалик минимумига, яъни куёш чиқишидан олдинги соатларга мос келади.

Денгизларда ҳароратнинг суткалик амплитудаси кичик бўлганлиги учун нисбий намликнинг суткалик ўртача амплитудаси ҳам кичик. Россиянинг ички жанубий денгизларида нисбий намликнинг суткалик

амплитудаси қишда 5-7%, ёзда 10-15% ни ташкил этади. Океанларда у яна ҳам кичик.

Қуруқликларда суткалик амплитуда денгиздагига қараганда каттароқ, айниқса ёзда. Денгиз иқлими яққол ифодаланган Дублинда у қишда 7%, ёзда 20%; Венада қишда 9%, ёзда 27%; Нукусда қишда 25%, ёзда 45%. Ҳиндистонда муссондан олдинги жазирама вақтда суткалик амплитуда 40% атрофида, муссон ёмғирлари даврида эса –20% атрофида.

Албатта, очиқ кунларда нисбий намликнинг суткалик ўзгариши булутли кунлардагига қараганда яққолроқ намоён бўлади. Ҳароратнинг суткалик ўзгариши ҳам ҳудди шундай. Шундай қилиб, Венада очиқ кунларда амплитуда қишда 20% ва ёзда 43%, яъни юқорида келтирилган умумий ўртачадан анча юқори.

Нисбий намлик суткалик ўзгаришининг бузилишига денгизлар қирғоқларидаги бризлар сабаб бўлади. Кундузги денгиздан эсадиган бризда ҳарорат пасаяди, нисбий намлик эса нормал суткалик ўзгаришни бузиб, ортади.

Тоғли ҳудудларда нисбий намликнинг суткалик ўзгариши ҳароратнинг суткалик ўзгаришига параллел. Максимум кундузги соатларга тўғри келади, бу вақтда булут ҳосил бўлиши ортган бўлади.

Буғ эластиклигининг йиллик ўзгариши ҳароратнинг йиллик ўзгаришига параллел, ёзда у катта, қишда кичикроқ. Йилнинг энг илиқ ва энг совуқ ойлари одатда буғ эластиклиги қийматларининг энг юқори ва энг кичик қийматли ойлари ҳисобланади. Баъзида буғ миқдорининг экстремал қийматлари ҳароратнинг экстремуми кузатиладиган ойга нисбатан кечикади. Тропикларнинг ҳарорат максимуми ёмғирли давр бошланишидан олдин кузатиладиган ҳудудларида бу миқдорининг максимуми ёмғирлар бошланишига мос келади.

Йиллик ҳарорат амплитудаси қанча катта бўлса, буғ босимининг йиллик амплитудаси шунча катта бўлади. Шундай қилиб, континентал иқлимда у денгиз иқлимидагидан катта. Қишки кескин қуруқ ва ёзги кескин сернам бўлган муссон соҳаларида у янада катта. Океанларда ва денгиз иқлимли қуруқликда, асосан экваториал ҳудудларда, буғ миқдори йиллик амплитудаси кичик.

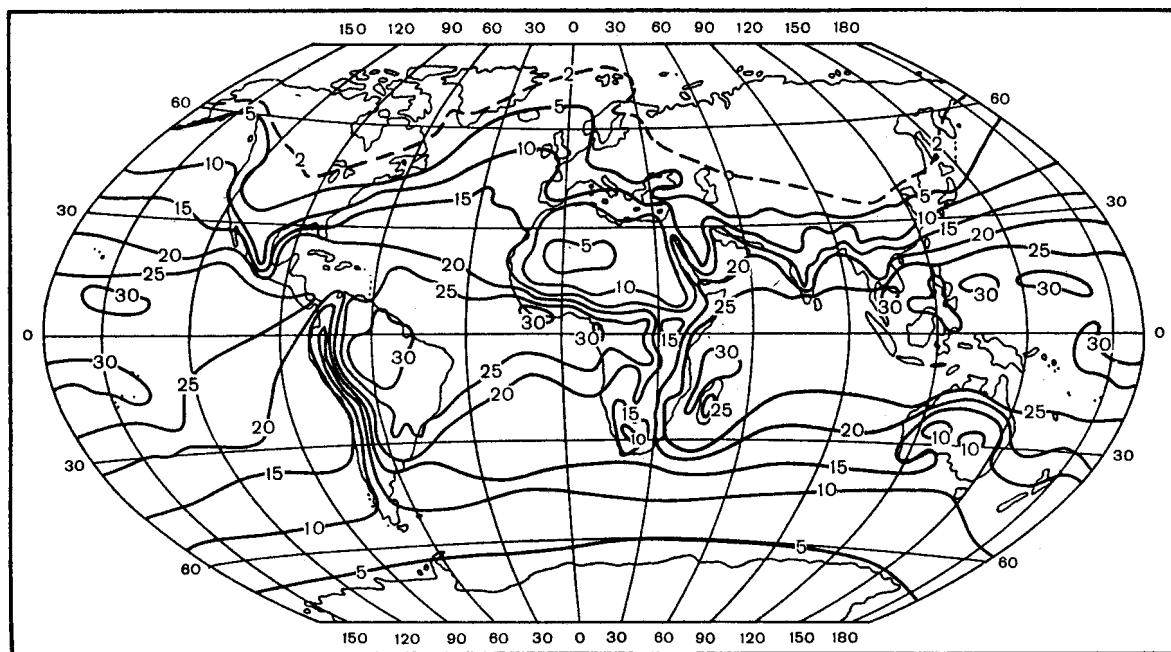
Масалан, буғ босимининг гектопаскаллардаги ўртача қийматлари Москвада (континентал иқлим) – январда 3, июлда – 16, Парижда (денгиз иқлими) – январда 6, августда – 14; Пекинда (муссон иқлими) – январда 3, июлда – 24, Жакартада (экваториал иқлим) – августда 26, апрелда – 29.

Ҳаво намлигининг географик тақсмоти ҳар бир ҳудуддаги буғланиш ва Ернинг бир жойидан бошқа жойига кўчаётган ҳаво массаси билан намликнинг олиб келинишига боғлиқ.

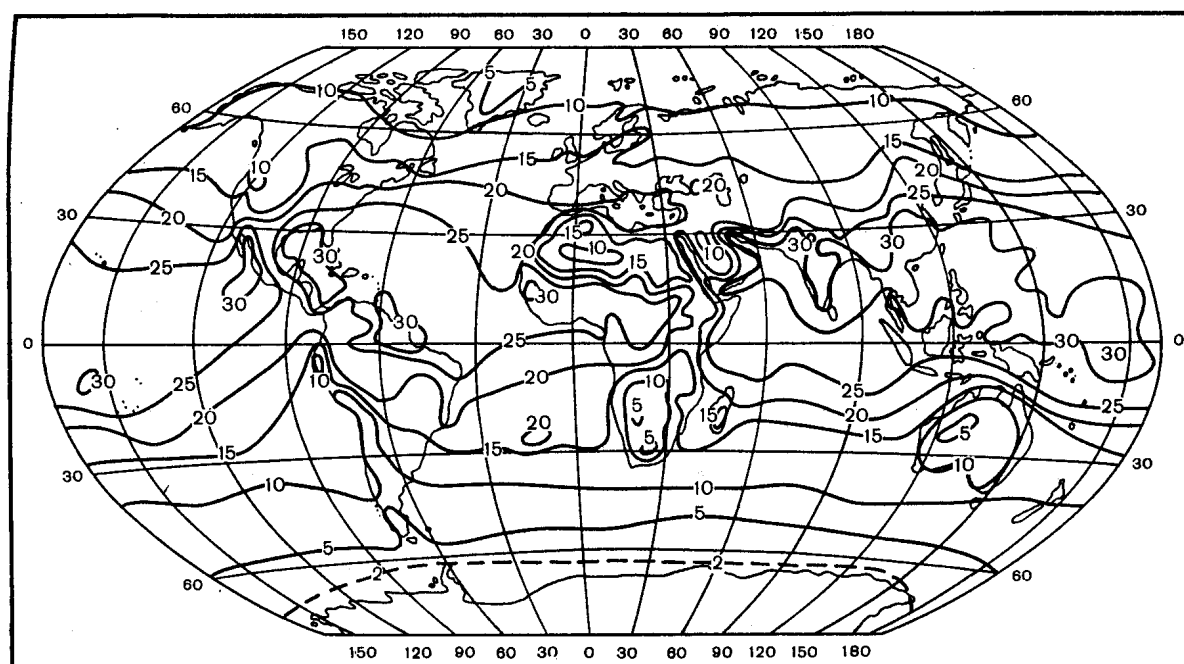
Буғланиш тўйиниш дефицитига пропорционал, тўйиниш дефицити ҳарорат қанча катта бўлса шунча катта. Шу сабабли намлик (буғ босими, буғнинг масса улуши ёки мутлақ намлик) тақсмоти умуман олганда ҳарорат тақсмотига боғлиқ. Иқлим карталарида намлик изочизиқларининг

жойлашиши ҳарорат изочизикларининг жойлашишига яқин (42-, 43-расмлар).

Ҳаво намлиги кўп йиллик ўртача ойлик буғ босими 20 гПа дан юқори бўлган экватор атрофида энг юқори, бир қатор жойларда у экстремал қийматларга (30-35 гПа) етади. Қуруқликда экватор ўрмонлари ҳудудида катта намлик кузатилади.



42-расм. Сув буғи парциал босимининг (гПа) ўртача тақсимооти. Январ.



43-расм. Сув буғи парциал босимининг (гПа) ўртача тақсимооти. Июл.

Ҳаво намлиги ҳам ҳарорат каби кенглик бўйича камайиб боради. Ундан ташқари у қишда ҳудди ҳарорат каби қитъаларда океандагига нисбатан кам. Шу сабабли қишда буғ босими ёки мутлақ намлик изочизиклари изотерма чизикларига ўхшаш, яъни қитъалар устида экватор томонга эгилган. Марказий ва Шарқий Осиёнинг кескин совуқ ички ҳудудлари устида жуда паст буғ босимли ёпиқ изочизикли майдонлар юзага келади. Ёқутистон совуқ кутби ҳудудида буғ босими 0,1 гПа дан кичик; Антарктиданинг ички ҳудудларида у янада кичик.

Бироқ, ёзда ҳарорат ва буғ миқдори орасидаги мослик кичик. Қитъалар ичкарасида ёзда ҳарорат юқори, бироқ ҳақиқий буғланиш намлик захираси билан чекланган ва ҳавога сув буғининг келиши океандагидан юқори эмас. Ҳароратнинг юқорилигига қарамай қитъалар устида буғ босими океан устидагига қараганда кичик. Шу сабабли изотерма чизикларидан фарқли ўлароқ буғ босими изочизиклари қитъалар устида ёзда юқори кенгликларга қараб эгилиб эмас, балки кенглик доираларига яқин ўтади. Сахрои Кабир ёки Ўрта ва Марказий Осиё чўллари ҳатто паст буғ босимининг ёпиқ изочизикли ҳудуди ҳисобланади.

Аксарият ҳолларда йил давомида океанлар ҳавоси келадиган қитъалар соҳасида, масалан, Ғарбий Европада буғ миқдори етарлича юқори ва, қишда ҳам, ёзда ҳам океан устидагига яқин. Осиёнинг шарқи ва жануби каби муссон соҳаларида ҳаво оқимлари ёзда денгиздан, қишда қуруқликдан йўналганда, буғ миқдори ёзда катта ва қишда кичик.

Жанубий яримшарда буғ босими ва мутлақ намликнинг қийматлари шимолий яримшарнинг мос кенгликлардаги қийматларига етарлича яқин. Ўртача йиллик энг юқори намлик экваторга тўғри келади. Бироқ, у шимолий яримшарнинг қишида 6° ж.к. да, шимолий яримшарнинг ёзида эса 7° ш.к. да кузатилади. Барча кенглик зоналарида қишки қийматлар ёзги қийматлардан кичик.

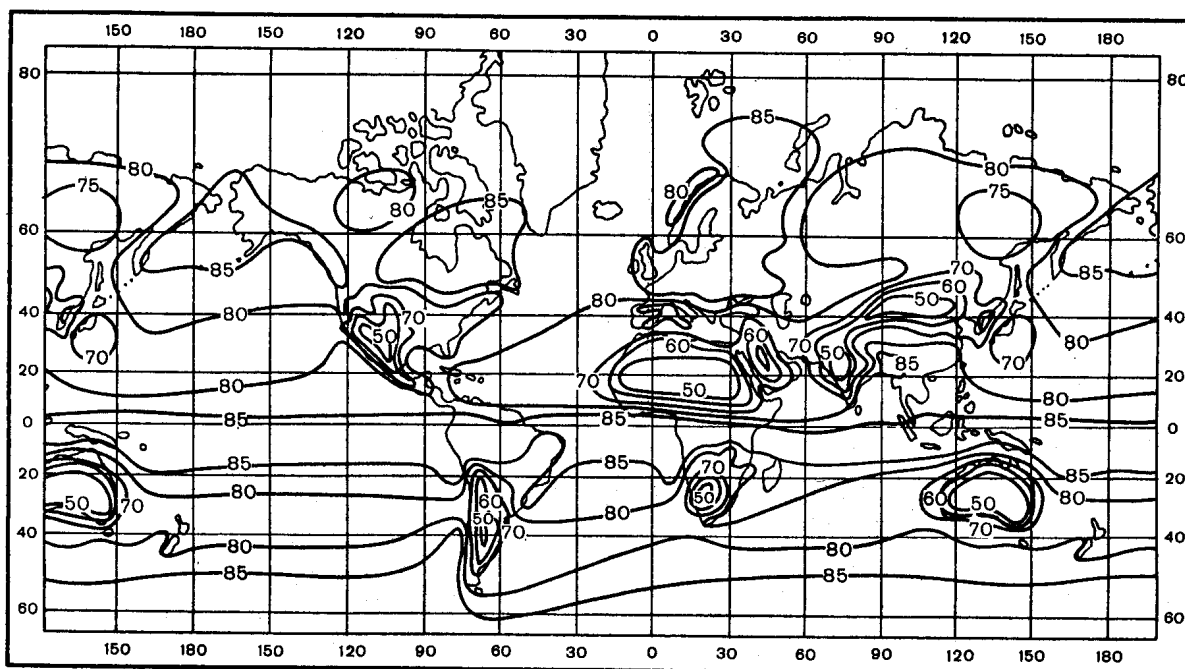
Ер юзаси яқинидаги мутлақ намликнинг йиллик ўртача қиймати бутун Ер шари учун 11 г/м³ ни ташкил этади. Бу сув буғининг зичлиги Ер юзаси яқинидаги умумий ҳаво зичлигининг 1% ини ташкил этади демакдир.

Нисбий намлик ҳам йиллик ўзгаришда ҳароратга тесқари ўзгаради. Масалан, Москвада у январда 85%, июлда 68%. Бироқ, муссон ҳудудларида денгиз ҳавоси кириб келишида ва муссон ёғинлари ёққан вақтларда нисбий намлик ёзда ортиқроқ. Қишда ҳаво массалари қуруқликдан чиқиши даврида нисбий намлик камроқ. Масалан, Владивостокда у июлда 89%, ноябрда 68% (44-, 45-расмлар).

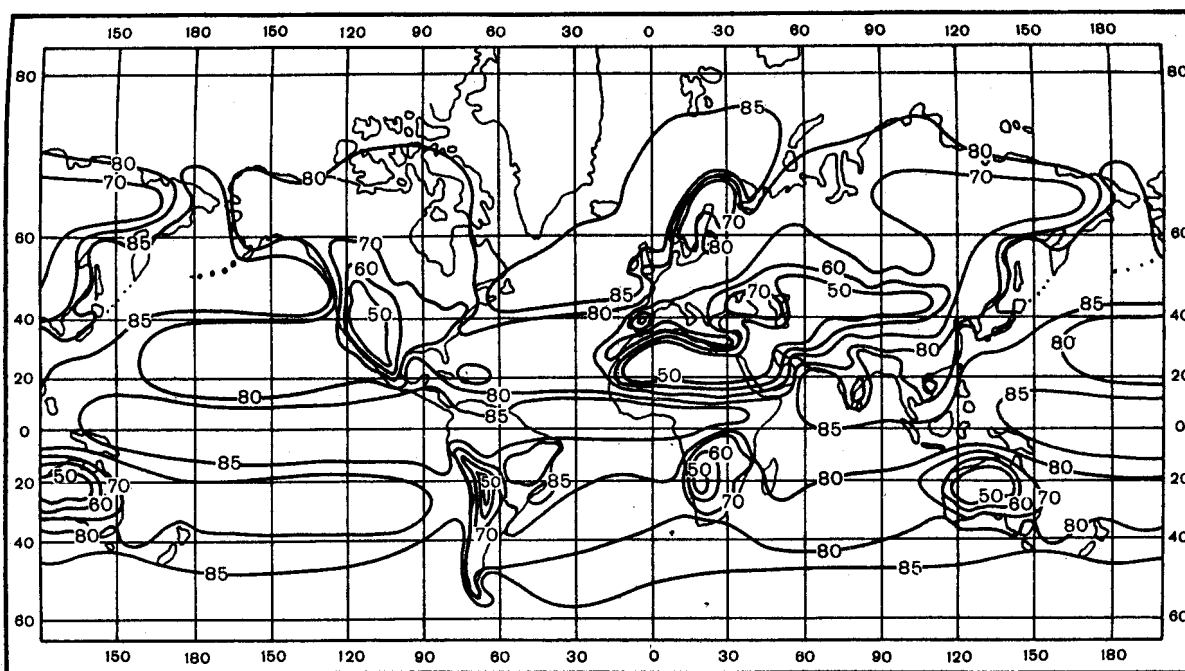
Баландлик ортиши билан сув буғи эластиклиги, мутлақ намлик ва сув буғининг масса улуши камайиб боради. Пастки 100 м қатламда айтиб ўтилган катталикларнинг тақсимооти логарифмик қонун бўйича етарлича яхши изоҳланади.

Баландлик ортиши билан намликнинг камайиши алоҳида ҳолларда турлича кечади. Бу ҳавонинг аралашуш шароити ва ҳароратнинг вертикал тақсимотига боғлиқ. Ўртача қилиб олинганда сув буғи босими баландлик

ортиб бориши билан камайиб боради. Баландлик ортган сари сув буғи босими билан бирга ҳаводаги мутлақ намлик ҳам тез камайиб боради.



44-расм. Нисбий намликнинг ўртача тақсимои (%). Январь.



45-расм. Нисбий намликнинг ўртача тақсимои (%). Июль.

Намлик характеристикаларининг баландлик бўйича тақсимотини изохловчи эмпирик формулалар мавжуд. Хусусан, бу Зюринг-Хргиан формуласи:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}}, \quad (7.5)$$

бу ерда e_0 – Ер юзаси сатҳида сув буғи босими (эластиклиги), z – баландлик (километрларда).

Ўлчов маълумотлари бўйича жами сув буғининг 55% и - пастки 20 км қатламда, 90% и – 0-5 км қатламда ва 99% дан ортиғи тропосферада жойлашган.

Нисбий намлик баландлик бўйича қонуниятга камроқ бўйсуниб ўзгаради. Умуман у баландлик ортиши билан камаяди. Бироқ булут ҳосил бўладиган сатҳда нисбий намлик албатта ортади. Ҳарорат инверсияси мавжуд сатҳларда у ҳарорат ортиши натижасида жуда кескин камаяди.

Мутлақ намликнинг баландлик бўйича тақсимотини билган ҳолда, Ер юзаси бирлик майдони устидаги бутун ҳаво устунида қанча сув буғи мавжудлигини ҳисоблаб топиш мумкин. Бу катталики атмосфера устунининг намлик миқдори деб аталади. Ер юзасининг ҳар бир квадрат метр бўлаги устидаги атмосфера ҳавосида 28,5 кг атрофида сув буғи мавжуд.

7.5. Атмосферада сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси

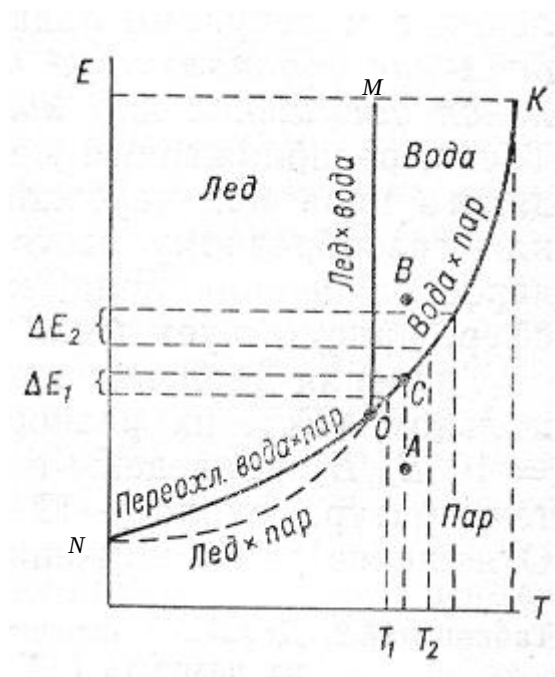
Атмосферада ва Ер юзаси устида доимо сувнинг бир агрегат ҳолатдан бошқа ҳолатга фазавий ўтиши содир бўлиб туради. График кўринишда бу ўтишлар сув учун фаза ҳолати диаграммаси ёрдамида тасвирланиши мумкин (46-расм). Диаграммада учта чегара ажратилади, бу чегараларнинг ҳар бирида сув кристалл фаза ҳолатида (муз), суяқ - сув ёки газ ҳолатида - буғ бўлиши мумкин.

Диаграммада ОМ чизик муз ҳосил бўлиши ва сувнинг кристалланиш ҳолати орасидаги динамик мувозанат шароитини характерлайди. ОК чизик икки фаза ҳолати – конденсация ва буғланишнинг мувозанат ҳолатига мос келади. Конденсация учун сув буғи тўйиниш ҳолатида бўлиши керак. ОН чизик сув буғининг суяқ фаза ҳолатига ўтмасдан бирданига кристалл ҳолатига ўтишини характерлайди. Бу **сублимация** жараёни деб аталади. О нуқтада эгри чизиклар кесишади ва у учлик нуқта деб аталади. Унинг координатлари $t=0,01^{\circ}\text{C}$ ($273,16\text{ K}$), $E_0=6,11\text{ гПа}$. Ҳарорат ва босимнинг бу қийматларида уччала фазанинг ҳаммаси мувозанат ҳолатида бўлади.

Мусбат ($t>0^{\circ}\text{C}$) ҳароратларда сув фақат суяқ ёки буғ ҳолатда бўлиши мумкин. Тўйиниш ҳолати ҳароратнинг муайян қатъий қийматларида содир бўлади. Бунда ҳарорат ортиши билан тўйиниш босими аввалига охиста, кейин эса тез ортади (ОК эгри чизик). Ҳарорат ўзгаришининг тўйиниш босими ўзгаришига таъсирини баҳолаймиз. Фараз қилайлик ОК эгри чизигининг турли қисмларида ($T_2>T_1$) ҳарорат бир хил қийматларга ўзгарсин. Ҳароратнинг иккала мос қийматлари учун тўйинган буғ босимининг ортиши турлича бўлади $\Delta E_2>\Delta E_1$. Бу тўйинган ҳаво ҳароратининг бир хил қийматларга камайишида сув буғи юқори ҳароратларда паст ҳароратлардагига қараганда кўп конденсацияланишини англатади.

Ордината ўқига параллел ихтиёрий учта A , B , C нуқтани кўрамиз. Уччала нуқталарнинг ҳаммасида ҳарорат бир хил. Бу нуқталарга мос сув

буғи босимлари e_A , e_B , e_C . ОК эгри чизигида жойлашган C нуктада сув буғи ва сув мувозанат ҳолатида, яъни буғланаётган сув миқдори конденсацияланаётган сув буғи миқдорига тенг. A нуктада шу нуктадаги ҳароратга мос сув буғининг босими e_A тўйиниш босимидан кичик ($e_A < E$). Бу ҳолатда сувнинг буғланиши конденсациядан устунлик қилади ва буғланиш жараёни сув буғланиб бўлмагунча давом этади. Бундан A нукта учун буғ кўринишидаги ҳолат барқарор эканлиги келиб чиқади. Шунга ўхшаш фикрлаш B нукта учун суюқ ҳолат барқарор эканлигини кўрсатади.



46-расм. Тўйиниш босимининг буғлантирувчи сиртнинг ҳарорати ва фазавий ҳолатига боғлиқлиги.

Манфий ҳароратларда ($t < 0^\circ\text{C}$) сув кристалл (муз) ёки суюқ (ўта совиган) ҳолатда бўлиши мумкин. Бу ҳолатда ўта совиган ҳолат барқарор бўлади. Манфий ҳароратларда ўта совиган сув ва муз устида тўйинган сув буғи босимини таққослаймиз. Учиб чиқаётган сув буғи молекулаларининг сув молекулалари билан боғланиш кучи муз молекулалари билан боғланиш кучидан кичиклиги сабабли сув буғининг мувозанат босими ўта совиган сув устида муз устидагидан катта (бир хил ҳароратда).

Агар булутда сув томчилари ва муз кристаллари аралашмаси мавжуд бўлса, унда кристаллар ўсиши устунлик қилади, бу сув буғининг улар устига сублимацияси натижасида содир бўлади.

Ўта совиган сув ва муз устидаги тўйинган сув буғи босими эгри чизиклари орасида жойлашган нукталар муз ва буғ орасидаги барқарор ҳолатга мос келади.

Юқорида кўриб чиқилган тўйиниш босимининг ҳарорат ва буғлантирувчи юза фаза ҳолатига боғлиқлигидан ташқари тўйиниш босимига бошқа омиллар ҳам таъсир этади.

а. **Буғлантирувчи юзанинг эгрилиги.** Буғлантирувчи юзаларнинг уч хил кўриниши билан танишамиз: қавариқ, ясси, ботик. Сув буғининг ҳар бир молекуласи суюқлик молекулалари билан ўзаро таъсирда бўлади. Бу ўзаро таъсир алоҳида молекуланинг ўзаро таъсир сфераси радиусига боғлиқ. Агар буғланаётган сирт қавариқ бўлса, унда ўзаро таъсир сферасига ясси юзадагига қараганда суюқликнинг камроқ молекуласи тушади. Бу шунга олиб келадики, қавариқ юзадан молекулаларнинг учиб чиқиши ясси юзага қараганда осонроқ, ботик юзадан эса ясси юзага қараганда қийинроқ. Шу сабабли тўйиниш босими қавариқ юза устида ясси юза устидагига нисбатан катта, ботик юза усти ясси юзага нисбатан кичик, яъни $E_{\text{қавариқ}} > E_{\text{ясси}} > E_{\text{ботик}}$.

Атмосфера шароитида булутдаги сув томчиси қавариқ юзага эга. Булут элементларининг ўлчамлари катта спектрга эга: майда томчилардан йирик томчиларгача. Бу томчилар эгрилик радиуслари бир хилда эмас. Тўйиниш босими томчилар эгрилигига боғлиқ. Юқорида билдирилган фикрлар бўйича йирик томчилар устида тўйиниш босими кичик томчилар устидагига қараганда кичик, яъни $E_R < E_r$, бу ерда $R > r$. Бу ҳол булутда майда томчиларнинг йирик томчиларга **қайта конденсацияланишига** олиб келади.

б. **Тузлар эритмалари.** Реал атмосферада сув буғи **конденсация ядролари устида** конденсацияланади. Улар орасида ҳар хил тузлар ва бошқа аралашмалар заррачалари бўлиши мумкин. Маълумки, аралашма устидаги тўйиниш босими ҳар доим тоза сув устидаги тўйиниш босимидан кичик (бир хил ҳароратларда). Бунинг натижасида туз эритмаси мавжуд бўлган томчи устидаги тўйиниш эластиклиги ва сув буғи ҳақиқий босими орасида фарқ юзага келади, оқибатда томчилар катталашади. Бу шу хилдаги томчиларнинг тез катталанишига ва булут ҳосил бўлишига олиб келади.

в. Томчида у ёки бу ишорали **электр зарядининг** мавжудлиги сув буғи мувозанат босимининг камайишига олиб келади. Бироқ бу ҳодиса жуда майда томчи ҳолларида аҳамиятли (10^{-6} - 10^{-7} см радиусли).

Атмосферада конденсациянинг (сублимациянинг) **зарурий физик шарт**и – бу бирон-бир доимий намлик миқдорига эга бўлган ҳаво ҳажмининг совиши ёки унинг намлик миқдорининг ҳарорат ўзгармас сақланганда ортишидир. Реал атмосферада одатда иккала омил бир вақтда таъсир қилади.

Ҳаво массасининг совиши қуйидагича содир бўлади:

- ҳавонинг адиабатик кўтарилишида ҳароратнинг пасайиши йўли билан;
- нурланиш йўли билан иссиқлик йўқотилиши;
- термодинамик хусусиятлари бўйича икки хил ҳаво массалари орасида турбулент ва молекуляр иссиқлик алмашилиши йўли билан.

Ҳаво массасидаги намлик миқдорининг ортиши қандайдир миқдордаги сув буғининг буғланиши ёки намлиги кўпроқ бўлган ҳавонинг бу жойга горизонтал адвекцияси ҳисобига содир бўлади.

Конденсация жараёни бошланиши учун атмосферада **конденсация ядролари** мавжуд бўлиши керак. Бу конденсацион жараёнлар учун **етарли шарт**. Конденсация ядролари мавжуд бўлмаса тўйиниш саккиз марта юқори бўлганда ҳам конденсация томчилари ҳосил бўлмас эди.

Тадқиқотлар шуни кўрсатадики, атмосферада шундай конденсация ядролари учрайдики, уларнинг ўлчамлари 10^{-7} дан 10^{-3} см гача бўлиши мумкин.

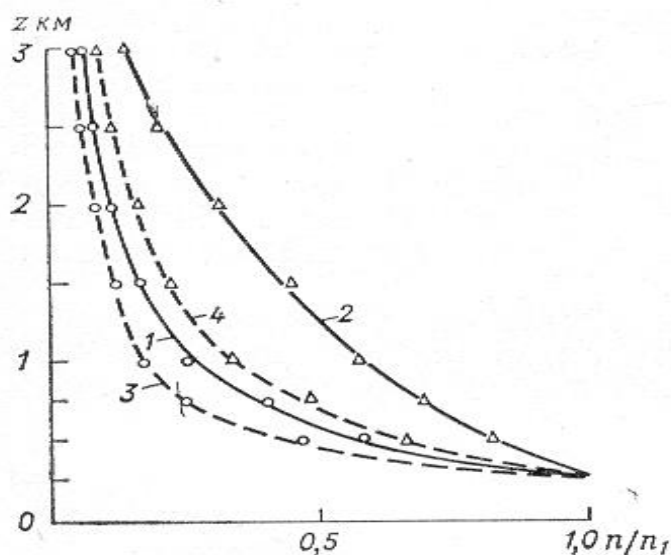
Конденсация ядроларини уларнинг ўлчамларига қараб уч гуруҳга бўлиш мумкин:

- $5 \cdot 10^{-7}$ дан $2 \cdot 10^{-5}$ см радиусли заррачалар, улар **Айткен ядролари** деб аталади:

- $2 \cdot 10^{-5}$ дан 10^{-4} см радиусли заррачалар, улар **йирик ядролар** деб аталади:

- 10^{-4} см дан катта радиусли заррачалар **гигант конденсация ядролари**.

Конденсация ядролари баландлик бўйича нотекис тақсимланади (47-расм). Расмда абсцисса ўқи бўйича ихтиёрий баландликдаги заррачалар концентрациясининг уларнинг Ер юзаси яқинидаги концентрациясига нисбати жойлаштирилган (n/n_1).



47-расм. Конденсация ядроларининг вертикал тақсимооти (1960-1964 йй. учун ўртача).

Тошкент: 1 – ёз (кундузи), 3 – қиш (эрталаб);

Киев: 2 – ёз (кундузи), 4 – қиш (эрталаб).

7.6. Туманлар. Уларнинг таснифлари. Географик тақсимооти

Туман деб бевосита Ер юзаси устидаги ҳавода муаллақ ҳолатдаги конденсация маҳсулотларининг (сув томчилари, муз кристаллари ёки иккаласи биргаликда) тўпланиб қолишига айтилади, бунда горизонтал кўриниш узоқлиги 1 км ва ундан ҳам кам бўлиши мумкин.

Кўриниш масофаси 1 км ва ундан ортиқ бўлганда ҳаводаги муаллақ томчи ва муз кристаллари тўплами **туман пардаси** (сийрак туман) деб аталади.

Туман қатлами юқори чегарасининг баландлигига қараб шартли равишда қуйидагиларни ажратиш мумкин:

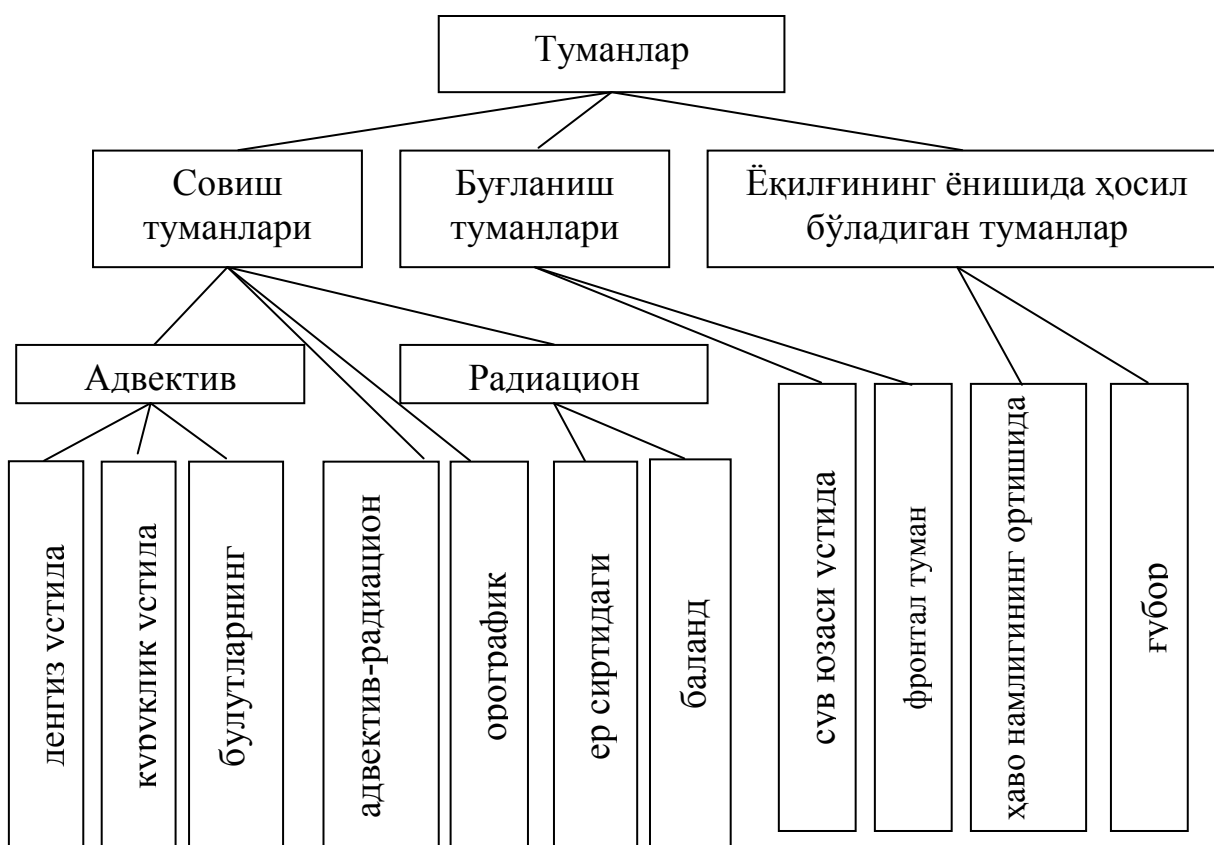
- Ер устидаги туманлар (баландлиги 2 м гача);

- қуйи (2-10 м);
- ўрта (10-100 м);
- баланд (100 м дан баланд).

Шуни таъкидлаймизки, туман ва туман пардасидан ташқари кўринишнинг ёмонлашиши чанг ёки тутун ҳисобига ҳам бўлиши мумкин. Бу ҳодиса **ғубор (смог)** деб аталади. Унда нисбий намлик 100% дан анча кам.

Туманларни таснифлаш принципи турлича бўлиши мумкин. Микротаркибий характеристикалари бўйича туманларни суюқ-томчилик, кристалл, аралаш ва тутун, чанг ва саноат чиқиндилари заррачаларидан ташкил топган қаттиқ (ғубор) кўринишларга ажратиш мумкин. Туманлардаги томчилар ўлчамларининг тақсимооти бўйича монодисперс ва полидисперсларга ажратилади. Туманлар одатда интенсивлигига қараб қуйидагича бўлинади: кучсиз – кўриниш масофаси 500-1000 м, мўътадил – кўриниш масофаси 100-500 м ва кучли – кўриниш масофаси 100 м дан кам.

Ҳосил бўлишининг физик шароитига кўра туманларнинг қуйидаги таснифи қабул қилинган (48-расм). Туманлар икки синфга бўлинади. **Совиш туманлари** ва **буғланиш туманлари**. Ҳарорат ўзгариши характериға боғлиқ ҳолда совиш туманлари радиацион ва адвектив туманларга бўлинади, буғланиш туманлари эса сув юзаси устидан буғланиш туманлари ва ёмғир томчилари буғланиши (фронтал) туманларига бўлинади.



48-расм. Туманларнинг таснифи.

Атмосферада ҳарорат паст ва сув буғининг захиралари кам бўлганда, хўжалик корхоналари ва аҳоли яшайдиган жойларда ёқилғи ёндирилиши

натижасида атмосфера қўшимча намликка эга бўлиши мумкин. Бу ҳаво нисбий намлигининг кескин ортишига олиб келиб, табиий шароитда бевосита совиш, ёки буғланиш билан боғлиқ бўлмаган алоҳида туман турининг ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Бундай туманларга Сибирнинг аҳоли пунктларида шамолсиз аёзли об-ҳаво шароитида юзага келувчи ”сибир туманлари” деб аталадиган туманлар киради. Ҳудди шундай туманлар йирик саноат марказларида ҳосил бўлиши мумкин.

Ҳавода саноат ва транспорт чиқиндиларининг катта концентрацияларида туманларнинг яна бир алоҳида тури – **ғубор** ҳосил бўлади. Ғубор ҳавонинг нисбатан юқори ҳароратларида ҳам кузатилиши мумкин.

Ҳар хил турдаги туманлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитларини кўриб чиқамиз.

1. Адвектив туманлар катта совуқ юза устидан ҳаракатланаётган илиқ ҳаво массаларида юзага келади, яъни ҳаво массалари қуйи кенгликлардан юқори кенгликларга кўчаётганда ёки қишда илиқ денгиздан совуқ қуруқлик устига, ёзда илиқ қуруқлик устидан совуқ денгизга, ҳамда денгизнинг илиқ жойи устидан совуқ жойи устига кўчганида юзага келади (масалан, Ньюфаундленд олдида ҳаво Гольфстрим оқими соҳасидан Лабрадор оқими соҳасига кўчганда).

Қуруқликда адвектив туманлар қуйи ва юқори кенгликлар орасида ҳамда қуруқлик ва денгиз орасида сезиларли ҳарорат фарқи мавжуд бўлганда асосан кузда ва қишда кузатилади. Денгизда улар баҳор ва ёзда кўпроқ кузатилади.

Адвектив туманлар юзлаб метр баландга чўзилиб боради. Улар шамолнинг катта тезликларида юзага келади, шунинг учун уларда томчилар коагуляциси содир бўлади ва шивалама характерга эга бўлади. Бу туманлардаги энг йирик томчилар ёғади.

Адвектив туманлар пайдо бўлиши учун қулай метеорологик шароитлар қуйидагича:

- совуқ тўшалган сиртга келган илиқ ҳаво массасининг катта нисбий намлиги;
- ҳаво массаси ва тўшалган сирт орасида ҳароратнинг катта фарқлари;
- кучсиз ёки ўртача шамол тезликлари (2-5м/с), кучли шамолларда ривожланадиган турбулент алмашинув туман ҳосил бўлишига тўсқинлик қилади;
- юқорига кўтарилган сари сув буғи масса улушининг ортиши ёки ўзгармаслиги, Ер сирти яқинида турбулент алмашинув таъсирида сув буғининг миқдори ортиб боради;
- ўрта турғун стратификация ва нисбатан кучсиз турбулент алмашинув, ўта кучли турғун стратификацияда Ер сиртидан бошлаб ҳавонинг совиши секинлашади ва туман юпқа қатламда ҳосил бўлади.

2. Радиацион туманлар икки турга бўлинади: Ер сиртидаги ва баланд. Ер сиртидаги туманлар қуруқлик устида очик ва сокин тунларда кузатилади. Улар тупроқ ёки қор қопламанинг тунги радиацион совиши билан боғлиқ.

Баландлик бўйича улар ўнлаб метрларгагина тарқалиши мумкин. Уларнинг тарқалиши локал характерга эга: пастлик, ботқоқ яқини, ўрмон ўтлоқлари устида доғ ҳосил бўлади. Катта дарёлар устида улар илиқ сув устидаги (тунги соатларда) конвекция натижасида юзага келади.

Ер сиртидаги туманлар сокин ҳавода эмас, тинч об-ҳавода юзага келади, чунки турбулентлик ҳосил бўлиши, совиш ва туман ҳосил бўлишининг юқорига тарқалишини таъминловчи кичик тезликдаги шамол зарур. Бу туманлар Ер юзасига яқин инверсия қатламида юзага келади ва қуёш чиққанидан кейин инверсия қатлами билан бирга йўқ бўлиб кетади.

Баланд радиацион туманлар қуруқлик ва денгиз устида, йилнинг совуқ даврида барқарор антициклонларда бир неча юз метр баландликкача кузатилиши мумкин. Бу антициклоннинг қуйи қатламларида ҳавонинг кундан кунга мунтазам совиб бориши натижасида содир бўлади. Бундай туман катта ҳудудлар устида ҳафталаб сақланиб туриши мумкин.

3. Буғланиш туманлари бирмунча илиқроқ совуқ сув устидаги совуқ ҳавода кўпинча куз ва қишда юзага келади. Қитъа ичкарасида улар кечқурун ёки тунда қўшни ҳудуд устидан совиган ҳаво оқиб борадиган дарё ва кўллар устида ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари шунингдек кечки пайт ёмғир вақтида ёки ундан сўнг, тупроқ нам ва кучли буғланаётган, ҳаво ҳарорати эса пасаяётган вақтда юзага келиши мумкин. Арктик денгизлар устида буғланиш туманлари муз қоплами ёнида очиқ сув устида, муз қопламидан ёки қитъадан кўчаётган бирмунча совуқ ҳавода юзага келади. Болтиқ ва Қора денгиз каби ички денгизлар устида қишда туманлар қуруқликдан совуқ ҳаво массалари кириб келганда ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари одатда паға-паға бўлиб, тез тарқалиб кетади, чунки ҳаво пастдан илиқ сув таъсирида исийди. Бироқ, туман ҳосил бўлишига олиб келувчи сабаблар узоқ сақланиб турса, туман ҳам узоқ вақт кузатилади.

Санаб ўтилган туман турлари масса ичи туманлари ҳисобланади, чунки улар ҳаво массалари ичида юзага келади ва фронтларга боғлиқ бўлмайди. Бироқ фронтлар билан боғлиқ туманлар ҳам кузатилади. Буларга буғланиш туманларининг бир тури **фронталди тумани** киради. Фронтал ёғинлар тупроқни намлайди. Натижада тупроқдан кучли буғланиш ва ёғаётган ёмғир томчиларидан буғланиш ҳисобига Ер юзасига яқин қатламда ҳаво тўйиниш ҳолатига эришади ва у ерда туман ҳосил бўлади. Бундай туман фронт олдида узлуксиз тасма ҳолида ёмғир билан бирга кузатилади.

Текисликда туманларнинг суткалик ўзгаришида жадаллиги ва такрорланувчанлигининг максимумлари эрталабки соатларга тўғри келади. Тоғларнинг юқори сатҳларида сутка давомида туманларнинг тақсмоти бир текис ёки кучсиз максимум тушдан кейинги соатларга тўғри келади. Бунинг сабаби тоғларда туманлар ҳосил бўлишининг ўзига хос шароитларидадир. Тоғ тумани бу тоғ ёнбағриларида ҳавонинг кўтарилуви ҳаракати натижасида ҳосил бўлган булутлардир. Бу туманнинг пайдо бўлиши ҳавонинг адиабатик совиши билан боғлиқ бўлиб, ёнбағир туманларининг алоҳида турига ажратилиши мумкин.

2. Туманнинг сувлиги унинг муҳим тавсифи ҳисобланади. **Туманнинг мутлақ сувлиги** деб бирлик ҳаво ҳажмидаги сув томчилари ва муз кристалларининг граммлардаги массасига айтилади (г/м^3). Туманларнинг мутлақ сувлиги етарлича кенг доираларда ўзгаради: мингдан бир улушдан то $1,5\text{--}2 \text{ г/м}^3$ гача. Туман интенсивлиги ортиши билан унинг сувлиги ортади (7.2-жадвал).

7.2-жадвал

Турли интенсивликдаги туманларнинг сувлиги (г/м^3)

Туманлар	$t, ^\circ\text{C}$	Туманларнинг интенсивлиги		
		кучсиз	ўртача	кучли
Адвектив	>0	0,02-0,09	0,04-0,18	0,10-0,76
Буғланиш	<0	0,02-0,04	0,05-0,11	0,08-0,37

Бир хил интенсивликдаги туманларнинг максимал сувлиқ қиймати, мусбат ҳароратлардан манфий ҳароратларга ўтишда камаяди.

Ҳарорат кўтарилиши билан фақат совиш туманларининг сувлиги ортиши мумкин. Буғланиш туманларининг сувлиги аксинча ҳаво ҳарорати кўтарилиши билан камаяди. Бу ҳаво ҳарорати камайганда бирор-бир қайд қилинган сатҳ билан Ер юзаси орасидаги ҳарорат фарқи ортганда (масалан 2 м) сув буғининг турбулент оқими кучайишига олиб келиши билан боғлиқ.

Туманнинг бошқа кўрсаткичи бу томчиларнинг ўлчамлар бўйича тақсимооти ва уларнинг сони ҳисобланади. Таҷрибалар кўрсатдики, табиий туманлар турли ўлчамдаги заррачалардан ташкил топган, яъни **полидисперс** ҳисобланади. Ўртача интенсивликдаги 1 см^3 адвектив туманда 0,5 дан 93 тагача, буғланиш туманларида 70 дан 500 тагача томчилар сони кузатилади.

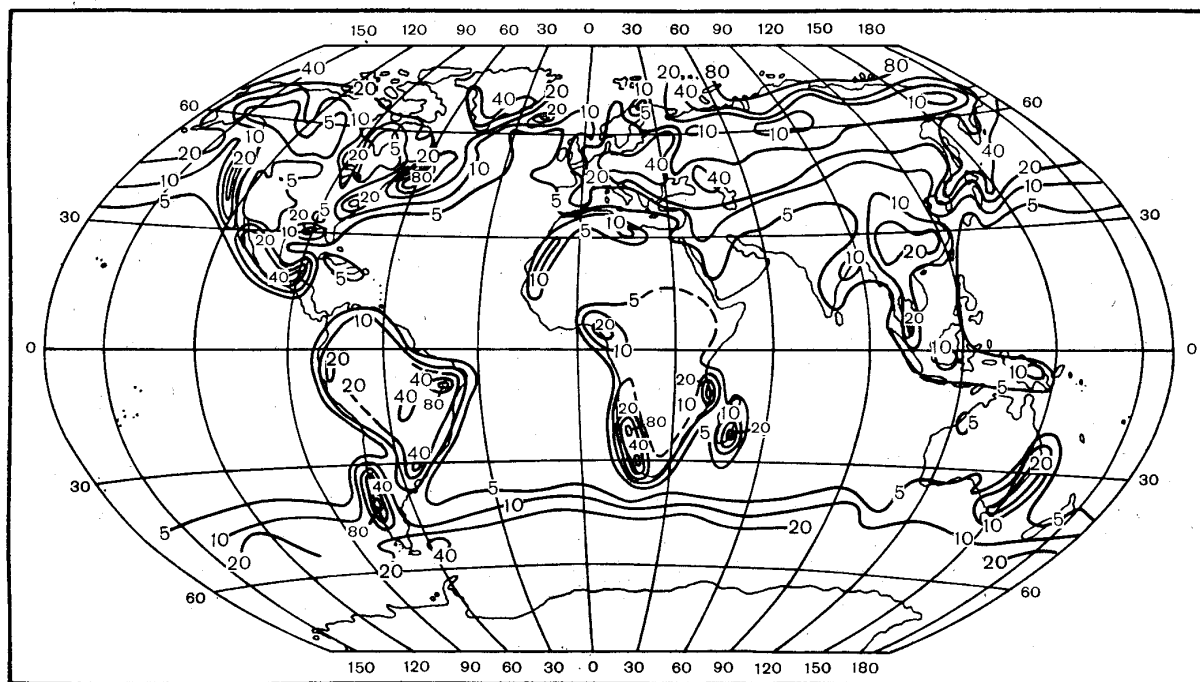
Туман элементлари ўлчамлари ҳам катта чегарада ўзгаради: микрометр улушидан тортиб бир неча ўнлаб (кристалларда - юзлаб) микрометргача. Кўпчилик томчилар 2-18 мкм радиусга эга. Буғланиш туманларидаги муз кристаллари ўлчамлари кучсиз туманларда 3-125 мкм ни ташкил этади, мўътадил туманларда 9-355 мкм, кучли туманларда 9-475 мкм ни ташкил этади.

Йил мобайнида туманлар такрорланувчанлигининг географик тақсимооти қуйидаги хусусиятларга эга (49-расм).

Арктик ҳавода туманли кунлар сони 80 дан ортиқ. Бунинг сабаби бир томондан илиқ ҳаво массасининг совуқ муз юзаси устига келиши бўлса, бошқа томондан совуқ ҳавонинг муз устидан ёки совуқ қуруқлик устидан очиқ сув устига кўчишидир. Юқори кенгликлардаги Жанубий океан сувлари устида ҳам туманларнинг такрорланувчанлиги юқори.

Шимолий яримшарнинг ўрта кенгликларида – Ньюфаундленд ҳудудида туманлар нисбатан тез-тез (80 кун ва ундан кўп) кузатилади. Бу ерда улар ҳавонинг илиқ Голфстрим сувларидан, совуқ Лабрадор оқими сувларига кўчиши билан боғлиқ. Жанубий яримшарнинг субтропик кенгликларида туманларнинг энг кўп такрорланувчанлиги (80 кун ва ундан кўп) Жанубий Африка ва Жанубий Америка қирғоқолди ҳудудларида ҳамда уларни юғиб

турувчи сувларда кузатилади. Бу ерда илиқ ҳаво совуқ океан оқимлари устига тарқалади.



49-расм. Ўртача йиллик туманли кунлар сони.

Туманларнинг такрорланувчанлиги Ўрта Европада, Калифорния қирғоқларида, Жанубий Американинг Атлантика океани қирғоқларида, Мадагаскарда ҳам юқори. Бу ердаги юқори такрорланувчанликни тўшалган сиртнинг термик хусусиятлари билан тушунтириш мумкин. Бу юзалар устидан устивор ҳаво оқимлари ўтади.

Қитъаларнинг ичкари қисмида, айниқса ҳаводаги сув буғи миқдори кам ва ҳарорат юқори бўлган чўлларда туманларнинг кичик такрорланувчанлиги кузатилади.

Сибир ва Канадада туманлар кам. Бу ерда илиқ ёзда ҳаво тўйинишдан узок, совуқ қишда эса ҳаводаги намлик миқдори шунчалик камки, хатто ҳаво тўйинганда ҳам камдан-кам ҳолларда туман юзага келади. Уларнинг интенсивлиги ва такрорланувчанлиги қишда аҳоли пунктларида ортади.

7.7. Булутлар. Булутларнинг таснифи. Географик тақсимооти

Булут деб Ер юзасидан маълум баландликда бўлган сув томчилари ва муз кристалларининг муаллақ ҳолатдаги кўрунувчан йиғиндисига айтилади. Булутлар ва туманларнинг ҳосил бўлиш физик шароитлари нуктаи назаридан ҳеч қандай фарқи йўқ. Бироқ булутлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитлари ҳамда уларнинг вертикал баландлиги туманлардагидан фарқ қилади.

Булутлилик атмосфера ҳаракати (динамикаси) майдонига, биринчи навбатда вертикал тезликлар майдонига, таъсир (уни акс таъсир деб аташ

мумкин) кўрсатади. Ер иқлимининг шаклланиши ва тебранишларига булутларнинг таъсири катта.

Булут элементларининг ҳолатига қараб булутлар уч синфга бўлинади:

- **сувли (томчили) булутлар** фақат томчилардан ташкил топган: улар нафақат мусбат ҳароратларда, балки манфий (-10°C дан паст) ҳароратларда ҳам мавжуд бўлиши мумкин. Бу ҳолда улар ўта совиган бўлади, атмосферада бу одатий ҳол;
- **аралаш булутлар**, ўта совиган томчилар ва муз кристаллари аралашмасидан ташкил топган, одатда улар -10°C дан -40°C гача ҳароратларда мавжуд бўлади;
- **музли (кристалл) булутлар**, фақат муз кристалларидан ташкил топган, одатда улар -40°C дан паст ҳароратларда мавжуд бўлади.

Булутлар ва туманларнинг макрофизик характеристикалари ўзаро бир-бирига яқин.

Сувли булутларнинг мутлақ сувлилиги $0,01$ дан 3 г/м^3 гача, кристалл булутларда бу анча кам: г/м^3 нинг юздан ва мингдан бир улушида бўлади. Булут томчиларининг ўлчамлари микрометрнинг юздан бир улушидан бошлаб кенг чегарада ўзгаради. Ҳосил бўлиш шароитига ва ривожланиш босқичига қараб булутлар нисбатан бир хил томчилардан ёки турли ўлчамдаги томчилардан иборат бўлиши мумкин. Кристалларнинг эриши ва томчиларнинг ўзаро қўшилиши натижасида $100-200 \text{ мкм}$ гача радиусли томчилар ҳосил бўлади. Бирмунча йирик томчилар булутдан шивалама ёмғир ёки ёмғир кўринишида ёғади.

1 см^3 даги томчилар сони биттадан то юзлаб донагача бўлиши мумкин. Кристаллар сони кам, яъни 1 см^3 да $0,1$ та.

Булутларни таснифлашга икки ёндашув қабул қилинган. Уларнинг биринчиси булутларнинг ташқи кўриниши (шакли) ва уларнинг жойлашиш баландлиги асос қилиб олинган булутларнинг морфологик (ёки халқаро) таснифи. Бошқа бир принцип – генетик тасниф – булутларнинг ҳосил бўлиши физик жараёнларининг хусусиятларини акс эттиради.

Булутларнинг халқаро таснифи булутларнинг ташқи кўриниши бўйича 10 та асосий шаклни ўз ичига олади. Бу тасниф бўйича булутларнинг 4 оиласи (ярус) ажратилади. Ҳар бир оилада булутларнинг бир неча турли хили ажратилади.

Булутлар ҳақидаги умумий маълумотлар 7.3-жадвалда берилган.

Қутбий кенгликларда юқори қават (ярус) булутларининг пастки чегараси 3 км дан 8 км гача, ўрта кенгликларда 3 км дан 13 км гача тропик кенгликларда 6 км дан 18 км гача баландликларда жойлашади.

Вертикал ривожланган булутларнинг пастки чегараси қуйи қават булутларининг пастки чегарасидан бошланиб, юқори чегараси ўрта қатлам, хаттоки, юқори қатлам булутлари чегараларигача кириб боради.

Булутларнинг асосий шакллариغا қисқача тавсиф берамиз.

Патсимон булутлар алоҳида иплар каби кўринади ёки тола структурали полосалар.

Булулларнинг морфологик (халқаро) таснифи

Оила (ярус)	Шакл	Тур	Турлар сони
А. Юқори ярус	1. Патсимон – <i>Cirrus (Ci)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Ci fib.</i>)	3
		2. Зич (<i>spissatus, Ci sp.</i>)	2
	2. Патсимон тўп-тўп - <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Cc und.</i>)	1
		2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Cc cuf.</i>)	1
	3. Патсимон қатламли - <i>Cirrostratus (Cs)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Cs fib.</i>)	-
		2. Тумансимон (<i>nebulosus, Cs neb.</i>)	-
Б. Ўрта ярус	4. Юқори тўп-тўп - <i>Alto cumulus (Ac)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Ac und.</i>)	4
		2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Ac ful.</i>)	4
	5. Юқори қатламли - <i>Altostratus (As)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, As neb.</i>)	3
		2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, As und.</i>)	3
В. Қуйи ярус	6. Тўп-тўп қатламли - <i>Stratocumulus (Sc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Sc und.</i>)	3
		2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Sc ful.</i>)	4
	7. Қатламли - <i>Stratus (St)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, St neb.</i>)	-
		2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, St und.</i>)	-
		3. Узук-узук (<i>fractus, St fr.</i>)	1
	8. Ёмғирли қатламли - <i>Nimbostratus (Nb)</i>	-	-
Г. Вертикал ривожланган булуллар	9. Тўп-тўп – <i>Cumulus (Cu)</i>	1. Ясси (<i>humilis, Cu hum.</i>)	1
		2. Ўрта (<i>mediocris, Cu med.</i>)	-
		3. Кучли (<i>congestus, Cu cong.</i>)	1
	10. Ёмғирли тўп-тўп - (<i>Cumulonimbus, (Cb)</i>	1. Кал (<i>calvus, Cb calv.</i>)	1
		2. Сочли (<i>capillatus, Cb cap.</i>)	3

Патсимон тўп-тўп булуллар жуда майда парча, шарча, жингалаклардан ташкил топган қаторлар ёки қатламлардан иборат. Улар кўпинча сув ёки қум юзаси устидаги мавжни (жимир-жимир) эслатади.

Патсимон қатламли булутлар осмон гумбазини қисман ёки тўлиқ беркитувчи юпқа шаффоф толали тузилишга эга бўлади.

Юқори тўп-тўп булутлар кулранг ёки оқ рангдаги ёки бир вақтда иккала рангда бўладиган булутлар қатлами ёки қаторидан (жўяк) иборат. Булар қуёшни бироз тўсувчи етарлича юпқа булутлар. Қатлам (ёки қатор) кўпинча қаторлар бўйича жойлашган ясси валлар, дисклар, пластинкалардан ташкил топган.

Юқори қатламли булутлар осмон гумбазини тўлиқ ёки қисман беркитувчи, турли зичликдаги очиқ рангли, сутранг, кулранг булут қоплами. Уларнинг зичлиги камроқ қисмларидан хира чапланган доғ шаклида қуёш ва ой хира кўриниши мумкин. Юқори қатламли булутлар типик аралаш булутлар ҳисобланади. Уларда жуда майда томчилар билан бир қаторда майда қор парчалари ҳам мавжуд. Бундай булутлар йилнинг илиқ вақтида одатда Ер юзасига етиб келгунча буғланиб кетадиган кучсиз ёғин беради. Қишда улардан кўпинча майда қор ёғади.

Ёмғирли қатламли булутларнинг келиб чиқиши худди юқори қатламли булутларга ўхшаш. Бироқ уларнинг қатлами қувватлироқ (бир неча километр). Юқори қисмида улар майда томчи ва қор (юқори қатламли булутлар сингари) заррачаларидан, қуйи қисмида эса йирик томчи ва қор заррачаларидан ташкил топган бўлиши мумкин. Шунинг учун бу булутлар қатлами тўқ кулранг тусга эга. Бу булутлардан одатда Ер юзасигача етиб келувчи буркама ёмғир ёки қор ёғади. Ёмғирли қатламли булутлар қоплами остида кўпинча шаклга эга бўлмаган узиқ қуйи булутлар тўплами мавжуд бўлади, ёмғирли қатламли булутлар фонида улар жуда қуюқ туюлади.

Тўп-тўп қатламли булутлар кулранг ёки оқимтир қатор ёки қатлам кўринишида бўлиб, деярли ҳар доим қорамтир қисмларга эга. Бу булутлар юқори тўп-тўп булутлар элементларидан (диск, плита, валлардан) ташкил топган, бироқ улар бирмунча йирикроқ. Уларнинг туюлаётган ўлчамлари 5° дан каттароқ. Структуравий элементлари кўпинча қаторларда жойлашган. Тўп-тўп қатламли булутлар асосан биржинсли майда (манфий ҳароратларда – ўта совуқ) томчилардан ташкил топган ва улардан ёғинлар ёғмайди.

Қатламли булутлар – томчи тузилишли биржинсли кулранг қатлам. Етарлича паст манфий ҳароратларда бу булутларда каттиқ элементлар ҳосил бўлади, у ҳолда бу булутлардан муз игналари, майда қор, қор доналари ёғиши мумкин. Булут ортидан қуёш диски аниқ кўринади. Баъзида бу булутлар узиқ тўплар кўринишига эга.

Тўп-тўп булутлар – чегаралари кескин ажралган, зич, алоҳида, юқорига қараб тепалик, гумбаз, минора кўринишида ривожланаётган булутлар. Кўзни қамаштирувчи оқ ўралувчи чўққига (гулкарам тупига ўхшаш) эга. Булутлар асоси нибатан тўқ рангда. Тўп-тўп булутлар кўп бўлганда қаторларни ҳосил қилади. Баъзида уларнинг четлари узиқ бўлади. Тўп-тўп булутлар фақат сув томчиларидан (кристалларсиз) ташкил топади ва ёғин ҳосил қилмайди. Бироқ булутларнинг сувлилиги кўп бўлган тропикларда, томчиларнинг ўзаро қўшилиши натижасида кучсиз ёғинлар ёғиши мумкин.

Ёмғирли тўп-тўп булутлар тўп-тўп булутларнинг кейинги ривожланиши натижасида юзага келади. Улар вертикал бўйича тоғ ва минора кўринишида жуда кучли ривожланган кучли тўпсимон масса. Кўпинча қуйи қаватдан то юқори қаватгача ёйилиб боради. Улар қуёшни беркитиб ёритилганликни кучли камайтиради. Ёмғирли тўп-тўп булутнинг чўққи қисми сандон шаклида ёйилиб юқорига қараб ўзига хос кенгая борадиган, қуёш таъсирида ёруғ оқ рангга эга бўлган кўринишда бўлади. Ёмғирли тўп-тўп булутнинг юқори қисми муз кристалларидан, ўрта қисми турли, хаттоки энг катта ўлчамдаги кристаллар ва томчилардан ташкил топган. Улар жала характердаги ёғинларни ҳосил қилади. Кўпинча чакмоқ ходисалари бундай булутлар билан боғлиқ, шу сабабли уларни чакмоқли булут деб аталади. Уларни жала булутлари деб ҳам аташади. Ёмғирли тўп-тўп булутлар фонида кўпинча камалак кузатилади. Кўпинча бу булутлар асосининг остида ҳам, қатламли ёмғирли булутлар остидаги каби узиқ булутлар кузатилади.

Булутларнинг шаклланишида вертикал ҳаракатлар маълум аҳамиятга эга. Вертикал тезлик ўз йўналишини ўзгартирмайдиган горизонтал булутлиликнинг ўлчамларига боғлиқ равишда вертикал ҳаракатни уч синфга ажратиш мумкин – микромасштабли (пульсацион), мезомасштабли ва макромасштабли. Бу синфларга боғлиқ бўлган булутлар ҳосил бўлишининг **генетик таснифига** кўра булутларнинг уч асосий тури ажратилади: конвектив булутлар, тўлқинсимон булутлар ва кўтарилувчи сирғаниш (фронтал) булутлари.

Конвектив булутлар. Конвектив булутларнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи асосий жараёнлар термик конвекция ва турбулент алмашинув ҳисобланади.

Конвекция атмосферанинг қуйи қатламларидаги алоҳида ҳаво массаларининг исиб кетиши натижасидаги нотурғун стратификация оқибатида юзага келади. Исиб кетган алоҳида ҳаво массалари вертикал бўйлаб юқорига кўтарилиб, адиабатик совийди. Маълум баландликда сувнинг конденсацияланиши бошланади. Бу баландлик аэрологик диаграмма ва эмпирик формула ёрдамида аниқланади:

$$z_k = 122(t_0 - \tau_0), \quad (7.6)$$

бу ерда z_k – конденсация баландлиги (метрларда), t_0 – Ер яқинидаги ҳавонинг ҳарорати, τ_0 – шудринг нуқтаси.

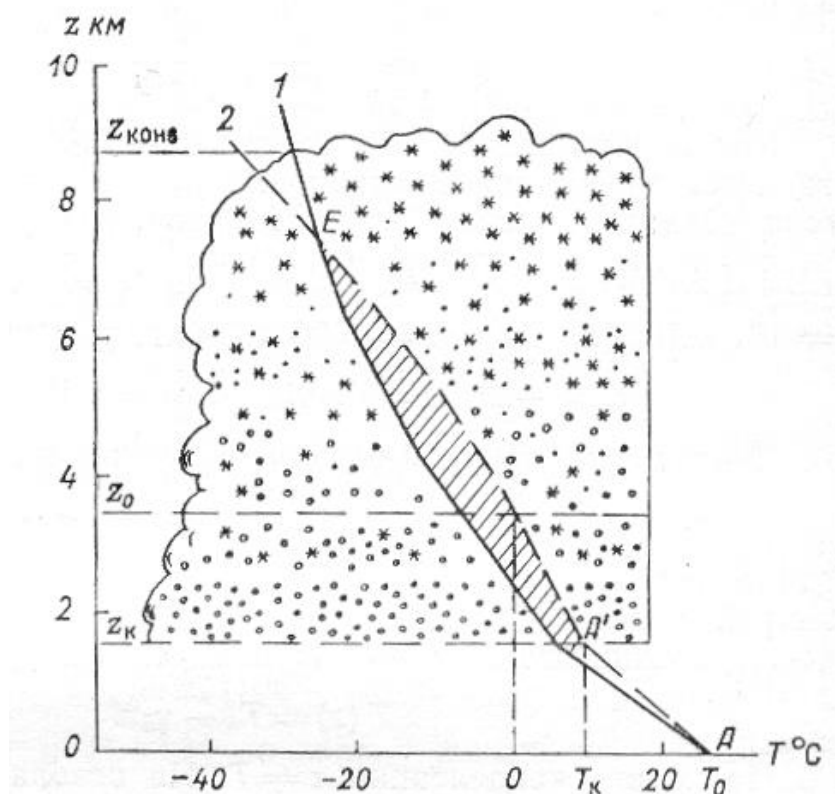
Конденсация баландлигидан юқорида тўйинган нам ҳавонинг кўтарилиши нам адиабата бўйича юз беради ва бу эркин конвекция баландлигигача давом этади, яъни бу баландлик булутнинг юқори чегарасига мос келади (50-расм). Конвектив булутларда кўтарилувчи ҳаракат тезлиги 6-9 м/с ни, бироқ алоҳида ҳолларда 25-30 м/с ни ва ундан кўп қийматларни ташкил қилиши мумкин.

Конвектив булутлар халқаро тасниф бўйича тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутларга тааллуқли. Бу булутлар нотурғун ҳаво массаларида ҳосил бўлади. Бу ёзда қуруқлик устида маҳаллий ҳаво массаларида юзага келувчи

масса ичи булутлари бўлиши мумкин. Бундай ҳолларда булут ҳосил бўлишининг максимуми куннинг иккинчи қисмига тўғри келувчи яққол суткалик ўзгаришга эга. Йирик сув ҳавзалари устида бу булутлар ҳосил бўлишининг максимуми тунги соатларда сув юзаси устидаги энг катта нотурғунлик даврида кузатилади.

Конвектив булутлар илиқ Ер юзаси устида ҳаракатланаётган совуқ ҳаво массаларида ҳам (фронтал булутлар) ҳосил бўлиши мумкин. Бу ҳолатларда булутлар куруқлик ва денгиз устида сутканинг ихтиёрий соатларида ҳосил бўлиши мумкин.

Тўлқинсимон булутлар. Атмосферада кўпинча турли амплитуда ва тўлқин узунлигидаги тўлқинсимон ҳаракатлар кузатилади. Бундай ҳаракатлар таъсири остида маълум шароитларда тўлқинсимон булутлар шаклланиши мумкин. Улар вал, плита, қатор ва бошқа қатлам кўринишида горизонт бўйича ўнлаб ва юзлаб километрга чўзилиши мумкин. Бу булутлар нисбатан кичик вертикал қалинликка эга бўлиши мумкин, яъни бир неча ўнлаб ва юзлаб метрлар, баъзида 2-3 км ва ундан ортиқ.



50-расм. Тўп-тўп ёмғирли булут схемаси.

1 – стратификация эгри чизиғи, 2 – ҳолат эгри чизиғи.

Тўлқинсимон булутларни ҳосил қилувчи тўлқинсимон ҳаракатлар куйидаги ҳолларда юзага келади:

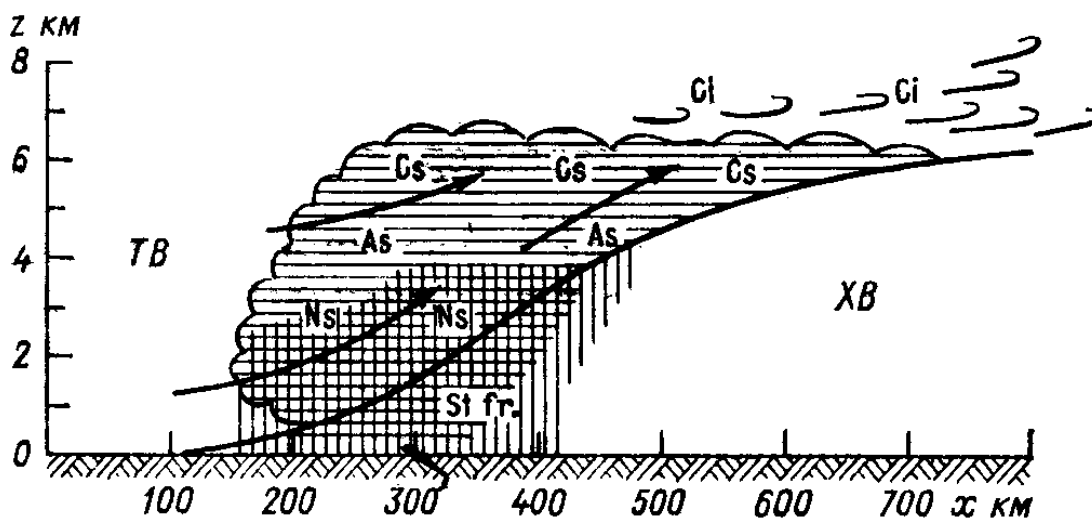
- гравитацион-кўчувчи тўлқинлар ёки Келвин-Гелмголд тўлқинлари шаклланадиган инверсия қатламлари ёки кучли турғун стратификацияда;
- турғун стратификацияли ҳаво массалари оқими тоғли тўсиқлардан ошиб ўтганда;
- ячейкали конвекцияда.

Инверсия қатлами остида сув буғининг тўпланиши содир бўлади. Инверсия қатламида, бу қатламдан юқорида жойлашган совуқ ҳаво ва унинг остидаги компенсацияловчи кўтарилувчи ҳаракатнинг бирлашиши ҳисобига тўлқинсимон ҳаракатлар юзага келади. Бунинг натижасида ҳосил бўлган тўлқинлар ўрқачида ҳавонинг адиабатик кўтарилишида сув буғи тўйиниш ҳолатига эришиши мумкин. Бу тўлқинлар ботиқлигида пасаяётган ҳавонинг адиабатик исиши натижасида, аксинча, тўйиниш ҳолатидан узоқлашади. Халқаро тасниф бўйича бу булутлар қатламли ва тўп-тўп қатламли булутларга тааллуқли.

Тоғ тизмасининг шамолга тескари ёнбағрида турғун стратификацияланган ҳаво оқимининг бу тоғ тизмасидан ошиб ўтишида тўлқинлар юзага келади, уларнинг ўрқачида юқори тўп-тўп типдаги булутлар ҳосил бўлади.

Кўтарилувчи ҳаракат булутлари атмосферадаги фронтал бўлиниш сиртлари билан боғлиқ (51-расм). Фронт совуқ ҳавонинг қия понасини бу ҳавонинг устида ётган илиқ ҳаводан ажратиб туради. Бунда секундига бир неча сантиметр ва ундан ҳам кичик тезлик билан совуқ пона устида ҳаракатланаётган илиқ ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракати ривожланади. Катта яхлит ҳажмдаги илиқ ҳавонинг совуқ пона устида секин аста кўтарилиши, бу яхлит ҳажмдаги ҳавонинг адиабатик совишига ва ундаги сув буғининг конденсациясига олиб келади. Натижада илиқ атмосфера фронтининг булутлар тизими вужудга келади. Бу булутлар тизими вертикал бўйича қуйидагича таҳланади: қуйи тропосферада ёмғирли қатламли булутлар, ўрта тропосферада юқори қатламли булутлар, юқори тропосферада патсимон қатламли булутлар.

Совуқ фронтда ҳам тахминан худди шундай булутлар тизими вужудга келади. Бу ерда фарқ шундан иборатки, совуқ фронтнинг булутлар тизими бирмунча тор.



51-расм. Кўтарилувчи ҳаракат булутларининг ҳосил бўлиш схемаси.

Осмон гумбазининг булут билан қопланганлик даражаси **булут миқдори** ёки **булутлилик** деб аталади. Булутлилик осмон қопланганлигининг ўнли улушларида баҳоланади (0-10 баллар). Осмон булут билан тўлиқ қопланганда булутлилик 10 рақами билан кўрсатилади, осмон мутлақо тиниқ бўлса, 0 рақами билан кўрсатилади. Ўртача қийматларни чиқаришда бирнинг ўндан бир улушларини бериш мумкин. Мисол учун, 5,7 деганда осмоннинг 57% булут билан қопланганлиги тушунилади.

Европа ва МДХда қабул қилинган 10 балли тизимдан фаркли ўларок АҚШ да кўпинча 8 балли тизимдан фойдаланилади.

Булутларнинг умумий (умумий булутлилик) ва қуйи булутлар (қуйи булутлилик) миқдорларини алоҳида баҳолаш қабул қилинган. Юқори ва ўрта қават булутлари қуёш нурини камроқ тўсади ва амалий жиҳатдан аҳамияти камроқ (масалан авиация учун), шунинг учун қуйи булутлилик алоҳида баҳоланади. Бундан кейин сўз фақат умумий булутлилик ҳақида боради.

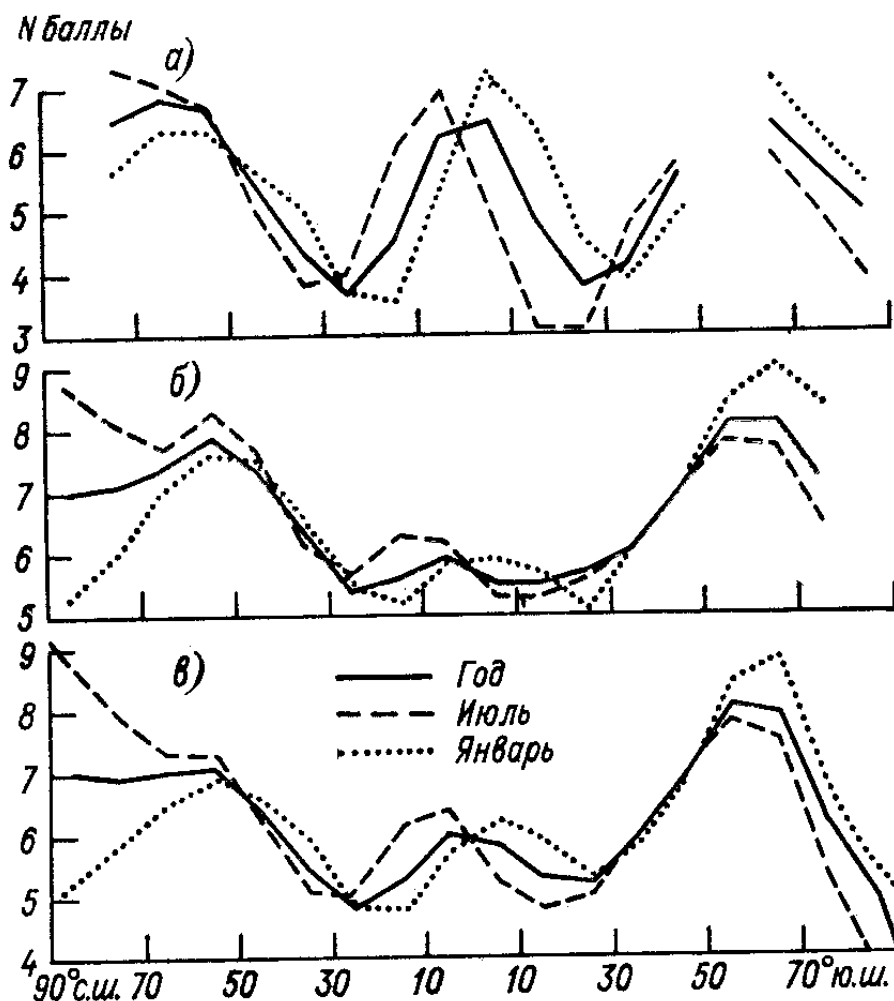
Булутлиликнинг суткалик ўзгариши мураккаб ва кўп жиҳатдан булутларнинг шаклига боғлиқ. Қатламли ва қатламли тўп-тўп булутлар ҳавонинг ер юзидан бошлаб совиб бориши билан ва сув буғининг юқорига кучсиз турбулент кўчиши билан боғлиқ. Булутлилик тунги ва эрталабки максимумга эга. Тўп-тўпсимон булутлар нотурғун стратификация ва яхши ифодаланган конвекция билан боғлиқ. Улар асосан кундузги соатларда ҳосил бўлади ва тун охирига бориб йўқолиб кетади. Денгиз устида тўшалган сирт хароратининг суткалик ўзгариши деярли сезиларсизлиги сабабли, конвекция булутлари ҳам максимумга эга эмас ёки кучсиз максимум эрталабга тўғри келади. Фронтлар билан боғлиқ бўлган кўтарилувчи ҳаракат булутлари яхши ифодаланган суткалик ўзгаришга эга эмас.

Натижада ёзда қуруқлик устида ўрта кенгликларда булутларнинг суткалик ўзгаришида иккита максимум кузатилади; эрталаб ва куннинг иккинчи ярмида бироз кучлироқ. Йилнинг совуқ вақтида конвекция кучсизлиги ёки умуман бўлмаслиги сабабли эрталабки максимум кўпроқ кузатилади ва у ягона бўлиши мумкин. Тропикларда бутун йил мобайнида максимум куннинг иккинчи ярмида кўпроқ кузатилади. Чунки булут ҳосил қилувчи жараён конвекция ҳисобланади.

Баланд тоғ станцияларида ёзда минимум асосан тунда кузатилади, бу вақтда булутлар паст жойлашади, максимум эса куннинг иккинчи ярмида конвекция ривожланганда кузатилади.

Турли иқлимий ҳудудларда булутлиликнинг йиллик ўзгариши турлича бўлади (52-расм). Юқори ва ўрта кенгликларда океанлар устида булутлиликнинг йиллик ўзгариши кичик, максимум ёзда ёки кузда, минимум баҳорда кузатилади. Масалан, Янги Ер оролида сентябр ва октябрда 8,5, апрелда - 7,0; Фарер оролларида августда -7,9, апрелда - 7,0.

Европада максимум қишга тўғри келади, чунки бу пайтда энг ривожланган циклонал фаолият кузатилади. Булутлиликнинг йиллик ўзгаришидаги минимум конвектив булутлар ривожланган баҳор ёки ёзга тўғри келади. Масалан, Москвада декабрда – 8,5, майда - 5,4; Венада декабрда - 7,8, августда - 5,0.



52-расм. Ўртача зонал булутлилики N нинг қиъалар (а), океанлар (б) ва бутун Ер шари (в) устидаги географик кенглик бўйича тақсимоти.

Шарқий Сибир ва Байкалортида, қишда антициклонлар ҳукмрон қиладиган ҳудудларда максимум ёз ёки кузга, минимум – қишга тўғри келади. Масалан, Красноярскда октябрда - 7,3, февралда - 5,3; Читада июлда - 6,7, январда - 3,3. Узоқ Шарқнинг муссон ҳудудида йиллик ўзгариш ҳудди шунга ўхшаш, фақат амплитуда каттароқ бўлади: Владивостокда июн ва июлда – 7,7, январда – 2,8.

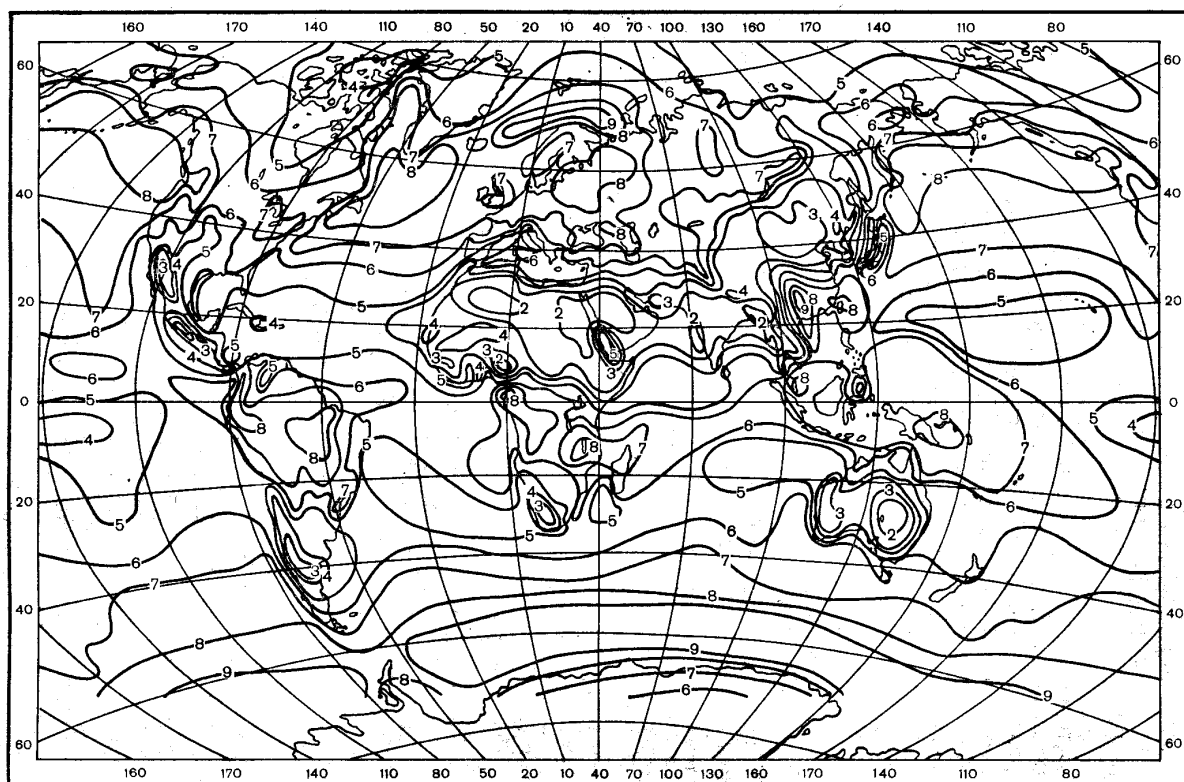
Субтропикларда, ёзда антициклонлар устунлик қиладиган, қишда эса циклонал фаолият ривожланган жойларда ҳудди Европанинг ўрта кенгликларидагига ўхшаш, максимум қишга, минимум ёзга тўғри келади. Фақат ўзгаришларнинг амплитудаси каттароқ бўлади. Масалан, Афинада декабрда - 5,9, июнда - 1,1. Ўрта Осиёда, ёзда ҳаво ҳарорати юқорилиги туфайли тўйинишдан узоқ, қишда интенсив циклонал фаолият кузатилганлиги учун булутлиликининг юқоридагига ўхшаган йиллик ўзгариши кузатилади: Тошкентда январда - 6,4, июлда - 0,9.

Тропикларда, пассат ҳудудларида, булутлиликининг максимуми ёзга, минимуми қишга тўғри келади: Камерунда июлда - 8,9, январда - 5,4. Тропикларда, муссон иқлимида йиллик ўзгариш юқоридагига ўхшаш, бироқ у кучлироқ ифодаланган бўлади: Деҳлида июлда - 6,0, ноябрда - 0,7.

Европада баланд тоғ станцияларида булутлиликнинг минимуми асосан қишда кузатилади, чунки бу пайтда қатламдор булутлар станциялардан пастррокда жойлашган бўлади, максимум эса – ёзда, конвектив булутлар ривожланганида кузатилади.

Ўртача бутун шимолий яримшар учун қуруқликлар устида булутлилик 5,4, океанлар устида 6,2 ни ташкил қилади. Жанубий яримшар учун (Антарктидадан ташқари) қуруқлик устида у 5,2 га, океанлар устида - 6,4 га тенг бўлади. Бутун Ер шари бўйича қуруқликлар устида ўртача булутлилик 5,3, океанлар устида 6,3 ни ташкил қилади. Шимолий яримшар осмонининг 59%, Жанубий яримшар осмонининг – 63%, умуман Ер шари осмонининг 60% ни булутлилик қоплайди.

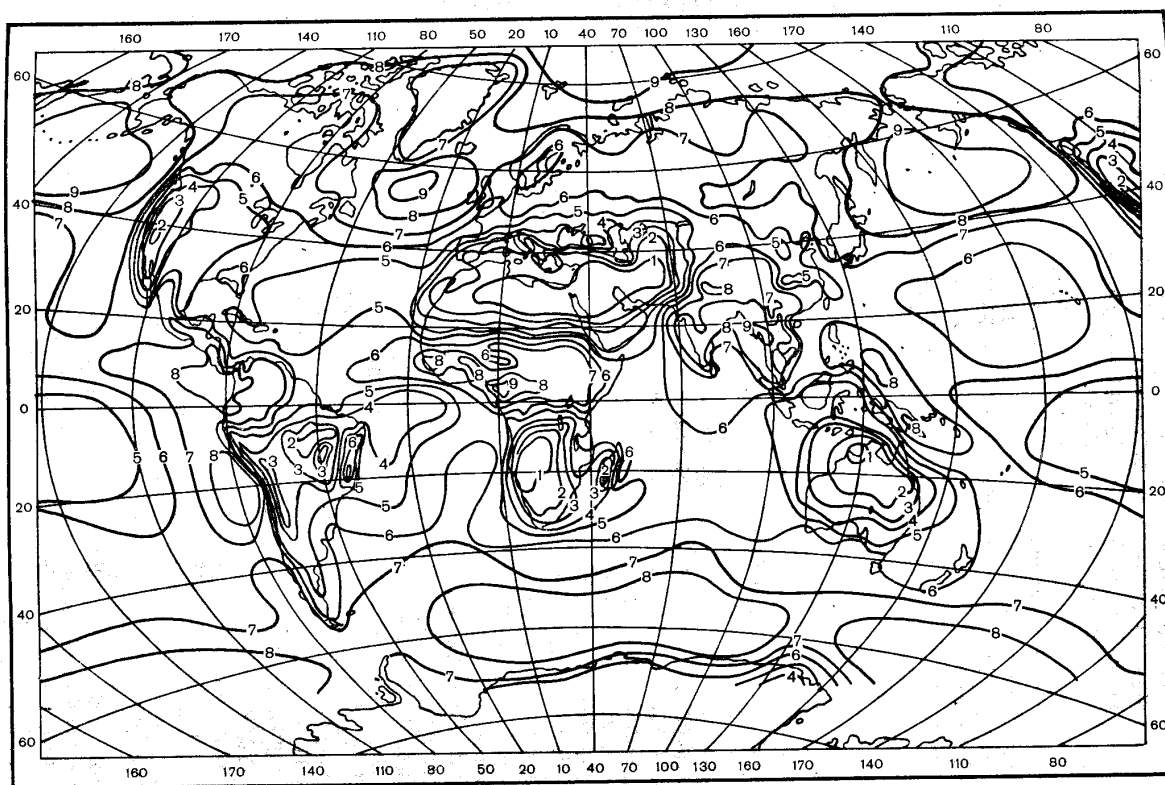
Булутлилик тақсимотининг кўп йиллик ўртача карталарида барча мавсумларда иккала яримшарларнинг субтропик саҳроларида яхши ифодаланган кам булутли ҳудудлар кузатилади (2,0 гача ва ундан кам) (53, 54-расмлар). Масалан, Асуанда (22,4° ш.к., 33° ш.у.) ўртача йиллик булутлилик 0,5 га тенг. Ўрта Осиёда ҳам булутлилик кам, айниқса ёзда. Масалан, Термизда ўртача йиллик булутлилик 1,6 га, ёзда – ҳатто 0,2 га тенг бўлади. Қишда антициклонал режим ёки қишки муссон циркуляцияси кузатилаётган ҳудудларда (Шарқий Сибир, Марказий Осиё, Ҳиндистон) булутлилик кам.



53-расм. Январда ўрта булутлиликнинг тақсимоти (баллар).

Йил мобайнида катта миқдордаги булутлилик (7,0-8,0 ва ундан ортиқ) Тинч ва Атлантика океанларининг шимолида, шунингдек Европанинг шимоли-ғарбий ҳудудларида, Япон оролларида ва жанубий океанларнинг

юқори кенгликларида кузатилади. Қишда у Ғарбий Сибир ва Буюк кўллар худудида катта миқдорларни ташкил этади. Ёзда булутлилик Ҳиндистон ва Гвинея кўрфазининг муссонли худудларида ортади.



54-расм. Июлда ўрта булутлиликнинг тақсимои (баллар).

Россияда энг катта булутлилик миқдориға эға жойлар унинг Европа қисмининг шимоли-ғарбига тўғри келади. Оқ денгизда ўртача йиллик булутлилик 7,7 га, Сосновец маяки яқинида қишда 9,0 тенг бўлади.

Булутлилик булутли ва булутсиз кунлар миқдориға, шунингдек куёшнинг нур сочиб туриш давомийлигига таъсир кўрсатади. Булутли ва булутсиз кунларнинг сони, худди умумий булутлиликдек, суткалик ва йиллик ўзгаришларға ҳамда географик тақсимотға эға. Баъзи кузатиш натижаларини келтирамиз.

Ливиядаги баъзи станцияларда йил давомида 293 булутсиз кун, Ўзбекистон ва Туркменистонда – 260-270 кун, Кола яриморотида фақат 9 кун кузатилади. Шотландияда Бен-Невис тоғ станциясида йил давомида 247 булутли кун, Тайван оролининг шарқий қирғоғида – 233 кун кузатилади.

7.8. Ёғинлар ҳосил бўлиши жараёни. Атмосфера ёғинларининг таснифи. Ёғинларнинг географик тақсимои

Атмосферадан ер сиртиға ёғиб тушган сув томчилари ва муз кристаллари **атмосфера ёғинлари** деб аталади. Ёғинлар Ерда нам

айланишининг бўғинларидан биридир. Қуруқликда намликнинг асосий манбаи - атмосфера ёғинларидир.

Ёғинлар ҳосил бўлишининг физикавий жараёнларини кўриб чиқайлик.

Булут ривожланишининг бошланғич босқичларида энди пайдо бўлган булут элементларининг йириклашишида сув буғининг конденсация жараёни асосий рол ўйнайди. Конденсация булут томчилари юзасига нисбатан буғнинг кичик ўта тўйиниши ҳисобидан амалга ошади. Булут томчиларининг ўлчамлари ҳар хил бўлганлиги учун, уларга нисбатан тўйинган сув буғининг босими ҳам турлича бўлади. Сув буғининг майда томчиларини йирик томчиларга айлантирувчи ўта конденсация жараёни бошланади. Булутда ўта совуқ ҳолатдаги томчилар билан биргаликда муз бўлакчалари пайдо бўлади ва булут элементлари яна ҳам тез ўса бошлайди. Ўта совуқ ҳолатдаги сув томчилари устидаги тўйинган буғнинг босими муз устидагидан катта бўлганлиги сабабли, ўта совуқ ҳолатдаги томчилардан муз кристалларга сув буғининг ўтиши кузатилади.

Иккинчи босқичда, томчи ва муз кристалларининг катталиги 20-60 мкм гача етганида, булут элементларининг бирлашиши (**коагуляция**) жараёни асосий рол ўйнай бошлайди. Булут элементларининг коагуляцияси асосан уларнинг турли тушиш тезлигига (**гравитацион коагуляция**) боғлиқ. Булут элементларининг турбулент ва Броун ҳаракатига боғлиқ бўлган коагуляция ҳам маълум рол ўйнайди. Коагуляция туфайли томчи ва кристалларнинг катталиги ўнлаб микрометрлардан бир неча миллиметрларгача ўсиши мумкин.

Ёғинлар ҳосил бўлиши назариясидан маълумки, коагуляция ҳисобига томчиларнинг катталишиш тезлиги уларнинг радиуси квадратига пропорционал, конденсация орқали катталашиш тезлиги эса радиусга тесқари пропорционал. Демак, томчиларнинг радиуси катталашган сари коагуляциянинг аҳамияти ортиб боради.

Булут элементлари катталашиши ва ёғинлар ҳосил бўлиши учун вертикал ҳаракатлар катта аҳамият касб этади. Кўтарилувчи ҳаракатларда ҳаво ҳарорати адиабатик қонун бўйича ўзгаради, бу эса сув буғининг ўта тўйинишига олиб келиб, коагуляция асосий рол ўйнай бошлайдиган томчиларнинг катталигига ҳам конденсацион ўсишни таъминлайди. Кўтарилувчан оқим билан катта баландликка кўтарилган томчилар, пастга тушганда булутда катта масофани босиб ўтади ва коагуляция ҳисобига йирик ўлчамларгача ўсиб боради.

Ёғинларнинг миқдори горизонтал юзага ёғин пайтида тушган сув ҳосил қилган қатламнинг (сувнинг тупроққа шимилиши, буғланиши, шунингдек сув оқими назарга олинмаганда) миллиметрларда ўлчанган баландлигидир. Баъзи мамлакатларда (АҚШ) ёғинлар миқдори дюймда ($1 \text{ дюйм} = 2,52 \text{ мм}$) ўлчанади. Ёққан ёғинларни 1 мм ри 1 м² юзага тушган 1 кг сув миқдорига мос келади.

Ёғинлар булутлардан ёққан ёғинлар ва ер усти гидрометеорларига ажратилади.

Булутлардан ёққан ёғинлар элементларнинг тузилиши ва катталигига (**морфологик тасниф**) ҳамда ҳосил бўлишининг физикавий шароитига (**генетик тасниф**) қараб таснифланади. Бундан ташқари ёғинлар агрегат ҳолатига (суюқ ва қаттиқ ёғинлар) қараб ҳам ажратилади.

Агрегат ҳолатига кўра қуйидаги ёғин турлари ажратилади.

Ёмғир – диаметри 0,5-8 мм га тенг томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Каттароқ бўлган томчилар пастга тушаётганда парчаланади. Жала ёмғирларда, айниқса ёмғир бошланишида, томчиларнинг диаметри буркамадагилардан каттароқ бўлади. Манфий ҳароратларда баъзан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши мумкин. Ерга тушганда улар музлаб қолади ва муз қатламни ҳосил қилади.

Ёмғир томчиларининг тушиш тезлиги 8-10 м/с етади. Ёмғирлар ёмғирли қатламли (*Ns*) ва ёмғирли тўп-тўп (*Cb*), баъзи юқори қатламли (*As*) булутлардан ёғиши мумкин.

Шивалама - диаметри 0,05-0,5 мм га тенг, пастга тушиш тезлиги жуда кичик бўлган томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Улар шамол билан горизонтал йўналишда осонгина кўчирилади.

Шивалама қатламли (*St*) ва тўп-тўп қатламли (*Sc*) булутлардан, шунингдек туман пайтида ёғиши мумкин. Шиваламанинг интенсивлиги 0,25 мм/соат дан ошмайди, тинч ҳавода томчиларнинг тушиш тезлиги 0,3 м/с дан кичик бўлади.

Қор - мураккаб муз кристаллардан иборат бўлган қаттиқ ёғинлар. Муз кристалларнинг шакллари турлича бўлиб, ҳосил бўлиши шароитига боғлиқ. Муз кристалларининг асосий шакли – олти нурли юлдузчалардир.

Юлдузчалар олтибурчакли ясси сиртлардан ҳосил бўлади, чунки шу ясси сиртларнинг бурчакларида сув буғининг сублимацияси энг тез кузатилади. Бу нурларда, ўз навбатида, тармоқланишлар ҳосил бўлади. Қор юлдузчаларининг диаметрлари турлича бўлади (бир неча мм атрофида). Пастга тушганда қор юлдузчалари бир-бирига қўшилиб катта паға-паға кўринишда ёғади (**лайлак қор**). Нолдан юқори ва нолга яқин бўлган ҳароратларда ҳўл қор ёғади.

Лайлак қорнинг радиуси 0,5 мм дан 5 см гача ўзгариши мумкин, радиуси 15-20 см га етган қор юлдузлари ҳам кузатилган.

Ҳўл қор - қор юлдузчалари, томчилар ёки эриётган юлдузчалар кўринишда ёғаётган ёғинлар. Ер сирти яқинида ҳаво ҳарорати 0°C яқин ёки сал юқорироқ бўлгандагина ҳосил бўлади.

Булдуруқ - ўта совуқ сув томчиларининг музлаши ва қорнинг доналашган шаклга келиши натижасида ҳосил бўлган, радиуси 7,5 мм гача етадиган музлаган ёки думалоқ шаклдаги қордан иборат бўлган ёғинлар. Булдуруқларнинг музли ва қорли қисмлари орасидаги ўзаро нисбатига боғлиқ ҳолда уларни қорли доналар, қорли ва музли булдуруқларга бўлишади.

Музли игначалар – олтибурчакли призма ва тармоқланишларсиз ясси сиртлар кўринишда бўладиган муз кристаллардан иборат ёғинлар. Улар

кишда паст ҳароратларда қуйи ёки ўрта қаватдаги булутлардан ёғади. Юқори қаватдаги булутлар худди шундай музли игначалардан иборат бўлади.

Музли ёмғир – диаметри 1-3 мм ўлчамли тиниқ музли шарчалардан (ҳавода музлаган ёмғир томчилари) иборат бўлган ёғинлар. Ёғинларнинг бу тури камдан-кам учрайди.

Дўл – диаметри бир неча миллиметрдан 6 см гача ва ундан катта ўлчамли шар шаклидаги муз бўлакчаларидан иборат бўлган қаттиқ ёғинлар. Айрим ҳолларда дўлчаларнинг вазни 300 г дан ортиқ бўлиши мумкин. Дўлчалар оқ жилосиз ядро ва унинг устида кетма-кет жойлашган тиниқ ва жилосиз муз қатламларидан иборат бўлади.

Дўлчаларнинг ўлчами ва кўриниши уларнинг ўз «ҳаёти» давомида бир неча маротаба вертикал ҳаво оқимлари билан пастга ва юқорига кўчганлигини исботлайди. Вертикал кўтарилишларда ўта совиган ҳолатдаги томчилар билан тўқнашиши натижасида дўлчаларнинг ўлчамлари ортади. Пастга тушиб, мусбат ҳароратли қатламларда дўлчаларнинг сирти эрийди, юқорига кўтарилганда - яна музлайди ва ҳ.к.

Дўл ҳосил бўлиши учун булутларнинг сувлилиги анча катта бўлиши керак, шу сабабли дўл фақат йилнинг илиқ фаслида ер сирти яқинида юқори ҳароратлар кузатилганда ёғади. Дўл ўрта кенгликларда тез-тез, тропикларда катта интенсивлик билан ёғади. Қутбий кенгликларда дўл кузатилмайди.

Ҳосил бўлишининг физикавий шароитларига (генетик аломати бўйича) кўра ёғинлар учта гуруҳга бўлинади:

- **буркама ёғинлар** - ёмғир ва қор, баъзида ҳўл қор кўринишда ёмғирли қатламли ва юқори қатламли (*Ns-As*) булутлардан ўртача интенсивлик билан кенг майдонларда узоқ муддат ёғадиган ёғинлар;
- **жала ёғинлари** - дўл, булдуруқ, қор ва ёмғир кўринишда ёмғирли тўп-тўп (*Cb*) булутлардан ёғадиган ёғинлар. Бу ёғинлар бирданига ёға бошлайдиган, қисқа муддатли, интенсивлиги кескин ўзгарадиган характерга эга. Жала ёғиши кўпинча момақалдироқ ва қасирға билан бирга кузатилади;
- **шивалама ёғинлар** – турғун стратификацияланган ҳаво массаларида ҳосил бўладиган зич қатламли (*St*) ва тўп-тўп қатламли (*Sc*) булутлардан ёғадиган ёғинлар.

Ёғинларнинг интенсивлиги ва давомийлиги муҳим характеристика ҳисобланади. Ёғинлар интенсивлиги деб бирлик вақт давомида ёққан ёғинлар миқдори тушунилади (мм/мин, мм/соат, суткалик максимуми). Жала ёғинлари энг жадал ёғинлардир, уларнинг ўртача интенсивлиги 0,03-0,05 мм/мин тенг бўлиши мумкин. Шивалама ёғинлар энг кичик интенсивликка эга.

Ер шарининг турли жойларидаги ўта кучли (жадал) жала ёғинларининг характеристикалари 7.4-жадвалда келтирилган.

Ўта кучли жала ёғинларнинг характеристикалари

Худуд	Ёғин миқдори, мм	Давомийлиги, мин	Интенсивлиги, мм/мин
Австралия	650	120	5,42
Германия	126	83	15,75
Швейцария	22	5	4,46
Руминия	205	20	10,20
Жанубий Африка	356	15	23,73
Жанубий Калифорния	26	1	26,0
Панама	63	6	12,60
АҚШ	31	1	31,00
АҚШ	18	1,4	12,50
Ямайка ороли	195	15	13,00
АҚШ	300	42	7,10
Украина (Карпатлар)	-	1	9,50
Туркменистон	-	-	2,17

Жадвалдан кўриб турибмизки, жала ёғинларининг интенсивлиги қанча катта бўлса, уларнинг давомийлиги шунча қисқа бўлади. Давомийлиги катта ва жадал жала ёғинлари айниқса хавфли.

Ёғинларнинг суткалик ўзгаришини кўриб чиқамиз. Ёғинлар миқдорининг суткалик ўзгаришини аниқлаш учун сутканинг маълум соатлари оралиғида ёққан ёғинлар уларнинг суткалик миқдорига нисбатан фоизларда ажратиб олинади. Бунда икки кузатиш жойи ўртасидаги кескин ўзгарадиган мутлақ қийматлар олинмайди, чунки улар таққослашни қийинлаштиради.

Ёғинларнинг суткалик ўзгариши ниҳоятда мураккаблигига қарамай куруқликда ёғинлар суткалик ўзгаришларининг икки асосий тури ажратилади – **континентал** ва **қирғоқбўйи**. Бироқ, маҳаллий шароитларга боғлиқ равишда бу турлардан четланишлар ва уларнинг мураккаблашиши кузатилади.

Континентал турда ёғинларнинг максимуми тушдан кейин ва кучсиз иккинчи максимум – эрталаб кузатилади. Ёғинларнинг минимуми эса ярим тундан кейин, иккинчи минимум – тушдан олдин кузатитлади. Асосий максимум кундузги конвекция кучайиши билан, иккинчиси эса – тунда қатламли булутларнинг ривожланиши билан боғлиқ. Ёзда асосий максимум қишга нисбатан яққолроқ ифодаланган – бу конвекциянинг йиллик ўзгариши билан изоҳланади.

Суткалик ўзгаришнинг бу тури тропиклар учун характерли, чунки бу ерда кундузги конвекция кучлироқ ривожланади, фронтал булутларнинг

(сезиларли суткалик ўзгаришга эга бўлмаган) такрорланувчанлиги эса кичикроқ.

Суткалик ўзгаришнинг **қирғоқбўйи турида** ёғинларнинг максимуми эрталабга ва тунга, минимуми эса – тушдан кейинги соатларга тўғри келади. Суткалик ўзгаришнинг бу тури ёзда қишдагига нисбатан яққолроқ ифодаланган. Баъзи ясси қирғоқлар ёзда кундузи кам булутлилиқ ва, демак, ёғинларнинг камлиги билан ажралиб туради. Гап шундаки, ҳаво денгиздан илиқ ер сиртига ўтганда кундузи унинг нисбий намлиги камаяди ва булутларнинг ривожланиши қийин бўлади. Лекин, қитъа ичига кириб борган сари нотурғунлик ортиши билан булутлилиқ ва ёғинлар кўпаяди.

Баъзи жойларда ёғинларнинг суткалик ўзгариши қишда қирғоқбўйи турига, ёзда – континентал турга (масалан, Парижда) яқинлашади.

Қитъаларда ёғинлар такрорланувчанлигининг суткалик ўзгариши ёғинлар миқдорининг суткалик ўзгариши билан устма-уст тушади. Ёғинларнинг жадаллиги қитъаларда тушгача минимал, тушдан кейин ва кечки пайт максимал қийматларга эга бўлади.

Европада ёғинларнинг суткалик миқдори 350 мм гача етиши мумкин, Украинанинг жануби-ғарбида – 210 мм. Тропик кенгликларда энг катта суткалик максимумлар 1050 мм дан ошиши мумкин (Черрапужи, Филиппин, Реюньон ороли).

Ёғинларнинг максимал суткалик интенсивлиги камдан-кам ҳолларда ўртача ойлик миқдорларига (20-30 мм дан ортиқ) етиши мумкин.

Ёғинларнинг йиллик ўзгариши атмосферанинг умумий циркуляцияси ва маҳаллий физик-географик шароитларга боғлиқ. Йиллик ўзгаришининг асосий турларини кўриб чиқайлик.

а. Экваториал тур. Экватор яқинида (иккала яримшарда тахминан 10° кенгликкача) йил давомида нисбатан қуруқ мавсумлар билан ажралган **иккита ёмғирли мавсумлар** кузатилади. Ёмғирли мавсумлар тенг кунликдан кейинги, ички тропик конвергенция зонаси экваторга энг яқин ва конвекция энг кучли ривожланган даврга тўғри келади. Асосий минимум, ички тропик конвергенция зонаси экватордан энг узоқ бўлганида, шимолий яримшарнинг ёзига тўғри келади. Масалан, Либревил станциясида (0,5° ш.к., 95° ш.у.) ёғинлар миқдорининг йиғиндиси қуйидагича тақсимланган: феврал – 220 мм, март – 340 мм, июл – 3 мм, ноябр – 380 мм, йилда – 2410 мм.

б. Тропик тур. Тропик зонанинг ташқи чегараларига яқинлашган сари ҳароратнинг йиллик ўзгаришидаги иккита максимум битта ёзги максимумга бирлашади. Шу билан бирга иккита ёмғирли бирлашиб, битта ёмғирли мавсумни ташкил қилади. Тропик яқинидаги ҳудудлар йил давомида тўрт ой кучли ёғинлар билан характерланади, саккиз ой эса - қуруқ бўлади. Масалан, Сан-Салвадор станциясида (13,7° ш.к., 89,2° ғ.у.) ёғинлар миқдорининг йиғиндиси қуйидагича тақсимланган: январ – 10 мм, июн – 320 мм, йилда – 1800 мм.

в. Тропик муссонлар тури. Муссон циркуляцияси яхши ифодаланган тропик ҳудудларда (Ҳиндистон, Хитойнинг жануби-шарқи, Гвинея кўрфази, Австралиянинг шимолий қисми) ёғинларнинг йиллик ўзгариши тропик

типдагидек – максимум ёзда, минимум – қишда, фарқи – амплитуда каттарок бўлади. Масалан, Бомбей станциясида ($18,9^{\circ}$ ш.к., $72,9^{\circ}$ ш.у.) – декабрда – 1 мм, июлда – 610 мм, йилда – 1840 мм.

Орография таъсирида ёзги муссон ёғинларининг миқдори кескин ортиши мумкин, масалан Черрапунжи станциясида ($25,3^{\circ}$ ш.к., $91,8^{\circ}$ ш.у.) декабрда – 10 мм, июлда – 2730 мм, йилда – 11020 мм га етиши мумкин.

г. **Ўрта Ер денгизи тури.** Субтропик кенгликларда оролларда ва қитъаларнинг ғарбий қисмларида ёмғирли ва қуруқ мавсумлар орасида фарқланиш (баъзида кескин) кузатилади. Ёғинларнинг максимуми ёзга эмас, балки қишга ёки кузга тўғри келади. Қуруқ ёз кам булутли об-ҳаво билан характерланадиган субтропик антициклонларнинг таъсири билан боғлиқ. Қишда антициклонлар кичикроқ кенгликлар томон силжийди ва ўрта кенгликлардаги циклонал фаолият субтропикларга тарқалади. Нам ва қуруқ мавсумлар ярим йилдан давом этади. Ёғинлар йиллик ўзгаришининг бу типи атмосфера циркуляцияси шароитлари ўхшаш бўлган Ўрта Ер денгизи мамлакатларида, Калифорния, Африка жанубида, Австралия жанубида айниқса кескин ифодаланган. Бу типга Қримнинг жанубий қирғоғидаги, Ўрта Ер денгизи иқлимининг энг шимолий четидаги ва Ўрта Осиё саҳроларидаги ёғинлар киради. Масалан, Гибралтар станциясида ($36,1^{\circ}$ ш.к., $5,4^{\circ}$ ғ.у.) – июл – 1 мм, ноябр – 160 мм, йилда – 910 мм; Ялтада ($44,5^{\circ}$ ш.к., $34,2^{\circ}$ ш.у.) – январ – 80 мм, август – 30 мм, йилда – 600 мм; Тошкентда ($41,3^{\circ}$ ш.к., $68,3^{\circ}$ ш.у.) – август – 1 мм, март – 60 мм, йилда – 350 мм.

д. **Ўрта кенгликлардаги қитъаларнинг ички қисмлари тури.** Ўрта кенгликларда қитъаларнинг ички қисмларида антициклонларда ёғинларнинг максимуми ёзга, минимуми - қишга тўғри келади. Осиёда йиллик ўзгаришнинг бу тури айниқса кескин ифодаланган, чунки бу ерда қишда қуруқ об-ҳаволи бақувват антициклонлар ҳукмронлик қилади. Йиллик ўзгаришнинг бу типи Шимолий Америка ва Европада ҳам мавжуд. Масалан, ёғинларнинг миқдори Чикагода ($41,9^{\circ}$ ш.к., $97,6^{\circ}$ ғ.у.) январ ва февралда 50 мм гача, июлда – 90 мм, йилда – 840 мм; Москвада ($55,8^{\circ}$ ш.к., $37,6^{\circ}$ ш.у.) – февралда – 30 мм, июл – 80 мм, йилда – 600 мм ни ташкил қилади.

е. **Ўрта кенгликлар денгиз тури.** Ўрта кенгликларда қитъаларнинг ғарбий қисмларида қишда циклонлар ёзга қараганда кўпроқ кузатилади. Шунинг учун ҳам у ерда қишки ёғинлар кўп миқдорда бўлади ва йил мобайнида ёғинларнинг тақсимооти етарлича бир текис. Масалан, Ғарбий Европанинг қирғоқларида ёғинларнинг максимуми кузга ва қишга, минимуми эса баҳорга ва эрта ёзга тўғри келади. Бу кенгликларда океанлар устида ҳам ёғинларнинг шундай тақсимооти кузатилади. Масалан, Валенсия станциясида ($51,8^{\circ}$ ш.к., $10,2^{\circ}$ ғ.у.) майда – 80 мм, декабрда – 160 мм, йилда – 1430 мм ёғинлар ёғади.

ж. **Ўрта кенгликлар муссон тури.** Ўрта кенгликларда муссон кузатиладиган ҳудудларда, Осиёнинг шарқида, ёғинларнинг максимуми ёзга, минимуми эса қишга тўғри келади. Муссон ҳудудларида йиллик ўзгариш янада кескин; қитъаларнинг ички қисмидаги ҳудудларга қараганда ёғинларнинг амплитудаси каттарок, айниқса кучли ёзги ёғинлар ҳисобига.

Масалан, Владивостокда (41,3° ш.к., 131,9° ш.у.) январда – 10 мм, сентябрда – 110 мм, йилда эса – 570 мм ёғинлар ёғади.

3. **Қутбий тур.** Қитъаларда қутбий турдаги ёғинларнинг йиллик ўзгариши ёзги максимум билан характерланади, чунки ёзда қишга нисбатан ҳаво намлиги каттароқ бўлади, циклонал фаолиятнинг интенсивлиги эса йил мобайнида кўп ўзгармайди. Масалан, Нижнеколимск станциясида (68,6° ш.к., 161,1° ш.у.) февралдан майгача ойига 5-6 мм, июнда – 40 мм, йилда – 170 мм ёғинлар ёғади.

Бироқ, Арктика ва Антарктиканинг қирғоқ ҳудудларида кучлироқ циклонал фаолият натижасида ёғинларнинг максимуми қишга тўғри келиши мумкин. Масалан, Шпицберген оролида (78,0° ш.к., 14,2° ш.у.) июнда – 10 мм, декабрда – 40 мм, йилда – 320 мм; Мирний станциясида (66,5° ж.к., 93,0° ш.у.) январда – 4 мм, июлда – 106 мм, йилда – 626 мм ёғинлар ёғади.

Ёғинларнинг йиғиндиси билан бир қаторда **бир ойга ёки бир йилга тўғри келадиган ёғинли кунлар сони** ҳам муҳим иқлимий элемент ҳисобланади.

Россиянинг Европа қисмида бир йилда ёғинли кунлар сони шимолда 200-220 кунга, ғарбда - 180-190 кунга, шарқда - 120-140 кунга, Украинанинг жанубида ва шимолий Қримда – 70-100 кунга, Кавказнинг Қора денгиз қирғоғида ва Қримнинг жанубий қирғоғида - 120-140 кунга, Каспий олди пастлигида – 50-60 кунга тенг бўлади. Москвада ёғинли кунлар сони 187 га етади.

Соатларда ёғинларнинг йиллик давомийлиги Россиянинг Европа қисмида шимолда 1200-1500 дан жанубда 600-900 соатгача етади. Шимолий Урал олдида ва Шимолий Қозоғистоннинг ғарбида у айниқса катта (2000 соатдан ортиқ), қуйи Волгада ва Каспийолди пастлигида у энг кичик (400-500 соатдан кичик). Москвада ёғинли соатларнинг йиллик сони 1330 га тенг.

Ўрта кенгликларда ёзда ёғинларнинг ойлик йиғиндилари каттароқ бўлишига қарамай ёғинларнинг соатлардаги давомийлиги энг кичик бўлади, қишда эса энг катта.

Ёғинлар ойлик ва йиллик йиғиндиларининг ўзгарувчанлиги кўрилаётган жой иқлимининг муҳим характеристикаси ҳисобланади. Ёғинлар ойлик ва йиллик йиғиндиларининг ўзгарувчанлиги деб ойлик ёки йиллик ёғинлар йиғиндиларининг меъёрдан фоизларда ифодаланган ўртача мутлақ четланиши тушунилади.

Ёғинлар ойлик йиғиндиларнинг ўзгарувчанлиги Шимолий Америкада ва Евросиёнинг катта қисмида 10-20%, иккала қитъаларнинг шимолида - 20-30%, саҳроларда - 30% дан ортиқ бўлади. Бошқа қитъаларнинг саҳроларида ҳам ёғинларнинг ўзгарувчанлиги катта.

Норвегия денгизининг қирғоқларида ёғингарчилик энг катта бўлган йилда энг куруқ йилга қараганда ёғинлар 1,5-2 марта, Ўрта Европада – 3 марта, Россияда – 2,5-3 марта, Италияда – 4 марта кўпроқ ёғади.

Ёғинлар ойлик йиғиндиларнинг ўзгарувчанлиги Ўрта Европада меъёрдан 25%, Жанубий Европада - 50-60%, Россиянинг Европа қисми

шимолида ва Сибирда – 40-50%, Россиянинг жанубида – 50-70%, Астраханда июнда – 90% ни ташкил қилади.

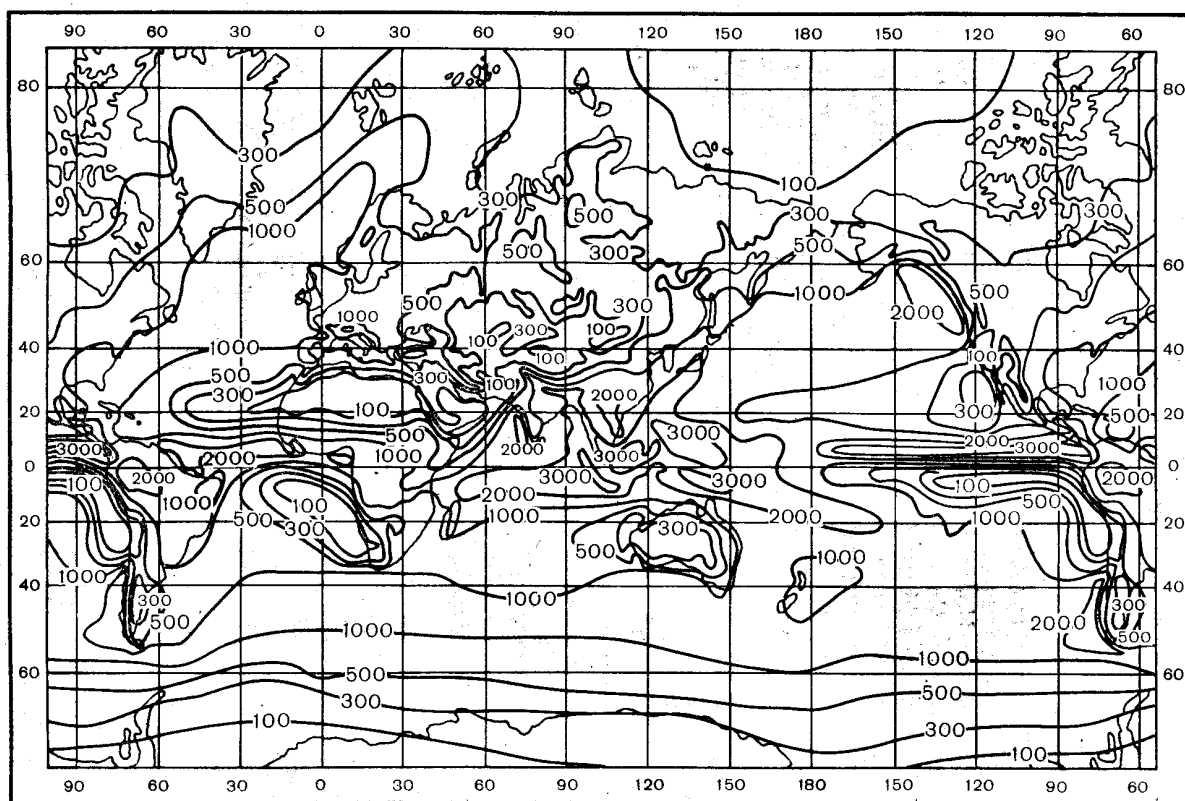
Сан-Салвадорда (Марказий Америка) 1954 йилда апрелда – 510 мм, 1955 йил апрел ойида эса фақат – 30 мм ёғинлар ёққан.

Жаҳоннинг ўрмон-дашт ва дашт ҳудудларида маҳаллий ёғинларнинг катта ўзгарувчанлиги қурғоқчиликка олиб келиши мумкин. *Қурғоқчилик* – бу ёғинларнинг меъёрга нисбатан узоқ муддатли ва катта етишмаслигидир. Қурғоқчилик баҳорда ва ёзда юқори ҳароратларда юзага келади, унинг натижасида тупроқда намлик камаяди ва ўсимликларнинг меъёрий ривожланиши учун ноқулай шароитлар юзага келади. Ҳосил учун ноқулай оқибатлар келтирадиган қурғоқчиликлар дашт зоналарига характерли; Жанубий Украина, Қуйи Волга, Шимолий Қозоғистон, АҚШнинг баъзи ҳудудлари. Қурғоқчиликлар ўрмон-дашт зоналарга камроқ тарқалади. 100 йилда бир-икки марта қурғоқчиликлар хатто Финляндия ва Швецияда кузатилиши мумкин.

Ер шари бўйича ёғинларнинг тақсимооти буғланиш тақсимоотига ўхшаш (55-расм). Қитъаларда, булут ва ёғинлар ҳосил бўлиши жараёнларини кучайтирадиган ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатларини юзага келтирадиган йирик тоғ массивларнинг (Тян-Шан, Помир, Ҳимолай, Кордилери ва бошқа) шамолга қараган ёнбағирларида энг катта фарқлар кузатилади. Иккала яримшарларда океанлар устида ёғинлар миқдори йилига 3000 мм дан (экваториал кенгликларда) 100 мм гача (қутбий кенгликларда) ўзгаради. Энг катта ёғинлар миқдори нисбатан тор ички тропик конвергенция зонасида (экваториал ботиқлик) ёғади. Қуруқликларда бу зонада ёғинлар миқдори буғланишдан анча катта бўлади, бу эса дарёларнинг сув сатҳини анча кўтаради. Бу Марказий Америка, Амазонка ҳавзаси, Ғарбий Африка ва Индонезияга тааллуқлидир. Бу ҳудудларда ёғинларнинг йиллик йиғиндиси 5000-7000 мм гача етиши мумкин. Ниҳоятда кўп ёғинлар орографик шароитлари қулай бўлган тропик оролларда кузатилади. Гавай оролларида тоғ станцияларида йилига 9000 мм дан кўпроқ ёғинлар ёғади.

Ҳинд океанида муссон циркуляцияси ривожланган зонада ҳам ёғинларнинг миқдори катта бўлади. Бу ерда тоғ тизмаларининг шамолга қараган ёнбағирларида энг кўп ёғинлар ёғади. Ҳиндистон ва Бирмада ёғинларнинг йиллик миқдори 3000 мм гача етади. Ҳимолай тоғ олдида денгиз сатҳидан 1300 м баландликда жойлашган Черрапунжи станцияси (25,3° ш.к., 91,8° ш.у.) атрофи Ер шарининг энг кўп ёғинлар ёғадиган ҳудуди ҳисобланади. Бу ерда йилига ўртача 11000 мм дан ортиқ ёғинлар ёғади, энг катта ёғинлар миқдори 23000 мм га етган.

Иккала яримшарларнинг субтропикларида, ҳаво босими баланд бўлган ҳудудларда, булутлилик кам ва ёғинлар миқдори кескин камаяди. Бу зонадаги саҳроларда ёғинларнинг ўртача йиллик миқдори 250 мм, баъзи жойларда – 100 мм дан ошмайди. Шундай жойлар борки, у ерда ёғинлар умуман кузатилмайди ёки бир неча мм га тенг бўлиши мумкин.



55-расм. Ёғинлар ўртача йиллик йиғиндисининг тақсимооти (мм/йил).

Шимолий яримшарда ўрта кенгликлар жанубидаги саҳроларда ёзда юқори ҳароратларда, қишда ҳавонинг босими юқори бўлганда кам булутлилик кузатилганлиги учун ёғинларнинг миқдори кам. Масалан, Ўрта Осиёда йилига Тошкентда – 350 мм, Термиз, Қазалинск ва Байрам-Алида – 120-125 мм, Тўрткўлда – 80 мм ёғинлар ёғади. 1903 йилда Байрам-Алида июндан ноябргача умуман ёғинлар кузатилмаган.

Ўрта кенгликларда циклонал фаолият яхши ривожланган, булутлар миқдори анча катта ва кучли бўлиб, музлаш сатҳигача ўсиб боради. Дашт зонасида ёғинларнинг йиллик миқдори кам – 300-500 мм, бу ерда қурғоқчил йиллар кузатилиши мумкин.

Ўрмонлар зонасида ёғинларнинг йиллик миқдори 500-1000 мм ни ташкил қилади. Бу ерда буғланиш ёққан ёғинлар миқдоридан кам бўлиб, ортиқча намлик кузатилади. Ортиқча ёғинлар миқдори дарёларга оқиб тушади. Қитъаларда океанлардан узоқлашган сари ёғинлар ғарбдан шарққа камайиб боради. Масалан, Европанинг катта қисмида 500-1000 мм ва ундан ортиқ ёғинлар ёғади, Шарқий Сибирда эса, унинг қишқи юқори босимли режими билан – 500 мм дан кам, баъзи ҳудудларда – 250 мм дан кам ёғин ёғади. Қитъаларнинг шарқий қисмларида, муссон циркуляцияси мавжуд бўлган жойларда, ёзги кучли ёғинлар ҳисобига йиллик ёғинлар миқдори янада ортади. Масалан, Иркутскда – 440 мм, Минусинскда – 310 мм, Владивостокда эса – 570 мм ёғин ёғади. Петропавловск-Камчатскийда қишда ҳам кучли ёғинлар ёққанлиги учун йиллик ёғинлар миқдори – 1000 мм дан ортади.

Ўрта кенгликларда ёғинларнинг миқдори тоғлар катта таъсир кўрсатади. Норвегиянинг Атлантика қирғоғида (Бергенда) йилига 1730 мм ёғинлар ёғади, Ослода эса (тоғ ортида) – фақат 560 мм. Шимолий Американинг Тинч океан қирғоғи ва шарқда Қояли тоғлар ортидаги қуруқлик орасидаги ёғинлар миқдорида кескин фарқ мавжуд. Жанубий Американинг жанубидаги ва Янги Зеландиянинг ғарбий қирғоқларида шарқий қирғоқларидагига қараганда йиллик ёғинлар миқдори анча катта. Урал тоғлари, нисбатан паст тоғлар бўлганига қарамай, ёғинлар тақсимоотида катта таъсир кўрсатади; Уфада йилга ўртача 600 мм, Челябинскда эса – 370 мм ёғинлар ёғади.

Европада ёғинларнинг энг катта йиллик миқдорлари Шотландия ва Уэлснинг тоғ станцияларида – 4000-5000 мм, Югославиянинг Адриатика қирғоғидаги тоғ станцияларида – 3500-5000 мм, Алпда – 4000 мм ва ундан кўп миқдорлар кузатилади. Норвегия қирғоғида – 2000 мм ва ундан ҳам кўпроқ бўлади. МДХда энг кўп йиллик ёғинлар миқдори – 3000 мм дан ортик - Кавказ тоғларининг Қора денгиз томондаги ёнбағирларида кузатилади. Аджарияда Цисхара чўққисида йилига ўртача 3900 мм ёғинлар ёғади. Қора денгиз қирғоғида Сочидан Батумигача ёғинлар миқдори 2500-2800 мм гача етади.

Ўрта кенгликлардан юқори кенгликлар томон атмосфера намлиги, шу билан бирга булутларнинг сувлиги камайгани учун ёғинлар миқдори ҳам камайди. Тундра зонасида ёғинли кунлар кўп бўлишига қарамай йилда 300 мм дан кам, Шарқий Сибирда 200 мм ёғинлар ёғади. Лекин, тундра ортикча намгарчилик зонаси ҳисобланади, чунки бу ерда буғланиш ёққан ёғинлардан кичик. Арктик денгизлар ҳавзасида ёғинлар миқдори ундан ҳам кам.

7.9. Қор ва муз қопламининг иқлимга таъсири

Ер сиртига ёққан қор узоқ вақт давом этган ҳавонинг манфий ҳароратларида қор қопламини ҳосил қилади. Кўрилатган ҳудудда ер сиртининг 50% дан кўпроғида қор ётган бўлса, бу жойда қор қоплами бор деб ҳисобланади. Кўрилатган жой иқлимининг шаклланишида қор қоплами алоҳида аҳамиятга эга.

Биринчидан, қор қоплами ер сиртининг радиацион характеристикаларига катта таъсир кўрсатади. Қорнинг юқори албедоси (80-90%) ва унинг инфрақизил спектрдаги кучли нурланиши қор сиртининг кучли совишига олиб келади. Шу билан бирга қорнинг кичик иссиқлик ўтказувчанлиги ер сиртининг совишига йўл қўймайди ва натижада ер сиртининг ҳарорати етарлича баланд бўлади. Қишда қор қоплами қанча юпқа бўлса, тупроқ сирти шунча кучлироқ музлайди.

Иккинчидан, қор қоплами унинг устидаги ҳаво қатламини совитади, натижада қор қоплами устида ҳароратнинг кучли ва чуқур радиацион инверсиялари юзага келади. Баҳорда қор қоплами ҳароратнинг қор инверсияси пайдо бўлишига олиб келади.

Учинчидан, сув захираларининг шаклланишида қор қопламининг аҳамияти ниҳоятда катта. Айнан қор қоплами Евроосиёда дарё сувларининг 50% ни таъминлайди. Ўрта Осиёда барча йирик дарёлар сув билан қор ва музликлар эриши ҳисобига таъминланади. Қор қоплами шу региондаги барча музликларнинг нам захираларини шакллантиради.

Қор қопламининг баҳордаги эриши текисликлардаги дарёларда сув тошқинига олиб келади. Кўтарилган сув сатҳининг баландлиги нафақат қор захираларига, балки қорнинг эриш тезлиги ва ер сиртининг хусусиятларига боғлиқ. Агар кузда қор музлаган ер сиртига ёққан бўлса, у ҳолда сув тошқини ниҳоятда кучли бўлади. Экстремал ҳолларда сув тошқини фожиаи характерга эга бўлиши мумкин.

Тўртинчидан, қор қоплами, айниқса тоғларда, шунингдек ёзда Арктика ва Антарктикада тарқоқ радиация микдорини оширади. Натижада, буюмларнинг ёритилганлиги ошади, бу эса алпинистларда кўз тинишига олиб келади.

Қор қопламининг қалинлиги ва давомийлиги (қор қоплами мавжуд бўлган кунлар сони) асосий характеристикалар деб ҳисобланади.

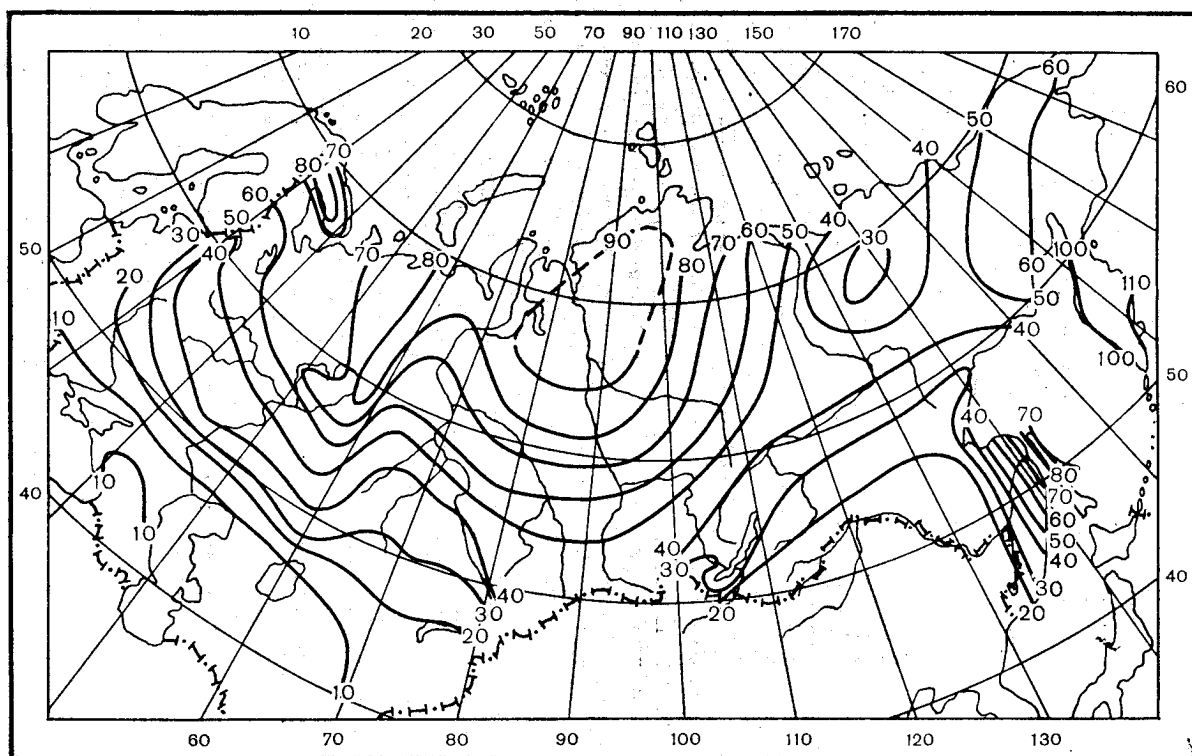
Манфий ҳароратларда қанча кўп қор ёғса ва қишда илиқ ҳаво қанча кам кузатилса, қор қопламининг қалинлиги шунча катта бўлади (56-расм). Россияда кўп йиллик маълумотларга кўра энг қалин қор қоплами Камчаткада (100 см гача), унинг жануби-шарқий қирғоқларида янада қалин қоплам (пана жойларда - 150 см гача, тоғларда – 300 см гача) кузатилади. Худди шундай қор қоплами Сахалинда ҳам кузатилади. Шимолий Уралда ва Ўрта Сибир ясси тоғлигининг Ғарбий тоғ этакларида қор қоплами 90 см гача етади. Бу худуддан жанубга ва ғарбга қор қопламининг қалинлиги камаяди. Россия Европа қисмининг кўп худудларида у 50 см дан ортиқ бўлади. Москвада мартнинг биринчи декадасида қор қоплами 60 см га етади. Жануб томон қор қопламининг қалинлиги камаяди. Қора, Азов ва Каспий денгизларининг шимолий қирғоқларида у 10 см дан кам бўлади.

Қор жуда кўп ёққан йилларда Россиянинг ғарбида қор қоплами кўп йиллик ўртача қалинлигидан 4 марта, шимоли-шарқда эса - 1,5-2 марта катта бўлади.

Ўзбекистоннинг текислик қисмида қор қоплами ҳар йили кузатилмайди. Айрим совуқ қишларда қор қоплами шимоли-ғарбий ва марказий худудларда 5-10 см, шарқий тоғ эталарига яқин худудларда 10-20 см ва ундан ортиқ қийматларгача етиши мумкин.

Қор қопламининг тақсимои жойнинг орографияси ва топографиясига боғлиқ. Релефнинг паст жойларида қор қоплами қалинроқ, чунки у ерга қор шамол билан ҳам келтирилади. Тепаликларда, аксинча, шамол қорни учуриб кетади. Тоғларда шамолга қараган ёнбағирларда ва доvonларда қор қоплами анча қалин бўлади. Ачишхо тоғи яқинида (Кавказорти) қиш охирида қор қоплами ўртача 4-5 м, баъзи йилларда – 7-8 м гача етади.

Ўрта Осиё тоғларида ва доvonларда қор қопламининг қалинлиги 4-5 м ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Бу худудлар кўчки хавфи бўлган худудлар ҳисобланади.



56-расм. МДХ ҳудудидаги қор қопламининг баландлиги (см).

Жануби-ғарбий чеккасидан ташқари Европанинг деярли барча текислик жойларида қор ёғиши кузатилади. Масалан, жанубий Италияда йилда ўртача бир кун қор ёғади ва қор қоплами кузатилмайди. Шимолий Африка қирғоғида, Сурия ва Фаластинда қор йилда бир марта ёки ундан ҳам кам ёғади. Россиянинг барча ҳудудларида қор ёғади. Россиянинг катта қисмида қор йиллик ёгинлар миқдорининг 25-30% ни ташкил қилади. Қримнинг жанубий соҳилида, Кавказorti пастликларида ва Туркменистоннинг жанубида айрим йилларда қор ёғмаслиги мумкин. Бу ерда турғун қор қоплами кузатилмайди ёки кўп турмайди. АҚШда фақат Флорида ва Калифорниянинг жанубларида қор ёғмайди. Мексика ясси тоғларида қор 19° ш.к. қача ёғади, лекин қор қопламининг жанубий чегараси бу ерда ҳам юқорида кенгликларда ётади.

Юқори қутбий кенгликларда (Антарктида, Гренландия, Арктика хавзаси) қор қоплами йил мобайнида сақланади. Ўрта ва тропик кенгликларда қор йил мобайнида фақат баланд тоғларда кузатилади. Ўрта кенгликлардаги текисликларда қор қоплами кузда шаклланади ва баҳорда эрийди.

МДХда биринчи қор қоплами Новосибирск оролларида ўртача август охирида, Россия Европада қисмининг узоқ шимоли-шарқида – октябр бошида, Москвада – ноябр бошида, Қримнинг жанубий соҳилида ва Ўрта Осиёда – январнинг биринчи декадасида ҳосил бўлади. Тепаликларда пастликлардагига қараганда қор қоплами олдинроқ юзага келади. Турли жойларда қор қопламининг пайдо бўлиши санасидаги тебранишлар 35 кундан 85 кунчага етиши мумкин. Турғун қор қоплами одатда биринчи қор билан юзага келмайди. Ҳавонинг иллишида қор қоплами эриши, кейин яна

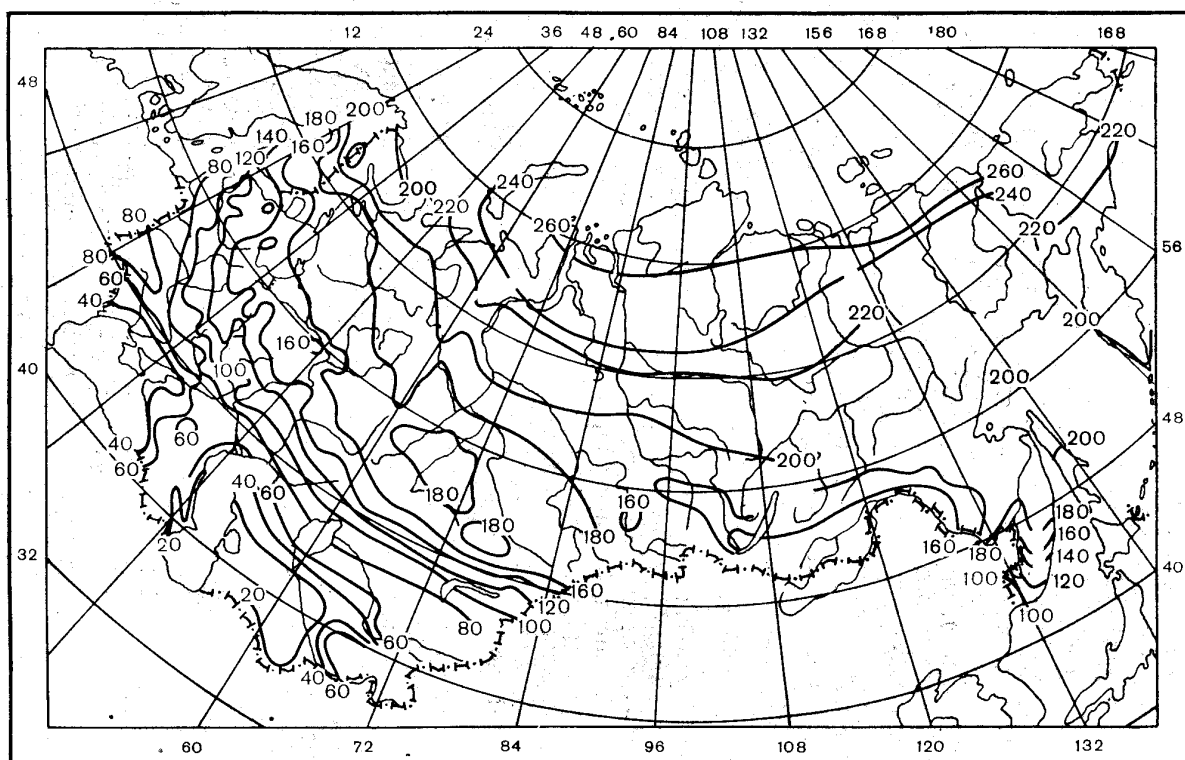
ҳосил бўлиши мумкин ва ҳ.к. Баҳоргача сақланадиган турғун қор қоплами ўртача бир ойдан (МДХ жануби-ғарби) етти ойгача (шимоли-шарқи) кузатилиши мумкин. Шимолий Ер ороллариининг жанубий оролларида қор қоплами тўққиз ойдан кўпроқ сақланади. Қримнинг жанубий соҳилида қор 10 кундан кам, Каспийнинг жануби-шарқий қирғоғида 4 кундан кам ётади (57-расм).

Ўрта Осиёда қор қопламининг давомийлиги 60-70 кундан (шимоли-ғарб) 20 кунгача (жануб) ўзгаради.

Жанубий ҳудудларда қор қопламининг энг катта қалинлиги февралнинг бошларида кузатилади. Февралнинг охирида Қримнинг жанубий соҳилида ва Ўрта Осиёнинг жанубида қор қолмайди. Шимолий Ер оролида қор июлнинг бошларигача ётади.

Тоғли ҳудудларда қор қоплами вертикал тақсимотининг муҳим характеристикаси **қор чизиғи** ҳисобланади. Йил давомида тоғларда қор қоплами сақланиб турадиган баландлик қор чизиғи деб аталади (кўпйиллик ўртача ҳисобда).

Қор чизиғи нафақат ҳарорат режимига, балки қаттиқ атмосфера ёғинлари миқдорида ҳам боғлиқ. Қутбий кенгликларда қор чизиғи паст жойлашган, чунки у ерда, хатто ёзда ҳам, манфий ҳароратлар кичик баландликлардан ёки денгиз сатҳидан бошланади. Маточкин Шарида (76° ш.к.) қор чизиғининг баландлиги 700 м, Шпицбергенда – 300-500 м, Франц-Иосиф Еринининг шимолида - 50-100 м га тенг бўлади. Жанубий яримшарда ёз нисбатан салқин бўлганлиги учун қор чизиғи пастроқ жойлашади; Жанубий Георгия оролида (54° ж.к.) – 500 м баландликда, Жанубий Шетланд ороллари (62° ж.к.) эса доимо қор билан қопланган.



57-расм. МДХда қор қопламли кунлар сони.

Тропик кенгликларга яқинлашган сари қор чизиғи кўтарилади; тропик яқинида у ўртача 5300 м, айрим тоғ тизимларида 6000 м баландликда жойлашган. Экваторга янада яқинлашганда ёғинлар кўпаяди ва қор чизиғи ўртача 4600 м гача пасаяди.

Иқлим континенталлигининг ортиши билан, яъни ёзги ҳароратлар кўтарилганда, ёғинлар эса камайганда, қор чизиғи баландлиги ошади. Алп тоғларида қор чизиғи 2500-3200 м, Кавказда 2700-3900 м, Помирда 4500-5500 м, Қорақурумда 5500-5900 м баландликда жойлашган. Кавказда, Қора денгиздан узоқлашган ва ёғинлар камайган сари, ғарбдан шарқ томонга қор чизиғи баландлиги тез кўтарилади. Кавказ тоғларининг ғарбида у 2700-2900 м баландликда жойлашган, Доғистонда эса 3500-3650 м гача кўтарилади.

Тоғларнинг жанубий ёнбағирларида шимолийларига нисбатан қор чизиғи одатда баландроқ жойлашган бўлади.

Муз қопламининг альбедоси 30-40 % га тенг, яъни кўпчилик табиий сиртларнинг ва тупроқларнинг альбедосидан тахминан икки барабар катта. Музда ютилган иссиқлик унинг эришига сарфланади, натижада муз сиртининг ҳарорати ноль градусдан ортмайди. Шунинг учун ҳам муз қоплами яқинидаги ҳаво ҳароратинисезиларли камайтиради. Бундан ташқари муз сиртининг паст ҳарорати буғланишни камайтиради, табиийки, сув буғи миқдорини ҳам. Музнинг иссиқлик ўтказувчанлиги қорниқидан катта. Сувдан келиб муздан ўтган иссиқлик оқими ҳисобига қор қоплами остида бўлган сув ҳавзалари атрофидаги ҳавога истувчи таъсир кўрсатади. Масалан, муз билан қопланган Байкал кўли қирқоғида қишда ҳаво ҳарорати кўлдан олис жойлардагидек тахминан 50 баландроқ бўлади.

Баъзида, қор сиртида ҳосил бўлган муз қоплами унинг остидаги ўсимликларнинг нобуд бўлишига олиб келади.

Маълум ҳудудларнинг иқлимга абадий музликларни таъсири алоҳида ўрин эгаллайди. Бу ёзда ҳам эримайдиган, тупроқ қатламининг қалинлиги 1-2 метрдан юзлаб метргача етади. Абадий музликларнинг қалинлиги қатор омилларга боғлиқ: тупроқ хоссалари, ўсимлик қоплами, тоғ ён бағирлари экспозицияси, ер ҳарорати режими, қор қоплами қалинлиги қва бошқалар. Масалан, Шимолий Урал тоғ олдида яқин жойлашган Воркутада у 80-130 метр, Вайгач кўли яқинида 400 метр, Нердвикда 600 метр атрофида, Якутскда 210-220 метр, Байкалортида 70-80 метр.

Музлаган тупроқ қатлами сувни ёмон ўтказди. Шу сабабли, ёмғир сувлари ва эриган сувлар тупроқнинг устки қатламида ушланиб қолади, улар ёзда эрийди, бу эса ботқоқланишга олиб келади. Бошқа томондан, ер ишлари учун бу абадий музлик ижобий омил бўлиб хизмат қилиши мумкин. Масалан, Шарқий Сибирда. Бу ерда ёғинлар кам. Музлаган тупроқ сувни ушлаб қолади ва унинг эриб бориши билан тупроқ кўшимча миқдорда сув олади.

Абадий музлик ер ишларида, айниқса, шаҳарсозликда муаммоларни юзага келтиради. Абадий музлик устида қурилган бинолар замин эриши натижасида чўкиши ва қулаши мумкин. Шу муносабат билан иқлимнинг

кутилаётган исиши абадий музлик билан қопланган худудларни ўзлаштиришга сезиларли таъсир кўрсатиши мумкин.

7.10. Ер сирти гидрометеорлари

Сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси бевосита ер сиртида ва ердаги буюмларда кузатилиши мумкин. Агар ер сиртига (тупроқ, ўсимликлар, буюмлар) бевосита тегиб турган ҳавонинг ҳарорати конденсация ёки сублимация нуқтасидан паст бўлиб қолса, сув буғининг фазавий ўтишлари натижасида **ер сирти гидрометеорлари** юзага келиши мумкин. Ер сиртининг ҳароратига қараб суяқ ёки қаттиқ гидрометеорлар ҳосил бўлиши мумкин.

Суяқ гидрометеорларга шудринг ва суяқ қоплама киради.

Шудринг. Шудринг ҳосил бўлишига асосий сабаб тунги нурланиш таъсирида ер сирти ҳароратининг пасайишидир. Ер сиртининг ҳарорати шудринг нуқтаси ҳароратидан паст бўлгандагина конденсация бошланади. Шудринг пайдо бўлишининг зарурий шарти – очик ва тинч (шамолсиз) об-ҳаводир. Бундай шароитда ер сиртининг нурланиши ниҳоятда кучли бўлади.

Буюмларнинг горизонтал сиртларида, ўтларда, ер сиртида конденсация жараёни натижасида ҳосил бўлган майда сув томчилари шудринг деб аталади. Ўсимликларнинг нам бўлмайдиган сиртларида (масалан, марваридгулда) шудринг томчилари бир-бирига қўшилиб йирик томчиларни ташкил қилади.

Шудринг пайдо бўлиши натижасида бир йилда 10-30 мм, Ўрта Осиё саҳроларида – 30-40 мм гача ёғинлар тушиши мумкин.

Суяқ қоплама – бу булутли ва шамолли об-ҳавода совуқ, кўпинча, вертикал (тик) сиртларда пайдо бўладиган сувнинг юпқа қатламидир. Суяқ юпқа қатламнинг пайдо бўлиш сабаби тунги нурланиш эмас, балки совуқ об-ҳаводан кейин нисбатан илиқ ва нам ҳавонинг адвекциясидир.

Илиқ ва нам ҳаво нисбатан совуқ сиртлар (девор, дарахтларнинг танаси) билан учрашганда у совийди ва унинг таркибидаги сув ушбу сиртларда қисман конденсацияланади. Табиийки, бу жараён шамолга рўпара бўлган сиртларда юзага келади ва сирт майда сув томчилари билан қопланади («терлайди»).

Қиров, қаттиқ қоплама, булдуруқ ва яхмалак қаттиқ гидрометеорларга киради.

Ўтларда, тупроқда ва буюмларнинг горизонтал сиртларида узунлиги бир неча миллиметрларга етадиган турли шаклдаги муз кристаллари **қиров** деб аталади. Қировнинг ҳосил бўлиш шароитлари шудринг ҳосил бўлиши билан бир хил, фақат ер сирти ҳарорати манфий бўлиши керак. Совуқ сиртга бевосита тегиб турган ҳаводаги сув буғи сублимация жараёнига учрайди. Қор қопламида ҳам қиров ҳосил бўлади.

Қаттиқ қоплама шамолга рўпара бўлган вертикал сиртларда худди суяқ қоплама ҳосил бўладиган шароитларда юзага келади. Демак, қаттиқ

қопламнинг ҳосил бўлиши ҳам нисбатан илиқ ва нам ҳавонинг адвекцияси билан боғлиқ, фақат бу жараён давомида вертикал сиртларнинг ҳарорати манфий бўлиши керак.

Қаттиқ қоплама, одатда, сиртда зич жойлашган майда кристаллар шаклида бўлади. Баъзида у юпқа, текис ва тиниқ муз қатлами кўринишда ҳосил бўлиши мумкин.

Дарахтларнинг шоҳларида, симларда, сим тўрларда ва бошқа ингичка буюмларда ҳосил бўладиган оқ юмшоқ кристаллар **булдуруқ** деб аталади. Булдуруқ, одатда, туманларда қаттиқ аёзларда юзага келади. Ўта совуқ туман томчилари буюмлар билан учрашиб музлайди ва кристаллар ўсишига туртки беради. Булдуруқ буюмларнинг шамолга рўпара бўлган томонида пайдо бўлади. Етарлича кучли шамол булдуруқни осонгина учириб кетиши мумкин.

Ўта кучли совуқ ёмғир томчилари, шивалама ёки кучли туман томчиларини музлатиши натижасида ер сиртида ва буюмларда зич муз қатламининг пайдо бўлиши **яхмалак** деб аталади. Яхмалак бевосита сублимация жараёнининг натижаси эмас, балки унинг ҳосил бўлиши учун атмосферадан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши керак.

Яхмалак манфий ҳароратларда (0° дан 15° гача) ҳосил бўлади. Ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ер сиртига тушиб музлаб қолади.

Тиниқ ва хира (жилосиз) яхмалаклар ажратилади. Хира (жилосиз) яхмалак майдароқ томчиларда (шивалама) ва пастроқ ҳароратларда пайдо бўлади. Музнинг қалинлиги бир неча сантиметргача етиши ва шоҳларнинг синишига, симларнинг узилишига олиб келиши мумкин. Яхмалак вақтида ҳар 1 м симда 10 г дан 1 кг гача муз қоплами ҳосил бўлади. Симлардаги музнинг оғирлиги таъсирида симёғочларнинг синиши кузатилган. Бундай шароитларда кўчалар ва йўллар муз билан тўлиқ қопланади, тоғ ўрмонларида эса шаклсиз катта муз парчалари ҳосил бўлади. Денгиз иқлимига эга бўлган тоғли ҳудудларда яхмалак кўп кузатилади.

Муз билан қопланиш – яхмалакка яқин ҳодиса. Бу булутлар, туманлар ва ёғинлар ўта совиган томчиларининг самолёт ва бошқа учиш аппаратлари, шунингдек куруклик ва денгиз транспортлари сиртида музлаши жараёнидир.

7.11. Турубулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламаси

Атмосферада сув буғининг тарқалиши ўртача тезликли тартибланган кўчиш ва турубулент алмашинувдан ташкил топади. Молекуляр диффузия фақат буғланаётган сиртга бевосита яқин жойда, яъни буғланаётган сиртдан бир неча мм масофада сезиларли аҳамиятга эга.

Тўйинмаган ҳаво учун турбулент атмосферада сув буғи узатилиши тенгламасини келтириб чиқарамиз. Ҳаракатланаётган заррача учун сув буғининг масса улуши ўзгармас бўлганлиги сабабли, сув буғининг турбулент оқими унинг масса улуши градиентига мутаносиб бўлади:

$$Q_x = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y}; \quad Q_z = -k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \quad (7.7)$$

бу ерда k'_b – сув буғининг турбулент диффузия коэффиценти, k_b – турбулентлик коэффиценти, ρ_b – сув буғининг зичлиги.

Таъкидлаш керакки, ҳаво намлигининг бошқа характеристикалари (мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг парциал босими, шудринг нуктаси ҳарорати) ҳаво заррачасининг ҳаракати давомида ўзгаради.

Сув буғининг оқими бу бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юзадан оқиб ўтган сув буғининг миқдоридир ($\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

Узатилиш ва оқимни ўзаро боғловчи (6.16) тенглама асосида қуйидагини ёзиш мумкин:

$$\rho \varepsilon_b = -\text{div } \vec{Q} \quad (7.8)$$

Демак, бирлик вақт давомида (1 с) бирлик ҳажмга сув буғининг турбулент узатилиши қуйидагига тенг:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.9)$$

Бундан кейин сув буғининг турбулент диффузия коэффиценти турбулентлик коэффицентиغا тенг ($k'_b = k$) деб ҳисоблаймиз.

(7.9) тенглама таркибидаги ҳадларнинг тартиб қийматлари бир хил эмас – горизонтал турбулент узатилишни ифодаловчи ҳадларнинг тартиб қийматлари вертикал турбулент узатилишни ифодаловчи ҳаддан бир-икки тартибга кичик. Шу сабабли қуйидагини ёзамиз:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.10)$$

Ҳаракатланаётган ҳаво заррачасида сув буғи масса улушининг вақт бўйича ўзгариши унинг тўлиқ ҳосиласи $\frac{ds}{dt}$ билан характерланади. Ҳаво заррачасида сув буғи миқдорининг ўзгариши қуйидагига тенг бўлади:

$$\rho \frac{ds}{dt} = \varepsilon_b \quad \text{ёки} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.11)$$

Тўлиқ ҳосилани x, y, z, t координаталари бўйича хусусий ҳосила орқали ифодалаймиз:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (7.12)$$

(7.12) тенгламани (7.11) тенгламага қўйиб, ҳосил бўлган ифодани $\frac{\partial s}{\partial t}$ га нисбатан ечамиз:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho} \quad (7.13)$$

Бу тенгламага мувофиқ, фазонинг маълум нуктасида сув буғи масса улушининг ўзгариши қуйидаги жараёнлар билан белгиланади.

1. Горизонтал йўналишда ўртача оқим билан сув буғининг тартибланган кўчиши – **сув буғининг адвекцияси**. Агар ҳаво s нинг қийматлари катта ҳудуддан унинг қийматлари кичик ҳудудига кўчса, сув буғи масса улушининг ортиши $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$ кузатилади. Ҳақиқатдан ҳам, ҳаво

оқимини x ўқи бўйича йўналтирсак ($u > 0, v = 0$), у ҳолда $\frac{\partial s}{\partial x} < 0, \frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Аксинча

бўлганида эса $\frac{\partial s}{\partial x} > 0$, сув буғининг масса улуши адвекция таъсирида камаяди

$$\frac{\partial s}{\partial t} < 0.$$

2. Вертикал оқимлар билан сув буғининг тартибланган кўчиши – **сув буғининг конвекцияси**. Агар буғ улуши вертикал бўйича камайса $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$, у

ҳолда кўтариловчи ҳаво оқимларида ($w > 0$) кўрилатган сатҳда сув буғининг масса улуши вақт ўтиши билан ортади $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Пастга тушувчи ҳаво

ҳаракатларида ($w < 0$), у камаяди $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$. Бундай вазият атмосферада тез-тез кузатилади.

3. Турбулент диффузия натижасида сув буғининг кўчиши. Вертикал йўналишда турбулент диффузиянинг роли жуда катта. Турбулент аралаштириш ҳисобига диффузия сув буғи масса улушининг вертикал бўйича текис тақсимланишига олиб келади. Турбулент диффузия йўли билан горизонтал йўналишда сув буғининг кўчиши ниҳоятда кичик. Лекин, тўшалган сиртнинг хусусиятлари кескин ўзгарадиган жойларда (масалан, денгиз соҳили) горизонтал турбулент диффузиянинг улуши ҳисобга олиниши керак.

4. (7.13) тенгламадаги охириги ҳад сувнинг фазавий ўтишлари натижасида (буғланиш, конденсация) ҳаво заррачасида сув буғининг ортиши ёки камайишини характерлайди. Бу ерда m – бирлик вақт ичида бирлик ҳажмда конденсацияланган (ёки буғланган) сув буғи (ёки сувнинг) массасидир.

(7.13) тенглама иккинчи тартибли хусусий ҳосилали дифференциал тенгламадир. Унинг ечилиши зарур бўлган чегаравий ва бошланғич шартларни тўғри бериш билан белгиланувчи қийинчиликларга боғлиқ.

Бошланғич шарт, одатда, бошланғич вақт моментида фазода сув буғи масса улушининг маълум бўлган тақсимооти билан белгиланади. Чегаравий шартлар кўрилатган ҳудуднинг чегараларида сув буғи масса улушининг ўзгаришларини тавсифлайдиган функциялар билан белгиланади. Қуйи чегара сифатида, одатда, Ер сирти олинади. Бунда сув сирти ёки кучли намланган сирт яқинида сув буғи тўйинган ҳолатда деб ҳисобланади. Қуруқ Ер сирти яқинида чегаравий шартларни белгилаш қийин. Бу ҳолларда Ер сиртининг иссиқлик баланси қўлланилади. Юқори чегара сифатида тропопауза ёки сув буғи оқимлари нолга айландиган сатҳ қабул қилинади.

Асосий хулосалар

1. Атмосферага қўшилаётган сув буғининг асосий манбаи табиий шароитдаги буғланиш ҳисобланиб, унинг умумий қонуниятлари Дальтон тенгламаси билан тавсифланади. Бу тенглама ҳамда иссиқлик баланси тенгламаси асосида буғланишни ҳисоблаш формулалари ҳосил қилинган.

2. Атмосферада сув буғи шундай ҳолатдаки, унинг ҳарорати ва босими критик қийматлардан паст бўлади. Бунинг натижасида атмосферада конденсация ва сублимация жараёнлари юз бериб, туманлар ва булутлар пайдо бўлиши мумкин. Сув буғи конденсацияси (сублимацияси)нинг зарурий шарти унинг шудринг (муз) нуқтаси ҳароратидан паст ҳароратгача совиши ҳисобланади. Жараён учун етарли шарт эса атмосферада конденсация ядроларининг мавжудлигидир.

3. Булутларнинг асосий таснифи улар ҳосил бўлишининг морфологик ва генетик аломатлари асосида тузилган. Морфологик (ҳалқаро) таснифда булутларнинг ташқи кўриниши ва уларнинг жойлашиш баландлиги асос қилиб олинган. Генетик таснифда булутлар ҳосил бўлишининг физик шароитлари асос қилиб олинади.

4. Майда булут элементларининг йирикрок томчиларга конденсацияланиши ёғинлар ҳосил бўлишининг бошланғич шарти ҳисобланади. Булутдаги сув томчилари ва муз кристаллари йириклашишининг иккинчи босқичида асосий ролни коагуляция (гравитацион, броун ва бошқа) жараёни ўйнайди.

5. Ер усти гидрометеорлари (шудринг, қиров, яхмалак ва бошқалар) ёғинларнинг тўпланишида муҳим ўрин эгаллайди.

Назорат саволлари

1. Ердаги сув айланиши тўғрисида умумий маълумотларни беринг.
2. Табиий шароитлардаги буғланиш қандай омилларга боғлиқ? Буғланувчанлик нима?

3. Ер юзаси яқинида ҳаво намлигининг қандай суткалик ўзгариш турлари кузатилади?
4. Йил давомида ва баландлик бўйича ҳаво намлиги қандай ўзгаради?
5. Сув буғининг атмосферадаги конденсацияси ва сублимацияси қайси омилларга боғлиқ?
6. Сув буғининг атмосферадаги конденсацияси учун зарурий ва етарли физик шартларни характерлаб беринг.
7. Туманлар таснифни айтиб беринг.
8. Адвектив, радиацион ва буғланиш туманларининг шаклланиши учун қулай метеорологик шароитлар қайсилар?
9. Туманлар қайси физик катталиклар билан характерланади?
10. Туманлар географик тақсимотининг хусусиятлари нимадан иборат?
11. Булутлар қайси физик катталиклар билан характерланади?
12. Булутларнинг морфологик таснифи нима?
13. Булутларнинг генетик таснифи нима?
14. Булутлар миқдори қандай ўлчанади? Уларнинг суткалик ўзгариши қандай?
15. Булут ҳосил бўлиши жараёнининг асосида қайси физик сабаблар ётади?
16. Булутлиликнинг географик тақсимооти қандай хусусиятларга эга?
17. Ёғинлар таснифларини айтиб беринг.
18. Ёғинларнинг йиллик ўзгариши қандай хусусиятларга эга? Ёғинларнинг жадаллиги нима?
19. Ёғинларнинг географик тақсимоотини тавсифлаб беринг.
20. Ер усти гидрометеорлари қайсилар? Улар қандай шароитларда юзага келади?

VIII БОБ. АТМОСФЕРДА ҲАВО ОҚИМЛАРИ

8.1. Шамол. Унинг характеристикалари

1. Ҳавонинг горизонтал ҳаракати **шамол** деб аталади. Шамол пайдо бўлишининг сабаби - фазода атмосфера босимининг нотекис тақсимотидир. Горизонтал барик градиент кучи таъсирида ҳаво заррачасининг ҳаракати юқори атмосфера босими соҳасидан паст атмосфера босими соҳаси томон йўналади. Шамол вектор бўлиб, тезлик ва йўналиши билан характерланади.

Шамол тезлиги м/сек, км/соат ва узелларда (1 денгиз миля/соат) ўлчанади. 1 узел тахминан 0,5 м/сек га тенг. Шамол тезлиги сифат жиҳатидан **Бофорт шкаласи** бўйича балларда баҳоланиши мумкин. Кузатишлар амалга оширилаётган маълум вақт оралиғида текисланган ёки ўртача тезликни ва оний шамол тезлигини ажратишади. Оний шамол тезлиги тўхтовсиз ўзгариб туради. Ер сирти яқинида шамол тезлиги одатда 2-3 м/сек дан 10-12 м/сек гача ўзгаради, довулларда у 30 м/сек гача, баъзида 60 м/сек гача етиши мумкин. Тропик довулларда шамол тезлиги 65 м/сек, кескин кучайиши - 100 м/сек гача етади. Кичик масштабли уюмаларда (кююн, тромб, торнадо) шамол тезликлари 100 м/сек дан катта бўлиши мумкин. Юқори тропосфера ва қуйи стратосферадаги тез ҳаво оқимларида шамолнинг ўртача тезлиги 70-100 м/сек гача етиши мумкин.

Метеорологияда, шамол йўналиши сифатида шамол қайси томондан эсаётган бўлса, шу йўналиш қабул қилинади. Масалан, шимолий йўналиш дейилганда, шамол шимолдан эсаётган бўлади.

Шамол йўналишини аниқлаш учун горизонтнинг 8 асосий: шимол, шимолий-шарқ, шарқ, жанубий-шарқ, жануб, жанубий-ғарб, ғарб, шимолий-ғарб ва улар орасида 8 оралик: шимол шимолий-шарқ, шарқ шимолий-шарқ, шарқ жанубий-шарқ, жануб жанубий-шарқ, жануб жанубий-ғарб, ғарб жанубий-ғарб, ғарб шимолий-ғарб ва шимол шимолий-ғарб румблари ажратилади. Шамол йўналишини кўрсатувчи бу 16 румблар қуйидагича қисқартирилган белгиларга эга (ўзбекча ва халқаро):

Ш	N	Ш	E	Ж	S	F	W
Ш-Ш-Ша	N-N-E	Ша-Ж-Ша	E-S-E	Ж-Ж-F	S-S-W	F-Ш-F	W-N-W
Ш-Ша	N-E	Ж-Ша	S-E	Ж-F	S-W	Ш-F	N-W
Ша-Ш-Ша	E-N-E	Ж-Ж-Ша	S-S-E	Ж-F-Ж	W-S-W	Ш-Ш-F	N-N-W

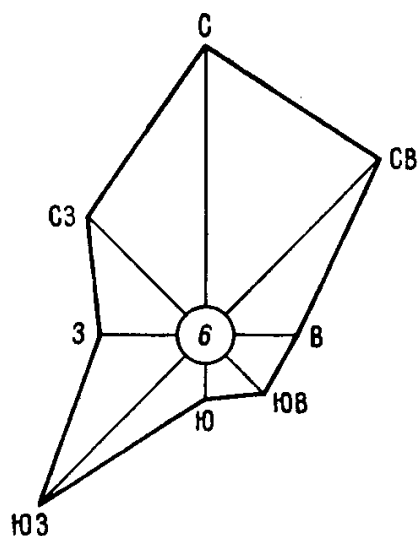
Бу ерда N – норд-шимол, E – ост-шарқ, S – зюйд-жануб, W – вест-ғарб.

Агар шамол йўналиши меридиан йўналишига нисбатан характерланса, у ҳолда бурчак шимолий йўналишдан соат мили бўйича саналади. Шимолий йўналишдаги шамол учун бурчак 0° ёки 360° га, шимолий-шарқ - 45° га, шарқий - 90° га, жанубий - 180° га, ғарбий - 270° га тенг бўлади. Атмосферанинг юқори қатламларида шамол йўналиши, одатда, градусларда, метеорологик станцияларда эса – румбларда ўлчанади.

Шамол тезлиги каби шамол йўналиши ҳам текисланган ва оний қийматларга эга бўлиши мумкин. Шамол йўналишининг оний қийматлари ўртача қиймат (текисланган йўналиш) атрофида тебранади.

Шамол кузатишларининг иқлимий ишловида, ҳар қандай пункт учун асосий румблар бўйича шамол йўналиши такрорланувчанлигининг тақсимотини кўрсатувчи диаграммани тузиш мумкин (58-расм). Бу диаграмма **шамоллар гули** деб аталади. Қутбий координаталар бошидан румблар бўйича (8 ёки 16) узунликлари кўрилатган йўналишдаги шамолнинг такрорланувчанлигига мутаносиб бўлган кесмалар қўйиб чиқилади. Кесмаларнинг учлари синиқ чизиқ билан бирлаштирилиши мумкин. Штил (шамол тезлиги нолга тенглиги) такрорланувчанлиги диаграмма марказида (координаталар бошида) рақам билан кўрсатилади.

Иқлимий карталарда шамол йўналишини тасвирлаш учун унинг йўналиши турли усуллар билан умумлаштирилади. Картанинг турли жойлари учун шамоллар гулини тушириш мумкин. Кўпйиллик давр мобайнида у ёки бу календар ой учун шамолнинг барча тезликларининг тенг таъсир этувчисини аниқлаш мумкин. Сўнг бу тенг таъсир этувчини шамолнинг ўртача йўналиши сифатида қабул қилиш мумкин. Лекин кўп ҳолларда шамолнинг устивор йўналиши аниқланади. Бунинг учун энг кўп такрорланувчанлиги билан белгиланадиган квадрант аниқланади. Устивор йўналиш сифатида квадрантнинг ўртача чизиғи қабул қилинади.



58-расм. Шамоллар гули.

Ҳаво оқими турбулент бўлганлиги сабаби шамолнинг тезлиги ва йўналиши вақт ўтиши билан у ёки бу даражада тебраниб туради. Тезлиги ва йўналиши кескин ўзгарадиган шамол **бирданига кучаядиган шамол** деб аталади. Шамолни бирданига кучайиши ниҳоятда кескин бўлса, у **қасирға** деб аталади. Тезлиги 5-8 м/сек га тенг бўлган шамол мўътадил, 14 м/сек дан ортиқроғи – кучли, 20-25 м/сек дан ортиқроғи – довул, 30 м/сек дан каттароғи – талофат келтирувчи довул (ураган) деб аталади. Қасирғада шамолнинг қисқа муддатли кескин кучайишлари 20 м/сек гача ва ундан ортиқроқ бўлади.

Ер сирти яқинида қисқа муддатли шамолсизлик майдони юзага келиши мумкин – бу **штил** деб аталади.

2. Шамолни вектор катталиқ сифатида узунлиги тезликнинг сон қийматини (танланган масштабда), йўналиши эса шамол қайси томонга йўналганлигини характерловчи стрелка билан ифодалаш мумкин. Масалан, агар шамол шимолий йўналишга эга бўлса, унинг стрелкаси жанубга йўналган бўлиши керак. Шундай қилиб, шамолнинг фазовий тақсимои вектор майдонидан иборат бўлади. Уни турли усуллар билан график тасвирлаш мумкин. Магнит ёки электр майдонларининг куч чизиқлари каби шамол ҳам **оқим чизиқлари** ёрдамида энг кўрғазмали тасвирланади. Майдоннинг шамол маълум бўлган ҳар бир нуқтасида шамол у эсаётган



59-расм. Оқим чизиқлари.

йўналишга эга бўлган стрелка билан туширилади. Сўнгра картада оқим чизиқлари майдоннинг ҳар бир нуқтасида шамолнинг йўналиши шу нуқтадан ўтувчи чизиққа уринма йўналишига мос келадиган тарзда ўтказилади. Майдоннинг

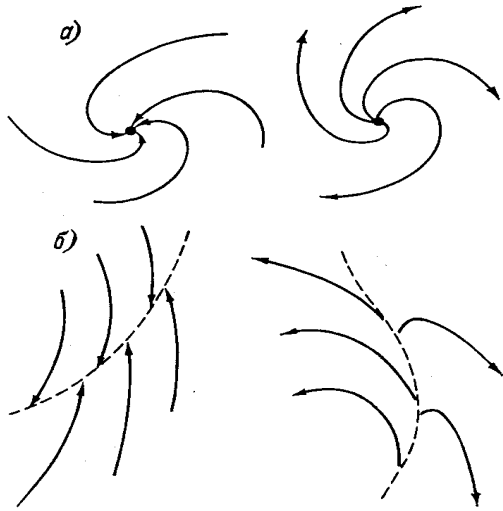
берилган қисмида шамол тезлиги қанчалик катта бўлса, оқим чизиқлари шунчалик бир-бирига яқин ўтказилади. Шундай қилиб картада оқим чизиқлари оиласи (система) ҳосил бўлади (59-расм). Уларга қараб берилган вақтда, берилган соҳада ҳаво қандай

оқимга эга эканлиги тўғрисида бир қараганда хулоса қилиш мумкин бўлади.

Агар шамол майдони турғунлашган бўлса, яъни вақт ўтиши билан тезликлар тақсимои ўзгармаса, оқим чизиқлари ҳаво зарраларининг траекториялари билан мос тушади. Агар бу шарт бажарилмаса, оқим чизиқлари шамол майдонининг оний суратини акс эттиргандек бўлади. Бироқ, бу ҳолда оқим чизиқлари ҳаво зарраларининг траекториялари билан мос тушмайди.

Шамолнинг ўртачаланган характеристикалари бўлган тенг таъсир этувчиси ёки кўп учровчи йўналишлар учун ҳам оқим чизиқларини ўтказиш мумкин.

Оқим чизиқлари ёрдамида олинган расм таҳлил қилинганда айрим жойларда оқим чизиқлари йиғилади, бошқа жойларда эса тарқалади. Оқим чизиқлари битта нуқтага - **йиғилиш нуқтасига** турли томонлардан қуйилгандек бўлади, ёки аксинча, улар битта нуқтадан - **тарқалиш нуқтасидан** барча йўналишлар бўйича тарқалади. Айрим ҳолларда оқим чизиқлари битта чизиққа - **йиғилиш чизиғига** қуйилади, ёки аксинча, битта чизиқдан - **тарқалиш чизиғидан** тарқалади (60-расм).



60-расм. Йиғилиш ва тарқалиш нукталари
(а) ва чизиқлари (б).

Агар йиғилувчи чизиқли майдонга кўчирма ҳаракат кўшилса, оқим чизиқлари йиғилиш чизиғига фақат бир томондан қуйиладиган ва унинг бошқа томонидан чиқадиган ҳолат юзага келиши мумкин. Бу бир томонлама йиғилиш чизиғи деб аталади.

Чизиқларнинг йиғилиши ҳавонинг юқорига ҳаракати билан, тарқалиши эса, аксинча, тарқалаётган ҳавонинг пастга ҳаракати билан бирга кузатилиши кераклигини тушуниш қийин эмас.

8.2. Геострофик ва градиент шамол. Шамолнинг барик қонуни

Агар ҳаво заррасига фақат босим горизонтал градиенти кучигина таъсир этганида, Ньютоннинг 2-қонунига мувофиқ, унинг ҳаракати ўзгармас тезланишга эга бўларди. Сон жиҳатдан бирлик массага нисбатан ҳисобланган $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$ горизонтал барик градиент кучининг қийматига тенг бўлган бу тезланишнинг тартибини аниқлайлик. Нормал атмосфера шароитида ($P_0=1000$ гПа, $T_0=273$ К) ҳаво зичлиги $1,273$ кг/м³ га тенг. Горизонтал барик градиентни 1 гПа/100 км га тенг деб оламиз. У ҳолда, ρ ва $\frac{\partial p}{\partial n}$ ларнинг сон қийматларини $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$ ифодага қўйиб, тезланиш тахминан 10^{-3} м/с² га тенг эканлигини топамиз.

Ҳаво зарраси паст босим томонга ҳаракатланишни бошлаши билан, тезликка нормал бўйлаб ўнгга йўналган (шимолий яримшарда) Кориолис кучи пайдо бўлади. Кориолис кучининг пайдо бўлиши ҳаво заррасининг ўз ўқи атрофида айланаётган Ерга нисбатан, яъни ноинерцион санок системасига нисбатан ҳаракатланишига боғлиқ. Бу ҳолда ер сирти, яъни ҳаракатланаётган ҳаво зарраси билан боғлиқ бўлган координаталар системаси Ернинг суткалик айланиши жараёнида ҳаракатланаётган ҳавода бурилади. Бунда ҳосил бўладиган бирлик массага тўғри келувчи тезланиш $2\omega \sin \varphi \cdot v$ га тенг, бу ерда $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ эканлигини ҳисобга олсак, Кориолис тезланиши $0,75 \cdot 10^{-3}$ м/с², яъни босим горизонтал градиенти кучининг тезланиши тартибида бўлади.

Ҳаво зарраси Кориолис кучи таъсири остида бу куч босим горизонтал градиенти кучи билан мувозанатга келгунча ўнгга бурилади. Бундай ҳолат ҳаво изобаралар бўйлаб ҳаракатланишни бошлаганда юз беради. Бундай

тўғри чизиqli бир текисдаги ишқаланишсиз ҳаракат **геострофик шамол** дейилади (61-расм). Геострофик шамол тезлигини заррага таъсир этувчи кучларнинг мувозанати шартидан аниқлаш мумкин:

$$\vec{G} = \vec{K} \quad \text{ёки} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin \varphi \cdot v_g \quad (8.1)$$

(8.1) дан:

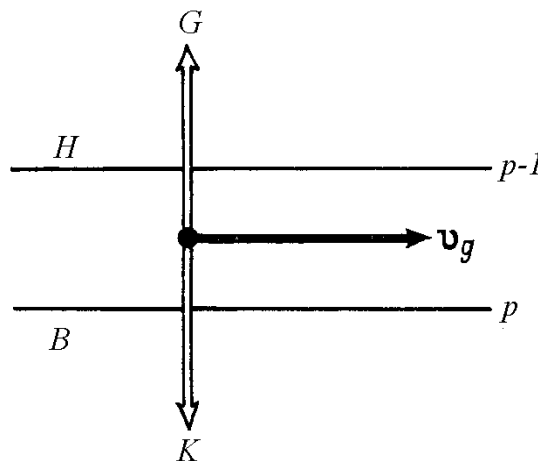
$$v_g = -\frac{1}{2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \quad (8.2)$$

ёки:

$$v_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \quad (8.3)$$

ни ҳосил қиламиз, бу ерда $l = 2\omega \sin \varphi$ – Кориолис параметри.

Юқоридаги мулоҳазалардан геострофик шамол йўналиши изобаралар билан мос тушиши келиб чиқади. Шу билан бирга, агар шамол йўналиши томонга юзланиб турилса, **паст босимли соҳа шимолий яримшарда чапда, жанубий яримшарда ўнгда жойлашади**. Бу қоида **шамолнинг барик қонуни** деб юритилади.



61-расм. Геострофик шамолни аниқлашга доир.

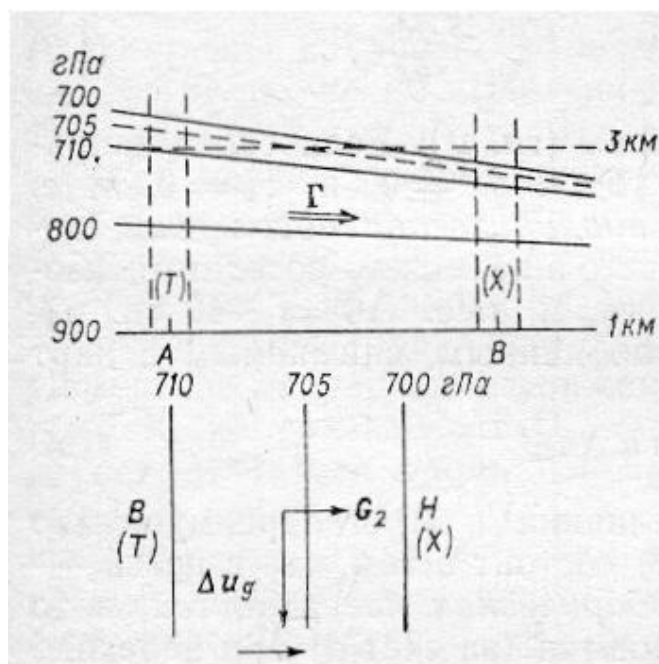
p ва $p-l$ – изобаралар, H – паст атмосфера босими соҳаси, B – юқори атмосфера босими соҳаси, G – босим горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, v_g – геострофик шамол тезлиги.

Геострофик шамол қийматларининг тартибини аниқлайлик. Бунинг учун (8.3) формулага унинг таркибига кирувчи катталикларнинг сон қийматларини қўямиз. 55° кенгликда барик градиентни $1 \text{ гПа}/100 \text{ км}$ га тенг деб олсак, $v_g = 5,8 \text{ м/с}$ ни ҳосил қиламиз.

Ишқаланиш кучларининг таъсирини эътиборга оламаса ҳам бўладиган эркин атмосферада ҳақиқий шамол геострофик шамолга яқин, яъни ҳаво ҳаракати изобаралар бўйлаб юз беради.

2. Эркин атмосферада босимнинг горизонтал градиенти таъсирида шамол тезлиги ва йўналиши ўзгариши мумкин. Юқорида (III боб) босим градиенти ўзгаришлари ҳароратнинг горизонтал градиенти таъсирида юз бериши кўрсатилган эди. Қуйидаги ҳолни кўриб чиқайлик. $z_1=1$ км баландликда босимнинг горизонтал градиенти нолга тенг, демак $v_g=0$ бўлсин (62-расм). А нуқта устидаги ҳаво устунининг ҳарорати В нуқта устидаги ҳаво ҳароратидан юқори. У ҳолда z сатҳда А дан В га йўналган босимнинг горизонтал градиенти $\vec{\Gamma}$ пайдо бўлади. Бу илиқ ҳаво массасида босим баландлик бўйича совуқ ҳаво массасидагига нисбатан секинроқ камайиши билан боғлиқ.

Қўшимча босим градиенти таъсирида изобаралар бўйлаб йўналган ҳаракат вужудга келади. 62-расмнинг пастки қисмида $z_2=3$ км сатҳда горизонтал текисликдаги босим тақсироти кўрсатилган. Келтириб ўтилган фикрлар ва 62-расмдан келиб чиқадики, $\vec{H}$ ҳароратнинг горизонтал градиенти ҳосил қилувчи $\Delta \vec{C}_x$ геострофик шамол орттирмаси $\vec{\Gamma}$ га шундай перпендикуляр йўналганки, шимолий яримшарда совуқ соҳа ҳаракат йўналишидан чапда, илиқ соҳа эса ўнгда жойлашади.



62-расм. Ҳароратнинг горизонтал градиенти таъсирида геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши схемаси.

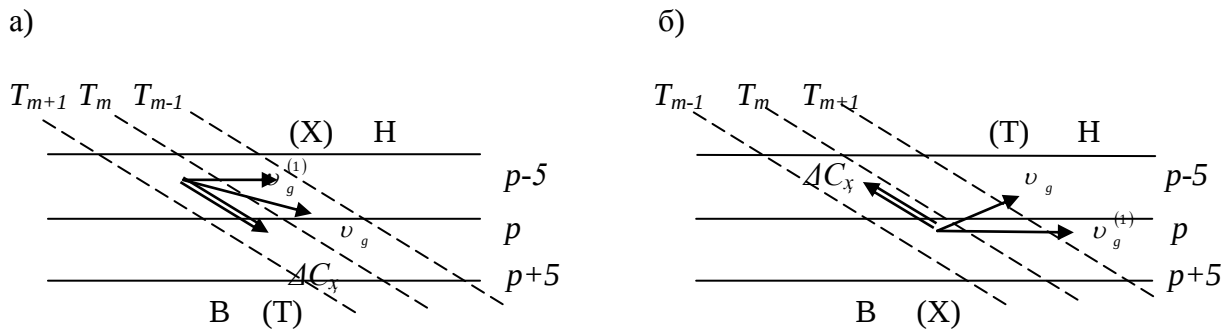
Шундай қилиб, ихтиёрий z баландликдаги геострофик шамолни бошланғич сатҳдаги геострофик шамол $\vec{v}_g^{(1)}$ ва z_1 дан z гача бўлган қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиентига боғлиқ шамоллардан иборат бўлган вектор йиғинди кўринишида ифодалаш мумкин:

$$\vec{v}_g = \vec{v}_g^{(1)} + \Delta \vec{C}_x. \quad (8.4)$$

$\Delta \vec{C}_x$ - қўшимча **термик шамол** деб аталади.

Термик шамол қатламнинг ўртача ҳарорат изотермалари бўйлаб йўналган, унинг модули эса қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиенти ва шу қатламнинг қалинлигига пропорционал. z_1 сатҳдаги горизонтал барик градиентнинг мутлақ қиймати ва $z-z_1$ қатламдаги ўртача ҳароратнинг горизонтал градиенти, шунингдек бу градиентлар орасидаги бурчакка боғлиқ ҳолда геострофик шамолнинг турли вертикал профиллари кузатилади. Алоҳида қизиқиш уйғотувчи икки ҳолни кўриб чиқамиз (63-расм).

Биринчи ҳолда (а-расм) илиқ соҳадан (И) совуқ соҳага (С) кўчиш юз беради, яъни **илиқ адвекция** кузатилади. Шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан ўнгга бурилади ва йўналиши изотермаларга (узиқ чизиқлар) яқинлашади.



63-расм. Геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши.

а) илиқ адвекциядаги ўнгга бурилиш,
б) совуқ адвекциядаги чапга бурилиш.

Иккинчи ҳолда (б-расм) совуқ соҳадан (С) илиқ соҳага (И) кўчиш юз беради, яъни **совуқ адвекция** кузатилади. Бунда шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан чапга бурилади.

Шундай қилиб, **эркин атмосферада шамолнинг ўнгга бурилиши билан илиқ адвекция, чапга бурилиши билан совуқ адвекция боғлиқ бўлади.**

3. Ишқаланиш бўлмаган, бироқ ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб турғунлашган горизонтал ҳаракатини қараймиз. Бу ҳолда ҳаво заррасига босимнинг горизонтал градиенти ва Кориолис кучларидан ташқари марказдан қочма куч ҳам таъсир қилади. Циклонда ҳам, антициклонда ҳам кузатилиши мумкин бўлган бундай ҳаракат **градиент шамол** деб аталади.

Циклондаги градиент шамолида учта кучнинг мувозанати юзага келади: босим градиенти Кориолис ва марказдан қочма кучларни мувозанатлайди (64а-расм). Демак:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = 2\omega v_z + \frac{v_z^2}{r}, \quad (8.5)$$

бу ерда r – циклон марказигача масофа, v_z – циклондаги градиент шамол тезлиги.

(8.5) квадрат тенгламанинг v_z га нисбатан ечими қуйидаги кўринишга эга:

$$v_z = -\omega r + \sqrt{\omega^2 r^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (8.6)$$

(8.6) дан циклон марказида ($r=0$) градиент шамол доим нолга айланиши кўришиб турибди. Марказдан узоқлашиш билан изобаралар қуюқлиги сақланганда градиент шамол тезлиги ортади.

Антициклонда ҳам учта кучнинг мувозанати кузатилади: Кориолис кучи босимнинг горизонтал градиенти ва марказдан қочма кучлар йиғиндиси билан мувозанатланади (64б-расм):

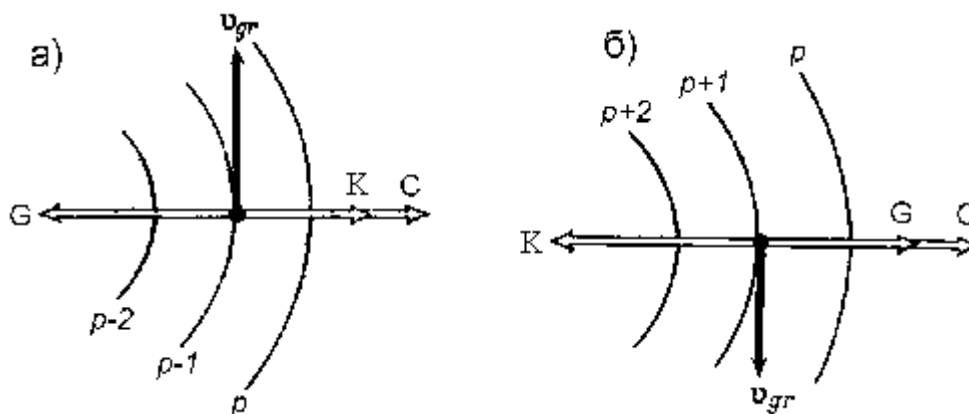
$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{v_{az}^2}{r} = 2\omega \cdot v_{az}, \quad (8.7)$$

бу ерда v_{az} – антициклондаги градиент шамол тезлиги.

(8.7) нинг ечими қуйидагича бўлади:

$$v_{az} = \omega r - \sqrt{\omega^2 r^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (8.8)$$

(8.8) дан стационар антициклон марказида ($z=0$) шамол нолга айланиши келиб чиқади. Марказдан узоқлашганда шамол тезлиги ортади.



64-расм. Циклон (а) ва антициклондаги (б) градиент шамол.
 p , $p-1$ ва $p-2$ – изобаралар, G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи,
 C – марказдан қочма интилма куч, v_g – геострофик шамол тезлиги.

Циклондан фарқли антициклонда градиент шамол тезлиги чекланган. Бу антициклонда $\frac{\partial p}{\partial r} < 0$ (марказдан узоқлашиш билан босим камаяди)

эканлиги билан тушунтирилади. Шу сабабли (8.8) да илдиз остидаги ифода $\frac{\partial p}{\partial r}$ модулининг жуда катта қийматларида нолга айланиши мумкин.

64-расмдан кўриниб турибдики, шимолий яримшарда циклонда ҳаво доим соат милига қарши, антициклонда эса соат мили бўйлаб ҳаракатланади. Жанубий яримшарда ҳаво ҳаракатининг йўналиши қарама-қаршига ўзгаради.

8.3. Ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири

1. Ер сирти яқинида ишқаланиш ва ёпишиш кучлари таъсирида шамол кучли сусаяди, яъни шамол тезлиги ер сирти ва z_0 қалинликли энсиз қатламда нолга айланади. Бу қатлам ғадир-будирлик қатлами дейилади. Ғадир-будир сиртда шамол тезлиги қуйидаги сабабга кўра нолга айланади. Ҳаво молекулалари сирт нотекисликларига урилади ва илгарилама ҳаракат тезлигини йўқотади. Улар бошқа молекулалар билан хаотик тўқнашиб уларнинг ҳаракат тезлигини камайтиради. Молекуляр ишқаланиш кучи ҳосил бўлади.

Сирт нотекисликлари билан тўқнашувда нафақат молекулалар, балки ҳавонинг турбулент ҳаракатга эга бўлган алоҳида ҳажмлари ҳам тезлигини йўқотади. Уларнинг вертикал бўйлаб хаотик ҳаракати ғадир-будирлик қатламида илгарилама ҳаракат тезлигининг йўқотилишига олиб келади.

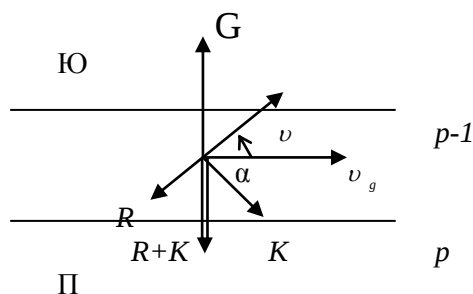
Ишқаланиш кучи ер сирти яқинида энг сезиларли таъсир кўрсатади. Баландликнинг ортиши билан унинг таъсири камайиб боради ва тахминан 1000 м сатҳда ҳаво заррасига таъсир этувчи бошқа кучларга нисбатан анча кам бўлади. Ишқаланиш кучини эътиборга олмаса ҳам бўладиган баландлик **ишқаланиш сатҳи** дейилади.

Ишқаланиш қатламининг қалинлигига атмосфера стратификацияси маълум таъсир кўрсатади. Нотурғун стратификацияда ишқаланишнинг таъсири турғун стратификациядагига нисбатан атмосферанинг каттароқ қатламига тарқалади. Ер сирти яқинида ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири нотурғун стратификацияда турғун стратификациядагига нисбатан камроқ бўлади.

Шамол тезлиги баландлик бўйлаб ортиб боради ва ер сиртидан 1-1,5 км баландликда геострофик шамол тезлигига яқинлашади. Қуруқ бефарқ стратификацияланган қуйи 50-100 м қатламда шамол тезлигининг профили логарифмик кўринишга эга. Турғун стратификацияда шамол тезлиги қуруқ бефарқ стратификациядагига нисбатан тезроқ ортади, нотурғун стратификацияда эса, аксинча, шамол профили бир маромда ўзгаради.

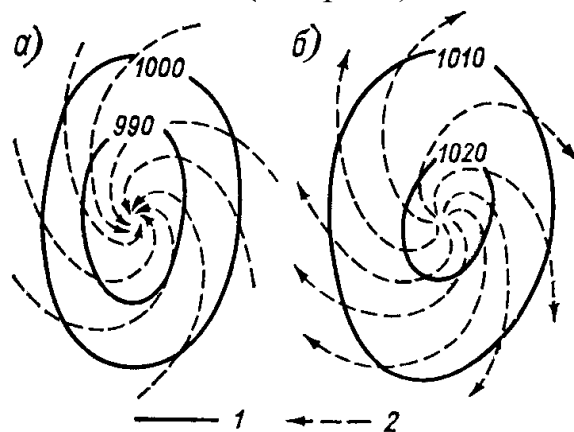
Ишқаланиш кучи шамол йўналишига қандай таъсир кўрсатишини кўриб чиқамиз. Ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизиqli текис ҳаракатини фараз қиламиз. Бундай ҳаракат учта куч: босим градиенти, Кориолис ва ишқаланиш кучларининг мувозанатида юз беради (38-расм). Ишқаланиш кучи доим тезлик векторига қарама-қарши бўлгани учун босим градиенти кучи Кориолис ва ишқаланиш кучларининг вектор йиғиндиси билан мувозанатланиши керак. 65-расмдан кўриниб турибдики, шамол

тезлиги изобаралар бўйлаб йўналмайди, балки улар билан кесишиб, улардан чапга паст босим томонга бурилади. Циклонда ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб ҳаракатланишида циклоннинг пастки қатламларида шамол соат милига қарши эсади ва изобараларни кесиб ўтиб циклоннинг марказига йўналади. Оқим чизиқлари ўтказилса, улар соат милига қарши буралувчи ва циклоннинг марказида йиғилувчи спираллардан иборат бўлади. Яъни циклон маркази йиғилиш нуқтаси ҳисобланади (66а-расм).



65-расм. Ишқаланиш қатламидаги шамол (ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизиқли текис ҳаракати).

G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, R – ишқаланиш кучи, v_g – геострофик шамол тезлиги, v – шамол тезлиги.



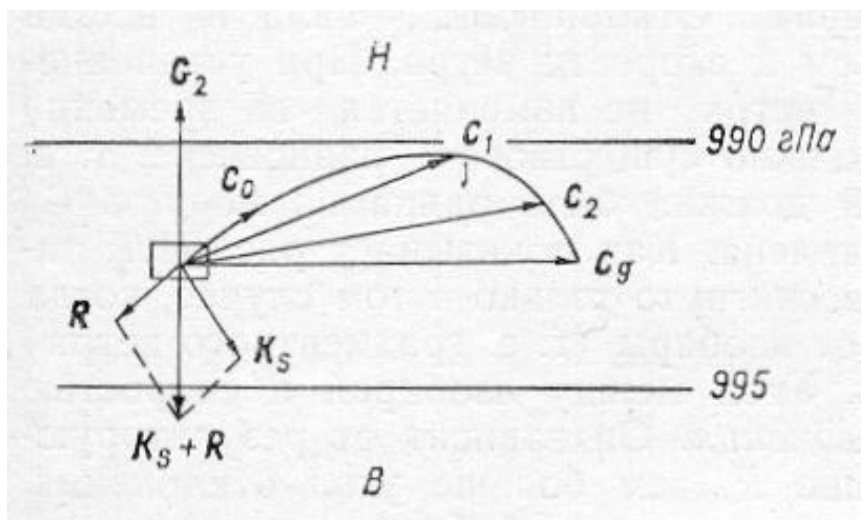
66-расм. Циклон (а) ва антициклоннинг (б) қуйи қисмидаги изобаралар (1) ва оқим чизиқлари (2).

Антициклонда ҳаво соат мили бўйлаб айланма ҳаракатланиб, марказдан четга ёйилиши, антициклон маркази эса оқим чизиқлари учун тарқалиш нуқтаси бўлишини тушуниш қийин эмас (66б-расм).

Жанубий яримшарда ҳам циклон йиғилиш нуқтаси, антициклон эса тарқалиш нуқтаси бўлиб қолади.

Ер сирти яқинида шамолнинг изобаралардан четланиш бурчаги қуруқликда ўртача $30-40^\circ$, денгиз устида $20-30^\circ$ ни ташкил қилади. Баландлик ортиши билан ишқаланиш кучи сусаяди. Натижада тезлик модулининг ортиши билан бирга Кориолис кучи таъсирида шамол ўнгга бурилиб, геострофик шамолга яқинлашади.

Агар турли баландликлардаги шамол тезликларини битта текисликка проекцияласак, юқориноқ сатҳда тезлик модули каттароқ ва йўналиш геострофик шамолга яқинроқ эканлигини кўрсатувчи тезлик годографи ҳосил қиламиз (67-расм). Ҳосил бўлган бу эгри чизиқ **Экман спирали** дейилади.



67-расм. Атмосферанинг чегаравий қатламида шомол тезлиги ва йўналишининг баландлик бўйича тақсимооти (шимолий яримшар).

2. Ишқаланиш қатламида шомол тезлигининг суткалик ўзгариши кузатилади. Ер сирти яқинида қуруқлик устида шомол тезлиги максимуми соат 14 атрофида, минимуми тунда ёки эрталаб кузатилади. Ўртача 150-200 м баландликдан бошлаб суткалик ўзгариш аксинча: максимум тунда, минимум кундузи кузатилади.

Шомол тезлигининг суткалик ўзгаришига асосий сабаб турбулент алмашинув интенсивлигининг сутка давомидаги ўзгариши ҳисобланади. Турбулент алмашинув таъсирида атмосферанинг чегаравий қатлами ичида ҳавонинг турли қатламлари орасида импульснинг қайта тақсимланиши юз беради. Кундузи, термик нотурғунлик кучайганда, вертикал турбулент алмашинув ва мос равишда атмосферанинг қуйи ва юқори қатламларининг ўзаро таъсири ортади. Шу сабабли қуйи қатламда (ер сиртидан маълум z^* баланликкача) шомол тезлиги тундагига нисбатан ортади, юқори қатламда эса (z^* дан юқорида) камайдди. Шомол тезлиги суткалик ўзгаришининг **айланиш баландлиги** деб аталувчи z^* сатҳи асосан турбулентлик коэффициентининг ўртача суткалик қийматига боғлиқ. Турбулентлик коэффициентининг катта қийматларида (ёзда) айланиш баландлиги бир неча юз (200-250 м), кичик қийматларида – бир неча ўн метрни ташкил қилади.

Турбулент алмашинув интенсивлигининг суткалик ўзгариши шомол йўналишига ҳам таъсир кўрсатади. Алмашинувнинг кундузги кучайишида ер яқини қатламида шомол йўналиши ишқаланиш қатламининг юқори қисмидаги йўналишга, яъни изобаралар йўналишига яқинлашади. Демак, кундузи тезликнинг ортиши билан шомолнинг ўнгга бурилиши юз беради. Тунда аксинча, қуйи қатламда шомолнинг чапга бурилиши кузатилади. Турбулент алмашинув ҳисобига юқори қатламда шомол йўналиши қуйи қатламдаги йўналишга яқинлашади. Шунинг учун кундузи бу қатламда тезликнинг камайиши билан чапга бурилиши, тунда тезликнинг ортиши билан ўнгга бурилиш юз беради.

8.4. Атмосферада бўлиниш сиртлари. Атмосфера фронтларининг шаклланиши

1. Атмосферада доим турли физикавий хусусиятларга эга бўлган икки ҳаво массалари бир-бирига яқин жойлашадиган шароитлар мавжуд бўлади. Бироқ улар ўтиш ҳудуди – **фронт** билан ажралиб туради.

Ўтиш ҳудудининг горизонтал йўналишдаги кенглиги ва вертикал қалинлиги қўшни ҳаво массаларининг ўлчамларидан анча кичик бўлгани учун фронтни **бўлиниш сирти** сифатида тасаввур қилиш мумкин.

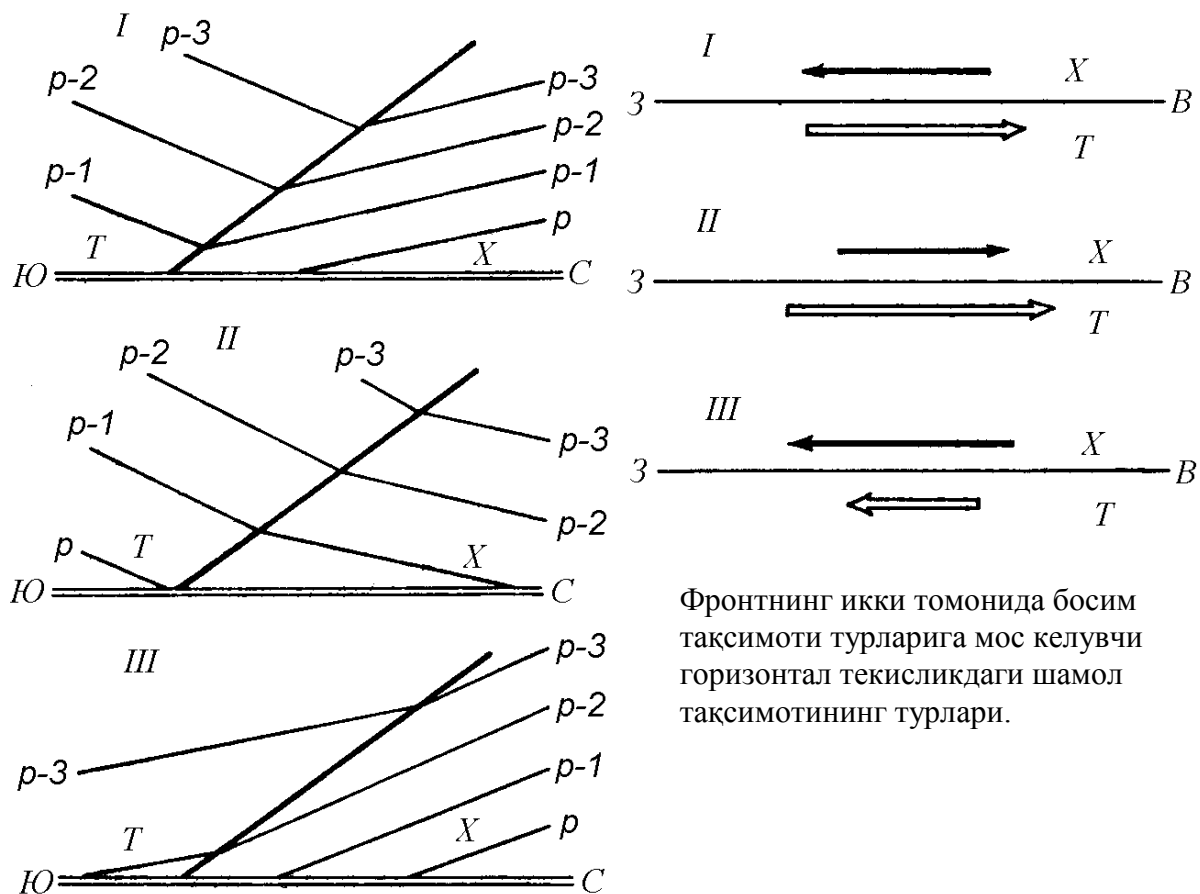
Икки ҳаво массалари орасидаги бўлиниш сирти доимо горизонтга нисбатан катта бўлмаган бурчак остида совуқроқ ҳаво томонга оғади. Ҳаво массаларини ажратувчи сиртнинг қиялик бурчаги бу массаларнинг мувозанатини белгилайди. Фронт сиртининг ихтиёрий нуқтасида илиқ ва совуқ ҳаво массаларининг ҳосил қилган босимлари бир хил бўлади. Қиялик бурчаги ҳаво массасининг ҳарорати, уларнинг ҳаракатланиш тезлиги, шунингдек географик кенгликка боғлиқ.

Фронт сиртларининг ер сиртига нисбатан қиялик бурчаклари 0,01-0,001 тартибига эга. Бу фронт чизигидан бир неча юз километрга узоқлашганда фронт сирти бир неча километр баландликда жойлашишини билдиради.

Атмосфера fronti соҳасида ҳарорат шамол, намликнинг горизонтал ва вертикал бўйлаб шунчалик кескин ўзгариши кузатиладики, уни узилиш сирти деб қараш мумкин. Бир ҳаво массасидан иккинчисига ўтишда изобарик сиртлар ўз йўналишини ўзгартиради, яъни босим градиентларининг узилиши кузатилади. Бу илиқ ва совуқ ҳаво массаларида баландлик бўйича босимнинг бир хилда ўзгармаслигига боғлиқ. Бунда ишқаланиш бўлмаганида фронт сирти яқинида босим ва шамол тақсимотининг учта асосий вариантлари мавжуд бўлади (68-расм).

68-расмдан кўриниб турибдики, фронт сиртини кесиб ўтишда изобарик сиртлар юқорига очилган тарнов кўринишида эгилади. Босимнинг бундай тақсимоти босим майдонидаги ошкор (I ҳол) ёки ниқобланган (II ва III ҳоллар) ботикликни ифодалайди. Бунда фронт чизигининг икки томонидаги ҳаво оқимларининг тезлиги қуйидагича тақсимланади. Агар совуқ ҳаво шимолда, илиқ ҳаво жанубда жойлашса, фронт сирти жанубга оғади. Унда босим тақсимотининг учта ҳолига шамол тақсимотининг қуйидаги учта ҳоли мос келади: 1) илиқ ҳаводаги ғарбий ва совуқ ҳаводаги шарқий оқим; 2) иккала ҳаво массасидаги ғарбий оқим, бунда илиқ ҳаводаги оқим кучлироқ; 3) иккала ҳаво массасидаги шарқий оқим, бунда совуқ ҳаводаги оқим кучлироқ.

Ер сирти яқинида ишқаланиш кучининг таъсирида шамол изобаралар йўналишидан чапга бурилади. Бунинг натижасида фронт чизиги яқинида ишқаланиш қатламида юқорига йўналган ҳаракатни юзага келтирувчи ҳаво оқимларининг конвергенцияси (йиғилиши) пайдо бўлади. Бу ҳаракатлар турғун стратификация шароитида туманлар ва булутларнинг, нотурғун стратификацияда эса ёмғирли тўп-тўп булутларнинг ҳосил бўлишига олиб келади.



Фронтнинг икки томонида босим тақсимоти турларига мос келувчи горизонтал текисликдаги шамол тақсимотининг турлари.

68-расм. Фронтал сирт яқинида вертикал кесимдаги босим тақсимотининг турлари.
Ингичка чизиклар – изобарик сиртлар, қалин чизик – фронтал сирт.

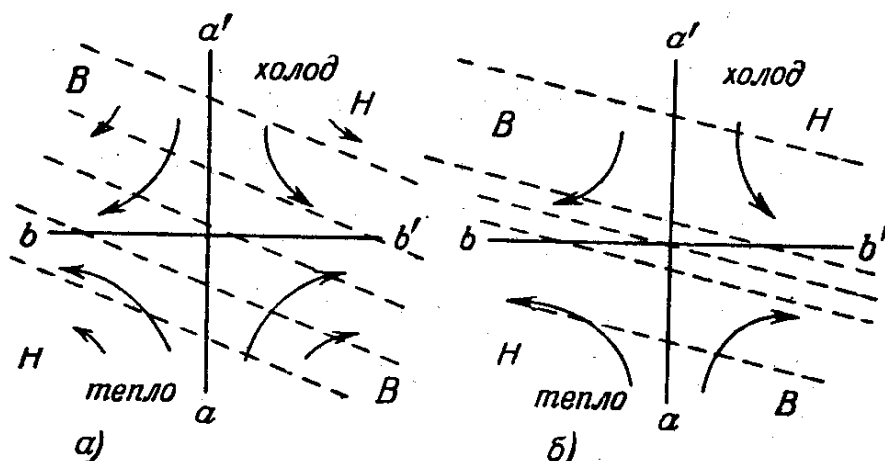
2. Атмосфера фронтлари атмосферада доим мавжуд бўлувчи объектлар ҳисобланади. Бунда улар ҳосил бўлади, кучаяди, емирилади ва йўқолади. Фронтларнинг ҳосил бўлиши – **фронтотенез** – икки омилнинг таъсири билан тушунтирилади: кинематик ва топографик (физикавий). Фронтнинг ҳосил бўлишини кинематик яқинлашиш асосида кўриб чиқамиз.

Битта ҳаво массасининг ичида доим ҳарорат фарқлари мавжуд бўлади. Ҳаво оқимларининг **деформацион майдон** деб аталувчи алоҳида шакли фронтнинг шаклланишига олиб келади (69-расм). Босим майдонида бундай шароитлар эгар ва ботикликда кузатилади. Деформацион майдонда учрашма ҳаво оқимлари яқинлашадиган aa' сиқилиш ўқи ва bb' чўзилиш ўқи мавжуд. Агар бошланғич ҳолатда изотермалар чўзилиш ўқи билан маълум бурчак ҳосил қилган бўлса (45° дан кичик), вақт ўтиши билан улар шундай буриладики, изотермалар чўзилиш ўқи яқинида икки томондан яқинлашади. Бу ўқ бўйлаб ҳароратнинг катта горизонтал градиентига эга бўлган фронт шаклланади.

Топографик омил таъсирида фронт тўшалган сиртнинг бевосита иссиқлик таъсирида, мисол учун, музликлар ёки қор қоплами чегараларида

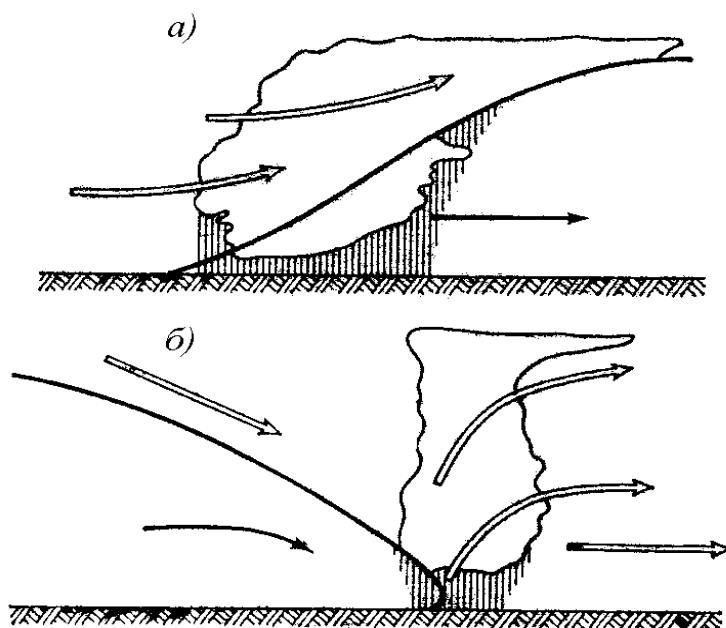
ҳосил бўлиши мумкин. Бироқ, фронт ҳосил бўлишининг бу механизми кинематик фронтогенезга нисбатан анча кам аҳамиятга эга.

Фронтнинг емирилиши – **фронтотиз** – асосан ҳаво оқимларининг дивергенцияси (тарқалиш) кузатиладиган деформацион майдонларда юз беради. Бу ҳолда фронт деформацион майдоннинг сиқилиш ўқи aa' бўйлаб йўналади. Фронтотиз тўшалган сиртнинг бевосита таъсирида ҳам кузатилиши мумкин



69-расм. Оқимларнинг деформацион майдони.

3. Реал шароитларда фронтнинг икки томонида ҳам шамолнинг фронтга нормал ташкил этувчилари мавжуд. Шу сабабдан фронтлар ҳаракатланади. Агар фронт совуқроқ ҳаво массаси томонга ҳаракатланса, **илиқ фронт**, илиқроқ ҳаво массаси томонга ҳаракатланса, **совуқ фронт** дейилади (70-расм). Иккала ҳолда ҳам фронтал сиртларда вертикал ҳаракатлар юзага келади. Натижада булут системалари ҳосил бўлади (VI бобга қаранг).



70-расм. Илиқ (а) ва совуқ (б) фронтлар (вертикал қесим).

Циклонларнинг эволюцияси жараёнида икки ёки бир неча фронтал сиртларнинг бирлашишидан иборат бўлган мураккаб фронтлар ҳосил бўлиши мумкин. Булар **окклюзия** ва **секклюзия** фронтларидир.

8.5. Атмосферанинг тропик кенгликлардаги циркуляцияси

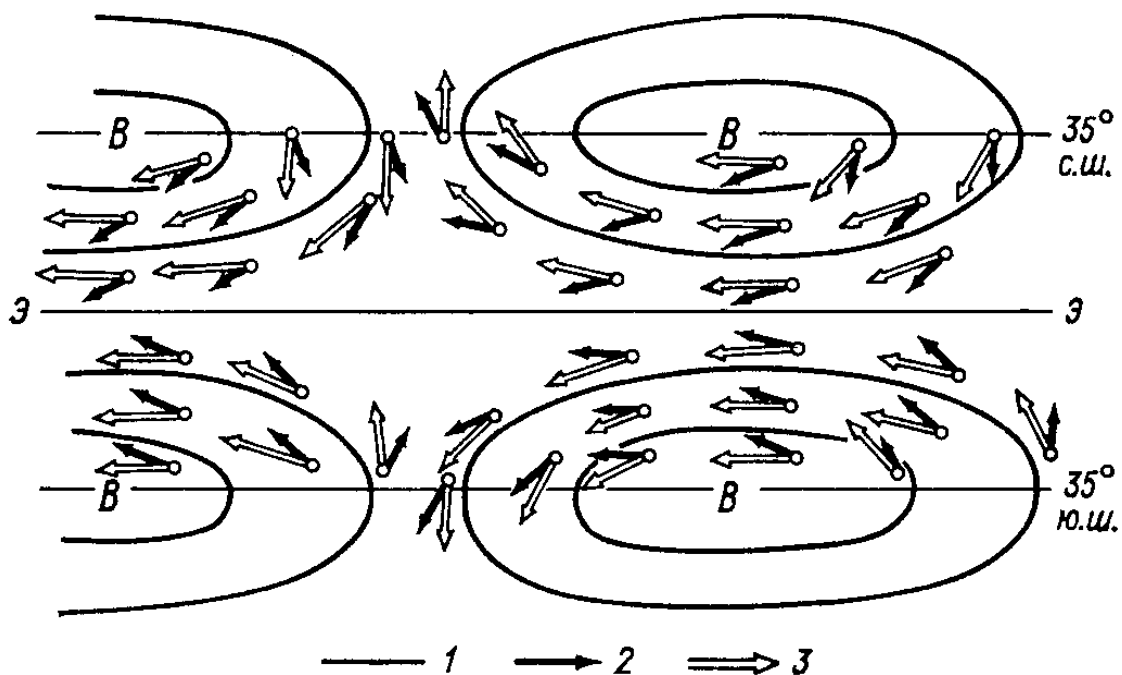
Атмосфера ўртача босимининг тақсимооти карталарида иккала яримшарларда субтропик кенгликларда юқори босимли минтақалар доимо мавжуд бўлади. Улар алоҳида жойлашган ёпиқ ўчоқларга - субтропик антициклонларга ажралади. Умумқабул қилинган ҳавонинг циркуляцион модели бўйича ҳаво экваториал зонада баландликларда тропиклар томон ҳаракатланади. Кориолис кучи таъсирида ҳаво оқимлари шимолий яримшарда ўнг томонга, жанубий яримшарда – чап томонга четланади. 30° кенгликларда юқорида ҳаво ҳаракати ғарбий йўналишга эга. Субтропик кенгликларда ҳаво массаларининг тўпланиши кузатилади ва Ер устида юқори босимли минтақалар юзага келади. Антициклонлар марказларининг жойлашуви мавсумга боғлиқ равишда ўзгаради. Антициклонал циркуляциясига мос антициклонларнинг марказий қисмларида кучсиз шамоллар билан очиқ ёки камбулутли об-ҳаво кузатилади. Бу кенгликларда, айниқса ёз ойларида ёғинлар кам кузатилади. Айнан бу кенгликларда иккала яримшарда саҳролар минтақаси жойлашган: шимолий яримшарда – Саҳрои Кабир, Арабистон саҳроси, Гоби, Жанубий Калифорниядаги Ўлим водийси, Жанубий яримшарда – Калахари, Катта Австралия саҳроси ва бошқалар.

Субтропик антициклонларнинг экватор томондаги қисмларида турғун шарқий йўналишдаги шамоллар – **пассатлар** юзага келади. Ишқаланиш кучлари таъсир кўрсатадиган Ер сирти яқинида шамол изобаралардан паст босимлар томонига маълум бурчакка оғади (71-расм). Бу шимолий яримшарда ер сирти яқинида субтропик антициклоннинг жанубий четида шарқий шамоллар ўрнига шимоли-шарқий йўналишдаги шамоллар эсишини билдиради. Мос ҳолда, жанубий яримшарда субтропик антициклоннинг шимолий четида ер сирти яқинида – жануби-шарқий шамоллар юзага келади. Шунинг учун ҳам пассатлар шимолий яримшарда шимоли-шарқий, жанубий яримшарда жануби-шарқий пассатлар деб аталади.

Шимолий яримшарда қишда пассат зонаси экватордан 28° ш.к. гача чўзилади. Ёзда бу зона 18° ш.к. ва 31° ш.к. оралиғида жойлашади, яъни қишдан ёзга пассат циркуляцияси эгалланган майдон 2 баробарга камаяди. Қишда пассатнинг ўртача тезлиги 4,2 м/сек.

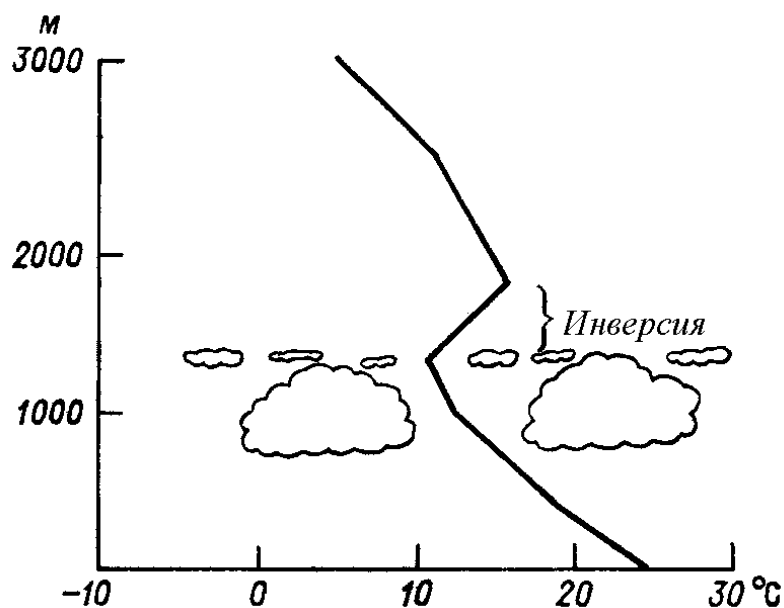
Жанубий яримшарда пассат зонасининг жойланиши турғунроқ бўлади, унинг тузулиши ҳам ўзгармайди. Жанубий яримшарда жануби-шарқий пассатларнинг ўртача тезлиги ёзда – 3,2 м/сек, қишда – 5,2 м/сек га тенг бўлади.

Ҳавонинг катта баландликлардан йирик масштаби чўкиши таъсирида субтропик антициклонларда **пассат инверсияси** юзага келади. Чўкаётган ҳаво маълум баландликда экватор томонга йўналган денгиз ҳаво оқими билан тўқнашади.



71-рasm. Пассатлар зонасидаги ҳаво оқимлари схемаси.
 1 – субтропик антициклонлар изобалари, 2 – ер сирти яқинидаги шамоллар,
 3 – ишқаланиш сатҳи устидаги шамоллар.

Шундай қилиб, бу ҳаво массаларининг орасидаги ажратиш сирти пассат инверсиясининг қуйи чегараси бўлиб қолади, инверсиянинг ўзи эса кўтарилган инверсиясига айланади. Нисбатан илиқроқ денгиз сиртига кўчгандан сўнг, пассат оқимининг қуйи қатламларида нотурғун стратификация юзага келади, шу сабабли кўтарилувчи оқимларнинг тезлиги 2,5-4 м/сек га тенг бўлган кучли конвекция ривожланади, тўп-тўп булутлар ҳосил бўлади (72-рasm).

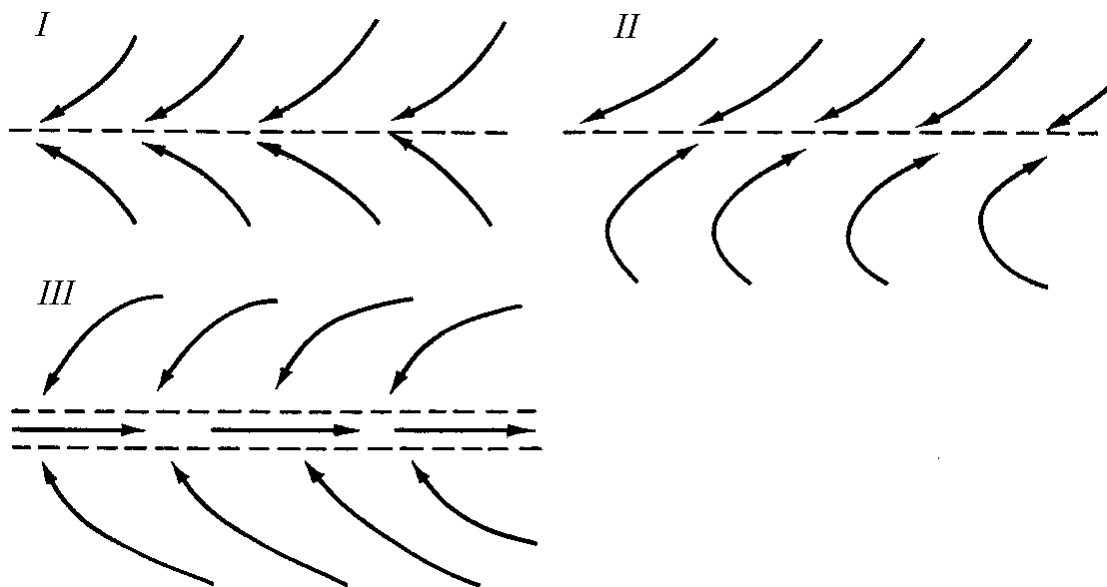


72-рasm. Пассатлар зонасида баландлик бўйича ҳароратнинг типик тақсимоти.

Лекин, қуйи чегараси денгиз сиртидан 1,0-1,2 км баландликда жойлашган инверсия кучли конвекциянинг ривожланишига йўл бермайди ва булутлар вертикал бўйича яхши ривожланмайди. Асосан, қатламли тўп-тўп булутлар (*Sc*) кузатилади. Бу булутлардан ёғинлар ёғмайди ёки кучсиз қисқа муддатли ва майда томчиلى ёмғирлар кузатилиши мумкин.

Экваторга яқинлашган сари пассатларнинг вертикал қалинлиги ортади, 20° ш.к. параллелида у 2-4 км га етади. Экватор яқинида, айниқса жанубий яримшарда, шарқий шамоллар бутун тропосферани ва қуйи стратосферани эгаллаб олади. Пассатлар, бутун тропосферани эгалламаган жойларда, уларнинг устида ғарбий шамоллар устунлик қилади (**антипассатлар**).

Кўтарилувчи ҳаво ҳаракатларида ҳавонинг оқиб кетиши ҳисобига экваториал зонада паст босимли соҳа – *экваториал ботиқлик* ҳосил бўлади. Экваториал ботиқликдан шимол ва жануб томон босим кўтарилганлиги учун унинг ўқида иккала яримшарларда ҳавонинг конвергенцияси (яқинлашуви) кузатилиши керак. Ҳақиқатда эса, экваториал ботиқлик зонасининг барча жойларида конвергенция аниқ кўринмайди. Бу ботиқликнинг оқимлар конвергенцияси яққол кўринадиган қисмлари **тропик ичи конвергенция зонаси** деб аталади (73-расм).



73-расм. Тропик ичи конвергенция зонасидаги ҳаво оқимларининг асосий типлари.

I – экватор яқинидаги тропик фронт олдидаги яқинлашув,
 II – экватордан каттароқ узокликдаги пассат ҳудудидаги яқинлашув (ёзги экваториал муссон), III – ғарбий шамолларнинг экваториал зонаси.

Ҳаво оқимларининг яқинлашуви натижасида бу зонада конвектив ҳаракат кескин кучаяди ва у пассат зоналардагига нисбатан катта баландликларгача ривожланади. Булутлар кучли тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутларга айланади, улардан кучли жала ёғинлари ёғади. Тропик ичи конвергенция зонаси айрим қисмларининг жойланиши кундан кунга ўзгаради, баъзида анча кучли ўзгаради.

Кўп ҳолларда тропик ичи конвергенция зонаси тор тропик фронтга айланади, бу фронтда кўрилатган яримшарнинг пассати бошқа яримшарнинг пассати билан бевосита алмашади. Бундай ҳолатда тропик фронт экваториал ботиклик (депрессия) ўқи бўйлаб жойлашган бўлади.

Ҳаво оқимларининг яққол ифодаланган яқинлашувида ҳарорат майдонида тропик фронтлар яхши ифодаланмаган, чунки иккала пассатлардаги ҳаво ҳароратлари бир бирига яқин. Каттароқ фарқлар намлик майдонида кузатилиши мумкин.

Океанларнинг баъзи қисмларида (масалан, Ҳинд океанининг шарқида ва Тинч океанининг ғарбида) тропик ичи конвергенция зонасида пассатлардан иккита бир-бирига параллел тропик фронтлар билан ажралиб турган кучли (5-10 м/сек) ғарбий шамоллар эсади. Бу экваториал ғарбий шамоллар ер сиртидан бир неча километргача чўзилган атмосфера қатламини эгаллайди.

Ўтиш мавсумларида Ҳинд океани устидаги эни бир неча кенглик градусларига тенг бўлган ғарбий шамолларнинг экваториал зонаси экваторга нисбатан симметрик жойлашган бўлади.

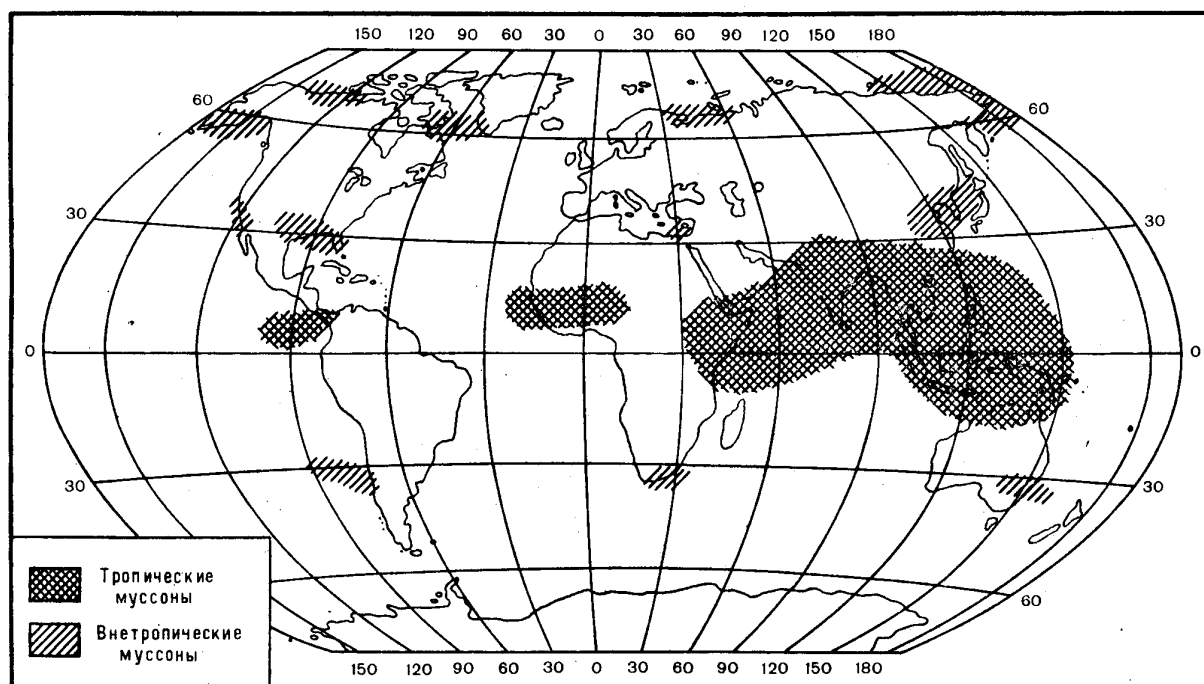
Кўрилатган яримшарнинг ёзида ғарбий шамолларнинг экваториал зонаси кенгаяди, юқориноқ кенгликларни ўз ичига олиб, у ерда квазигеострофик ёзги муссонни ҳосил қилади. Бунда тропик фронтлардан биттаси экватор яқинида қолади, бошқаси эса муссон билан бирга шимолга ёки жанубга силжийди.

Муссонлар - қишки ва ёзги мавсумларда шамолнинг устивор йўналиши ва етарлича турғун режими билан характерланувчи шамоллардир. Бир мавсумдан иккинчи мавсумга ўтишда шамолнинг устивор йўналиши қарама-қарши ёки унга яқин йўналишга ўзгаради.

Муссонларнинг ҳосил бўлиш механизми атмосфера умумий циркуляцияси элементлари – циклон ва антициклонлар билан чамбарчас боғлиқ. С.П.Хромов тузган картада муссонли ва “муссон мойиллик”ка эга бўлган, яъни қишда ва ёзда қарама-қарши йўналишдаги шамолларнинг такрорланувчанлиги 40% дан кам бўлмаган минтақалар кўрсатилган (74-расм).

Шунга эътибор бериш керакки, муссон минтақалари бир неча кенгликлар зоналарига бирлашган бўлади. Бу зоналар Евросиё қитъасининг чекка ҳудудларини шимолдан, шарқдан ва жанубдан қамраб олади. Улар Африка ва Америка қитъаларининг айрим жойлашган ҳудудларида ҳам кузатилади.

Учта муссон зоналарини ажратиш мумкин: 20° ш.к. ва 20° ж.к. орасидаги тропик зона; иккала яримшарларда 30° ва 40° кенгликлар орасида жойлашган иккита субтропик зоналар; ўрта кенгликлар зонаси ва қутбий зона. Охирги иккита зоналар фақат шимолий яримшарда мос равишда 50°-60° ва 70° ш.к ларда кузатилади.



74-расм. Ер шари бўйича муссон соҳаларининг тақсимланиши.

Муссон минтақаларининг тузилиши атмосфера таъсир марказларининг интенсивлиги ва жойининг ўзгаришлари билан боғлиқ.

Тропик муссон қишда Сибир антициклони ва экваториал ботиқликнинг, ёзда – жанубий Ҳинд антициклони ва Осиё депрессияси ўзаро таъсири натижасида ҳосил бўлади. Субтропик муссон ёзда Осиё депрессияси ва Тинч океан антициклонининг ўркачи, қишда - Сибир антициклони ва Алеут депрессияси ботиқлигининг жануби-ғарбий қисми таъсирида шаклланади.

Қишки ва ёзги Осиё муссонининг айрим хусусиятларини кўриб чиқамиз.

Қишки Осиё муссони Тибетни четлаб ўтиб, Хитой ва Япония орқали жануб ва жануби-ғарбга Сибир антициклони минтақаларидан совуқ қуруқ ҳавони олиб келади. Жанубий Хитой денгизи устида $15-20^{\circ}$ шимолий кенгликлар орасида бу ҳаво шимоли-шарқий пассатга яқинлашиб, у билан Ҳиндихитой, Малайзия, Филиппин ороллари ва хатто Австралиянинг шимолий қисмигача етиб боради. Илик Атлантика океанининг устида у исийди ва намга бойийди. Натижада Ҳиндихитой яримороли ҳудудларига булутли, ёғин-сочинли об-ҳаво олиб келадиган илиқ денгиз массаси кириб келади. Экватор томон ҳаракатланган сари қишки Осиё муссонининг ҳавоси экваториал ҳаво хусусиятларини орттириб боради.

Ёзда экваториал ботиқлик билан қўшилган кенг Осиё депрессиясининг ва кучаяётиб, шимолга силжиётган жанубий яримшарнинг океан антициклонларининг ўзаро таъсири натижасида сув сиртидан қуруқликка йўналган ҳаво оқимлари – *ёзги муссон* юзага келади. Бу муссонни фаоллаштиришда исиган қитъа ва нисбатан салкин океан орасидаги ҳароратлар фарқининг аҳамияти катта. Ёзги муссоннинг субтропик ва ўрта кенгликлардаги қисмлари Тинч океани антициклони минтақасидан

Хитойнинг жануби-шарқий қисмига, Корея, Япония ва Приморега йўналган нам ҳавонинг жануби-шарқий оқими кўринишда ифодаланади.

Ёзги муссон тропик қисмининг ривожланиши экваториал ботиқликнинг Осиё қитъасининг жанубига силжиши билан боғлиқ. Дастлаб жануби-ғарбий муссон оқими Хитойнинг жанубий қисмини, кейин Ҳиндихитой, Бирма ва Ҳиндистонни эгаллаб олади. Куруқликка етиб келган ёзги Осиё муссонининг ҳавоси ниҳоятда нам бўлади ва шу сабабли Жанубий ва Жануби-Шарқий Осиёда кучли ёғинлар ёғади. Шунинг назарда тутиш керакки, ёғинлар ҳосил бўлиши учун ҳавонинг катта намлиги етарли эмас – атмосферада сув буғининг конденсацияси кузатилиши учун қулай шароитлар бўлиши керак. Бу жараён юзага келиши учун термик конвекция ва Жанубий Осиёдаги кўп сонли тоғ тизмаларининг жанубий ёнбағирлари бўйлаб нам ҳаво массаларининг кўтарилишида пайдо бўладиган мажбурий конвекция ёрдам беради.

Ёзги муссонлар даврида ўрта кенгликлардаги жараёнлар билан боғлиқ бўлган ёзги Осиё депрессияси интенсивлигининг тебранишлари ва у билан боғлиқ муссонларнинг кучайиши ва кучсизланиши кузатилади. Бу – босим майдонининг меридионал ўзгаришларига олиб келадиган циклонал фаолиятдир.

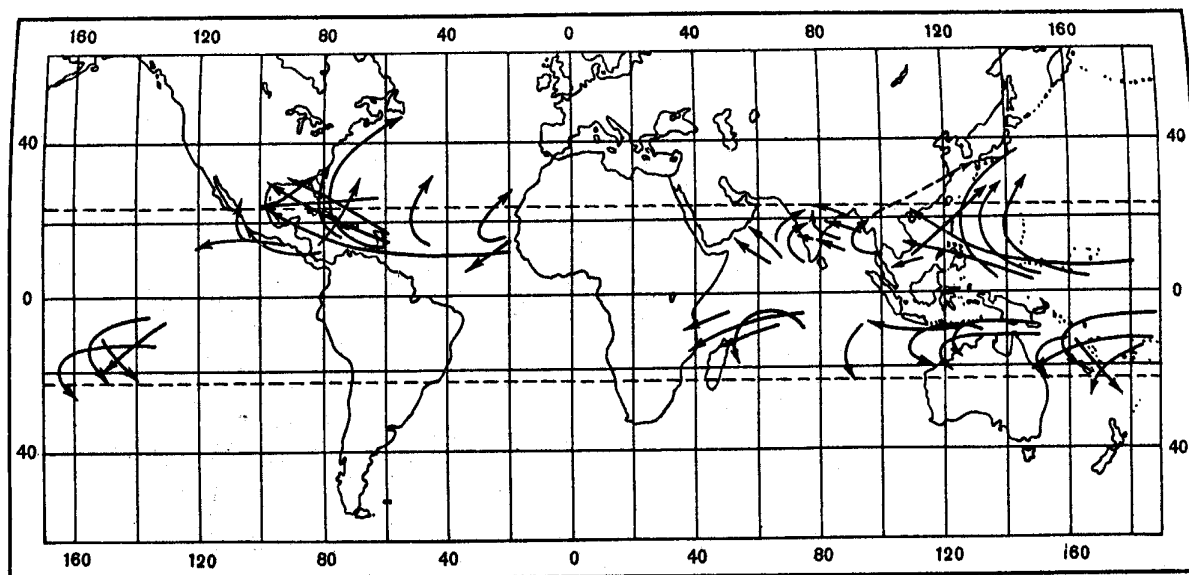
Маълум шароитларда тропик фронтда паст босимли, циклонал циркуляцияга эга бўлган атмосфера ғалаёнлари – **тропик циклонлар** юзага келади. Турли географик ҳудудларда улар ҳар хил аталади: Жануби-Шарқий Осиёда – **тайфунлар**, Атлантика океанида – **довуллар**, Ҳинд океанида – **циклонлар**.

Нотропик циклонларга нисбатан тропик циклонлар кичикроқ, бироқ, улкан энергияга эга бўладилар. Уларнинг диаметри бир неча юз километрдан ошмайди, лекин босим ва шамол тезлигининг горизонтал градиентлари яхши ривожланган нотропик циклонлардагилардан анча катта бўлади. Тропик циклон марказида ҳаво босими 885 гПа гача пасайиши, шамол тезлиги эса 70-90 м/сек, ҳатто 100 м/сек гача етиши мумкин.

Тропик циклонлар иккала яримшарларнинг 10°-20° кенгликлар зонасида сувнинг ҳарорати 28°С гача етадиган океанларнинг илиқ қисмлари устида юзага келади (75-расм).

Шимолий яримшарда тропик циклонлар Сарик денгиз, Филиппин ороллари ва Тинч океаннинг 170° шарқий узунликкача чўзилган қисмида энг кўп ҳосил бўлади. Бу циклонлар ғарбий йўналишда ҳаракатланиб, Осиё қирғоқларига етиб келади ва қитъага ўтиб, тез тўлишади ёки Тинч океани антициклонининг ғарбий чеккасидаги меридионал оқим таъсирида шимоли-шарққа четланиб Япон оролларида силжийди.

Атлантика океанида – Кариб денгизи, Кичик Антил ороллари ва Мексика кўрфази ҳудудларида юзага келадиган тропик циклонлар одатда Шимолий Америка қитъасининг жанубига чиқади ёки шимолга бурилиб, аста-секин тўлишади.



75-расм. Тропик циклонларнинг траекториялари.

Метеорологик йўлдошларнинг маълумотларига қараганда тропик циклонлар етарлича тез-тез, бир йилда ўртача 120 та циклонлар ҳосил бўлади. Шимолий яримшарда тропик циклонларнинг такрорланувчанлиги жанубий яримшардагидан уч баробар кўп.

Аксарият ҳудудларда тропик циклонлар кўпинча сув сиртининг ҳарорати энг баланд бўлганида, ёз охирида ва кузда юзага келади. Кузда улар ёздагига қараганда тахминан икки баробар кўпроқ ҳосил бўлади.

Тропик циклонларнинг мавжуд бўлиши давомийлиги ўртача 6 суткагача етади. Бу вақт циклоннинг пайдо бўлишидан то унинг қуруқликка чиқиб ўрта кенгликларга ўтишигача бўлган вақт ҳисобланади.

Тропик циклоннинг эволюцияси тўртта босқичга бўлинади:

1. **Шаклланиш босқичи.** Бу босқичда синоптик масштабга (характерли ўлчам 3000 км яқин, эгаллаган майдони $3 \cdot 10^5$ км²) эга бўлган шарқий оқимда тўлқинли ғалаёнлар юзага келади. Уларнинг чуқурлашуви бир неча сутка давом этади, баъзи ҳолларда жараён ниҳоятда тез ўтиши мумкин.
2. **Ёш циклон босқичи.** Тропик циклоннинг ривожланиши иккита йўналиш бўйича давом этиши мумкин. У чуқур бўлмаган депрессия кўринишда катта масофага ҳаракатланиб тўлишади ёки фаоллашади. Бунда унинг марказида ҳаво босими кескин, 1000 гПа ва ундан пастроқгача камаяди, марказ атрофида эса радиуси 30-50 км га тенг бўлган довул кучига етадиган шамолларнинг айланмаси ҳосил бўлади.
3. **Максимал ривожланиш босқичи.** Циклон марказида босимнинг пасайиши ва шамолнинг кучайиши тўхтади, тропик циклоннинг диаметри бир неча юз километргача катталашади. Бу босқич бир неча сутка давом этиши мумкин.
4. **Сўниш босқичи.** Тропик циклон қуруқликка ёки совуқ океан оқими устига чиққанида сўниш босқичи бошланади. Шимолий яримшарда

айрим ҳолларда шарқ ёки шимоли-шарққа ҳаракатланиб тропик циклон ўрта кенгликлар фронтида регенерация бўлиб, интенсив нотропик циклонга айланади.

Тропик циклоннинг булутлилиги узлуксиз улкан момалқалдиروقли булут бўлиб, ундан кучли жала ёғинлари ёғади, чақмоқ ҳодисаларининг интенсивлиги ниҳоятда катта бўлади. Тропик циклоннинг марказида диаметри бир неча ўн километрли булутсиз ва кучсиз шамолларга эга бўлган зона – «**довул кўзи**» мавжуд бўлади.

Тропик циклон денгизда кучли тўлқинланишларни юзага келтиради. Ясси қирғоқлар 10-15 м гача етадиган улкан тўлқинлар остида қолиб, уларни сув босади. Ҳиндистонда бундай ҳодиса катта талофат ва одам қурбонларига олиб келган (1976 й. 1 январда 250 минг киши қурбон бўлган).

Тропик циклонлар ўтиши билан боғлиқ бўлган довул шамоллари ва сув тошқинлари кўплаб шаҳар ва қишлоқларнинг вайрон бўлишига олиб келади.

8.6. Атмосферанинг нотропик кенгликлардаги циркуляцияси

1. **Циклоник фаолият** нотропик кенгликлардаги атмосфера циркуляциясининг асосий хусусияти ҳисобланади. Циклоник фаолият деганда, атмосферада йирик масшабли паст ва юқори босимли атмосфера ғалаёнлари – циклон ва антициклонларнинг доимий равишда шаклланиши, ривожланиши ва ҳаракатланиши тушунилади.

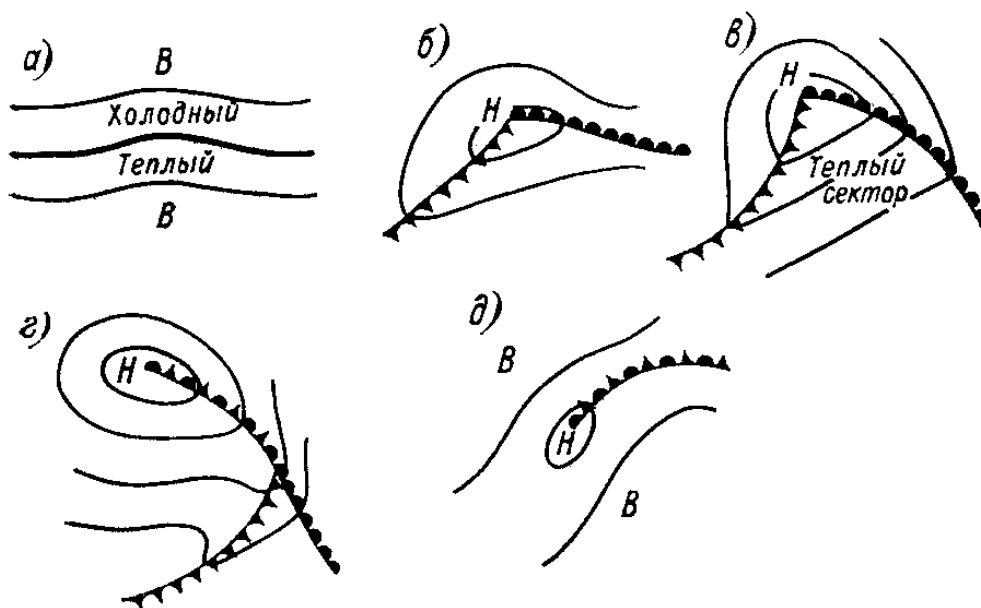
Нотропик циклон эволюциясининг асосий босқичларини кўриб чиқамиз.

1. **Тўлқин босқичи.** Циклон ҳосил бўлишини бош фронтда узунлиги 1000 км ва ундан катта бўлган улкан **тўлқинларнинг** ҳосил бўлиши деб қараш мумкин. Бундай тўлқинларнинг ҳосил бўлишида фронтда ҳарорат ва шамолнинг узилишлари билан бирга Ер айланишининг ҳаво оқимларини четлантирувчи таъсири ҳам маълум ўрин эгаллайди. Фронтнинг иккала томонидаги ҳаво зарралари ҳаракати фронт бўйлаб тўлқин кўринишида тарқалувчи тебранма ҳаракатга айланади. Бир неча минг километрга чўзилган асосий фронтда кўпинча фронт бўйлаб ғарбдан шарққа ҳаракатланувчи бир нечта тўлқинлар ҳосил бўлади. Бунда фронт сирти ҳам, ер сиртидаги фронт чизиғи ҳам тўлқинсимон деформацияга учрайди. Тўлқиннинг кавариқликларида фронт қуйи кенгликларга, фронтал тўлқиннинг ботиқликларида эса юқори кенгликларга силжийди. Ҳаво оқимлари фронт бўйлаб зоналлигини йўқотади – совуқ ва илиқ ҳаво тиллари ҳосил бўлади (76а-расм).

2. **Ёш циклон босқичи.** Фронтал тўлқинларнинг ботиқликларида циклонал ҳаракат ривожланади ва босим пасаяди – циклон шаклланади. Ҳар бир циклоннинг маркази фронтда жойлашади, фронт чизиғи эса циклонларнинг ички қисмидан ўтади (76б-расм). Циклоннинг олд қисмида фронт юқори кенгликлар томонга ҳаракатланади ва илиқ фронт характериға эга бўлади. Циклоннинг ортида фронт қуйи кенгликлар томонга ҳаракатланади ва у совуқ фронт ҳисобланади. Иккала фронт ҳам ягона бош

фронтнинг қисмлари ҳисобланади. Ҳар бир фронтга ўзининг булут ва ёғинлар системаси мос келади.

Ҳаво оқимларининг циклондаги йиғилиши оқибатида фронтлар кучаяди. Циклондаги илиқ ва совуқ фронтлар орасида жойлашган илиқ ҳаво тили **циклоннинг илиқ сектори** деб аталади. Бу секторга ер сирти яқинидаги энг юқори ҳароратлар хос. Бу босқичдаги циклон (76в-расм) **ёш циклон** деб аталади. Вақт ўтиши билан у чуқурлашади, яъни унинг марказида босим пасаяди. Бунда циклон одатда шарқий йўналишда ҳаракатланади.



76-расм. Фронтал циклоннинг ривожланиш схемаси.

а, б – бошланғич босқичлар, в – ёш циклон,

г, д – окклюзияланган циклон.

Циклон марказидаги босим денгиз сатҳида 1000-900 гПа, айрим ҳолларда – 960-950 гПа, камдан-кам ҳолларда эса – 940-930 гПа гача пасайиши мумкин. Циклоннинг чуқурлашиши билан бирга у эгаллаган майдон катталашади, босим градиенти ва шамол тезлиги ортади. Шамолнинг максимал тезлиги 30-40 м/с ва ҳатто 60 м/с га етади. Циклонлар ягона система сифатида ўрта тропосферадаги **етакчи оқим** деб аталувчи ҳавонинг умумий кўчиши йўналишида ҳаракатланади. Циклонлар ғарбдан шарққа юқори кенгликларга йўналган ташкил этувчи бўйлаб ҳаракатланади.

Циклоннинг ҳаракатланиш тезлиги етакчи оқим тезлигидан 25-35% га кичик. Унинг тезлиги 30-40 км/соат га тенг айрим ҳолларда эса 80 км/соат га етиши мумкин.

3. Тўлишиш босқичи. Циклон соҳасидаги совуқ фронт секинроқ ҳаракатланувчи илиқ фронтга етиб ола бошлайди ва у билан қўшилиб кетади. Циклоннинг окклюзияси юз беради. **Окклюзияланган циклонда** (76г,д-расм) ер сирти яқинида илиқ сектор бўлмайди. Совуқ ҳаво илиқ ҳавони тропосферанинг юқори қисмига сиқиб чиқаради. Илиқ ҳаво нурланиш йўли

билан совийди, циклон эса совуқ ва баланд циклонга айланади. Унинг ҳаракат тезлиги камаяди, марказдаги босим ортади – циклонинг сўниши юз беради.

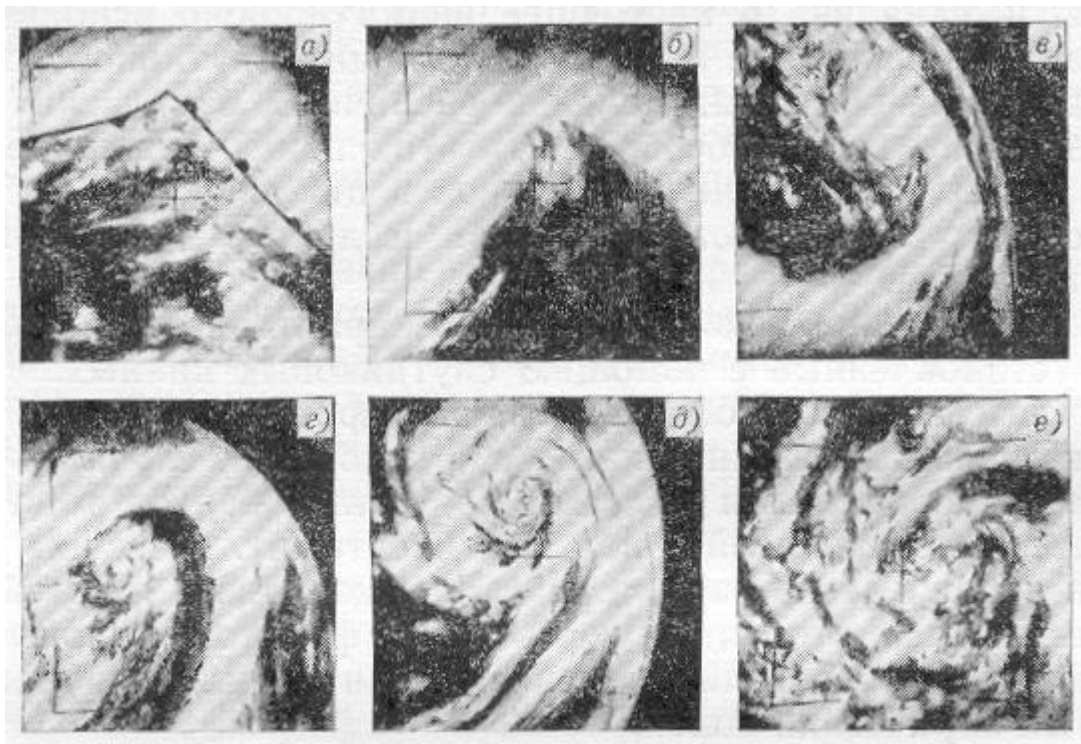
4. Марказий циклон. Аксарият циклонлар ўрта кенгликлар фронтида ривожланади. Бунда кўпинча битта эмас, балки фронт бўйлаб кетма-кет ҳаракатланувчи циклонлар серияси ҳосил бўлади.

Циклон ҳаракатланиш тезлигининг окклюзиялангандан кейин камайиши оқибатида циклонлар бир-бирига етиб олади ва охир-оқибат ягона йирик баланд ва кам ҳаракатланувчи депрессия – марказий циклонга бирлашадилар. Циклонлар юқори кенгликлар томон йўналган ташкил этувчи бўйлаб ҳаракатлангани учун марказий циклон етарлича юқори субқутбий ёки унга яқин кенгликларда ҳосил бўлади. Циклонлар сериясининг яшаш вақти одатда бир ҳафта атрофида, бироқ марказий циклон анча кўпроқ вақт яшаши ҳам мумкин.

Циклондаги булутлар эволюцияси йўлдошдан олинган суратларда яхши кузатилади. Циклон ривожланишининг ҳар бир босқичига хос бўлган хусусиятлар қуйидагилардан иборат:

- тўлқин босқичи учун (77а-расм);
- тўлқин ўрқачи соҳасида фронтал булут полосаси ўлчамларининг ортиши;
- характеристикалари бўйича фарқланувчи бир-бирига ёндош икки булут массивлари орасидаги чегаранинг тўлқинсимон эгилиши;
- тўлқин ўрқачида булутларнинг қалинлашиши;
- ёш циклон босқичи учун (77б-расм);
- яхлит булутлар массивининг янада ортиши;
- ҳавонинг уюрмавий ҳаракатлари оқибатида салмоқли ёки яхлит булутлиликнинг циклоннинг орқа қисмига тарқалиши;
- циклон марказий қисмида булутлиликнинг янада ортиши;
- энг кучли ривожланиш ва окклюзиянинг бошланиши босқичидаги циклон учун (77в-расм);
- ҳаво оқимларига жалб этилувчи булутлилик майдони улкан спирал кўринишига келади ва циклон марказига силжийди;
- океан устида совуқ ҳаво массасидаги вертикал ривожланган булутлар айрим ҳолларда ячейкалар ёки қаторлар ҳосил қилади;
- окклюзия бошлангандан сўнг 1-2 сутка давомида циклон интенсивлиги аксарият ҳолларда сақланади, совуқ ҳаво булут уюрмаси марказини айланиб ўтишда давом этади, булут тақсимотининг спиралсимон характери тобора яққол кўриниш касб этади (45г-расм);
- тўлишишнинг бошланғич босқичидаги окклюзияланган циклон учун (77д-расм):
- циклоннинг марказий қисмида йирик ва бир жинсли булут массивлари ўрнига ўлчамлари кичикроқ булут полосалари шаклланади;
- фронтал булутлар циклоннинг чеккасига силжийди;
- булутларнинг спиралсимон тузилиши сақланади;

- тўлишишнинг охириги босқичидаги окклюзияланган циклон учун (77е-расм):
 - циклоннинг марказий қисмидаги яхлит булут майдони алоҳида булутларга бўлинади;
 - фронтал булутлар полосасининг ўлчамлари кичраяди ва циклоннинг узоқ чеккасига силжийди;
 - булут майдонининг спиралсимон тузилиши аста-секин емирилади.
- Циклондаги улкан кинетик энергиянинг асосий манбаи сув буғининг конденсациясида ажралиб чиқадиган энергия ҳисобланади.



77-расм. Нотропик циклон ривожланишининг турли босқичларидаги булут майдонларининг йўлдошдан олинган фототелевизион суратлари.

а – тўлкин босқичи, б – ёш циклон, в – энг кучли ривожланиш босқичи, г – окклюзияланган циклон (окклюзия бошлангандан 1-2 сутка кейин), д, е – тўлишишнинг бошланғич ва охириги босқичларидаги окклюзияланган циклон.

Циклоннинг ҳаракатланишида об-ҳаво қандай ўзгаришини қараб чиқамиз. Циклон ўтганида шамол кучаяди ва йўналиши ўзгаради. Циклоннинг олд (шарқий) қисмида жанубий ташкил этувчига эга бўлган шамол, орқа (ғарбий) қисмида эса шимолий ташкил этувчига эга бўлган шамоллар кузатилади. Ҳаво ҳарорати шу шамолларга боғлиқ. Энг юқори ҳарорат циклоннинг илиқ секторида, энг паст ҳарорат циклоннинг орқа қисмида – совуқ атмосфера фронти ортида кузатилади.

Циклон соҳалари катта булутлилик ва ёғинлар билан характерланади. Циклоннинг олд қисмида ҳавонинг юқorigа йўналган ҳаракати, илиқ ёки окклюзия фронтларининг булутларидан ёғувчи буркама ёғинлар кузатилади. Циклоннинг орқа қисмида совуқ фронтга, аниқроғи, асосан циклоннинг орқа қисмига келувчи совуқ ҳаво массаларига хос бўлган ёмғирли тўп-тўп

булутлардан ёғувчи жала ёғинлари кузатилади. Циклоннинг илиқ ҳаво массаси жойлашган жанубий қисмида айрим ҳолларда шивалама ёғинлар кузатилади.

Циклоннинг яқинлашаётганини кўпинча босимнинг пасайиши ва горизонтнинг ғарбий томонида пайдо бўлувчи дастлабки булутлардан билиш мумкин. Булар параллел полосалар кўринишида ҳаракатланувчи фронтал патсимон булутлардир. Бу булут полосалари горизонтдан тарқалаётгандек туюлади. Улардан кейин патсимон қатламли булутлар, сўнгра зичроқ бўлган юқори тўп-тўп булутлар, ва ниҳоят, ёмғирли қатламли булутлар билан бирга узиқ ёмғирли булутлар келади. Циклоннинг орқа қисмида босим ортади, тўп-тўп ва ёмғирли тўп-тўп булутлар кўпинча очик ҳаво билан алмашади.

2. Циклонлар ораликларида, фронтал тўлқинлар қавариқликларида **ҳаракатчан антициклонлар** ҳосил бўлади ва ривожланади.

Антициклоннинг ўлчамлари ва ҳаракат тезлиги циклонлар билан деярли бир хил, бироқ ривожланишнинг сўнгги босқичида улар циклонларга нисбатан кўпроқ ҳолларда камҳаракатли антициклонга айланади ва кўп кунлар давомида шу кўринишда сақланиб қолади. Уларнинг ҳаракат йўналиши ҳам етакчи оқим йўналиши билан белгиланади. Бироқ, циклонлардан фарқли антициклонлар ҳаракатида қуйи кенгликларга йўналган ташкил этувчи устунлик қилади. Шу сабабли иқлим карталарида акс этувчи антициклонларнинг субтропик ва тропик кенгликлардаги йиғилиши юз беради (субтропик юқори босим ҳудудлари). Шунингдек, кишда ҳам ўрта кенгликларда совиган китъада, айниқса Осиёда, антициклонларнинг ривожланиши, йиғилиши ва кучайиши юз беради.

Антициклонларда фронтлар бўлмайди ва ҳавонинг умумий пастга, ишқаланиш қатламида эса марказдан чеккага ҳаракати мавжуд бўлади. Антициклоннинг ривожланишида ҳавонинг улкан қатламлари унда аста-секин “чўқади”. Бу ҳавонинг динамик исиши ва ҳарорат инверсияларининг ҳосил бўлишига олиб келади. Шу сабабли ҳаво тўйиниш ҳолатидан узоқлашади ва антициклонда кам булутли қуруқ об-ҳаво шаклланади. Сутканинг ва йилнинг совуқ вақтларидагина қуйи қатламларда ер сирти билан ўзаро таъсирда совиш билан боғлиқ бўлган туман ва паст қатламли булутлар шаклланиши мумкин. Шунингдек, юқорироқ қатламларда, инверсиялар остида тўлқинсимон булутлар шаклланиши ҳам мумкин. Бироқ, буркама ёғинлар берувчи фронтал келиб чиқишга эга бўлган булутлар системалари антициклонларда бўлмайди.

Антициклоннинг ички қисмларида босим градиентлари ва шамоллар кучсиз, ер сирти яқинида кўпинча штиллар кузатилади. Бироқ, антициклон чеккасида шамол етарлича кучли бўлиши мумкин.

8.7. Маҳаллий циркуляциялар

1. Тўшалган сиртнинг хусусиятлари таъсирида ҳосил бўлувчи катта бўлмаган горизонтал масштабга эга бўлган ҳаво оқимлари **маҳаллий циркуляциялар** ёки **маҳаллий шамоллар** деб аталади.

Ер сиртининг атмосферага икки турдаги таъсири мавжуд: термик ва механик. Ер сиртининг ёндош қисмларидаги иссиқлик, радиацион ва бошқа хоссаларнинг фарқи ҳарорат горизонтал фарқининг ҳосил бўлишига олиб келади. Ўз навбатида бу фарқланиш шамолнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи босимнинг горизонтал градиентини пайдо қилади. Бундай шамолларга бризлар, тоғ-водий ва музликлар шамоллари киради. Йирикроқ масштабдаги ҳаво оқимининг тезлиги қанчалик кичик бўлса, маҳаллий шамоллар шунчалик яхши ифодаланган бўлади.

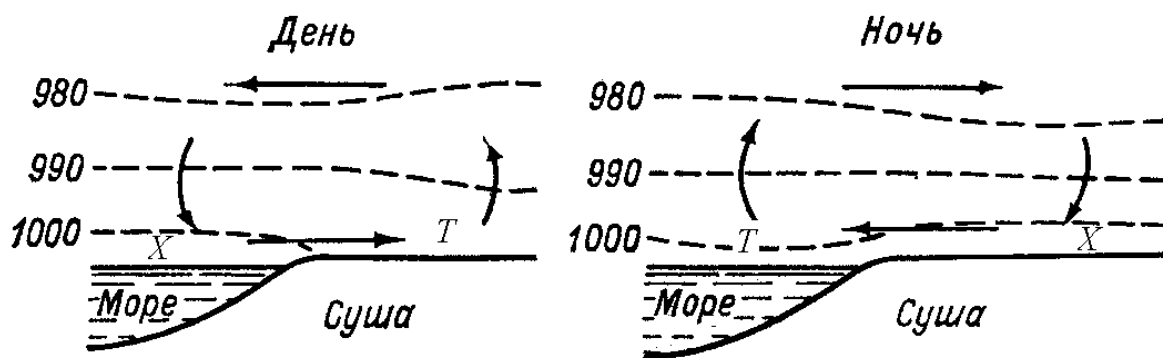
Маҳаллий тўсиқлар (тоғлар, баландликлар, ўрмонлар) томонидан кўрсатиладиган механик таъсир остида ҳаво оқими ўзгаришларга учрайди. Водийлар, тоғ дараларида оқим тезлиги уларнинг кўндаланг кесимига боғлиқ равишда ўзгаради. Шамолга қараган ёнбағирларда ҳавонинг юқорига йўналган ҳаракати, шамолга тескари ёнбағирларда пастга йўналган ҳаракати кузатилади. Бундай шамолларга фёнлар, бора, пастлама оқим шамоллари ва тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари киради.

Айрим ҳудудлардаги табиатан умумий циркуляция оқимлари ҳисобланган кучли ва ўзига хос хусусиятларга эга бўлган шамоллар ҳам маҳаллий шамолларга киради. Уларнинг намоён бўлиш интенсивлиги ва қаралаётган географик ҳудудга ҳослиги умумий циркуляция механизмининг ўзи ва синоптик жараёнлар географик тақсимотининг оқибати ҳисобланади. Бундай шамолларга Ўрта Ер денгизидаги **Сирокко**, Ўрта Осиёнинг жануби-шарқидаги **Афғон шамоли**, Фарғона водийсидаги **Қўқон шамоли** ва Ер шарининг турли жойларидаги кўп сонли бошқа шамоллар киради.

Санаб ўтилган гуруҳларга кирувчи асосий маҳаллий шамолларни кўриб чиқамиз.

2. Термик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамоллар яхши ифодаланган суткалик даврийликка эга.

2.1. **Бризлар** – бу қуруқлик сирти ҳароратининг суткалик ўзгаришлари билан боғлиқ бўлган денгиз ва катта қўлларнинг соҳил чизиғидаги шамоллардир. Кундузи қуруқлик сирти исийди ва унинг ҳарорати денгиз сирти ҳароратига нисбатан юқорироқ бўлади. Шунинг учун қуруқлик устида изобарик сиртлар денгизга нисбатан баландроққа кўтарилади (78-расм). Маълум баландликда денгиз томонга йўналган босим горизонтал градиенти ҳосил бўлади ва ҳавонинг денгиз томонга ҳаракати бошланади. Баландликда ҳавонинг бундай оқиши ер сирти яқинида қуруқлик устида босимнинг пасайиши ва денгиз устида унинг кўтарилишига олиб келади. Натижада қуйи изобарик сиртлар юқоридагига қарама-қарши оғади – қуйи қатламда денгиздан қуруқликка йўналган босим градиенти ва унга мос ҳаво оқими ҳосил бўлади. Қуйи қатламдаги ҳавонинг бу оқими кундузги **денгиз бризидир**.



78-расм. Бризлар схемаси.

Бунинг акси бўлган шароитлар тунда, куруқлик совиган ва денгизга нисбатан совуқроқ бўлганда кузатилади. Бу ҳолда қуйи қатламда ҳавонинг соҳилдан денгизга ҳаракати – тунги **соҳил** бризи, унинг устида эса қарама-қарши оқим ҳосил бўлади. Кечки пайтда денгиз бризининг соҳил бризига, эрталаб эса аксинча алмашиш юз беради.

Бризлар об-ҳаво очик ва ҳавонинг умумий оқими кучсиз бўлганда яққол ифодаланади. Бундай шароитлар камградиентли барик майдонларда, масалан, антициклонларнинг ички қисмида юзага келади. Ҳавонинг умумий оқими бризларнинг шаклланишини сезиларли бузиши мумкин. Бризларда шамол тезлиги 3-5 м/с ни, тропикларда каттароқ қийматларни ташкил этади.

Энг яққол ифодаланган бриз циркуляцияси субтропик антициклонларда, масалан, сутка давомида куруқлик устида кескин ҳарорат ўзгаришлари юз берадиган, умумий босим градиентлари кам бўлган чўл соҳилларида кузатилади. Тўла шаклланган бризлар йилнинг илиқ ойларида (апрелдан сентябргача) Қора, Азов, Каспий каби ўрта кенгликлар денгизларида кузатилади.

Бризлар бир неча юз метр, баъзида 1-2 км гача бўлган қатламни эгаллайди. Кундузги бриз тунги бризга нисбатан қалинроқ бўлган қатламда кузатилади. Тропикларда бризларнинг қуввати юқори кенгликдагиларга нисбатан каттароқ. Бризлар соҳил чизигидан куруқлик ёки денгиз ичкарасига ўнлаб километрларгача тарқалади.

Денгиз бризи совуқ фронт билан умумийликка эга. Кундузги бриз куруқликдаги ҳароратни бирмунча пасайтиради ва нисбий намликни орттиради. Бундай ҳолат тропикларда айниқса кескин юз беради. Мадрасда (Ҳиндистон) денгиз бризи соҳилдаги ҳаво ҳароратини 2-3°C га пасайтиради, намликни эса 10-20% га орттиради. Ғарбий Африкада денгиз бризи қизиган қитъа ҳавосининг ўрнига келиб, ҳароратни 10°C ва ундан кўпроққа пасайтириши ва нисбий намликни 40% ва ундан кўпроққа орттириши мумкин.

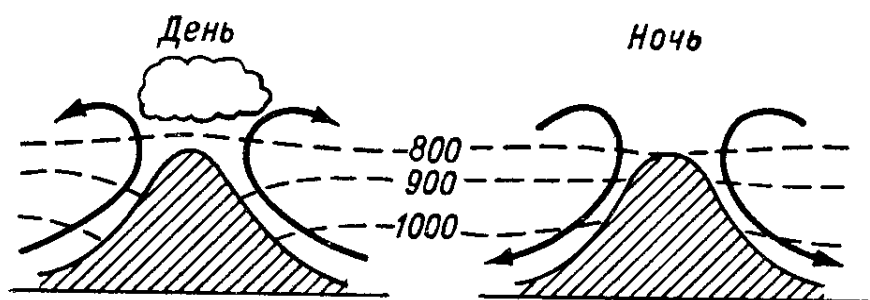
Сан-Франциско кўрфазида катта доимийлик билан эсувчи денгиз бризи жуда кучли иқлимий таъсирга эга. Денгиз бризи куруқликка совуқ Калифорния денгиз оқими ҳудудидан келганлиги учун Сан-Францискодаги ёз ойларининг ўртача ҳарорати кенглик бўйича 4° жанубда жойлашган Лос-

Анжелесдаги ҳароратга нисбатан $5-7^{\circ}$ га пастроқ, кишки ҳароратлар эса $2-3^{\circ}\text{C}$ га пастроқ бўлади.

Бризлар барча кўллар (Ладога, Иссиқ-Кўл, Байкал, Балхаш, Севан ва бошқалар) ва сув омборлари (Чорвоқ, Чордара, Туямўйин ва бошқалар) соҳилларида кузатилади.

2.2. Тоғ-водий шамоллари – бу тоғ ёнбағирлари ва шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавоси ўртасидаги ҳарорат горизонтал фарқининг таъсирида ҳосил бўлувчи шамоллардир.

Кундузи куёшга қараган тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан юқорироқ ҳароратга эга бўлади, яъни тоғ ёнбағридан водийга йўналган ҳароратнинг горизонтал градиенти ҳосил бўлади. Бу градиентнинг таъсирида ҳавонинг ёпиқ ҳаракати юзага келади. Қуйи қатламда шамол тоғ ёнбағри бўйлаб водийдан тоққа, юқори қатламда тоғ ёнбағридан водийга йўналади. (79-расм). Тунда тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан тезроқ совиydi. Натижада ҳавонинг кундузги йўналишига қарама-қарши ҳаракат пайдо бўлади.



79-расм. Тоғ-водий шамоллари схемаси.

Ёнбағирлар шамолларига бутун водий ва унга туташ текислик ўртасидаги йирикроқ масштабдаги ҳаво ҳаракати қўшилади. Исиган тоғ ёнбағирлари таъсирида, кундузи водийдаги ҳаво ҳарорати шу баландликда текислик устидаги ҳаво ҳароратидан юқорироқ бўлади. Шунинг учун денгиз бризи ҳолида соҳил устида бўлгани каби водийда тоғнинг чўққисигача бўлган баландликкача босим текисликдагига нисбатан паст, ундан юқори баландликларда эса юқори бўлади. Бу ҳолат 79-расмдаги изобарик сиртларнинг оғишидан кўриниб турибди. Натижада кундузи чўққидан пастдаги сатҳда текисликдан водийга йўналган ҳаво оқими – **водий шамоли** шаклланади, юқорида эса аксинча жараён содир бўлади. Тунда водийдаги ҳаво текисликдагига нисбатан совуқроқ ва водий ичида юқорироқ босим ҳосил бўлади. Ҳавонинг водий бўйлаб пастга, текисликка кўчиши – **тоғ шамоли**ни юзага келтирувчи босим градиентлари ҳосил бўлади. Унинг устида тоққа йўналган қарама-қарши кўчиш шаклланади.

Тоғ-водий шамоллари Алп, Кавказ, Помир, Тян-Шан ва бошқа тоғли ўлкаларнинг кўплаб водий ва чуқурликларида асосан йилнинг илиқ ярмида яхши ифодаланган. Уларнинг вертикал қалинлиги сезиларли бўлиб, километрларда ўлчанади, шамоллар водийнинг тоғ чўққиларигача бутун

кўндаланг кесимини эгаллайди. Одатда бу шамоллар кучли эмас, бироқ, айрим ҳолларда уларнинг тезлиги 10 м/с ва ундан катта бўлиши мумкин.

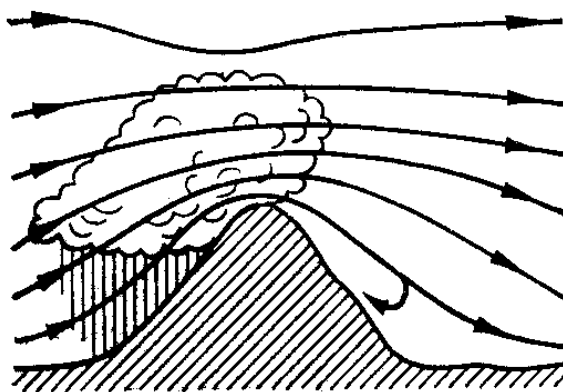
2.3. Музликлар шамоллари – бу тоғларда музликлардан пастга томон эсадиган шамоллардир. Тоғ ёнбағирлари музлик билан қопланган бу ҳолда ҳароратнинг горизонтал градиенти туну-кун водийдан музликка томон йўналган. Шунинг учун музлик шамоли қуйи қатламда доим музликдан водийга, юқори қатламда эса водийдан музликка эсади. Шу билан бирга ҳавонинг музлик устида пастга, водий устида эса юқорига йўналган ҳаракати кузатилади. Шамол тезлиги тунда ортади, кундузи камаяди. У 3-7 м/с га етиши мумкин. Музлик шамолининг вертикал қалинлиги бир неча ўн метр, айрим ҳолларда эса бир неча юз метрни ташкил этади.

3. Механик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамолларнинг ҳосил бўлиш механизмини кўриб чиқамиз.

3.1. Фён – илиқ, қуруқ, бирдан кучаявчи шамол бўлиб, тоғдан водийларга эсади. Фён тоғ ҳудудларида етарлича кўп тарқалган ҳодиса ҳисобланади. Фён ҳосил бўлишининг асосий сабабларини кўриб чиқамиз.

Ҳаво оқимининг тоғни ошиб ўтиш жараёни фён шаклланишининг классик варианты ҳисобланади (80-расм). Тоғнинг шамолга қараган ёнбағри бўйлаб мажбурий кўтарилишда ҳаво аввал қуруқ адиабатик, сўнгра (конденсация сатҳидан юқорида) псевдоадиабатик совийди. Тоғнинг бу ёнбағрида шаклланган булутдан ёғинлар ёғиши мумкин. Сўнгра тоғнинг шамолга тескари ёнбағри бўйлаб ҳавонинг тушиши қуруқ адиабатик қонуният билан содир бўлади. Негаки, пастга ҳаракатланаётган ҳавонинг исиши оқибатида у тўйиниш ҳолатидан узоқлашади. Натижада тоғнинг шамолга тескари ёнбағрининг этагига шамолга қараган ёнбағирдагига нисбатан илиқроқ ва қуруқроқ ҳаво келади. Тоғнинг шамолга тескари ёнбағридаги мана шу илиқ ва қуруқ ҳаво оқими фён деб аталади. Қуйидагича ҳисоб-китобни амалга оширамиз. Фараз қилайлик тизма чўққиси водий туби сатҳидан 3000 м баландликда, фён бошланишига қадар ҳавонинг ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$, ҳароратнинг ўртача вертикал градиенти $0,6^{\circ}\text{C}/100$ м бўлсин. Чўққи сатҳида ҳарорат $+10-(0,6 \cdot 30) = -8^{\circ}\text{C}$ бўлади. Шамолга тескари ёнбағир бўйлаб дастлабки сатҳгача қуруқ адиабатик тушган ҳавонинг ҳарорати 30°C га кўтарилади ва $+22^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этади. Шундай қилиб, тоғни ошиб ўтганда ҳавонинг ҳарорати 12°C га ортади. Шу билан бирга ҳаводаги намлик миқдори ўзгармас қолгани ҳолда чўққи сатҳида 100% га тенг бўлган нисбий намлик 17% гача пасаяди.

Бундай турдаги фёнлар одатда тоғ тизмасининг бир томонида паст босим соҳаси мавжуд бўлганда ҳосил бўлади. Тизманинг шамолга тескари томонида яққол қуйи чегарага эга бўлган булут уюмининг шаклланиши уларнинг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Фён булути тоғ тизмаси устида ҳаракатсиз осилиб тургандек туюлади. Аслида эса бу булутнинг тўхтовсиз янгилашиб туриши юз беради. Фён ҳавосининг шамолга тескари ёнбағир бўйлаб тушишида булутлардаги томчилар буғланади, шамолга қараган ёнбағирда эса, аксинча, улар ҳамма вақт янгидан ҳосил бўлади.



80-расм. Фён схемаси.

Шуни ҳисобга олиш керакки, ҳавонинг тоғ ёнбағри бўйлаб кўтарилишида кинетик энергиянинг камайиши ҳисобига унинг потенциал энергияси ортади. Юқорига кўтарилиш билан бирга ҳавонинг ҳаракат тезлиги секинлашади ва маълум баландликда нолга айланади. Натижада тизманинг шамолга қараган ёнбағрида ҳавонинг йиғилиши ва босимнинг ортиши юз беради. Бу ҳолда ҳаво оқимининг тоғни ошиб ўтиши билан бирга унинг бир қисми тоғ ёнбағри бўйлаб ҳаво массасининг умумий ҳаракатига қарши орқага оқиб туша бошлайди. Бунда ҳам ҳаво исийди ва қуруқлашади, шамол тезлиги эса катта қийматларга эришиши мумкин (Алмати ҳудудидаги кучли жануби-шарқий шамол шундай табиатга эга).

Фёнларнинг яна бошқа бир тури антициклонал фёнлардир. Улар Кавказ, Алплар, Тян-Шанда кузатилади. Масалан, Кавказ устида кенг ва баланд антициклон турганда, пастга тушаётган ҳаво Кавказорти ва Шимолий Кавказнинг барча водийлари бўйлаб ҳамма томонга фён кўринишида тарқалади. Бундай фёнда шамол тезлиги катта бўлмайди, ҳароратнинг кўтарилиши эса бир вақтда тизманинг ҳар иккала томонида ҳам юз бериши мумкин.

Фёнлар узоқ вақтлардан буён Алпларда маълум бўлган. Улар Ғарбий Кавказнинг ҳам шимолий, ҳам жанубий тоғ ёнбағирларида тез-тез учраб туради. Фёнлар Қримнинг жанубий қирғоғидаги Яйла тик девори остида, Ўрта Осиё ва Олтой, Якутия ва ғарбий Гренландия тоғлари, Қояли тоғларнинг шарқий ёнбағирларида ва бошқа тоғ тизмаларида кузатилади.

Фёнларнинг давомийлиги баъзи узилишлар билан бир неча соатдан бир неча суткагача бўлиши мумкин.

Фёнларнинг такрорланувчанлиги тўғрисида ўртача иқлимий маълумотлар асосида хулоса қилиш мумкин. Масалан, Кутаисида йилига ўртача 114, Тбилисида 45, Владикавказда 35, Телецк кўлида 150, Инсбрукда (Австрия) 75, Тошкентда 49 кун давомида фёнлар кузатилади.

Ҳароратнинг энг кучли кўтарилиши тоғ тизмасидан илиқ фронт ортидан тропик ҳаво ошиб ўтгандаги фёнда кузатилади. Ҳавонинг юқори ҳарорати пастга йўналган ҳаракатда кўшимча равишда адиабатик кўтарилади. Масалан, 1935 йилда май ойининг дастлабки саналарида Кавказнинг шимолий тоғолдида кузатилган фён Арман тоғларидан ҳаво олиб

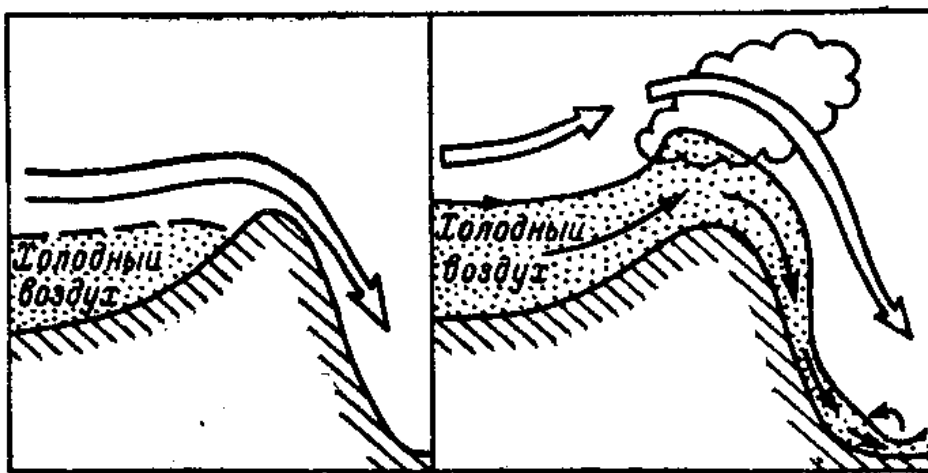
келган. Бунда ҳарорат Налчикда 32°C, Моздокда 40°C гача кўтарилган, нисбий намлик эса 13% гача пасайган. Агар водийдаги ҳаво нурланиш оқибатида кучли совиган бўлса, ҳароратнинг кўтарилиш эффекти ўта кучли бўлади. Масалан, Монтанада (Қояли тоғлар) декабрда 7 соат давомида ҳароратнинг –40°C дан 4°C гача кўтарилиши кузатилган.

Давомий ва интенсив фён тоғларда қорнинг тез эришига, тоғ дарёлари сатҳининг кўтарилиши ва уларнинг тошқинига олиб келиши мумкин. Ёзда фён ўзининг юқори ҳарорати ва қуруқлиги оқибатида ўсимликларга қуритувчи таъсир кўрсатиши мумкин. Кавказортида (Кутаиси ҳудудида) ёзги фёнлар вақтида дарахтлар баргларининг қуриши ва тўкилиши кузатилиб туради.

Фён арктик ҳавода ҳам, масалан у Алплар ёки Кавказ орқали оқиб ўтиб, жанубий ёнбағирлар бўйлаб тушаётганида, кузатилиши мумкин. Ҳатто Гренландияда ҳам ҳаво 3 километрли баландликдаги муз платосидан фьордларга тушишда ҳароратнинг жуда кучли кўтарилишини ҳосил қилади. Исландияда фён вақтида бир неча соат давомида ҳаво ҳароратининг деярли 30°C га ортгани кузатилган.

Тоғни ошиб ўтишда ҳаво оқимида баъзида ясиқсимон булутларнинг шаклланишига олиб келувчи амплитудаси бир неча километр бўлган фён тўлкини деб аталувчи турғун тўлқинлар ҳосил бўлиши мумкин. Бу тўлқинлар юқорига тоғ чўққиси баландлигидан бир неча марта катта баландликларгача тарқалади.

3.2. Бора – паст тоғ тизмаларидан етарлича илиқ денгиз томонга эсувчи совуқ ва бирдан кучаяувчи кучли шамол. Бу шамолнинг шаклланишида оғирлик кучи катта рол ўйнайди. Бора асосан қишда, совуқ қитъа устида антициклон, илиқ сув ҳавзаси устида паст босим соҳаси турганида шаклланади. У устида зич совуқ ҳаво тўпланувчи қитъа тоғини баланд бўлмаган тизма (300-600 м) денгиздан ажратиб турадиган жойда кузатилади. Тоғнинг шамолга қараган томонида юқорига йўналган ҳаракат ривожланади, шамолга тескари томонида эса ҳавонинг ўпирилиши бошланади (81-расм).



81-расм. Борада совуқ ҳавонинг тоғ тизмасининг шамолга қараган ёнбағрида йиғилиши (чапда) ва унинг шамолга тескари ёнбағирда ўпирилиши (ўнгда) схемаси.

Бора қитъа ичкарасида совуқ ҳавонинг баланд бўлмаган ва узун тизманинг шамолга қараган томонида йиғилиши ҳамда тоғнинг илиқроқ ва пастроқ бўлган шамолга тескари томонида ўпирилиши учун шароитлар бажариладиган бир қатор жойларда кузатилиши мумкин. Ғарбий Уралда ҳосил бўладиган **Кизел** бораси шундай турга мансуб.

Боранинг биринчи турига Қора денгизнинг Новороссийск бухтасида ҳосил бўладиган **Новороссийск** бораси, Югославиянинг Триеста худудида Адриатика денгизи соҳилидаги **Адриатика** бораси, **Янги Ер** бораси киради. Байкал кўлидаги **Сарма**, Япониянинг океан соҳилларидаги **Ороси**, Бокудаги **Норд**, Франциянинг Монпельедан Тулонгача бўлган Ўртаер денгизи соҳилидаги **Мистрал**, Мексика кўрфазидаги (Мексика, Техас) **Нортсер** шамоллари бора табиатига эга.

Борада шамол тезлиги 30-40 м/с, айрим ҳолларда 60 м/с га етади. Одатда ҳаво ҳароратининг сезиларли пасайиши кузатилади. Фёнда бўлгани каби бора ҳавоси ҳам пастга ўпирилишда адиабатик исийди. Бироқ, тизмаларнинг баландлиги катта бўлмагани учун ҳарорат кўтарилиши тушаётган совуқ ҳаво ҳароратига нисбатан сезиларсиз бўлади.

Боранинг давомийлиги одатда 1-3 сутка, айрим ҳолларда бир ҳафтани ташкил қилади. Йил давомида, асосан ноябрдан мартгача, Новороссийскда ўртача 46 кун бора кузатилади.

3.3. Ҳаво оқими тор даралардан текисликка чиқадиган жойларда ўзига хос шамоллар ҳосил бўлади. Булар **тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари**дир. Улар текислик томонга йўналган катта босим градиентлари кузатилганда ҳосил бўлади. Бундай шамолларга Эби-Нур кўлидан Жунгар дарвозаси (Шарқий Қозоғистон) орқали довул кучи билан эсувчи шарқий шамол – **Эби** киради. Боом дараси орқали Иссиқ-кўл кўлига эсувчи **Улан** шамоли, Фарғона водийсининг чиқишида ҳосил бўлувчи **Урсатев** шамоли ва Ер шарининг бир қатор бошқа жойларидаги шамоллар юқорида кўрсатилган шамоллар қаторига киради.

Бу шамолларнинг тезлиги 30-40 м/с, айрим ҳолларда эса 50-60 м/с га етади ва қаторасига бир неча сутка давом этиши мумкин.

4. Учинчи гуруҳга кирувчи маҳаллий шамолларга бир нечта мисол келтирамиз.

Афғон шамоли – шарқий Қорақум, Ўзбекистон ва Тожикистоннинг жанубида кузатиладиган ғарбий ёки жануби-ғарбий жуда кучли чангли шамол. У Термизда йил давомида 70 кун кузатилади. Афғон шамоли Турон пасттекислигига шимоли-ғарбдан совуқ ҳавонинг кириб келиши билан боғлиқ равишда ҳосил бўлади. Шамолнинг сусайишида босимнинг кескин ортиши ва ҳавонинг бироз совиши юз беради.

Қўқон шамоли – Фарғона водийсининг ғарбий қисмидаги кучли (20-30 м/с гача) ғарбий ёки жанубий-ғарбий шамол. У Қўқонда йил давомида 85 кун кузатилади. Қўқон шамоли циклон ортидан совуқ арктик ҳавонинг жанубий кенгликларга кириб келишида ҳосил бўлади.

Самум – Кичик Осиё, Арабистон, Саҳрои Кабир чўлларида, Ўртаер

денгизининг жанубий соҳиллари, Африканинг шимоли-ғарбий соҳиллари ва Марокашда тўсатдан бошланувчи иссиқ, қуруқ чанг бўронидир. Самум Ўртаер денгизи бўйлаб шарққа ҳаракатланувчи циклоннинг илиқ секторида ҳосил бўлади ва фаол атмосфера фронтига боғлиқ. Самумнинг ҳосил бўлиши шунингдек термик депрессияда кучли конвекциянинг ривожланиши билан ҳам боғлиқ бўлади.

5. Қасирға ва кичик масштаби уюмалар - қуюн, тромб, торнадоларни маҳаллий циркуляциянинг кўринишлари деб ҳисоблаш мумкин.

5.1. **Қасирға** – қисқа вақт давомида тезлиги ва йўналиши бирдан кескин ўзгарувчи шамол. Қасирғада шамол тезлиги кўпинча 20-30 м/с дан ортади. Одатда қасирға бир неча минут давом этади. Баъзида шамол тезлиги ва йўналишининг кескин ўзгариши такрорланади. Қасирғада атмосфера босими (барограммада ўзига хос кўнгура – момақалдирок бурни ҳосил бўлади) ва нисбий намликнинг сакраши ҳамда ҳароратнинг тез пасайиши юз беради. Қасирға вақтида кўпинча жала ва момақалдирок кузатилади.

Масса ичи ва фронтал қасирғалар фарқланади. Масса ичи қасирғалари қуруқлик устидаги иссиқ ёз ҳавосида ёки илиқ тўшалган сирт устидаги нотурғун стратификацияланган совуқ ҳаво массаларида ҳосил бўлувчи кучли конвектив булутлар – ёмғирли тўп-тўп булутлар билан боғлиқ. Фронтал қасирғалар асосан совуқ атмосфера фронтларидаги фронтолди ёмғирли тўп-тўп булутлари билан боғлиқ. Иккала ҳолда ҳам булут ва унинг остида ҳавонинг горизонтал айланиш ўқи атрофидаги уюрмавий ҳаракати кузатилади.

МДХда кузатиладиган қасирғаларнинг атиги 10%и масса ичи қасирғаси ҳисобланади, қолганлари асосан фронт билан боғлиқ бўлади. Қасирғаларни 10-30 с давом этувчи бирдан кучаядиган шамоллардан фарқлаш керак. Атмосферадаги асосий ҳаво оқимларига орографиянинг таъсири натижасида ҳосил бўладиган орографик қасирғалар фарқланади. Булар бора ва фёндир.

Кузатилаётган об-ҳавога боғлиқ равишда **оқ қасирға** (тўшалган сирт хусусиятларига боғлиқ ҳолда ҳаво оқимларининг ўзаро таъсирида уларнинг деформациясига олиб келувчи динамик сабаблар асосида ҳосил бўлади), **қора қасирға** (ёпиқ об-ҳаво кузатилади), **қуруқ қасирға** (ҳавонинг қуруқлиги сабабли ёғинлар ер сиртига етиб келмайди), **момақалдирок қасирғаси** (момақалдирок олдида ва унинг ўтиш вақтида бирдан кучаядиган шамолнинг кучли зарбаси кузатилади), **чангли қасирға** ва бошқалар фарқланади. Ёзда кучли конвекция билан боғлиқ бўлган қасирғалар ҳатто нисбатан қуруқ ҳавода ҳам момақалдирок бериши мумкин. Бу ҳолларда ёғинлар ер сиртига етиб келмайди.

Жанубий кенгликлар ва тепаликларда шимол ва текисликларга нисбатан қасирғалар кўпроқ учрайди. Масалан, Жанубий Урал, Волгабўйи, Ўртарус, Волино-Подольск тепаликларида, Қрим яйлалари ва мураккаб орографияли бошқа жойларда қасирғаларнинг катта такрорланувчанлиги кузатилади. Энг кўп қасирғалар тоғ ҳудудларида – Кавказ, Тянь-Шан, Яблон

тоғ тизмаларида ҳосил бўлади. Бу жойларда йил давомида 80 тагача қасирға бўлади.

5.2. Кичик масштабли уюрмалар - қуюн, тромб, торнадо – кучли вайрон қилувчи уюрма бўлиб, бир неча метрдан бир неча юз метргача (кам ҳолларда 1-3 км) диаметрли деярли вертикал (эгилган) ўққа эга бўлган қора устун кўринишидаги кучли ёмғирли тўп-тўп (она) булутдан ергача тушади. Баъзида деярли горизонтал ўқли ёйсимон қасирға ҳосил бўлади.

Қуюн кутбий кенгликлардан бошқа ҳамма кенгликларда учрайди. Қуюнлар катта такрорланишга эга бўлган ҳудудлар маълум. Масалан, АҚШнинг марказий штатлари ва Қозоғистондаги Маркансу водийси (Қуюнлар водийси).

Қуюннинг қаерда ҳосил бўлиши ва нимани сўриб олишига (чанг, қум ёки сув) боғлиқ ҳолда чангли, қумли ва сувли қуюнлар фарқланади.

Чангли ва қумли қуюнлар асосан чўл ва даштларда кузатилади ва кўпинча ёмғирли қатламли булутлар билан боғлиқ бўлмаслиги билан ўрта кенгликлар қуюнларидан фарқ қилади.

Қуюнларнинг шакли турли-туман: хартумсимон, устунсимон, илонсимон, буқасимон, арқонсимон, конуссимон, ёйилган, ер бағирлаб ёйилган ва зич шакллари мавжуд. Бу шакллар қуюннинг ривожланишига ва уларни ҳосил қилган булут ва ҳаво оқимининг тузилишига боғлиқ равишда ўзгаради.

Қуюнлар асосан қуйи тропосферадаги ҳукмрон шамол йўналишида одатда 10-20 м/с тезлик билан мураккаб эгри чизик бўйлаб ҳаракатланади. Уларнинг ҳаракати тўлқинсимон бўлиб, гоҳ кўтарилади, гоҳ тушади. Якка қуюн йўлининг узунлиги ўртача 5-10 км ни, у вайрон қилган ҳудуднинг эни бир неча ўн метр, узунлиги эса бир неча юз метрни ташкил қилади. Қуюн таъсирига тушган жами ҳудуднинг узунлиги юзлаб километрга етиши мумкин.

Қуюннинг ўқи бўйлаб атмосфера босимининг тез, кескин ва кучли пасайиши (100-200 гПа дан кўп) кузатилади. Натижада қуюн дарё ёки кўл сувини ўзига сўриб олувчи кучли насосга айланади. Қуюнларда унинг воронкаси деворида шамолнинг катта тезлигига сабаб бўлувчи 10 гПа/100 км гача бўлган босим градиентлари ҳосил бўлади. Бу вақтда қуюн атрофида штил кузатилиши мумкин. Қуюндаги айланма ҳаракат соат миля бўйлаб ҳам, унга қарама-қарши йўналишда ҳам юз бериши мумкин.

Қуюн ҳосил бўлиши иссиқ вақтда тропик ҳаводаги атмосферанинг кучли нотурғун стратификацияси билан боғлиқ. Бундай ҳолат, масалан, АҚШнинг дашт ҳудудларига Мексика кўрфазидан нам ҳаво чиққанида, шунингдек кучли исиган Украина даштларига жанубий оқимлар билан Ўртаер ва Қора денгизларидан нам ҳаво келганида кузатилади. Қуюнлар одатда тўлқинсимон совуқ фронтларда ёки унинг олдида, кучли ёмғирли қатламли булутлар системасининг жануби-шарқий чеккасида ривожланади. Сувли қуюнлар ёмғирли қатламли булутлар билан боғлиқ.

Қуюн ривожланишининг қуйидаги босқичлари мавжуд: термик, уюрманинг шаклланиши, ривожланган қуюннинг ҳосил бўлиши, сўниш.

8.8. Атмосферада таъсир этувчи асосий кучлар

Атмосфера тўхтовсиз ҳаракат ҳолатида бўлади. Иссиқлик алмашинуви жараёнлари билан белгиланадиган босимнинг нотекис тақсимооти бу ҳаракатнинг асосий сабабидир. Атмосфера ҳаракатларини юзага келтирувчи кучларни кўрайлик.

Атмосферада таъсир этаётган кучлар масса (ҳажм)га ва сиртга таъсир этувчи кучларга бўлинади. Биринчи кучларга кўриляётган ҳаво заррачаси билан ёндош бошқа ҳаво заррачаларининг бор-йўқлигидан қатъий назар масса (ёки ҳажм)нинг ҳар бир элементига таъсир этувчи кучлар киради. Уларга **оғирлик кучи** ва **инерцион** – Ер шари айланишининг четлантирувчи (**Кориолис**) ва **марказдан қочма** кучлар киради.

Сиртга таъсир этувчи кучлар кўриляётган ҳаво массаси (ҳажми)нинг атроф-муҳит билан ўзаро таъсири натижасида юзага келадиган кучлардир. Бу кучлар кўриляётган ҳажмнинг ташқи сиртидаги заррачаларга қўйилган бўлади. Уларга **барик градиент** ва **қовушқоқ ишқаланиш** кучлари киради.

Юқорида санаб ўтилган кучларни кўриб чиқайлик.

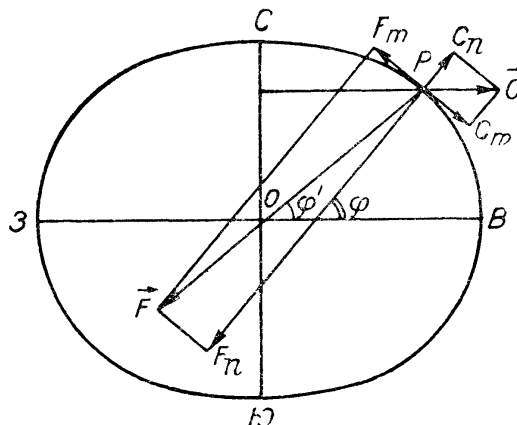
Оғирлик кучи g – бу Ер шари маркази томон йўналган тортиш кучи $\vec{F}$ ва айланиш радиус-вектори бўйича йўналган марказдан қочма куч $\vec{C}$ ларнинг перпендикуляр ташкил этувчилари айирмасидир (82-расм), яъни:

$$P = \rho g = F_n - C_n \quad (8.9)$$

Расмдаги белгилашлардан фойдаланиб, қуйидагига келамиз:

$$g = G \frac{M}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \varphi, \quad (8.10)$$

бу ерда $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ – гравитацион доимий, M – Ер массаси, R – Ернинг ўртача радиуси, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – Ер айланишининг бурчак тезлиги, φ – географик кенглик.



82-расм. Оғирлик кучининг аниқланишига доир

Оғирлик кучининг энг катта қийматлари кутбларда, энг кичик қиймати – экваторда кузатилади.

Ер айланишининг четлантирувчи кучи (Кориолис кучи). Бу инерцион куч бурчак тезлиги $\vec{\omega}$ га тенг бўлган Ернинг суткалик айланиши билан боғлиқ. У фақат ҳаво заррачаси ер сиртига нисбатан $\vec{v}$ тезлик билан ҳаракатланаётгандагина юзага келади.

Умумий ҳолда, бирлик ҳаво ҳажмига таъсир этаётган Кориолис кучи қуйидагига тенг бўлади:

$$\vec{K} = 2\rho(\vec{v} \times \vec{\omega}), \quad (8.11)$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги, ω – Ернинг айланиш ўқи бўйича шимолий кутб томон йўналган вектор.

Кориолис кучининг x, y, z ўқларига проекциялари қуйидагича:

$$\left. \begin{aligned} K_x &= 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) \\ K_y &= 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) \\ K_z &= 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) \end{aligned} \right\}, \quad (8.12)$$

бу ерда u, v, w – $\vec{v}$ тезлик векторининг проекциялари, $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ – $\vec{\omega}$ векторнинг мос равишда x, y, z ўқларга проекциялари.

(8.12) га кирган ҳадларнинг миқдорларини таққослаш кўрсатадики, $K_z \ll K_x, K_z \ll K_y$ ва w нинг қиймати u ва v ларга нисбатан 2-3 тартибга кичикдир. Демак, қуйидагини ёзиш мумкин:

$$K_x = 2\rho\omega_z v, \quad K_y = -2\rho\omega_z u. \quad (8.13)$$

Кориолис кучининг горизонтал ташкил этувчиси қуйидагига тенг бўлади

$$K_s = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_z V, \quad (8.14)$$

бу ерда $\omega_z = \omega \sin \varphi$ – Ер айланиши бурчак тезлигининг вертикал ташкил этувчиси, $V = \sqrt{u^2 + v^2}$.

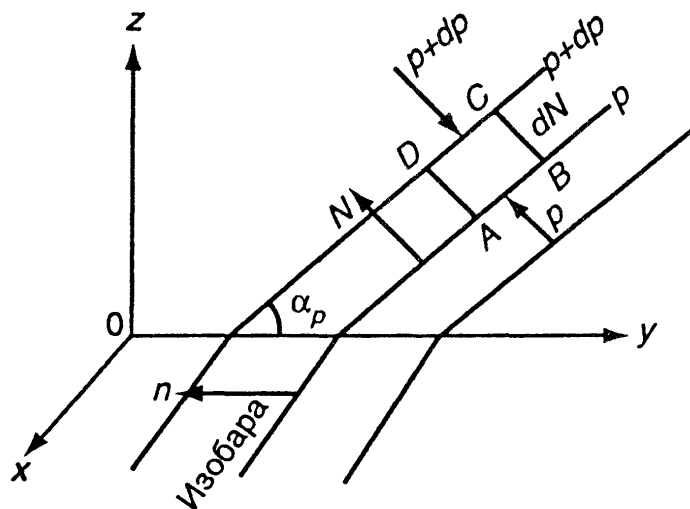
Ҳаво заррачасининг ҳаракат йўналишига нисбатан Кориолис кучининг таъсир йўналишини аниқлайлик. x ўқининг мусбат йўналишини ғарбдан шарққа, y ўқининг мусбат йўналишини эса – жанубдан шимолга танлайлик. Унда шамол ғарбдан шарққа йўналган бўлса $u > 0$, жанубдан шимолга йўналган бўлса $v > 0$. шарқий шамол учун $u < 0$, шимолий шамол учун $v < 0$.

Мос равишда Кориолис кучининг x ва y ўқларига проекциясининг ишораси танланади. Шимолий яримшарда $\omega_z > 0$, жанубий яримшарда – $\omega_z < 0$. Энди, x ўқини шамол йўналиши бўйича йўналтирсак, қуйидагига келамиз: $u > 0, v = 0, K_x = 0, K_y < 0$. Шундай қилиб, Кориолис кучи ҳаракатдаги ҳаво

заррачасини шимолий яримшарда ҳаракат йўналишига нисбатан ўнг томонга оғдиради. Мос равишда жанубий яримшарда ҳаво заррачаси чап томонга оғади.

Барик градиент кучи – бу босимнинг нотекис тақсимооти натижасида юзага келувчи кучдир. Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан маълум бурчак остида жойлашган бўлади (83-расм).

Расмдан кўриниб турибдики, ABCD ҳажмга таъсир этаётган барча босим кучлари натижаловчисининг абсолют қиймати $P-(P+dP)=-dP$ га тенг бўлади. Унинг йўналиши изобарик сиртга перпендикулярнинг мусбат йўналиши билан бир хил бўлади.



83-расм. Босим кучининг натижаловчиси тушунчасига доир

Бирлик ҳажмга таъсир этаётган босим кучлари натижаловчисининг модули қуйидагига тенг:

$$-\frac{dP}{dn} = G, \quad (8.15)$$

бу ерда dn – қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа.

Босим градиентининг x , y ва z ўқларига проекцияси қуйидагича бўлади:

$$-\frac{dP}{dx}, -\frac{dP}{dy}, -\frac{dP}{dz}. \quad (8.16)$$

Барик градиентининг горизонтал ташкил этувчиси қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$G_2 = -\frac{dP}{dn}. \quad (8.17)$$

Бу куч таъсирида ҳавонинг горизонтал ҳаракати (шамол) юзага келади. G_2 , одатда, **барик градиент** деб аталади.

Қовушқоқ ишқаланиш кучлари. Ҳаракатдаги ҳавонинг турли ҳажмлари ҳар хил тезликлар билан ҳаракатланганда қовушқоқ ишқаланиш кучлари юзага келади.

Атмосферада шамол тезлиги вертикал градиентининг қиймати унинг горизонтал градиентидан бир неча тартибга катта бўлганлиги учун, шамол тезлигининг баландлик бўйича ўзгариши билан боғлиқ бўлган кучлар энг катта аҳамият касб этади.

Молекуляр-кинетик назария нуктаи назаридан қовушқоқ ишқаланишнинг физикавий мазмунини аниқлайлик.

Фараз қиламизки, z ва $z+dz$ сатҳларда мос равишда шамол тезликлари $\vec{v}$ ва $\vec{v} + d\vec{v}$ га тенг. Тартибсиз (хаотик) ҳаракат натижасида ҳаво молекулалари бир сатҳдан иккинчи сатҳга ўтиб, ўз импульсини узатади. Шундай қилиб, қуйи сатҳ томонидан юқоридаги сатҳдаги молекулалар ҳаракатини секинлаштирадиган куч юзага келади. Аксинча, юқори сатҳдаги молекулалар пастдаги молекулалар ҳаракатини тезлаштиришга интилади. Натижада, бирлик юзага қўйилган ва **молекуляр ишқаланиш кучланиши** $\vec{\tau}_m$ деб аталувчи кучлар жуфтлиги пайдо бўлади. Табиийки, ишқаланиш кучланиши шамол тезлигининг вертикал градиентига мутаносиб:

$$\vec{\tau}_m = \eta \frac{\partial \vec{v}}{\partial z}, \quad (8.18)$$

бу ерда η – **динамик қовушқоқлик коэффиценти** (кг/м · с).

Баъзида **кинематик қовушқоқлик коэффиценти** $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ ни киритишади, бу ерда ρ – ҳаво зичлиги.

Турбулент ҳаракат учун импульс алмашинуви катта ҳажмдаги ҳаво массалари ўртасида юз беради. Бу ҳаракат учун, молекуляр ишқаланишга ўхшаб, *турбулент ишқаланиш кучланишини* қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\vec{\tau}_t = A \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} = \rho k \frac{\partial \vec{v}}{\partial z}, \quad (8.19)$$

бу ерда $\frac{\partial \vec{v}}{\partial z}$ – сатҳлар орасидаги ҳаво оқими ўртача тезлигининг градиенти, A – турбулент қовушқоқлик коэффиценти, k – турбулентлик коэффиценти.

Умумий ҳолда ишқаланиш кучланиши молекуляр ва турбулент ишқаланиш кучланишларининг йиғиндисига тенг:

$$\vec{\tau} = (\eta + A) \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \quad (8.20)$$

Бирлик ҳаво ҳажмига таъсир этаётган қовушқоқ ишқаланиш кучи қуйидагича ёзилади:

$$\vec{R} = \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \quad (8.21)$$

Бу кучнинг x, y, z ўқларига проекциялари:

$$\left. \begin{aligned} R_x &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ R_y &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ R_z &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (8.22)$$

Микдорий баҳолашлар кўрсатадики, Ер сирти ғадир-будирлигининг таъсири атмосферанинг бир неча юз метрлардан 1-1,5 км баландликларгача тарқалади. Бу қатлам **атмосферанинг чегаравий қатлами** деб аталади ва бу ерда босим градиенти ҳамда Кориолис кучлари билан бир қаторда қовушқоқ ишқаланиш кучларини ҳам ҳисобга олиш лозим.

Эркин атмосферада бошқа кучларга нисбатан ишқаланиш кучларининг таъсири катта эмас. Лекин, шамол тезлигининг градиенти катта бўлган жойларда ишқаланишни ҳисобга олиш керак. Бу фронтал зоналарга, тез ҳаво оқимларига ва бошқа атмосфера объектларига тааллуқли.

Марказдан қочма куч ҳаво заррачаси эгри чизикли траектория бўйлаб ҳаракатланганда ҳосил бўлади:

$$\vec{C} = \rho \frac{\vec{V}^2}{r} \quad (8.23)$$

бу ерда r – траекториянинг эгрилик радиуси, $\vec{V}$ – шамол тезлиги.

8.9. Турубулент атмосфера учун ҳаракат тенгламалари

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ жисм массасининг унинг тезланишига кўпайтмаси шу жисмга таъсир этувчи кучларнинг геометрик йиғиндиси тенг:

$$\rho \frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{P} + \vec{R} \quad (8.24)$$

Бу тенглама **атмосферанинг вектор кўринишидаги ҳаракат тенгламасидир**.

Кучларнинг x, y ва z ўқлари бўйича проекцияларини қўллаб, координата кўринишидаги атмосферанинг ҳаракат тенгламалари тизимини ҳосил қиламиз:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \rho g_x + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \rho \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \rho g_y + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ \rho \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) + \rho g_z + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (8.25)$$

(8.25) тенгламалар тизимини соддалаштириш мақсадида қуйидаги фикрларни ҳисобга оламиз:

- тезликнинг вертикал ташкил этувчиси w горизантал ташкил этувчиларидан (u ва v) кичик;
- (8.25) нинг учинчи тенгламаси таркибига кирган ҳадларнинг тартиб қийматларини ҳисобга олиб, уни статика тенгламаси кўринишига олиб келиш мумкин;
- тенгламаларнинг чап ва ўнг томонларини ρ га бўлиб, чап томонда тезланиш проекцияларини ҳосил қиламиз;
- η ва A ларни v ва k билан алмаштирамиз.

Унда (8.25) қуйидаги кўринишда тасвирланади:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{\partial}{\partial z}(v + k) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u + \frac{\partial}{\partial z}(v + k) \frac{\partial v}{\partial z} \\ -\frac{\partial P}{\partial z} &= \rho g \end{aligned} \right\} \quad (8.26)$$

Ҳаво идеал газ каби, муҳит узуликсизлиги шартига жавоб беради. Физик нуқтаи назардан бу газ (суюқлик) массасининг йўқолмаслигини англатади. Узуликсиз муҳитлар учун **узуликсизлик тенгламаси** ўринли бўлади. Уни келтириб чиқарамиз.

Бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юзадан ҳаво массасининг оқими ҳаво зичлиги ва оқим тезлиги кўпайтмасига тенг бўлади. x , y ва z ўқларига оқимнинг проекциялари ρu , ρv ва ρw га тенг бўлади.

Бирлик вақт ичида бирлик ҳажмга ҳаво массасининг оқиб келиши тескари ишора билан олинган оқим дивергенциясига тенг:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right)$$

ёки

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (8.27)$$

Бу узуликсиз муҳит учун узуликсизлик тенгламасидир.

Кўпайтмалардан ҳосилаларни олиб, зичликнинг вақт бўйича тўлиқ ҳосиласининг ифодасини

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + u \frac{\partial\rho}{\partial x} + v \frac{\partial\rho}{\partial y} + w \frac{\partial\rho}{\partial z}$$

эсласак, узуликсизлик тенгламасини қуйидаги кўринишга келтирамиз:

$$\frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

ёки

$$\frac{d\rho}{dt} + \operatorname{div} \vec{V} = 0 \quad (8.28)$$

Атмосфера учун ҳаракат тенгламалари (8.26), узуликсизлик тенгламаси (8.27), нам ҳаво учун ҳолат тенгламаси, иссиқлик узатилиши тенгламаси ва сув буғининг кўчиши тенгламаси биргаликда **атмосфера учун гидротермодинамиканинг асосий тенгламалари тизимини** ифодалайди.

Умумий ҳолда гидротермодинамика тенгламалари тизимини ечиш ниҳоятда мураккаб масаладир. Гидротермодинамика тенгламалари хусусий ҳосилали дифференциал тенгламалар бўланлиги сабабли уларни ечиш учун чегаравий ва бошланғич шартларни белгилаш зарур. Уларнинг кўриниши ўрганилаётган жараён ёки ҳодисаларнинг физикавий моҳиятига боғлиқ.

Асосий хулосалар

1. Атмосферада ҳаво заррасининг ҳаракатланишига горизонтал барик градиент кучи сабаб бўлади. Ҳаракат бошланиши билан заррага Кориолис кучи таъсир эта бошлайди. Атмосферанинг чегаравий қатлами ичида қовушқоқ ишқаланиш кучларини ҳам ҳисобга олиш керак. Эркин атмосферада бу кучлар эътиборга олмаса бўладиган даражада кичик ва ҳаракатни квазигеострофик деб қабул қилиш мумкин. Горизонтал ҳаракат (шамол)нинг йўналиши шамолнинг барик қонуни асосида белгиланади.

2. Атмосферанинг чегаравий қатламида шамолнинг вертикал профили ер сиртининг ғадир-будирлиги таъсирида, шунингдек илиқ ёки совуқ ҳаво массасининг адвекцияси натижасида шаклланади.

3. Маҳаллий циркуляциялар атмосфера циркуляциясининг локал масштабдаги объектларидан бири бўлиб, термик ва механик табиатга эга. Бризлар, тоғ-водий ва музлик шамоллари биринчи гуруҳга, фён, бора, сўриб чиқариш шамоллари иккинчи гуруҳга мансуб. Қасирға, чангли бўрон ва мезомасштабли уюрмалар – куюн, тромб, торнадолар ҳам маҳаллий циркуляциянинг кўринишларидан бири ҳисобланади.

Назорат саволлари

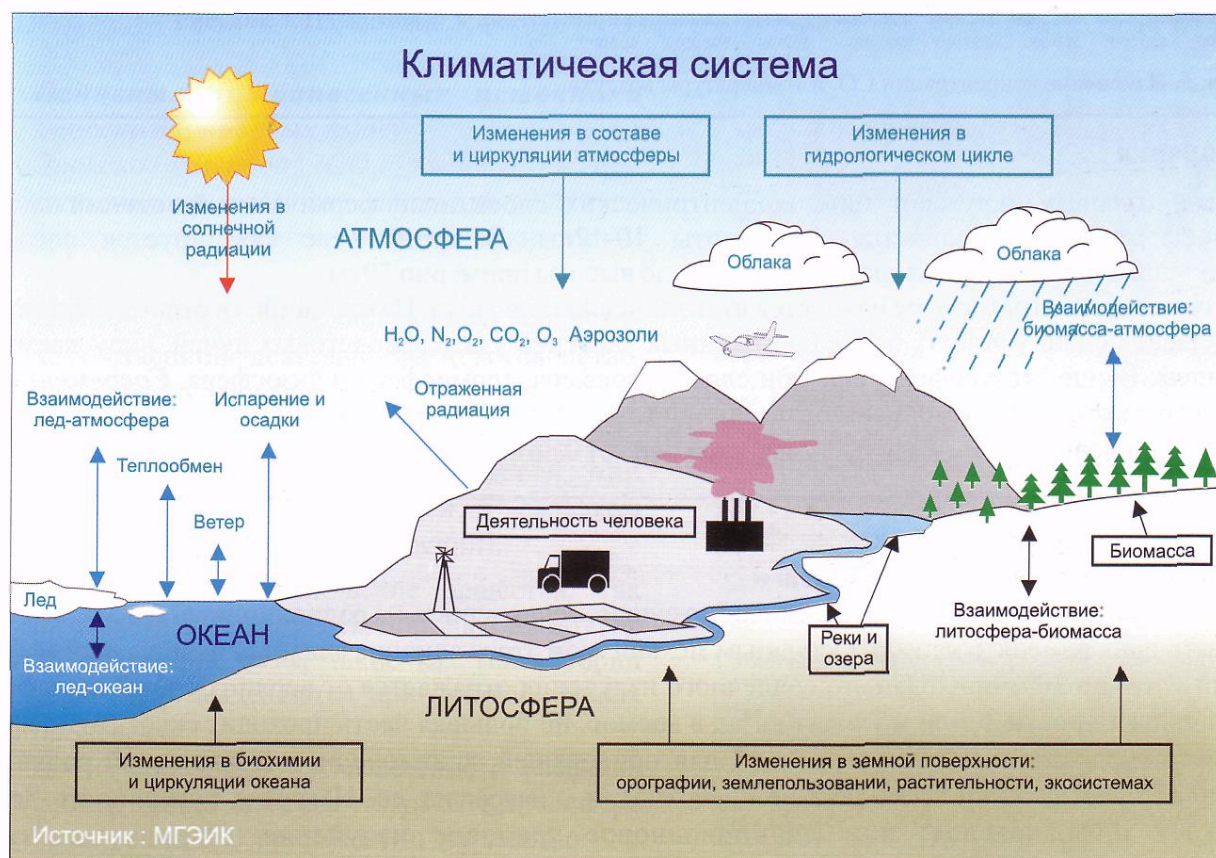
1. Шамолнинг юзага келишига асосий сабаблар нима? Шамолнинг асосий характеристикалари.
2. Оқим чизиқлари ва траекториялари нима?
3. Геострофик шамол қандай шароитларда юзага келади? Шамолнинг барик конунини айтиб беринг.
4. Геострофик шамол баландлик бўйича нима учун ва қандай ўзгаради?
5. Геострофик шамол иссиқлик ва совуқлик адвекциясида нима учун ва қандай ўзгаради?
6. Қандай шароитларда циклон ва антициклонларда градиент шамол юзага келади?
7. Тропик кенгликларда атмосфера циркуляциясининг хусусиятлари ва объектлари.
8. Нотропик кенгликлар атмосфера циркуляцияси: ҳавонинг ғарбий-шарқий кўчиши.
9. Атмосферанинг чегаравий қатламида ишқаланиш шамол тезлиги ва йўналишига нима учун ва қандай таъсир этади?
10. Қайси шамоллар маҳаллий циркуляцияга мансуб?
11. Термик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамолларни характерлаб беринг (бризлар, тоғ-водий циркуляцияси, музлик шамоллари).
12. Механик табиатга эга бўлган маҳаллий шамолларни характерлаб беринг (фён, бора ва бошқ.).
13. Қасирға, торнадо, чангли бўронларни характерлаб беринг.

IX БОБ. ИҚЛИМНИНГ ШАКЛЛАНИШИ

9.1. Иқлимий тизим. Умумий характеристикалари

1. **Маҳаллий ёки локал иқлим** – бу глобал иқлимнинг хусусий кўриниши. Географияда глобал иқлим Ер шари иқлимлари тизими сифатида кўрилади. О.А.Дроздов ва бошқалар қуйидагича таърифни тавсия қилишади: «Глобал иқлим атмосфера-океан-қуруқлик-криосфера тизими метеорологик ташкил этувчилари ансамблининг узоқ вақт (бир неча ўн йиллардан кам эмас) давомида ўтадиган ҳолати (ёки режими)». Иқлимий тизим таркибий қисмлари деганда **атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера** ва **биосфера** тушунилади (84-расм).

Иқлимий тизим таркибий қисмларининг физик хоссаларида муҳим фарқлар бор. Яъни атмосферанинг массаси ($5,2 \cdot 10^{18}$ кг) гидросферанинг массаси ($1,45 \cdot 10^{21}$ кг) дан 275 марта кичик. Сувнинг солиштира иссиқлик сиғими ҳавоникидан 4 марта катта. Сувнинг иссиқлик ўтказувчанлиги ҳавонинг иссиқлик ўтказувчанлигидан деярли 20 марта катта. Бундан дунё океани сувлари қуёш энергиясининг яхши аккумулятори эканлиги келиб чиқади. Йиғилган бу энергиянинг катта қисми кейинчалик атмосферага ошқор ва яширин иссиқлик оқими кўринишида узатилади.



84-расм. Иқлимга таъсир этувчи омиллар

Атмосфера гидросферага қараганда ҳаракатчанроқ муҳит ҳисобланади. Ер юзаси яқинидаги ҳаво оқимларининг характерли тезликлари одатда бир неча м/с ни ва эркин атмосферада бир неча ўнлаб м/с ни ташкил этади. Бу вақтда океан оқимларининг ўртача тезлиги 3,5 см/с га тенг. Шунга қарамай гидросферани иқлимий тизимнинг бошқа таркибий қисмларига қараганда етарлича ҳаракатчан муҳит деб ҳисоблаш мумкин. Гидросфера ҳам атмосфера каби мураккаб циркуляцион хусусиятлар билан характерланади. Океанларда сув юзасидаги океан оқимларидан ташқари уюрмавий (циклон ва антициклонларга ўхшаш) структуралар кузатилади. Уларнинг диаметрлари 100 км гача этади. Океан сувларининг катта чуқурликлардаги ҳаракати ҳам мураккаб.

Криосфера иқлимий тизимнинг таркибий қисми бўлиб, денгиз музлари, музликлар музлари, Ер ости музлари ва қор қопламидан ташкил топган. Сўнгги маълумотларга қараганда музликлар, денгиз музлари ва қор қоплами Ер юзасинининг тахминан 10%, яъни $59 \cdot 10^6$ км² ни эгаллайди. Жумладан музликлар $16 \cdot 10^6$ км² атрофида, денгиз музлари $26 \cdot 10^6$ км² майдонни эгаллайди. Ер шари бўйича музликлар текис тақсимланмаган. Музликлар умумий майдонининг 90% Антарктидага, 8% Арктикага ва 2% қуруқликнинг тоғли ҳудудларига тўғри келади. Денгизлардаги музлаш майдонлари ўлчамлари турли фаслларда турлича бўлади. Шимолий муз океанидаги денгиз музлари ёзда ўртача $8 \cdot 10^6$ км² атрофида, қишда эса $18 \cdot 10^6$ км² гача майдонни эгаллайди. Антарктида атрофида денгиз музлари ёзда $2 \cdot 10^6$ км² майдонни эгаллайди, қишда эса уларнинг майдони деярли 10 марта ортади. Баъзи йилларда денгиз музлари қишда жанубий яримшарнинг 55-60° кенгликларида кузатилиши мумкин.

Ер ости музлари абадий музлик кўринишида $21 \cdot 10^6$ км² га тенг майдонни эгаллайди. Абадий музликларнинг асосий ҳудудлари Евросиё ва Шимолий Америкада кузатилади.

Қор қоплами катта майдонларни эгаллайди. Улар майдонининг катта қисми шимолий яримшарда февралда кузатилади. Йилнинг бу вақтида у Шимолий Америка ва Евросиёнинг катта қисмини эгаллайди. Қор қопламининг чегараси совуқ яримйиллик мобайнида ўзининг жойлашишини катта доираларда ўзгартириши мумкин. Бу айниқса мўътадил нам иқлимли ҳудудларга хос.

Литосфера иқлимий тизимнинг бошқа таркибий қисмларига қараганда бирмунча консерватив компонент ҳисобланади. Литосфера қатлами юзасининг асосий физикавий характеристикалари нисбатан секин ўзгаради. Бунга тупроқ ҳосил бўлиши, шамол ва сув эрозияси, чўлланиш, ўрмон майдонининг ўзгариши ва бошқа жараёнлар тааллуқли. Тупроқ намланишининг ўзгариши, тупроққа қишлоқ хўжалиги ишлаб чиқариши ва бошқа таъсирлар натижасида унинг иссиқлик ўтказувчанлиги, албедоси ва шулар каби баъзи хоссалари сезиларли ўзгаради.

Биосфера иқлимий тизимнинг таркибий қисми сифатида иқлимга ўсимлик қопламининг таъсири орқали иштирок этади. Қуёш радиациясининг

ютилиши, атмосфера билан иссиқлик ва нам алмашилиши, дарё оқимининг юзага келиши шароитлари маълум миқдорда ўсимлик билан қопланган майдонлар ўлчами, ўсимликлар вегетация даври ва ҳоказоларга боғлиқ. Ландшафт қобиғи иқлим таъсири остида шаклланади ва унинг ўзи иқлимнинг ўзгаришига таъсир кўрсатади. Бу жиҳатдан Ер юзаси катта майдонлари чўлланишининг аҳамияти катта. Айнан шу нарса Африка ва Осиёнинг баъзи ҳудудларида кузатилмоқда.

2. Иқлимий тизим таркибий қисмлари жуда мураккаб ўзаро боғлиқликда ва бир-бирининг ҳосил бўлишига таъсир кўрсатади. Бундай катта масштабли ўзаро таъсирларга мисоллар келтирамиз. Атмосфера океан оқимларининг шаклланишида маълум рол ўйнайди, бунинг натижасида океанларда кенгликлараро иссиқлик алмашилиши содир бўлади. Океан турбулент алмашилиш йўли билан атмосферага катта миқдорда ички энергияни узатади ва атмосферада маълум даражада ҳарорат майдонларининг ўзига хос хусусиятлари шаклланади. Ўз навбатида атмосферадаги циркуляцион жараёнларнинг хусусиятлари шаклланади. Қуруқлик юзасининг физик ҳолати, атмосфера циркуляцияси интенсивлиги, ҳаво массалари ҳоссаларига боғлиқ ҳолда атмосфера ва қуруқлик орасида иссиқлик, намлик ва импульс алмашилиши содир бўлади.

Океан ва атмосфера, океан ва қуруқлик, атмосфера ва қуруқлик орасидаги ўзаро таъсир жараёнларида булутлилик алоҳида аҳамиятга эга. Атмосферадаги булут майдонлари макро ва микромасштабли (циклонлар, атмосфера фронтлари, конвекция ва бошқалар) маълум циркуляцион жараёнлар таъсиридаги сув буғи конденсацияси натижасида ҳосил бўлади. Бу вақтда катта миқдорда яширин иссиқлик ажралиб чиқади. Бу эса атмосферанинг ҳарорат режимига сезиларли даражада таъсир кўрсатади. Ўз навбатида бу атмосферадаги циркуляцион жараёнларга таъсир этади. Булутлилик қуёш радиациясининг маълум қисмини ва Ер юзаси нурлайдиган узун тўлқинли радиациянинг катта қисмини ютади ва шундай қилиб, атмосфера иссиқлик балансига ўзининг сезиларли ҳиссасини қўшади. Бундан ташқари булутлилик қуёш радиациясининг маълум қисмини қайтариб, сайёрамиз глобал албедосининг шаклланишида сезиларли рол ўйнайди.

Атмосфера, океан ва криосфера орасида мураккаб ўзаро таъсирлар содир бўлиб туради. Арктик ҳавзадаги денгиз музлари ва антарктик муз қоплами атмосферани катта баландликларгача сезиларли даражада совитади. Бунинг натижасида ҳаво ҳароратининг меридионал фарқлари ортади ва арктик кенгликлардагина эмас балки ўрта кенгликларда ҳам циклоник фаолият фаоллашади. Иккала яримшар ҳудудларидаги музлаш майдонининг ўзгариши глобал иқлим ўзгаришининг ўзига хос регулятори ҳисобланади.

Биосфера экологик тизимларининг ҳолати қуёш энергияси, иссиқлик ва намлик ресурслари билан белгиланади. Бу ресурслар қуёш энергиясининг бошқа турга ўтиши натижасида ва намлик айланиши хусусиятларининг иқлимий тизим таркибий қисмлари орасидаги мураккаб ўзаро таъсир жараёни натижасида шаклланади. Бошқа тарафдан қараганда, биосферанинг ўзи иқлимий тизим ҳолатига муҳим таъсир кўрсатади. Ўсимлик қоплами

маълум даражада сайёра албедосини белгилайди. У намлик айланиши жараёнида иштирок этади, кислороднинг асосий манбаи ҳисобланади, океан фитопланктони билан бир қаторда атмосферадаги углерод икки оксиди микдорини белгилайди.

Иқлим тизими ҳолатининг ва алоҳида таркибий қисмлари ўзгаришида инсон ҳўжалик фаолиятининг таъсири алоҳида аҳамиятга эга. Иқлимий тизим ички алоқаларининг мураккаб ва турли-туманлиги, унинг компоненталари доимий эволюцияси жадаллигининг ҳар хиллиги сайёрадаги иқлимий ўзгаришларга сабаб бўлади. Шундай қилиб, иқлимий тизим ҳолати нафақат ташқи ўзаро таъсирларга, балки унинг таркибий қисмлари орасидаги ўзаро муносабатга ҳам боғлиқ. Бу омилларнинг ҳаммаси иқлимнинг хилма-хиллигини белгилайди. Яъни бир хил ташқи шароитларда Ерда бир нечта иқлим типлари мавжуд бўлиши мумкин.

9.2. Иқлимни шакллантирувчи омиллар

1. **Иқлимни шакллантирувчи омиллар** деб иқлимий тизимга ташқи таъсирни белгиловчи ва иқлимий тизим таркибий қисмлари орасидаги асосий ўзаро таъсирнинг физикавий механизмларига айтилади.

Иқлим ўзгаришини белгиловчи барча омиллар **табiiй** ва **антропоген** (яъни инсон ҳўжалик фаолияти билан боғлиқ) омилларга бўлинади.

Иқлимнинг табiiй ўзгариши икки гуруҳ омиллар билан белгиланади:

- 1 илимни шакллантирувчи ташқи омиллар. Булар иқлимий тизимга ташқаридан энергетик таъсирлар билан белгиланади.
- 2 иқлимни шакллантирувчи ички омиллар. Булар иқлимий тизимнинг ўз хусусиятини характерлайди.

Ўз навбатида ташқи омиллар икки гуруҳга бўлинади: **астрономик** омиллар ва **ташқи геофизик** омиллар.

2. **Астрономик** омилларга қуйидагилар киради. Қуёшнинг ёруғлик бериши, Қуёш тизимида Ер орбитасининг ҳолати ва Ер орбитал ҳаракатининг характеристикалари, Ер ўқининг орбита текислигига нисбатан қиялиги ва ўз ўқи атрофида айланиш тезлиги. Атмосферанинг юқори чегарасига келадиган қуёш энергиясининг тақсимооти (соляр иқлим) ҳамда Қуёш, Ой ва Қуёш тизими сайёралари гравитацион таъсирлари юқорида айтиб ўтилган омилларга боғлиқ. Бу таъсирлар натижасида, хусусан, гидросфера ва атмосферада қуйилиш-қайтиш ҳаракатлари юзага келади. Орбитал ҳаракат характеристикаларининг тебранишлари ҳам шуларга боғлиқ. Бунинг натижасида атмосферанинг юқори чегарасига қуёшдан келаётган энергиянинг тебраниши содир бўлади. Ташқи магнит майдони ҳам маълум аҳамиятга эга.

Қуёш доимийси катталиги деб характерланадиган, атмосферанинг юқори чегарасидаги қуёш радиациясининг оқими Ер иқлимига ҳал қилувчи таъсир кўрсатиш хусусиятига эга. Ер орбитаси эксцентриситети e нинг ўзгариши қуёш доимийси катталигига таъсир кўрсатади. Ер орбитаси учун e

параметр 0,0007 дан 0,0658 гача ораликда ўзгариб туради (ҳозир у 0,016751 ни ташкил этади).

3. Ташқи геофизик омилларга қуйидагилар киради. Ернинг массаси ва ўлчамлари, унинг ўз ўқи атрофида айланиш тезлиги, Ернинг гравитацион майдони ва унинг аномалиялари, магнит майдони, Ер қаридаги вулқонларни келтириб чиқарадиган жараёнлар, иссиқликнинг геотермал оқимлари ва бошқалар.

Санаб ўтилган омиллар ичида вулқонлар иқлимга энг сезиларли таъсир кўрсатади. Вулқонлар отилиши вақтида атмосферага катта миқдорда аэрозоллар чиқарилади. Бу аэрозоллар келаётган қисқа тўлқинли ҳамда узун тўлқинли радиациянинг кўчишига таъсир кўрсатади.

Иқлим ўзгаришига сезиларли кўрсатувчи бошқа омил бу Ернинг айланиш бурчак тезлигининг тебранишидир. Ҳозирги вақтда бу тезликнинг ўзгариш сабаби бўйича ягона нуқтаи назар мавжуд эмас. Атмосфера циркуляцияси интенсивлигининг ўзгариши асосий сабаб деб тахмин қилинмоқда.

Глобал иқлимнинг ўзгаришида геотермал иссиқлик манбаларининг аҳамияти жуда сезиларсиз. Бироқ бу манбаларни иқлимнинг локал ўзгаришларини баҳолашда ҳисобга олиш зарур.

Ер шаклининг нотўғрилиги, Ернинг гравитацион майдони, Ер мантиясидаги жараёнлар ва бошқаларнинг иқлимга таъсири етарлича ўрганилган эмас.

4. Ички геофизик омиллар иқлимий тизимнинг алоҳида компонентлари ва улар орасидаги ўзаро таъсир қонуниятлари учун характерли. Бу гуруҳга атмосфера таркиби, океанлар ва материклар тақсимооти, қуруқлик юзаси ва океан туби релефи, океаннинг массаси ва хусусияти, ўсимлик, қор ва муз қоплами, океан ва атмосферадаги циркуляцион жараёнлар киради.

Атмосферанинг кимёвий таркиби Ерга келадиган Қуёш радиациясининг ва кетадиган узун тўлқинли нурланишнинг трансформациясини белгилайди. Иқлимни шакллантирувчи асосий газлар орасида биринчи ўринда сув буғи ва углерод диоксидини ажратиш мумкин. Улар «парник» эффектнинг ҳосил бўлишида асосий рол ўйнайди. Сув буғи бўлмаганда Ердаги ҳарорат 25°C га паст бўлар эди. Углерод диоксиди гази бўлмаганда эса Ердаги ҳарорат 6°C га паст бўлар эди. Озон ҳам катта аҳамиятга эга. У ултрабинафша радиацияни тўлиқ ютиб, стратосферада иқлим режимини шакллантиради.

Иқлим шаклланишида ва қуруқлик устидаги жараёнларда дунё океанининг роли бениҳоя катта. Геологик ўтмишда қуруқлик ва океаннинг қайта тақсимланиши 50 миллион йил олдин тўхтаган. Бироқ бу қайта тақсимланиш жараёнида китъалар жойлашиши ўзгарди. Шу билан бирга қуруқлик ва океан майдони орасидаги нисбат ҳам ўзгарди. Бу эса ўз навбатида атмосфера циркуляцияси ўзгаришига олиб келди. Бунинг натижасида сезиларли иқлим тебранишлари кузатилди.

Атмосфера умумий циркуляцияси иқлим шаклланишида муҳим рол ўйнайди. Иқлимни шакллантирувчи омилларнинг бутун комплекси ўзаро таъсири остида ҳаво массаларининг қайта тақсимланиши содир бўлади (бу ерда атмосферанинг океан билан ва муз билан ўзаро таъсирини ҳам таъкидлаб ўтиш лозим). Бунинг натижасида глобал ва регионал иқлимлар шаклланади.

Иқлимий тизимни тўлиқ тасвирлаш учун унга ягона физик тизим сифатида қараш лозим. Бироқ замонавий билимлар даражаси иқлимий тизимни бундай тўлиқ тасвирлаш имконини бермайди. Иқлимнинг замонавий назарияси ички иқлимий тизим сифатида ёки атмосфера ва океан тизимларини биргаликда, ёки фақат атмосферани алоҳида кўради. Иккинчи ҳолатда иқлимни шакллантирувчи ташқи омиллар деб атмосфера ва иқлимий тизимнинг бошқа таркибий қисмлари орасидаги энергетик ўзаро таъсирларнинг хусусиятларини белгиловчи характеристикаларни айтиш мумкин. Бу характеристикалар йиғиндисини иқлимнинг радиацион омиллари деб айтамыз.

Тўшалган сирт билан боғлиқ бўлган характеристикалар йиғиндисининг ҳаммаси иқлимни шакллантирувчи ташқи омилларга киради. Булар иқлимнинг географик омиллари бўлиб, уларга географик кенглик, денгиз сатҳидан баландлик, Ер шари юзаси бўйича қуруқлик ва сув тақсимоти, қуруқлик юзаси орографияси, океан оқимлари, ўсимлик, қор ва муз қоплами киради.

Бундай ёндашув бўйича иқлимни шакллантирувчи ички омилларга атмосферанинг умумий циркуляцияси ва намлик айланиши киради.

Ўз моҳиятига кўра иқлимни шакллантирувчи ташқи омилга тааллуқли антропоген омилни алоҳида ажратамыз. Антропоген омилларга қуйидагиларни киритиш мумкин:

- 3 хўжалик фаолиятининг тўшалган сиртнинг ютиш ва қайтариш қобилиятларининг ўзгаришига олиб келувчи таъсири;
- 4 иқлимий тизимнинг алоҳида ташкил этувчиларига локал таъсир (иссиқлик ва ифлосланиш, чўлланиш, ўрмонларни кесиш ва бошқалар);
- 5 атмосфера-океан-қуруқлик юзаси тизимида намлик айланишига таъсир (сув омборларини қуриш, булут ва туманларга таъсир этиш, мелиорация ва бошқалар).

9.3. Мезо- ва микроиқлим

1. Ер сирти тузилишининг биржинсли эмаслиги билан боғлиқ бўлган ва қисқа масофада анча ўзгарадиган иқлимнинг маҳаллий хусусиятлари **микроиқлим** деб аталади. Бошқача айтганда, микроиқлим – бу фация иқлими, яъни географик ландшафт ичидаги катта бўлмаган худуд, масалан, дала, ёнбағир, тепалик, ўрмон четлари, кўл қирғоғи, шаҳарнинг бир қисми ва ҳ.к. ларнинг иқлимидир. Микроиқлимий фарқлар ҳавонинг ер сиртига яқин

катламларида (100-250 м) юзага келганлиги учун, кўпинча микроиклим деб **ер сиртига яқин ҳавонинг иқлими** тушунилади.

Охирги пайтларда «**мезоиклим**» тушунчаси тез-тез қўлланилмоқда. Мезоиклим деб каттароқ физик-географик бирликнинг иқлимий шароитлари тушунилади. Бу қаралаётган ландшафтдаги сой водийси, кўл ёки ботқоқ билан ёндош тепаликлар орасидаги ботиқлик, катта шаҳар ва ҳ.к. бўлиши мумкин. Қуйида мезо- ва микроиклим, шунингдек янада кичик бирлик - **наноиклимнинг** тақсимот аломатлари келтирилган (9.1-жадвал).

9.1-жадвал

Мезо-, микро- ва наноиклимларнинг тақсимот аломатлари (Е.Н.Романова бўйича)

Ер сиртининг биржинсли эмаслиги		Таъсир масштаби	
Тур	Характеристика	Горизонтал	Вертикал
Мезоиклим			
Тоғ рельефи	Тоғ тизими	} ≤100 км	} ≤1000 м
Тепалик рельефи	Майдон масштаби ≥100 км ²		
Дарёлар	Кенглиги >1 км		
Кўллар, денгизлар, океанлар	Юзаси 50-100 км ²		
Тупроқ-ўсимлик қоплами	Майдони ≥100 км ²		
Катта шаҳар	Шаҳар туманлари		
Микроиклим			
Тоғ рельефи	Алоҳида участкалар	} ≤10 км	} ≤100-200 м
Тепалик рельефи	Алоҳида жойлашган тепалик ёки тепаликлар гуруҳи		
Дарёлар	Кенглиги <1 км		
Кўллар, денгизлар, океанлар	Юзаси <50 км ²		
Тупроқ-ўсимлик қоплами	Майдони <100 км ²		
Шаҳар, қишлоқ	Бино элементлари, алоҳида бинолар, кўчалар		
Наноиклим			
Микротепаликлар ва микроботиқликлар	Баландликларнинг ўзгариши см ларда ўлчанадиган алоҳида нотекисликлар		

Мезоиклимий хусусиятлар етарлича катта майдонларнинг макро- ва мезомасштабли биржинсли эмаслиги таъсирида шаклланади. Макромасштабли биржинсли эмасликларга тоғ рельефи, денгиз ва океанлар киради, мезомасштабли биржинсли эмасликни тепалик рельефи, дарё, кўллар, тупроқ-ўсимликлар қопламининг ранг-баранглиги, катта шаҳарлар характерлайди. Табиатда тўшалган сиртнинг микро биржинсли эмасликлари мавжуд – улар тупроқнинг юқори қатлами ва ер сиртига яқин жойлашган ҳавонинг энг қуйи қатлами метеорологик режимига таъсир ўтказади. Булар

хисобидан юзага келган фарқлар катта бўлиши мумкин ва улар **наноиклимий фарқлар** деб аталади.

Тадқиқотлар шуни кўрсатдики, бир-бирига яқин жойлашган микромасштабли биржинсли эмасликларда иқлимий характеристикаларнинг ўзгаришлари бир иқлимий зонадан иккинчисига ўтилганиданидан каттарок бўлиши мумкин (9.2-жадвал).

9.2-жадвал

Метеорологик катталикларни иқлимий градиентлари ва микроиклимий ўзгарувчанлиги

Метеорологик катталик	Градиентлар		ммасофадаги микроиклимий ўзгариш
	кенглик бўйича ҳар 1000 м га	баландлик бўйича ҳар 100 м га	
J , МЖ/м ² (бир ойлик)	8,4-12,6	-	46,1-155,0
R , МЖ/м ² (бир ойлик)	4,2-8,4	-	41,1-134,1
$\bar{T}$, °C	0,6-0,8	0,5-0,7	5-7
$\bar{T}_{\text{макс}}$, °C	0,6-0,8	0,7-0,8	9-10,5
$\bar{T}_{\text{мин}}$, °C	0,7-0,9	0,6-0,9	6-9
$\tau_{\text{бн}}$, сутка	3-5	5-6	20-30
T_{20} , °C	0,6-0,8	-	2-4

Изоҳ: J – тўғри куёш радиацияси, R – радиацион баланс, $\bar{T}$ – ҳавонинг ўртача ҳарорати, $\tau_{\text{бн}}$ – аёзсиз даврнинг давомийлиги, T_{20} – 20 см чуқурликдаги тупроқ ҳарорати.

Радиацион характеристикаларнинг (тўғри куёш радиацияси, радиацион баланс) кенгликлар бўйича градиентлари қиялиги 10° бўлган шимолий ва жанубий ёнбағирлар орасидаги микроиклимий фарқлардан тахминан 10 баробар кичик бўлиши мумкин. Қўшни участкалар орасидаги ҳавонинг термик режимидаги микроиклимий ўзгаришлар кенгликлар бўйича ҳар 10° даги макроиклимий ўзгаришлар ва 1000 м баландликдаги ўзгаришлар билан бир хил тартибда бўлади. Тупроқ ичидаги ҳарорат ўзгаришлари бироз кичикроқ: 20 см чуқурликда микроиклимий ўзгарувчанлик кенглик бўйича градиентдан 3-5 баробар катта бўлади.

Микроиклимий тадқиқотлар ўтказиш учун мавжуд метеорологик станциялар тармоғи жуда ҳам сийрак. Шунинг учун бундай тадқиқотлар қисқа вақт оралиғи, кичик масофалар учун ташкил қилинган зич кузатиш тармоғида олиб борилади. Тадқиқотларнинг мақсади кўп йиллик режимни аниқлаш эмас, балки ўрганилаётган жойнинг турли пунктлари шароитларидаги фарқларни аниқлаш ва алоҳида пунктлардаги кузатишларни кўрилатган жойда мунтазам фаолият кўрсатувчи таянч метеорологик станциянинг кузатишлари билан таққослашдан иборат.

Ҳарорат, намлик ва шамолни кузатиш ер сиртидан турли баландликларда олиб борилади. Бундай кузатишлар **градиент кузатишлар** дейилади. Ҳаво ҳарорати ва намлиги стандарт 0,5 м ва 2 м ёки 0,2 м ва 1,5 м баландликларда, шамол тезлиги ва йўналиши – 1 ва 2 м сатҳларда ўлчанади.

Микроиқлимнинг шаклланишида ер сиртининг энергетик ва намланиш режими катта аҳамиятга эга бўлганлиги учун, микроиқлимий тадқиқотларда ер сиртининг иссиқлик ва сув баланслари тенгламалари қўлланилади.

Иссиқлик балансининг ташкил этувчилари орасидаги муносабатлар алоҳида участкалар микроиқлимий хусусиятларининг шаклланишида катта аҳамиятга эга. Ўртача қуруқ сиртлар қабул қилган барча иссиқлик ҳаво ва ер сирти орасидаги турбулент иссиқлик алмашинувида сарфланади. Намланган сиртларда иссиқлик асосан буғланишга сарфланади. Масалан, йилнинг илик пайтида ўрмон зонасида радиацион иссиқликнинг 20% турбулент иссиқлик оқимида, 80% - буғланишга сарфланади, чўл зонасида мос равишда – 30-50% ва 70%-80%, саҳрода – 70-90% ва 30-10%.

Бу фарқлар яққол кўринадиган ер сиртининг баъзи мезо- ва микроиқлимий биржинсли эмасликларининг шаклланиш хусусиятларини кўриб чиқайлик.

2. Ўрмон мезоиқлими.

Очиқ ер сиртига қараганда ўсимликлар ер сирти яқини ҳаво қатламида иссиқлик ва намлик алмашинувини кескин мураккаблаштиради. Кенг япроқли ўрмонлар учун икки турдаги фаол сиртлар ажратилади: япроқларнинг устки сирти (шоҳ-шаббалар) ва ер сирти.

Дарахтларнинг шоҳ-шаббаларидан ўтишда қуёш радиацияси камаёди. Етилган ўрмонда ер сиртигача қуёш радиациясининг 25% ва ундан кам миқдори етиб келади, баъзида бу кўрсаткич 5% гача камайиши мумкин. Ўрмонда нафақат қисқа тўлқинли радиация миқдори камаёди, балки тўғри ва сочилган радиациялар орасидаги муносабатлар ҳам ўзгаради – тўғри радиациянинг катта қисми сочилган радиацияга айланади.

Иссиқлик балансининг ташкил этувчилари орасидаги тақсимланиш – турбулент иссиқлик алмашинуви, буғланишга сарфлар ва ер сиртида иссиқлик алмашинуви – турлича бўлади ва ўсимликлар қоплами ҳолатига ҳамда об-ҳаво шароитларига боғлиқ.

Дарахтлар шоҳ-шаббаларида радиациянинг катта қисми ютилиши натижасида ўрмонда ер сирти очиқ жойларга қараганда камроқ исийди. Бу фарқлар бир неча градусларга етиши мумкин. Қишда аксинча – ер сирти ўрмонда далага нисбатан иссиқроқ бўлади. Дарахтларнинг нурланиши ва музга нисбатан қор қопламининг зичлиги кичик бўлгани сабабли ўрмонлар ер сирти совушини камайтиради. Лекин ўртача йил ҳисобида ўрмонда далага нисбатан ер сирти ҳарорати ва ҳароратнинг йиллик амплитудаси кичикроқ бўлади.

Ўрмонда ҳаво ҳароратининг суткалик ва йиллик ўзгаришларини очиқ жойлар билан таққосланганда, ер сирти ҳароратидек бир хил фарқланиш қонуниятликларини кўрсатади, фақат фарқларнинг қийматлари бироз

кичикроқ. Йиллик ўзгаришида энг катта фарқлар йилнинг илиқ даврида кузатилади ва ойига $0,7^{\circ}$ - $1,6^{\circ}$ ни ташкил қилади.

Ўрмон радиацион ва иссиқлик режими ўрмоннинг ёшига ва зичлигига, дарахтларнинг турига ва бошқа омилларга боғлиқ. Қишда япроқли ўрмон игнабаргли ўрмонга нисбатан ҳароратнинг суткалик амплитудасига камроқ таъсир кўрсатади, бунда ўрмонда очик далага нисбатан амплитуда каттароқ бўлади. Ёзда ўрмон-дала орасидаги амплитудалар фарқи ортиб, игнабаргли ўрмондагилардан катта бўлиб қолади.

Кундузи ҳарорат ва намликнинг вертикал профиллари япроқлар энг зич бўлган сатҳда максимумга эга. Шоҳ-шаббалар яқинида радиациянинг ютилиши ва транспирация ҳарорат, мутлақ ва нисбий намликларнинг максимал қийматларини таъминлайди. Бу сатҳдан пастроқда инверсия кузатилади, чунки ер сиртига нисбатан шоҳ-шаббалар иссиқроқ бўлади. Ўсимликлар қопламига кирган сари шоҳ-шаббаларнинг юқори қатламида ҳаво оқимининг тезлиги кескин камаяди ва ер сиртидан маълум бир баландликда нолга тенг бўлади. Бу сатҳ ғадир-будурлик параметри деб аталади ва ўрмонда у 2,0-3,5 м чегараларда ўзгаради. Йил мобайнида барглarning микдори ўзгариши билан бу кўрсаткич ҳам ўзгаради, у билан бирга шамолнинг вертикал профили ҳам ўзгаради.

Ўрмоннинг шамолга таъсири дарахтларни 2-4 карра баландлигига тенг бўлган масофада сезилади. Ўрмонларнинг шамолга секинлаштирувчи таъсири ўрмоннинг шамолга қараган томонида ҳаво оқимларининг кўтарилиши ва дарахтлар устида шамолнинг кескин кучайишида кўринади. Ўрмон ичида унинг четидан узоқлашган сари шамол тезлиги камаяди. Ўрмоннинг шамолга қараган томони ҳавонинг кўтарилишига олиб келиб, шоҳ-шаббалар ва уларга яқин жойлашган ҳаво орасида турбулент иссиқлик ва намлик алмашинувларини кучайтиради. Бу жараёнлар натижасида ўрмон устида сув буғининг конденсацияси ва конвектив булутларнинг ҳосил бўлиши бошланиши мумкин. Натижада ўрмонлар устида ёғинлар микдорининг кўпайиши кузатилади – йилнинг илиқ даврида ўрмон майдонининг ҳар 10% га у ўртача 1-3% ни ташкил қилиши мумкин.

Атмосфера ёғинларининг бир қисми дарахтларнинг шоҳ-шаббаларида ушланиб қолади. 32-60 ёшли қарағай ёғинларнинг 12% ни, 88-100 ёшилиги эса –14% ни ушлаб қолади. Кўп қаватли тропик ва субтропик ўрмонларда дарахтларнинг шоҳ-шаббаларида ёғинларнинг 65-68% ушланиб қолади. Шундай қилиб, ўрмон остидаги ер сиртига ёғинларнинг катта микдори етиб бормайди. Бошқа томондан сув айирилишлари ва тоғларнинг ёнбағирларидаги ўрмонлар ер усти гидрометеорлари (суяқ ва қаттиқ қоплама, булдуруқ ва ҳ.к.) ҳисобидан қўшимча катта микдордаги намликка эга бўлади.

Ўрмонда далага нисбатан қор қопламанинг баландлиги ва сувнинг умумий заҳиралари кўпроқ бўлади. Соя бўлганлиги учун ўрмонда қор эриши очик жойларга нисбатан секинроқ юз беради ва натижада, далага қараганда игнабаргли ўрмонда қор эриш давомийлиги 2-3 баробар узоқ бўлади. Эриб қолган ер сиртида қорнинг аста-секин эриши катта микдордаги сувнинг

тупроққа сингиб ўтишига имкон беради. Натижада ўрмонлар сув тошқини баландлигини камайтиради, дарёларда унинг давомийлигини узайтирди, шунингдек дарёлар сатҳини кўтаради.

Одатда ўрмонлардан йиғинди буғланиш кўрилатган ҳудуддаги дарё хавзасининг куруклик юзасидан ёки унинг бир қисмидан йиғинди буғланиш нормасидан катта бўлади.

3. Шаҳар мезоиклими.

Катта замонавий шаҳар катта масофага чўзилган биржинсли эмасликдир. У ўзига хос мезоиклимга эга, унинг баъзи участкаларида шаҳар тури, кўча ва майдонлар қопламаси, ўсимликлар ва сув ҳавзалари тақсимооти билан белгиланадиган микроиклимий шароитлар юзага келади.

Йирик шаҳар радиацион шароитларни сезиларли ўзгартиради. Кўп сонли тутун ва чанг ташлайдиган манбалар ҳисобидан ҳаво тиниқлиги камаяди ва тўғри қуёш радиацияси 20% га камаяди. Лекин уй деворларидан радиациянинг қайтарилиши ҳисобига сочилган радиация миқдори ортади. Атмосфера инфлосланганидан шаҳарда эффектив нурланиш камаяди ва шу сабабли тунги совиш камаяди. Радиацион баланснинг ўзгариши, органик ёқилғи ёндирилиши ҳисобидан қўшимча иссиқликнинг келиши, буғланишга кам миқдордаги иссиқлик сарфи шаҳарда «**иссиқлик ороли**»нинг ҳосил бўлишига олиб келади.

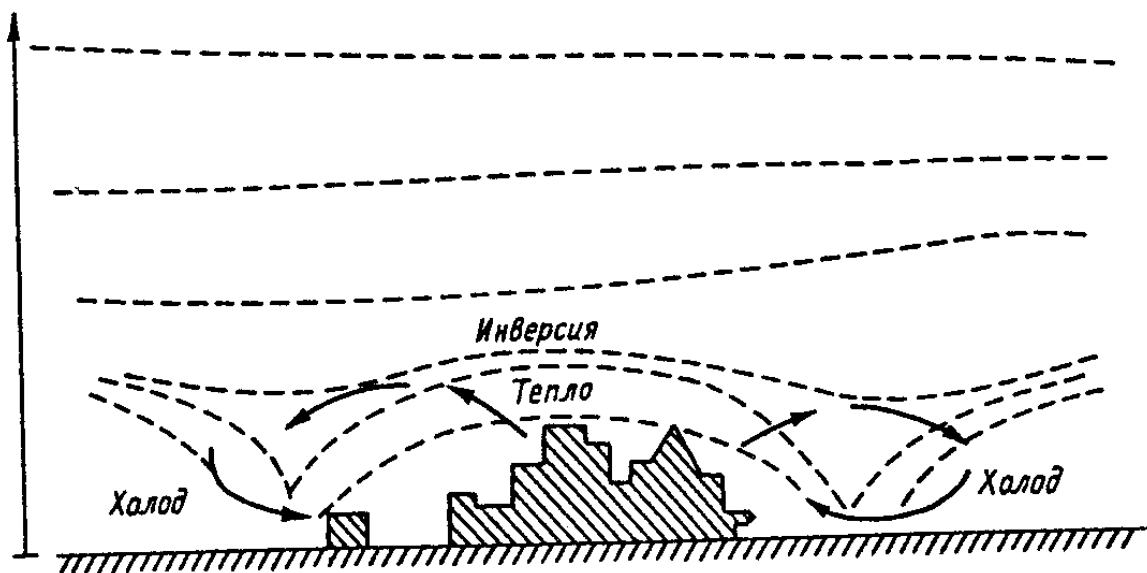
Ҳавонинг энг юқори ҳароратлари шаҳарнинг энг зич жойлашган ва баланд бинолар мавжуд бўлган қисмларида кузатилади. Бу ҳарорат ва атрофдаги қишлоқ жойининг фон ҳарорати орасидаги фарқ **шаҳар иссиқлик оролининг интенсивлиги** деб аталади. Кўпинча шаҳарлар учун ўртача йиллик ҳисобида бу фарқ 1-2°C ни ташкил қилади. Лекин, қатор жанубий шаҳарларда бинолар зич бўлмаганлиги ҳамда сув ва ўсимликлар майдонлари катта бўлганлиги сабабли кундузи салқинроқ, кечаси эса илқинроқ бўлади.

Шаҳарларнинг иссиқлик таъсири баландлик бўйича 100-500 метрли атмосфера қатламида намоён бўлади. Ер сиртининг катта ғадир-будирлиги ва иссиқлик оролининг мавжудлиги шаҳар шароитида шамол режимининг ўзига хос хусусиятларига олиб келади. Тезлиги 2-3 м/с гача етадиган шамол тезликларида маҳаллий шаҳар циркуляцияси ҳосил бўлиши мумкин (85-расм). Шаҳарнинг ичида кўчалар ва ҳовлиларнинг ёритилган ва соя бўлган қисмлари орасидаги иссиқлик фарқлари, шунингдек сув ҳавзаларининг мавжудлиги ўзига хос микроциркуляциясига олиб келади.

Умуман, шаҳарда очиқ жойларга қараганда шамол тезлиги камаяди. Лекин, баъзи ҳолларда шаҳар тепаликда жойлашган бўлиб, шамолнинг йўналиши кўчалар йўналиши билан бир хил бўлса, шамол тезлиги ортиши мумкин.

Йирик шаҳарларда шаҳар атрофига нисбатан ҳаво намлиги пастроқ бўлади. Бу шаҳарларда ҳароратнинг кўтарилиши ва буғланишнинг камайиши ва сувларнинг канализацион иншоотларга оқиб тушиши туфайли шаҳар атмосферасида умумий намликнинг пасайиши билан боғлиқ. Баъзи ҳолларда мутлақ намлик фарқлари 2,0-2,5 г/м³ гача, нисбий намлик фарқлари эса 11-20% гача етиши мумкин.

Қишда шаҳар устида тез-тез турғун стратификация, хатто инверсия ҳам ҳосил бўлиши мумкин (85-расм). Бу ҳолларда турли хилдаги тутун ва чанг ташламалар атмосферанинг ер сиртига яқин қатламида тўпланиб, шаҳар ҳавосида ифлослантирувчи моддаларнинг юқори концентрациясига олиб келади.



85-расм. Кучсиз шамол шароитида ривожланадиган шаҳар циркуляцияси.

Шаҳарнинг ёғинларга таъсири бир хил эмас. Қаттиқ ва суяқ ёғинларни ажратиш лозим. Қишда шаҳар ва шаҳар атрофи орасидаги ёғинлар йиғиндиларининг фарқлари катта эмас. Йилнинг илиқ даврида ҳавонинг етарли намлигида, юқори конвектив нотурғунлигида ва шаҳар устида конденсация ядроларининг концентрацияси ортиши билан шаҳар устида конвектив булутлар ҳосил бўлиши мумкин. Атмосферада устунлик қилаётган кўчиш таъсирида ривожланаётган ёмғирли тўп-тўп булутларнинг шаҳар четига силжиши кузатилади ва ёғинлар шаҳарнинг шамолга тескари қисмларида кузатилади. Агар ҳавонинг намлиги етарли бўлмаса, шаҳарнинг марказий қисмлари устида юзага келган кучли конвектив оқимлар горизонтал ҳаво оқимларига тўсқинлик қилади. Етиб келаётган ҳаво массалари қўшимча мажбурий кўтарилади ва натижада булутлар ҳосил бўлиб, ёғинлар ёғади.

Йирик шаҳарларда шаҳардан ташқари жойларга нисбатан туманларнинг такрорланувчанлиги ўртача 2-3 баробар кам бўлади. Бу пастроқ намлик ва юқорироқ ҳароратлар билан боғлиқ бўлса керак.

Бир йилда шаҳарда шаҳар атрофига нисбатан момақалдиروқларнинг ўртача умумий давомийлиги 1,5-2,5 баробар кичик бўлади.

4. Сув ҳавзалари ва қирғоқ бўйидаги жойлар микроклими.

Сув ҳавзалари ва қирғоқ бўйидаги жойларнинг микроклимий хусусиятлари сув ва қуруқлик орасидаги иссиқлик баланси тузулишидаги

катта фарқлардан пайдо бўлади. Сув ҳавзаларида радиацион баланснинг тахминан 90% буғланишга ва сув массаларининг исишига, фақат 10% - ҳаводаги иссиқлик турбулент оқимларига сарфланади. Бунинг натижасида сув ҳавзалари устида ҳавонинг исиши катта бўлмайди ва кечаю-кундуз бир хил бўлади, ер сиртида эса у сутка мобайнида сезиларли ўзгаради.

Сув ҳавзаларининг ўлчамига боғлиқ ҳолда улар қирғоқ бўйидаги жойларнинг термик режимида катта ёки кичик таъсир кўрсатади. Бу таъсир бир хил эмас ва мавсум, сутка пайтига ва об-ҳаво шароитларга боғлиқ. Сув сирти ва қуруқлик радиацион ва иссиқлик балансларининг ташкил этувчилари орасидаги ўзаро нисбатдаги фарқлар натижасида маҳаллий циркуляция (бриз) юзага келади. Бризлар ёзда қирғоқ бўйидаги жойларда яққол ифодаланган бўлади.

Кўлларнинг ва бошқа сув ҳавзаларнинг қирғоқ бўйи ҳудудларида барча метеорологик катталикларнинг тақсимоотида катта фарқлар кузатилади. Улар суткалик ўзгаришга эга ва яхши ривожланган бриз циркуляцияли ҳудудларда шамолнинг тезлиги ва ўналиши ўзгарувчанлигига боғлиқ.

Ҳароратнинг суткалик ўзгариш амплитудаси қирғоқда кундузги максимум камайиши ҳисобига кичик бўлади. Кўл бризи кучга кириши билан қирғоқда қитъанинг ички қисмларига қараганда нисбий намлик 5-10% га ортади. Қирғоқда мутлақ намликнинг ортиши ҳар доим кузатилмайди.

Булутлилиқ ва ёғинлар тақсимоотида ҳам суткалик ўзгаришнинг ўзи хос хусусиятлари мавжуд. Ясси қирғоқларда конвектив булутлар ва мос равишда ёғинлар миқдорининг камайиши кузатилади. Қирғоқдан 20-30 км га узоқлашганда қуруқликда турбулентликнинг кучайиши ҳамда конвектив булутларнинг ва ёғинларнинг кўпайиши юз беради. Қирғоқларда ёғинлар кундузги бриз бошланишидан олдин тонгда ёки у тугашидан кейин кечки пайт ёки тунда тез-тез ёғади.

5. Мезо-ва микроклимнинг шаклланишида рельефнинг роли.

Тоғли ҳудудларда ёнбағирларнинг термик биржинсли эмаслигидан ва ўша баландликда эркин атмосфера ва ёнбағирлардаги ер сиртига ёқин қатлам орасидаги ҳароратларнинг фарқлари туфайли маҳаллий циркуляциялар юзага келади: тоғ-водий шамоллари, музлик шамоли, фён, бора. Механик биржинсли эмасликлар тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари туридаги маҳаллий циркуляцияларга олиб келади.

Ўнқир-чўнқир жойнинг микроклимида асосий ролни экспозиция, яъни дунё томонларига нисбатан ёнбағирларнинг жойлашиш йўналиши ва рельеф шакллари ўйнайди. Қиялиги ва жойлашиши турлича бўлган ёнбағирларда қуёш радиациясининг нотекис тақсимооти ер сиртида термик фарқларни юзага келтиради.

Жанубий-ғарбий ёнбағирларда тупроқнинг энг юқори ҳароратлари кузатилади. Ёнбағирларда тупроқнинг исишидаги фарқлар ҳаво ҳароратининг тақсимоотида таъсир кўрсатади. Бу эса ўсимликлар характеристикаларига, гуллаш ва пишиш муддатларига ҳам таъсир кўрсатади. Масалан, шимол томонга қараб турган ёнбағирларда гуллаш 1-2 ҳафта кечроқ бошланиши мумкин.

Ҳарорат амплитудалари ботик рельефда ортади ва тепаликлар устида камаяди. Айниқса катта фарқлар минимал ҳароратларда кузатилади. Мутлоқ минимумлар фарқлари 15° гача етиши мумкин.

Релеф шакли совишларнинг давомийлиги ва интенсивлигига кучли таъсир кўрсатади. Ёнбағирлар чўққисида ва юқори қисмларида йил мобайнида аёзсиз даврнинг давомийлиги 20 кунга ортади, чуқурлиги 50 дан 100 м гача тенг бўлган водийларда аксинча –15 кунга камаяди, чуқурлик ва пастликлар тубида камайиш 25 кунгача етади. Релефнинг таъсири хатто энг кичик баландликлар фарқларида ҳам кўринади. Ҳайдалган ердаги тупроқнинг ҳамда ўрқач ва унинг туби сатҳидаги ҳаво ҳароратининг фарқлари бир неча градусларга етиши мумкин. Баҳорда ўрқачли ҳайдалган ердаги тупроқ текис далаларга нисбатан тезроқ исийди. Релеф куйи 2 метрли қатламда шамол тезлигига ҳам таъсир кўрсатади. Тўсиқларнинг ҳаво оқимида таъсири атмосферанинг турғун стратификациясида ва шамолнинг кичик тезликларида (3-5 м/с) кучлироқ бўлади. Релефнинг ботик шаклларида шамол тезлиги, одатда, 1,2-1,5 марта камаяди, қавариқларда –1,2-1,3 марта ортади.

Релеф шакллари қаттиқ ёғинлар тақсимотига ҳам таъсир кўрсатади. Қишда рельефнинг пасаювчи шаклларида баландроқ жойлардан қорнинг учуриб келтирилиши ҳисобидан қорнинг кўпайиши кузатилади. Шамолга тескари ёнбағирларда қор қопламанинг баландлиги анча катта бўлади. Ёнбағирларда ва тоғ этакларида ёғинларнинг тақсимоти намлик балансини ҳисоблашда катта аҳамиятга эга.

9.4. Иқлимлар таснифи. Ботаник таснифлар

1. Глобал тизим доирасида иқлимларнинг шаклланиш қонуниятларини таҳлил қилиш, бир қатор амалий масалаларни ечишда иқлимшуносликни қўллаш учун ер шари ёки алоҳида катта район бўйича нафақат иқлимий катталикларнинг тақсимотини, балки бутун иқлимий комплексни билиш зарур. Ер шарида ёки унинг бир қисмида кузатилаётган иқлимий комплексларни у ёки бу аломатлар ёки ҳосил бўлиш шароитларига қараб бўлиниши **иқлимларнинг таснифи** деб аталади.

Иқлимлар таснифи **иқлимий районлаштириш** билан чамбарчас боғлиқ. Иқлимий районлаштириш деганда кўрилатган жойни (ҳудудлар, мамалкалатлар, қуруқлик ёки океанлар, бутун ер шари) маълум даражада бир жинсли иқлимий шароитлар ёки умуман иқлимий аломатлар бўйича зоналар ва ҳудудларга бўлиниши тушунилади. Иқлимий районлаштириш амалий масалаларни (қишлоқ хўжалиги, қурилиш, авиацияга хизмат кўрсатиш) ечиш учун бажарилади.

Ҳозирги пайтгача бутун ер ва унинг алоҳида қисмлари учун кўплаб иқлим таснифлари таклиф қилинган. Иқлим турларини ажратишда иқлим алоҳида турларининг тарқалиш чегараларини белгилашга имкон берадиган турли мезонлар қўлланилган. Танланган мезонларга қараб барча иқлимий таснифларни тўртта гуруҳга бўлиш мумкин: **ботаник, гидрологик, тупроқ ва генетик таснифлар**.

2. Иқлимнинг ботаник таснифлари.

2.1. Кёппен таснифи.

Ер шарида ўсимликларнинг иқлим билан боғлиқликдаги дастлабки районлаштирилиши 1872 йилда Гризебах томонидан ўтказилган. Ўсимликларнинг табиий географик зоналиги ва унинг иқлим билан боғлиқлиги 1874 йилда де Кондол томонидан қайд этилган. У бешта зона ажратган бўлиб, улар ҳарорат режими ва намланиш шароитларга боғлиқ. Де Кондол принципини ривожлантириб Кёппен ўз таснифини яратган.

Кёппеннинг иқлимлар таснифи ҳарорат ва ёғинлар режимларини ҳисобга олишга асосланган. Кёппен бешта кенгликлар бўйича жойлашган иқлимий зоналарни ажратади:

А – қиш бўлмайдиган тропик ёмғирлар зонаси, барча ойларда ўртача ҳаво ҳарорати $+18^{\circ}\text{C}$ дан юқори;

В – тўлиқсиз халқа кўринишда ер шарини қамраб олган иккита қуруқ зоналар (ҳар бир яримшарда биттадан), энг илиқ ойнинг ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$ дан юқори, бу зонада иккита подзоналар ажратилади: BS – чўл, BW – саҳро;

С – номунтазам қор қоплами кузатиладиган иккита мўътадил илиқ зоналар, энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати $+18^{\circ}\text{C}$ дан паст, лекин -3°C дан юқори;

Д – яққол ифодаланган қиш ва ёз кузатиладиган бореал иқлим зонаси, энг илиқ ойнинг ўртача ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$ дан юқори, энг совуқ ойнинг ҳарорати -3°C дан паст;

Е – қорли иқлимнинг иккита поляр ҳудудлари, улар ўз навбатида иккита подзоналарга бўлинади; ET – тундра иқлими, EF – абадий аёз иқлими, энг илиқ ойнинг ўртача ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$ дан паст, EF учун 0°C дан паст. С ва Д зоналар учун қўшимча бўлинишлар киритилган;

а – энг илиқ ойнинг ҳарорати $+22^{\circ}\text{C}$ дан юқори;

б – энг илиқ ойнинг ҳарорати $+22^{\circ}\text{C}$ дан паст, лекин камида тўрт ой учун ўртача ҳарорат $+10^{\circ}\text{C}$ дан юқори;

с – 1 ойдан 3 ойгача вақт мобайнида ўртача ҳарорат $+10^{\circ}\text{C}$ дан юқори;

д – энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати -38°C дан паст.

Қуруқ зоналар учун бу ҳарфлар қўлланилмайди, улар ўрнига жазирама (ўртача йиллик ҳарорат $+18^{\circ}\text{C}$ дан юқори) ва салқин (ўртача йиллик ҳарорат $+18^{\circ}\text{C}$ дан паст) саҳролар ҳақида маълумотлар қўлланилади. «h» ҳарфи жазирама ҳудудларга, «k» - совуқроқ қуруқ ҳудудларга мос.

Намланишни характерлаш учун мавсумий намланишни ҳисобга олган тақдирда ёғинлар (r_r см) ва йиллик ҳарорат ($t_r^{\circ}\text{C}$) орасидаги муносабатлар қўлланилади:

	BS	BW
қишки ёғинларда	$r_r \leq 2t_r$	$r_r < t_r$
ёзги ёғинларда	$t_r + 14 \leq r_r \leq 2(t_r + 14)$	$r_r < t_r + 14$
бир текис намланишда	$t_r + 7 \leq r_r \leq 2(t_r + 7)$	$r_r \leq t_r + 7$

Қурғоқчиликнинг келиш пайти (А, С ва D зоналарда) қуйидаги ҳарфлар билан ажратилади: w – қишки қурғоқчилик, s – ёзги қурғоқчилик, f – бир текис намланиш.

Асосий ҳарфларни ҳисобга олган ҳолда ўсимликлар билан боғлиқ ҳолда Кёппен ер шарнинг қуйидаги иқлимлар тизимини яратди (86-расм):

1. A_f – тропик ўрмонлар иқлими;
2. A_w – саванна иқлими (A_s иқлим атмосфера циркуляциясининг йиллик ўзгаришига мос келмайди ва деярли кузатилмайди);
3. B_s – чўллар иқлими;
4. B_w – саҳролар иқлими;
5. C_w – қуруқ қиш билан мўътадил илиқ иқлим (муссон ҳудудларда);
6. C_s – қуруқ ёз билан мўътадил илиқ иқлим (Ўртаер денгизи ёки этезий иқлими);
7. C_f – бир текис намланиш билан мўътадил илиқ иқлим (баланд тоғлардаги текисликларда (плато) С иқлимлар А иқлимлар билан алмашади);
8. D_w – қуруқ қиш билан бореал иқлим (муссон ҳудудларда);
9. D_f – бир текис намланиш билан бореал иқлим.

D иқлимлар учун «а» ва «b» япроқли ўрмонлар иқлимлари, «с» ва «d» тайга иқлимларини бериши аҳамиятли. Текисликларда D_s иқлим учрамайди, чунки ўрмонлар совуқ қишдан кейин ёзги қурғоқчиликка чидай олмайди, лекин бу иқлим тури тоғларда кичик майдонларда учрайди, ўрмонлар (масалан, Хисор тоғларида ёнғоқ) ёзда баланд тоғлардан тушган сув ҳисобига суғорилади;

10. ET – тундра иқлими;
11. EF – абадий аёз иқлими.

Кёппен метеорологик кўрсаткичлардан келиб чиқиб баланд тоғлар ва текисликлар иқлимларни фарқламайди. Шунинг учун ҳам ички тропик зонасида А иқлимлар юқорига кўтарилган сари С, ET ва EF иқлимлар билан алмашади, Тибетда баъзида EB – қуруқ тундрасимон иқлим ажратилади.

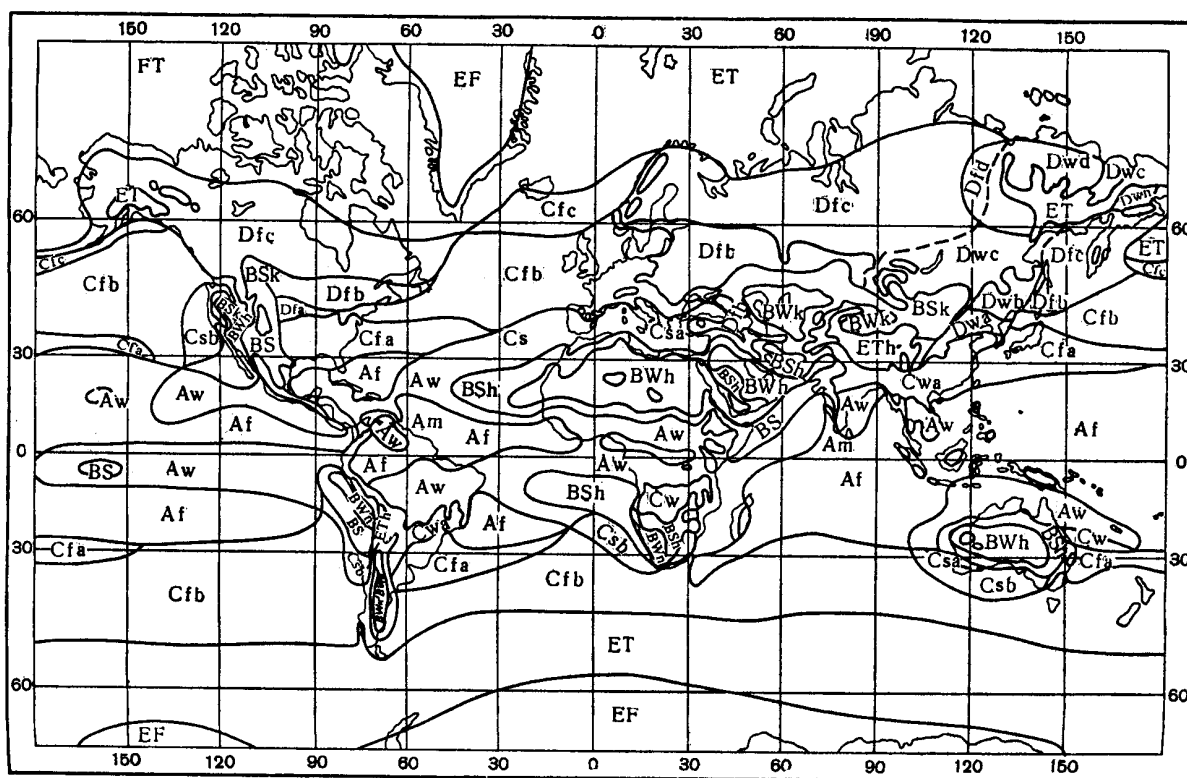
Баъзи иқлимлар – B_s , B_w , C_w , D_f , D_w – кўпинча қуруқликда кузатилади, улардан баъзилари океанда ҳам кузатилади (масалан, пассатлар зонасидаги қуруқ иқлимлар). Қуруқликларда энг катта майдонларни D_f , B_c ва B_w иқлимлар эгаллайди, океанларда эса – A_f , C_f , ET ва A_w .

Умуман ер шари бўйича иқлимлар қуйидаги майдонларни эгаллайди (бутун ер шари майдонига нисбатан): A_f – 30%, A_w – 13,1%, B_s – 6,7%, B_w – 3,9%, C_w – 2,5%, C_s – 2,6%, C_f – 22,1%, D_f – 5,8%, D_w – 1,5%, ET – 13,4%, EF – 5,4%.

Бу тасниф баъзи камчиликлардан ҳоли эмас:

1. B_s ва B_w турлар учун намланиш мезонлари қониқарсиз, чунки йиллик ҳарорат ёғинлар миқдори билан яхши мослашмайди;
2. В зонани батафсиллаш учун асосий термик кўрсаткичлар қўлланилмаган;
3. текислик ва баланд тоғлар учун иқлимлар ажратилмаган;

4 районлаштиришнинг ботаник принципига тўғри келмайдиган муссон иқлимлари ажратилган.



86-расм. Ер шари иқлимлари. Кёппен бўйича.

Лекин, бунга қарамасдан иқлимларнинг бу таснифи энг яхши ва батафсил иқлимлар таснифи деб ҳисобланади. Иқлимий зоналар чегараларининг миқдорий метеорологик мезонлар билан фарқланишига йўл қўйилганлиги бу таснифнинг объективлик даражасини пасайтиради.

2.2. Л.С.Берг бўйича иқлимларнинг ландшафт-ботаник таснифи.

Тасниф географик принципда тузилган, унда ер шарининг ландшафт зоналари ҳисобга олинган. Баъзи зоналар миқдорий чегараларининг Кёппен ва бошқа таснифлардан энг катта фарқи унинг ландшафт нуқтаи назаридан тузилишида. Шу билан бирга иқлимларнинг замонавий чегаралари ландшафт аломатлари бўйича эмас, балки метеорологик аломатлар бўйича белгиланади.

Ер шарининг иқлимлари пастликлар ва баланд тоғлар иқлимларига бўлинади. Уларга қисқача тавсиф берамиз.

Пасттекисликлар иқлимлари.

1. Тундра иқлими. Энг иссиқ ойнинг ўртача ҳарорати $10-12^{\circ}\text{C}$ дан паст, лекин 0°C дан юқори. Иккита подтип мавжуд: а) шимолий яримшар тундраси (қуруқликда) ва б) жанубий яримшар тундраси (океаник).

2. Тайга (Сибир) иқлими. Июл ойининг ўртача ҳарорати $10-20^{\circ}\text{C}$, йиллик амплитудаси 10°C дан кам эмас, ёғинлар миқдори 300-600 мм. Подтиплар: а) ғарбий, булутли ва қорли қиш билан: б) Шарқий Сибир, очик қуруқ ва ниҳоятда совуқ қиш билан.

3. Мўътадил зона ўрмонлар иқлими (дуб иқлими). Илиқ даврдаги 4 ойнинг ҳарорати 10-22°C. Ёзги ёғинлар устунлик қилади. Бунга ўрмон-дашт ҳам киради.

4. Мўътадил кенгликлардаги муссон иқлими – олдинги иқлимнинг бир тури бўлиб, очик совуқ қуруқ қиш, нам ёз ва шамолларнинг мавсумий алмашинувлари билан ажралиб туради.

5. Дашт иқлими. Ёз илиқ ёки иссиқ, ёғинлар минимуми ёзда. Иқлим турлари: а) дашт иқлими – салқин қиш, ёғинлар миқдори 200-450 мм, қуруқ шамоллар (мўътадил кенгликлардаги даштлар); б) илиқ қишлар билан ажралиб турадиган дашт иқлими (субтропик ва тропик даштлари).

6. Ўртаер денгизи иқлими. Субтропик ҳудудлар. Ёз иссиқ ва қуруқ, қиш илиқ ва нам, ёғинлар кузда, қишда ва баҳорда ёғади. Иқлим турлари: а) этезия иқлими; б) субтропик чўллар иқлими; в) салқин ёзги Ўртаер денгизи иқлими.

7. Субтропик ўрмонлар зонаси иқлими. Энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати +2°C дан юқори. Ёз иссиқ ва ёғинларга бой, қишда ёғинлар нисбатан кам ёғади.

8. Материк ичидаги саҳролар иқлими (мўътадил зона). Барча мавсумларда ёғинлар кам (300 мм дан кам), айниқса ёзда. Қиш салқин, энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати +2°C дан паст, қисқа даврда бўлса ҳам, қор ёғади. Иқлимнинг алоҳида бир тури – нисбатан салқин ёз билан ажраладиган Патагония саҳро иқлими. Ўрта Осиёнинг катта қисмидаги иқлим айнан шу иқлим турига киради.

9. Субтропик саҳролар иқлими (пассатлар ҳудуди), ёғинлар ниҳоятда оз, айниқса ёзда. Ёз иссиқ, ёғинсиз, қиш ҳам илиқ, энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати +10°C дан паст эмас. Ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси жуда катта. Иқлимнинг алоҳида бир турлари – Перу, Чили шимолидаги ва Жанубий Африканинг 18° ш.к. қача чўзилган ғарбий қирғоқларидаги саҳро иқлимлари.

10. Саванна ёки тропик ўрмон-дашт иқлими. Энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати +18°C дан юқори, ёғинлар кўп, лекин 200-250 см дан ортмайди, қишга ва баҳорга тўғри келадиган яққол ифодаланган қуруқ давр мавжуд.

11. Нам тропик ўрмонлар иқлими. Ёғинлар кўп, йилга 150 см дан кам эмас, қуруқ давр қисқа ёки умуман кузатилмайди. Энг совуқ ойнинг ўртача ҳарорати +18°C дан паст эмас, ҳароратни йиллик амплитудаси кичик (1-6°C).

Баланд плато иқлимлари. Платоларга денгиз сатҳидан 1000 м дан юқори жойлашган ясси тепаликлар киради. Иқлимнинг асосий турлари:

1. Қутбий музли плато иқлими – ўртача ойлик ҳароратлар бўйича – абадий аёз:
2. Мўътадил минтақадаги баланд дашт ва яримчўллар иқлими:
3. Мўътадил кенгликлардаги саҳролар иқлими:
4. Тибет иқлими, ёз салқин, ҳароратнинг катта йиллик ва суткалик амплитудалари:
5. Субтропик даштлар иқлими (ёки Эрон иқлими):

6. Тропик плато ёки баланд саванналар иқлими. Ҳароратнинг йиллик амплитудаси кичик, ёзнинг иккинчи ярмида ёғинлар максимуми, қиш ва баҳорнинг бир қисмида - қуруқ давр.

Умуман, Кёппен таснифига қараганда Бергнинг иқлимлар таснифи ландшафт зоналари билан яхшироқ боғлиқ. Берг таснифи иқлим, рельеф, тупроқ қоплами ва ўсимликлар орасида катта боғлиқлик ва ўзаро таъсир борлигини яққол кўрсатади. Берг таснифининг камчиликларидан бири – у океанларда иқлимий зоналар тақсимотини кўрсатмайди.

9.5. Иқлимнинг генетик таснифлари

1. Иқлимнинг кўпчилик гидрологик таснифлари асосида дарёлар учун сув манбаи бўлган ҳудудлар иқлимининг дарёларга оқиб тушган сув миқдори режимига таъсири ётади. Бу А.И.Воейков (1884), М.И.Львович (1930, 1995) Б.Д.Зайков (1946) таснифларидир. Пенканинг (1910) гидрологик таснифи бошқа асосда тузилган. Бу тасниф ёғинлар ва буғланиш орасида ўзаро муносабатларга кўра иқлимларни ажратади. Фаол сиртнинг радиацион баланси ва буғланувчанликни билвосита ҳисоблаш усуллари яратилгандан сўнг (М.И.Будико, 1946-1957 йй.) иқлимни миқдорий баҳолашнинг замонавий усуллари қўлланилган гидрологик таснифлар юзага келган (П.С.Кузин, 1960 й. ва бошқалар).

Иқлимни тупроқ бўйича таснифлашлар асосида иқлим таъсирида тупроқ ҳосил бўлиш принциплари ётади. Улар орасидан В.В.Докучаев таснифини (1900) алоҳида кўрастиб ўтиш керак. Кечроқ яратилган В.Р.Волобуев таснифи (1953) ёғинлар миқдори логарифми ва йиллик ҳарорат орасидаги ўзаро муносабатларнинг таъсирини ҳисобга олади. 1937-1966 йилларда Т.Г.Селянинов томонидан ишлаб чиқилган тасниф ер шари сиртини иқлимий-экологик аломатлар бўйича бўлган. Ҳарорат ва ёғинлар режими хусусиятларини ҳисобга олиб, вегетация шароитлари бўйича тропик, субтропик, мўътадил, кутбий ва арктик минтақалар ажратилган. Бундан ташқари Н.Н.Иванов (1948) таснифини ҳам кўрсатиб ўтиш керак. Бунда намланиш коэффициентининг ўртача ойлик қиймати (фоизларда ифодаланган ёғинлар миқдорининг буғланувчанликка нисбати) қўлланилган. Бу коэффициент қийматига қараб иқлимнинг етти тури ажратилган. Ҳар бир тур ўзига хос ўсимликлар турлари билан ажралиб туради.

2. Иқлимни генетик таснифлари. Бу таснифлар иқлимнинг шаклланиш қонуниятларини қўллашда яратилган. Улардан асосийларини кўриб чиқамиз.

2.1. Циркуляцион аломатларга асосланган таснифлар

Илк бор иқлим хусусиятларини атмосфера босимининг йиллик тақсимоти бўйича тушунтириб беришга П.И.Броунов (1904) ҳаракат қилди. У устунлик қиладиган шамол йўналишларини ажратадиган ўқларни аниқлади ва бу аломатга асосланиб шимолий яримшар учун тўртта асосий ва иккита иккинчи даражали зоналарни ажратди. А.А.Каминский (1932) асосида

харорат кўрсаткичлари ва нисбий намлик ётган ўз таснифини йилнинг илик ярми учун шамолни ажратувчи чизиклар билан тўлдирди.

Б.П.Алисовнинг иқлимлар генетик таснифи асосида маълум географик типдаги ҳаво массаларининг устунлик қилишида ифодаланган атмосферанинг умумий циркуляция шароитларига мос равишда ер сиртининг иқлимий зоналар ва минтақаларга бўлиниши ётади. Қишда ва ёзда **иқлимий фронтларнинг** жойланишига қараб зоналар орасида чегаралар ўтказилади. Еттита бош иқлимий зоналар ажратилади: **экваториал**, иккита **тропик**, иккита **мўътадил**, **арктик** ва **антарктик** зоналар. Кейин оралиқ зоналар ажратилади: қишда тропик, ёзда экваториал ҳаво устунлик қиладиган иккита **экваториал муссонлар** зоналари; қишда мўътадил кенгликлар, ёзда тропик ҳаво устунлик қиладиган иккита **субтропик** зоналар; қишда арктик, ёзда мўътадил кенгликлар ҳавоси устунлик қиладиган **субарктик** ва унга ўхшаш **субантарктик** зоналар. Бу зоналарнинг қисқача тавсифи 9.3-жадвалда, уларнинг ер шари бўйича тақсимооти 87-расмда келтирилган.

Экваториал зонада йил мобайнида устунлик қиладиган ҳаво массаси – экваториал ҳаводир. Бу ҳаво пассат билан келган тропик ҳавонинг трансформацияси натижасида юзага келади. Ҳавонинг трансформацияси унинг бутун қалинлиги бўйича кучли намланишидадир. Намланиш океанларда ва қуруқликларда бир хил кузатилади, чунки қуруқликларнинг катта майдонларини нам тропик ўрмонлар эгаллайди.

Ҳавонинг нисбий намлиги катта, ўртача ойлик қийматлари 70% дан паст эмас. Экваториал ҳаво зонаси иқлими нам тропик ўрмонлар иқлимига (Берг бўйича) тўғри келади.

Ҳар бир яримшарда экваториал муссонлар зонаси тропик фронтнинг қишқи ва ёзги ҳолатлари орасида жойлашган бўлади. Бу зона ҳаво массаларининг мавсумий алмашинуви билан характерланади. Ёзда тропик муссонлар зонасида экваториал ҳаво кўринишидаги нам муссон устунлик қилади ва экваториал зонага характерли об-ҳаво режимини ҳосил қилади. Қишда бу зонада қуруқ об-ҳаво олиб келадиган континентал тропик ҳаво кўринишидаги қуруқ муссон устунлик қилади. Йиллик ёғинлар миқдори 1000-1500 мм ни ташкил қилади. Экваториал муссонлар иқлими саванна иқлимига (Берг бўйича), зонанинг қуруқроқ жойларида – тропик даштлар иқлимига мос келади.

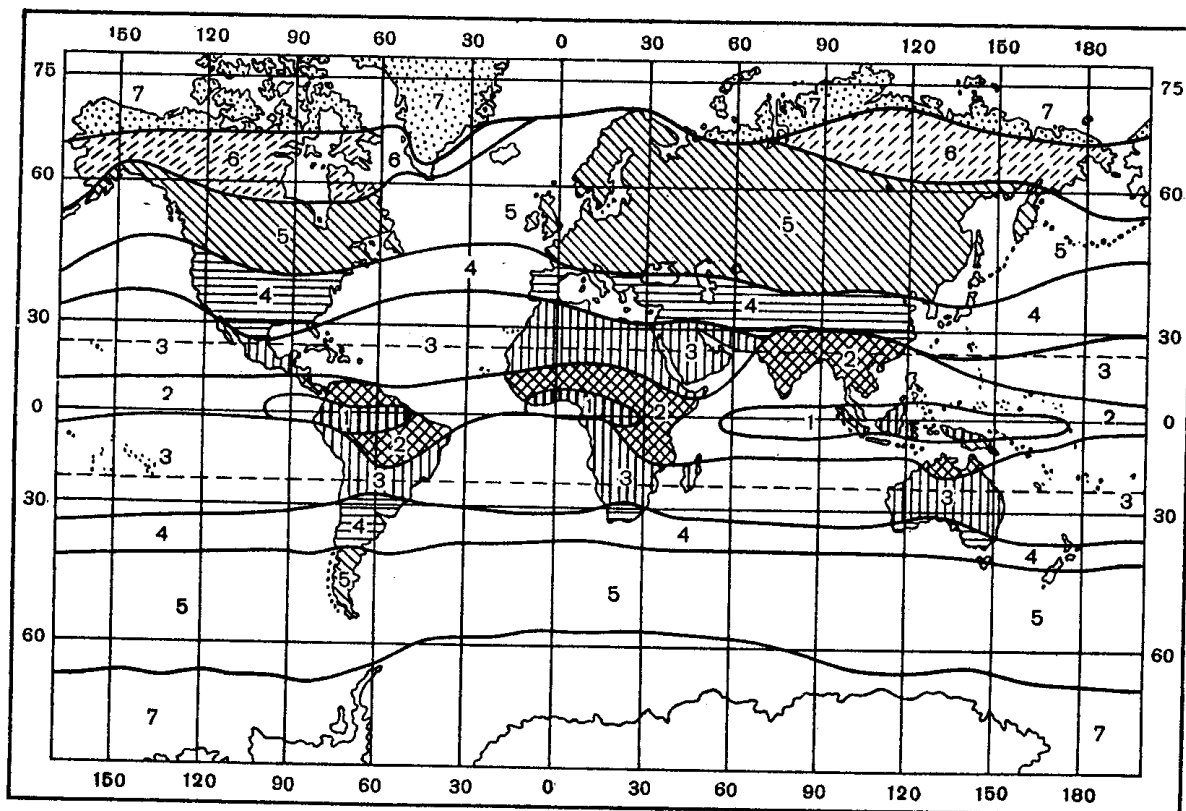
Тропик зонада қуйидаги иқлим турларини ажратиш мумкин: континентал тропик, денгиз тропик, субтропик антициклонларнинг шарқий четлари ва ғарбий четлари иқлимлари.

Континентал тропик иқлими йил мобайнида континентал тропик ҳавонинг устунлик қилиши билан характерланади. Бу ҳаво ниҳоятда иссиқ ва қуруқ. Энг иссиқ ойнинг ҳарорати 30-39°C, энг совуқ ойнинг ҳарорати эса +10°C дан пасаймайди. Характерли ландшафт – сахро четларида жойлашган сахролар ва қуруқ чўллар.

**Б.П.Алисов бўйича кенглик минтақалари (зоналар)
ва иқлим типларининг
СХЕМАСИ**

		2-океаник экваториал	1-континентал, экваториал. Ландшафт - нам экваториал ўрмон.	1-минтақа - экваториал ҳаво (ЭХ)
4-муссонлар, қитъаларнинг шарқий қирғоқлари. Ландшафт - нам экваториал ўрмон	3-муссонлар, қитъаларнинг ғарбий қирғоқлари. Ландшафт - саванна	2-океаник муссонлар	1-континентал муссонлар. Ландшафт - саванна	2-минтақа - экваториал муссонлар, ёки субэкваториал
4-океаник антициклонларнинг ғарбий четлари. Ландшафт - тропик ўрмонлар (қирғоқларда)	3-океаник антициклонларнинг шарқий четлари. Ландшафт - нам саҳролар (қирғоқларда)	2-океаник тропик	1-континентал-тропик. Ландшафт - тропик саҳро	3-минтақа - тропик ҳаво (ТХ)
4-шарқий қирғоқларнинг муссон-субтропик иқлими. Ландшафт - субтропик ўрмонлар	3-қитъалар ғарбий қирғоқлари-нинг субтропик иқлими. Ландшафт - Ўртаер денгизи	2-океаник субтропик	1-континентал субтропик. Ландшафт - субтропик саҳро ва даштлар	4-минтақа - субтропик ҳаво (СХ)
4-шарқий қирғоқларнинг муссон иқлими. Ландшафт - ўрта минтақалар ўрмонлари ва даштлари	3-денгиз, ғарбий қирғоқлар. Ландшафт - ўтлоқлар, япроқли ўрмонлар	2-океаник ўрта кенгликлар	1-континентал ўрта кенгликлар. Ландшафт - чала саҳро, дашт, ўрта кенгликлар	5-минтақа - ўрта кенгликлар ҳавоси
		2-океаник субарктик ёки субантарктик. Ландшафт - денгиз яқини	1-континентал субарктик. Ландшафт - тайга, ўрмон-тундра	6-минтақа - субарктик (субантарктик) ҳаво
		2-арктик иқлим. Ландшафт - қутбий тундра, музлар	1-арктик. Ландшафт - қутбий тундра, музлар	7-минтақа - арктик ва антарктик ҳаво (АХ)

Изоҳ. Иқлимнинг ҳар бир типда пасттексилар ва тоғлиқлар иқлимлари кузатилиши мумкин.



87-расм. Б.П.Алисов бўйича кенгликлар иқлимий минтақаларининг карта-схемаси.
1 – экваториал, 2 – экваториал муссон, 3 – тропик, 4 – субтропик, 5 – ўрта кенгликлар,
6 – субарктик (субантарктик), 7 – арктик (антарктик).

Денгиз тропик иқлими экваториал ҳаво иқлимига ўхшайди. У катта намлик ва ҳароратнинг кичик йиллик амплитудаси билан ажралиб туради. Бундай иқлимли жойларда одатда тропик фронтларда пайдо бўладиган тропик циклонлар тез-тез кузатилади.

Субтропик антициклонларнинг шарқий четларидаги иқлим тропик зонадаги қуруқликларнинг ғарбий қирғоқларида кузатилади. Антициклонларнинг бу четларида ўрта кенгликлардаги нисбатан совуқ ҳавонинг қуйи кенгликларга кўчиши юз беради. Бу ҳавода сув бўғи миқдори кам бўлади, у қуйи кенгликларга етиб келиб қирғоқларда исийди ва тўйиниш ҳолатидан яна ҳам узоқлашади. Шунинг учун тропик зонадаги қитъаларнинг ғарбий қирғоқларида иқлим ҳавонинг паст ҳарорати ва ёғинларнинг оз миқдори билан характерланади. Нисбий намлик эса баланд. Бу ерда ёғинларнинг оз миқдори, баъзи жойларда бутунлай йўқлиги ўрта кенгликлардан нисбатан совуқ ҳавонинг келиши, бу ерда ёғинлар ҳосил бўлишига ва ҳавонинг кўтарилувчан ҳаракатига тўсқинлик қиладиган ҳарорат инверсиясининг юзага келиши билан тушунтирилади. Инверсиянинг кучайишига тропик зонадаги ғарбий қирғоқлар яқинида мавжуд бўлган совуқ оқимлар сабаб бўлади. Иқлимнинг бундай турлари Саҳрои Кабирнинг Атлантика қирғоғида, Намиб, Атакама ва бошқа саҳроларда шаклланади.

Субтропик антициклонларнинг ғарбий четидаги иқлим тропикларда қитъаларнинг шарқий қирғоқларида кузатилади. Бу ерда йил мобайнида устунлик қилаётган пассат оқимлари қирғоққа нам тропик ҳавони олиб

келади. Шу сабабли тропик зонанинг шарқий қирғоқларида кўп ёғин кузатилади. Уларнинг тақсимои релефга ва тоғ ёнбағирларининг экспозициясига боғлиқ. Айниқса катта миқдордаги ёғинлар нам пассат томонига қараб турган ёнбағирларда кузатилади. Ёғин нам жойларда – нам тропик ўрмонлар, намлиги камроқ бўлган жойларда – саванна, қуруқ жойларда – чўллар жойлашади.

Тропик ва мўътадил зоналар орасида субтропик зона жойлашган. Бу зонада ёзда тропик ҳаво, қишда ўрта кенгликлар ҳавоси устунлик қилади. Қиш салқин, ёз иссиқ бўлади.

Субтропик зонада субтропик иқлимнинг тўртта тури ажратилади: континентал, денгиз, ғарбий қирғоқлар (Ўртаер денгизи) ва шарқий қирғоқлар (муссон) иқлимлари.

Субтропик континентал иқлим субтропик саҳро, яримсаҳро ва қуруқ чўлларда ҳосил бўлади. Бу жойлар қуруқ субтропиклар деб аталади. Ёзда бу ерда континентал тропик ҳаво устунлик қилади. Шунинг учун қуруқ субтропикларда ёз иссиқ ва қуруқ. Ёғин иссиқ ойнинг ўртача ҳарорати 28°-30°С гача етади. Қишда бу ерларда ўрта кенгликлар ҳавоси устунлик қилади. Ёғинлар кўпинча қишки ва баҳорги даврларда кузатилади. Бу пайтда улар ўрта кенгликлар фронтида ривожланган циклоник фаолият билан боғлиқ. Ёғинларнинг йиллик миқдори 500 мм дан ошмайди, баъзида 300 мм ва ундан ҳам кам.

Денгиз субтропик иқлими қишда циклоник об-ҳаво, ёзда антициклоник об-ҳаво билан характерланади. Қишда циклоник фаолият бу пайтда субтропик кенгликларга силжиган ўрта кенгликлар фронтида ривожланади. Ёзда об-ҳавонинг антициклоник режими юқориюқ кенгликларга етиб келган субтропик юқори босимли зона билан боғлиқ. Йил давомида ёғинлар миқдори 1000 мм ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Бундай иқлими жойлар нам субтропиклар деб аталади. Уларнинг ландшафти нам субтропик ўрмонлар билан тавсифланади.

Субтропик зонадаги ғарбий қирғоқлар иқлими ёки Ўртаер денгизи иқлими қуруқ ёз ва серёғир юмшоқ қиш билан характерланади. Иқлимнинг бу тури ёзда субтропик антициклонларнинг шарқий четларидаги ҳаво оқимлари таъсирида, қишда ўрта кенгликлар фронти куйроқ кенгликларга силжиган пайтда циклоник фаолият таъсирида шаклланади.

Субтропик зонадаги қитъаларнинг шарқий қирғоқлари иқлими муссон характерига эга. Бу ерда иссиқ нам ёз ва қуруқ нисбатан совуқ қиш кузатилади. Қишки муссон ўрта кенгликлардаги континентал ҳаво оқими билан ифодаланади, ёзги муссон эса денгиз тропик ҳавосининг оқимидир. Субтропик зонадаги қитъаларнинг шарқий қирғоқлари иқлимида нам субтропик ўрмонлар кузатилади.

Мўътадил иқлим зонасида ўрта кенгликлар ҳавоси устунлик қилади. Тез-тез арктик (антарктик) ҳаво ва тропик ҳаво массаларининг кириб келиши кузатилади. Бу зонада куйидаги иқлим турлари ажратилади: **континентал, денгиз, қитъаларнинг ғарбий ва шарқий қирғоқлари** иқлими.

Ўрта кенгликлар континентал иқлими шу кенгликларда йил мобайнида устунлик қиладиган континентал ҳаво массаси таъсирида юзага келади. Йил давомида 400-600 мм гача ёгинлар ёғади, уларнинг максимуми ёзда кузатилади. Қиш совуқ, ёз иссиқ. Характерли ландшафт - мўътадил зонадаги япроқли ўрмонлардир, жанубий ҳудудларда – дашт, чала саҳролар ва хатто, саҳролар.

Мўътадил зонадаги денгиз иқлими денгиз ҳавоси таъсирида шаклланади. Бу иқлим шароити ҳароратларнинг кичик йиллик амплитудалари, катта миқдордаги булутлилик ва юқори намлик билан ажралиб туради. Йил мобайнида фаол циклоник фаолият кузатилади, шунинг учун ёгинларнинг йил мобайнидаги тақсимооти бир текис бўлади.

Мўътадил зонадаги қитъаларнинг ғарбий қирғоқлари иқлими йилнинг барча мавсумларида ўрта кенгликлар денгиз ҳавоси устунлиги билан характерланади. Бу ерда қиш илиқ, ёз – нисбатан салқин. Кучли булутлилик ва юқори намлик кузатилади. Ёгинлар миқдори релеф ва ёнбағирларнинг экспозициясига боғлиқ. Шамолга қараган ғарбий ёнбағирларда ёгинларнинг йиллик миқдори 1000-3000 мм ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Йил мобайнида ёгинлар бир текис тақсимланган бўлади. Ландшафт –кенг япроқли ўрмонлар, лекин, баъзи жойларда игнабаргли ўрмонлар, хатто тундра ҳам учраши мумкин.

Мўътадил зонадаги қитъаларнинг шарқий қирғоқлари иқлими муссон характерига эга. Қишда бу қирғоқларда совуқ континентал ҳаво оқими бўлган континентал муссон вужудга келади, ёзда қирғоққа ўрта кенгликлар денгиз ҳаво массаларини олиб келадиган океаник муссон ҳосил бўлади. Қиш совуқ, қор кам, об-ҳаво очик, ёз эса булутли, ёмғирли кузатилади. Ландшафт – мўътадил зона ўрмонлари.

Субарктик (субантарктик) зона ёзда ўрта кенгликлар ҳавоси, қишда – арктик ҳаво устунлиги билан характерланади. Субарктик зонада иқлимнинг иккита тури ажратилади: **континентал** (фақат шимолий яримшарда) ва **денгиз** иқлими.

Континентал субарктик иқлим қишда совуқ арктик ҳаво, ёзда ўрта кенгликлардаги нисбатан илиқ континентал ҳавонинг устунлиги билан ажралиб туради. Қиш давоми ва ниҳоятда совуқ. Ёз илиқ, лекин қисқа. Ҳароратнинг йиллик амплитудалари анча катта. Ёгинлар миқдори катта эмас. Ландшафт – тайга, ўрмон-тундра.

Денгиз субарктик иқлими қишда денгиз арктик ҳавоси, ёзда ўрта кенгликлардаги денгиз ҳавосининг устунлиги билан характерланади. Қиш нисбатан юмшоқ, ёз – салқин. Ҳароратнинг йиллик амплитудаси 20°C дан ошмайди. Ландшафт – тундра.

Арктик ва антарктик зоналар йил мобайнида арктик (антарктик) ҳавонинг устунлиги билан характерланади. Энг илиқ ойнинг ўртача ҳарорати 0°C атрофида ва ундан паст. Фақат Арктика оролларида, Гренландиянинг марказий ҳудудларидан ташқари, у 0°C дан биров юқори бўлади.

Арктика иқлими, Гренландиянинг марказий ҳудудларидан ташқари, денгиз иқлими турига киради. Берг таснифи бўйича, Арктика ва Антарктика иқлимлари абадий аёз ва арктик тундра иқлимларига киради.

Берг ва Алисов иқлимлар таснифлари орасида катта боғланиш бор. Алисов бўйича иқлимий зоналар Берг таснифи бўйича маълум зоналарга мос келади (ўрта кенгликлардаги иқлимий зоналарда боғланиш кичикроқ). Алоҳида айтиб ўтиш керакки, Алисов таснифи океан ва қуруқликларга тарқалади, Берг таснифи эса асосан қуруқликларга тааллуқли.

2.2. Фаол сиртнинг иссиқлик баланси характеристикаларига асосланган таснифлар. Бу таснифлар М.И.Будико ва А.А. Григорьевлар номлари билан боғлиқ. М.И.Будико томонидан ҳарорат, намлик, булутлилиқ ва жойнинг кенлиги бўйича радиацион балансни билвосита аниқлаш усуллари ишлаб чиқилган. Кейинчалик, иссиқлик балансининг ташкил этувчиларини аниқлаш усуллари ривожланди. Қуруқликнинг иссиқлик ва сув баланслари ташкил этувчилари орасида генетик боғланиш аниқланди. Бунинг

асосида М.И.Будико томонидан қуруқлик радиацион индекси
$$K = \frac{R}{Lr}$$
 қийматлари бўйича географик зоналарни ажратиш таклиф қилинган. Бу ерда R – ер сирти кўп йиллик радиацион балансининг ўртача қиймати, L – буғланишнинг яширин иссиқлиги, r – ёғинлар миқдорининг ўртача кўп йиллик қиймати. Ландшафт турларига мос K нинг саккизта градациялари ажратилган.

МДХ иқлимларининг таснифи асосига қуйидаги аломатлар қўйилган: намланиш шароитлари (K қуруқлик индекслари қийматлари бўйича), илиқ даврнинг ҳарорат шароитлари, қишнинг ҳарорат шароитлари ва қорлилиқ даражаси.

Биринчи аломат бўйича қуйидаги иқлимлар ажратилади; I – **ўта нам** ($K < 0,45$), II – **нам** ($0,45 < K < 1$), III – **намлик етарли бўлмаган** ($1 < K < 3$), IV – **қуруқ** ($K > 3$). Иккинчи аломат бўйича: 1 – **ўта совуқ** (барча ойларнинг ўртача ҳарорати 0°C дан паст), 2 – **совуқ** (ҳаво ҳарорати 10°C дан юқори бўлган даврда тўшалган сирт ҳароратлар йиғиндиси 1000°C дан кам), 3 – **ўртача илиқ** (ҳарорат йиғиндилари 1000°C дан 2200°C гача), 4 – **илиқ** (ҳарорат йиғиндилари 2200°C дан 4400°C гача), 5 – **жуда иссиқ** (ҳароратлар йиғиндилари 4400°C дан катта). Учинчи аломат бўйича қишлар январнинг ўртача ҳарорати ва қор қопламанинг декададаги энг катта баландлиги (50 см дан баланд ёки паст) бўйича ажратилади: А – **совуқ, кам қорли қиш** (январнинг ўртача ҳарорати -32°C дан паст, қор қоплами 50 см дан паст), В – **совуқ, кўп қорли қиш** (ҳарорат юқоридагидек, қор қоплами 50 см дан баланд), С – **ўртача совуқ, кам қорли қиш** (ҳарорат -13°C дан -32°C гача, қор қоплами 50 см дан паст), D – **ўртача совуқ, кўп қорли қиш** (ҳарорат аввалгидек, қор қоплами 50 см дан баланд), Е – **ўртача юмшоқ қиш** (январнинг ҳарорати 0°C дан -13°C гача), F – **юмшоқ қиш** (январнинг ҳарорати 0°C дан юқори).

Юқорида кўрсатилган учта аломатларнинг комбинацияси 31 иқлим турларини беради. IC тур арктик сахро, I2A, I2B, I2C, I2D, I2E – тундра ва

ўрмон-тундра, I3E – алп ўтлоқлар, II3A, II3B, II3C, II3D – игнабаргли ўрмонлар, II4C, II4D, II4E – аралаш ва кенг япроқли ўрмонлар, II5F – субтропик ўрмонлар, III3A, III3C, III3D, III3E – Сибир тоғли даштлари ва чўллар, III4C, III4D, III4E, III4 – чўл ва чўлўрмонлар, III5E, III5F – субтропик ўсимликлар ксерофитлари, IV3C, IV3D – тоғли саҳролар, IV4E, IV4D – шимолий саҳролар, IV5E, IV5F – субтропик саҳролар иқлимига хос.

Бу тасниф бўйича Ўрта Осиё текислик ҳудудларининг катта қисми IV5E – субтропик саҳролар иқлим турига киради.

9.6. Антропоген омиллар таъсирида иқлимнинг замонавий ўзгаришлари

Иқлим ва биосферанинг келажакдаги умумий ўзгаришлари алоҳида кизиқиш уйғотади. Шунга мувофиқ, иқлим эволюциясининг истиқболлари ва антропоген таъсирларнинг кўлами билан боғлиқ бўлган икки муҳим масалага тўхталиб ўтамиз.

1. **Иқлимнинг табиий эволюцияси.** Геологик ўтмишдаги иқлимларнинг реконструкцияси бўйича ўтказилган тадқиқотларнинг кўрсатишича, астрономик омиллардан ташқари иқлим ўзгаришларининг асосий сабаби сайёрамизнинг тектоник ҳаёти (қитъа ва океан қисмларининг миграцияси) ҳисобланади. Ҳаводаги углерод ангидриди миқдори вулқон фаолиятининг интенсивлиги ва унинг денгиз ва океанлар сувларида ютилиш даражасига боғлиқ. Кайназой эраси давомида атмосферадаги CO_2 миқдорининг тўхтовсиз камайиши юз берган. Атмосферадаги углерод ангидриди концентрациясининг камайиш жараёни олигоцен ва, айниқса плиоцен даврида кескин тезлашган. Плиоцен даврининг охирида CO_2 нинг умумий массаси бутун фанерозой давридаги энг кичик қийматга эришган ва бу глобал совишнинг сабабларидан бири ҳисобланади.

Тўртламчи-олигоцен вақтида вулқон фаолиятининг кучсизланиши натижасида CO_2 нинг табиий камайишини эътиборга олсак, CO_2 балансига инсоннинг хўжалик фаолияти таъсир кўрсатмаса, CO_2 нинг камайиш тенденцияси сақланиб қолади, деб ҳисоблаш мумкин. Кайнозой эраси давомида саноатнинг тезкор ривожланиш давригача (XIX аср охири - XX аср боши) углерод ангидриди концентрациясининг 0,029% миқдоргача умумий камайиш тенденциясини билган ҳолда, атмосферадаги CO_2 миқдори 0,015% дан ортиқ бўлмаганида юз берадиган сайёрамизнинг бутунлай музлаш вақтини айтиб бериш мумкин. CO_2 миқдорининг бу икки қийматлари орасидаги фарқ кайнозойнинг охирида, тўртламчи музлаш давридан ҳозирги замонгача, юз берган углерод ангидриди концентрациясининг ўзгаришларига яқин, яъни тахминан 1-1,5 млн. йил. Бундан, инсон ҳеч қандай таъсир ўтказмаганида Ернинг бутунлай музлаши тахминан 1 млн. йилдан сўнг юз беради, деган хулосага келиш мумкин.

Ернинг космик фазодаги ҳолатининг (эксцентриситет, Ер ўқининг қиялиги) ўзгариши каби астрономик омиллар келажакда иқлимнинг ўзгаришларига олиб келувчи иккинчи мустақил сабаб бўлиши мумкин. Ҳисобларнинг кўрсатишича, унча катта бўлмаган музлашлар ҳар 170, 215,

269 ва 335 минг йилда, кучли музлашлар эса – ҳар 505, 620, 665 ва 715 минг йилда кузатилиши мумкин. Ҳисоб-китоб маълумотларига қараганда, 10-15 минг йилдан кейин шимолий яримшарнинг юқори кенгликларига Қуёш радиацияси тушишининг сўнгги вюрм музлаши замонидаги миқдорининг тахминан $\frac{2}{3}$ қисмини ташкил этувчи ўзгариши юз бериши мумкин. Қуёш радиацияси миқдорининг камайиши музлашнинг ривожланишига олиб келади ва вюрмдагига нисбатан камроқ интенсивликка эга бўлган янги муз даври бошланади.

Бундан кейин Қуёш радиацияси ортиши, муз қоплами эриши мумкин ва музлашлар оралиғи даври янгидан бошланиши керак. Ҳисобларга мувофиқ, радиациянинг камайиши ҳар 50 ва 90 минг йилда такрорланади, камайиш амплитудалари ортиб боради ҳамда қуввати ва масштаби вюрм музлашига тенг бўлган музлашга олиб келади.

Бу икки мустақил омилларнинг таъсири кучайиб боради ва шу билан бирга инсон ҳеч қандай таъсир кўрсатмаганида музлашнинг ривожланиш вақти қисқариб, бир неча юз минг йилдан сўнг содир бўлиши мумкин.

2. Иқлимнинг антропоген ўзгаришлари. Иқлимга антропоген таъсирларнинг учта типи фарқланади:

а) иқлимга бевосита ишлаб чиқариш фаолиятинининг ривожланишидаги, кўпинча оқибатлари ўйланмаган таъсирлар;

б) иқлимга, ҳеч бўлмаганда локал оқибатлари у ёки бу даражада маълум бўлганда ва микроиқлим нуқтаи назаридан ҳисобга олинadиган ёки фойдаланиладиган, хўжалик фаолияти заруриятлари учун табиатни ўзгартириш жараёнларидаги таъсирлар;

в) иқлим ёки микроиқлимни ўзгартириш мақсадида табиий муҳитга режалаштирилган йирик амалий мақсадлардаги таъсирлар.

б) ва в) гуруҳларига қуйидаги турлардаги инсон фаолиятининг оқибатларини киритиш мумкин:

- музлашлардан ҳимояланиш мақсадида радиацион ва иссиқлик режимларига таъсир;

- музлашлардан ҳимояланиш ва тупроқнинг иссиқлик ва намлик режимини ўзгартириш мақсадида тупроқни қоплаш;

- ўрмонларни кесиш ва ҳудудларни ўрмонлаштириш, ботқоқларни қуриштириш, сунъий сув ҳавзаларини барпо қилишда тўшалган сирт хусусиятларининг ўзгариши;

- ўрмон полосалари ёрдамида шамол режими ва турбулент алмашинувга таъсир кўрсатиш, темир йўлларни қордан ҳимоялаш мақсадида ҳимоя полосаларини барпо этиш, майдонларда намликни йиғиш мақсадида тўсиқлардан фойдаланиш ва бошқалар;

- ҳудудларни суғориш ва қуриштириш;

- сув омборларини қуриш;

- шаҳар иқлимини урбанизациялаш.

а) ва б) гуруҳларига атмосфера таркибининг ўзгариши (парник газлар, аэрозол ва бошқалар) билан боғлиқ оқибатларни киритиш мумкин.

Антропоген таъсирни эътиборга олиб, иқлимнинг яқин 100 йилдаги ўзгариши прогнозини кўриб чиқамиз. Бу вақт оралиғида иқлимга камида учта асосий омил таъсир кўрсатади: турли кўринишдаги ёқилғи энергетикасининг ривожланиш тезлиги; фаол хўжалик фаолияти натижасида атмосферадаги углерод ангидриди миқдорининг ортиши; атмосфера аэрозоли концентрациясининг ўзгариши.

CO₂ концентрациясининг ўзгаришини прогнозлашда, бир томондан энергетика эҳтиёжлари учун органик ёқилғини ёқишнинг ортишига боғлиқ бўлган концентрация ортишини ҳисобга олиш керак. Бошқа томондан, CO₂ концентрациясининг ортиши углерод ангидридининг ортишига секинлаштирувчи таъсир кўрсатадиган биомассанинг кўпайишига олиб келади. Бу икки омилни эътиборга олган турли тадқиқотчиларнинг ҳисоблари бўйича, 2000 йилда 0,037-0,039% бўлган CO₂ концентрацияси 2025 йилда – 0,047-0,074% ни ташкил этиши кутилмоқда. Ундан кейин, барча тадқиқотчиларнинг фикрича, атмосферадаги CO₂ концентрацияси секин-аста камайиб боради.

Атмосфера аэрозолининг роли шундаки, атмосферадаги аэрозол зарралари унинг албедосини орттиради ва шу билан ўртача глобал ҳароратнинг пасайишига олиб келади. Барча мамлакатларда атмосферага чиқарилаётган аралашмаларни тутиб қолиш ва утилизациялаш бўйича катта комплекс ишлар олиб борилаётганлиги учун яқин келажакда антропоген аэрозолларнинг ортиши кам бўлади. Бироқ, модел ҳисобларида атмосферанинг газ ва аэрозол таркибини сезиларли ўзгартириши мумкин бўлган йирик вулқон отилишлари имконияти ҳисобга олинмайди. Иқлим ўзгаришининг барча прогноз моделлари ҳам парник эффектини кучайтиришга олиб келувчи кичик газ ташкил этувчиларининг (фреон, азот оксидлари ва бошқалар) атмосферага кўшилишини ҳисобга олмайди.

Санаб ўтилган омиллар таъсирида прогноз қилинаётган ҳарорат ўзгаришлари 1975 й. га нисбатан 2000 й. да 0,2-0,9°C, 2025 й. да – 0,6-2,1°C, 2050 й. да – 1,2-3,9°C бўлиши кутилмоқда. 1982 й. да 2050 й. ҳарорат ўзгаришига аниқлик киритилган бўлиб, у ўртача 2,5°C га тенг деб қабул қилинган.

М.И.Будико палеоиклимий маълумотларни ҳароратнинг ҳозирги ўзгаришлари суръатлари билан таққослаб, 2025-2050 йй. январ нол изотермаси Европада 1975 й. дагига нисбатан 10-15° шимолроққа силжийди деб ҳисоблайди. XXI асрнинг дастлабки ўнйилликларида Россиянинг шимоли-шарқий қисмидаги ҳарорат шароитлари ҳозирда Марказий Франциядагига, Ғарбий Сибирдаги табиий шароитлар эса Полшанинг жанубий қисмидаги шароитларга ўхшаш бўлади.

Агар XXI аср ўрталарида CO₂ нинг атмосферадаги миқдори плиоцендагидек (тахминан 5 млн. йил) бўлса, иқлимнинг глобал ва регионал реконструкцияси асосида Россия ҳудудида 50° ш.к. дан шимолроқда ўртача январ ҳароратлари ҳозиргига нисбатан 10-15°C, ўртача йиллик ҳароратлар эса – 5-8°C га юқорироқ бўлишини кутиш мумкин. Кавказ ва Ўрта Осиё

худудларида ўртача январ ҳароратлари ҳозиргига нисбатан 5-7°C, ўртача йиллик ҳароратлар эса 2-3°C га юқори бўлади. Иқлим минтақаларининг шимолга силжиши ҳисобига Ўрта Осиё худуди ўзгарувчан намликли субтропик минтақага мансуб бўлади. Бундай исишга мувофиқ Қозоғистон ва Ўрта Осиёда буғланувчанлик ортади.

9.7. Ўрта Осиё иқлими ва унинг ўзгариши

Ўрта Осиё совуқ вақтда ўрта кенгликлар континентал ҳавоси таъсири остида бўлади. Шу билан бир вақтда унинг худудида ўрта кенгликлар фронтининг ғарбий Осиё қисмида циклон фаолияти ҳам ривожланади. У энг катта интенсивлигига жанубий ва жанубий-ғарбий худудларда март-апрелда, Каспий шимолида қишда, Олтой тоғларида эса ёзда эришади. Баъзида Ўрта Осиёга совуқ арктик ҳаво кириб келади. Бу кириб келиш ҳеч қандай тўсиқларсиз содир бўлади, чунки Ўрта Осиёнинг шимолий қисмида ва Ғарбий Сибирда совуқ ҳаво массаларини тўсиб қолиши мумкин бўлган тоғ кўринишидаги тўсиқлар мавжуд эмас. Совуқ ҳаво массаларининг бундай кириб келишида Ўрта Осиёнинг жанубий худудларида баъзи йиллари қишда ҳаво ҳарорати -30... -35°C гача пасаяди.

Йилнинг илиқ вақтида Ўрта Осиё континентал тропик ҳавонинг шаклланиш ўчоғи ҳисобланади. Бу ҳаво жуда исиган ва қуруқ бўлади. Унинг ёз вақтида шаклланиши очик, қуруқ об-ҳавонинг узок вақт сақланиб қолишига сабаб бўлади. Бундай об-ҳавода тупроқ юзаси кўп миқдорда иссиқлик олади. Чунки Ўрта Осиёда тупроқ намлигининг камлиги сабабли буғланиш учун иссиқликнинг сарфланиши жуда кам. Оқибатда Ер юзаси кучли қизийди ва ҳавога кўп иссиқлик беради. Ўрта Осиёда катта майдонни эгалловчи қумлар ҳам ҳавонинг кучли исишига таъсир кўрсатади. Бу майдонлардан, ҳамда қуруқлашган тупроқ юзасидан ҳавога шамол вақтида кўп чанг кўтарилади. Ҳавога кўтарилган чанглар эгаллаган умумий майдон жуда катта, шу сабабли чанг қуёш энергиясининг катта миқдорда ютади. Чанг заррачалари бу энергияни иссиқлик энергиясига айлантириб, сўнгра ҳавога беради. Ҳар бир заррачанинг массаси жуда кичик, шунинг учун улардан иссиқлик узатилиши тез содир бўлади ва натижада ҳаво бирмунча исийди.

Ўрта Осиё иқлимига Орол денгизи деярли таъсир кўрсатмайди, Каспий денгизининг таъсири эса кўпроқ. Унинг таъсири қирғоқ бўйлаб тор доирада сезилади. Бу ҳаво намлигининг бироз ортиши ва қиш ойларида ҳароратнинг ортишига олиб келади. Каспий денгизнинг жанубий қирғоғи бирмунча илиқроқ ва ичкари қисмлар иқлимига таъсир яққолроқ сезилади.

Ўрта Осиёнинг шимолий қисмида чала чўл жойлашган. Чала чўл иқлими дашт иқлимидан чўл иқлимига ўтувчи иқлим ҳисобланади.

Ўрта Осиё чала чўл зонаси май-сентябр даврида юқори ҳароратлар, кичик нисбий намлик ва кам ёғинлар билан характерланади. Чала чўлда ёз жуда иссиқ. Июлда ўртача ҳарорат 24 ёки 25,5°Cни ташкил этади. Бироқ бу ернинг қишлари совуқ, январ ойида Қозоғистоннинг чала чўлларида ўртача

харорат $-12... -15^{\circ}\text{C}$ гача пасаяди. Қишда шарқий йўналишдаги шамоллар устиворлик қилади. Улар Шарқий Осиёдан совуқ ҳаво массаларини олиб келади. Бу ерда мутлақ минимумлар $-30... -35^{\circ}\text{C}$ гача етади, Қозоғистоннинг шимолий ҳудудларида -40°C гача етади. Баҳор жуда қисқа. Қишки совуқлардан кейин жазирама ёз тез келади. Совуқсиз давр 160-180 кунгача чўзилади.

Чала чўлда ўсимликлар учун намлик етишмайди ва бу ерда улар текис қоплам ҳосил қилмайди. Чала чўлда ўсимликлар яккам-дуккам ўсади, улар орасида очик тупроқли ерлар кузатилади.

Ўрта Осиёнинг жанубий қисмини эгаллаган чўл зонасининг иқлим шароити ўта қурғоқчилик, ёзги жазирама, булутсиз ва ёғинсизлик билан характерланади. Июлнинг ўртача ҳарорати $26-30^{\circ}\text{C}$ атрофида. Энг жанубий ҳудудларда кундуз куни сояда максимал ҳарорат 45°C гача, хаттоки ундан ҳам юқори қийматларга етиши мумкин. Йилнинг илиқ вақтида тунда ҳавонинг қуруқлиги эвазига ҳарорат бирмунча пасаяди. Шу сабабли Ўрта Осиёнинг дашт зонасида ҳароратнинг суткалик амплитудалари катта. Ёз ойларида ҳавонинг нисбий намлиги кичик. Баъзи кунлари 3% гача тушиб кетиши мумкин. Амударё оқиминининг юқори қисмида афғон шамоли деб ном олган жанубий-ғарбий йўналишдаги кучли ва анча чангли шамоллар тез-тез содир бўлиб туради.

Дашт зонасининг шимолий ҳудудларида совуқсиз давр 180 кун узоқликка эга. Энг Жанубий ҳудудларда у 250-270 кунгача ортади.

Ўрта Осиёнинг дашт зонасида қиш вақтида шимолий-шарқий ва шарқий йўналишдаги шамоллар билан олиб келинадиган қуруқликнинг мўътадил ҳавоси устиворлик қилади. Бу ҳаво жуда совиган. Шу сабабли бу ернинг қишлари совуқ. Орол денгизи ва Балхаш кўли ҳудудларида январда ўртача ҳарорат $-8... -10^{\circ}\text{C}$ атрофида. Жанубга борган сари январдаги ўртача ҳарорат ортиб боради. Тошкентда $-1,3^{\circ}\text{C}$, Жанубий чеккаларда 2 ёки 3°C гача етади.

Ўрта Осиёда ёғинлар кам ёғади. Айниқса ёз ойларида ёғинлар жуда кам. Баҳорда – март ва апрел ойларида Ўрта Осиёда циклоник фаолият ривожланган даврда ёғинлар энг кўп ёғади. Бу ёғинлар эриган сув билан бирга тупроқни намлайди ва баҳорда ўткинчи ўсимликларнинг ривожланиши учун шароит яратади. Бу ўсимликлар жазирама ва қуруқ ёз келиши билан йўқолиб кетади. Бироқ чўлларда ёзда баъзи жойларда ўсимликлар ривожланиши учун шароит мавжуд бўлади. Бундай шароитлар ҳароратнинг катта суткалик тебраниши эвазига тупроқда сув буғининг конденсацияси ҳисобига ҳосил бўлган намлик мавжуд жойларда юзага келади. Ёғинларнинг йиллик йиғиндиси 150-250 мм атрофида, баъзи жойларда 100 мм хаттоки, ундан ҳам кам (Тўрткўлда 80 мм). Қор қоплами чўлларнинг шимолий ҳудудларида (Орол денгизи ва Балхаш кўли ҳудудида) икки ой атрофида сақланади. Жанубий ҳудудларда эса 3-5 ҳафта атрофида сақланади.

Ўрта Осиёнинг жанубий-шарқий қисмида жойлашган тоғларда ёз салқин, қиш совуқ, ёғинларнинг йиллик йиғиндиси 1000-1500 мм гача ортади. Атмосфера фронтларининг фаоллашиши бунга сабаб бўлади. Тоғ

олди қисмларида фёнлар тез-тез юзага келади. Бироқ баланд тоғ платоларида (ясси тоғ) иқлим чўл иқлими характерига эга. Ёғинлар кам ёғади, ҳароратнинг суткалик ва йиллик тебранишлари юқори. Помир тоғининг шарқий қисмида бир йилда 60-90 мм ёғин ёғади. Бу ёғинларнинг катта қисми чўллардаги каби баҳорда эмас, балки ёзда кузатилади. Помирнинг ғарбий қисмида ёғинлар бирмунча кўп (1000 мм гача). Помирда қиш вақтида -47°C гача совуқ кузатилиши мумкин. Кўп йиллик музлик катта майдонни эгаллайди. Совуқсиз давр бор йўғи 55-60 кун давом этади. Бироқ тоғ водийларида иқлим жазирама. Хисор тоғининг жанубида жойлашган, 800-900 м баландликда ётган Хисор водийсида ўртача ҳарорат январда $-0,5^{\circ}\text{C}$, июлда 29°C . Бир йилда 500 мм гача ёғинлар ёғади. Иқлим шароитлари бу ерда бир йиллик субтропик экинларни етиштириш имконини беради. Денгиз сатҳидан 400 м баландда жойлашган Вахш водийсида иқлим янада жазирама. Бу ерда ўртача ҳарорат январда 3°C , июлда 31°C , бир йилда 200-250 мм ёғинлар ёғади (Жиликўл). Вахш водийсида суғориладиган ерларда юқори сифатли пахта ўсади. Бу ерда кўп йиллик субтропик экинлардан цитрус экинлари, анор, анжир, шакар қамиш ва бошқалар етиштирилади.

2. Геологик ўтмишдаги иқлим реконструкцияси Ўрта Осиё ҳудудида илиқ тропик иқлим типи кузатилган кембрий даврдан бошлаб ҳарорат ва намланиш режимини тиклаш имконини берди. Ўрта Осиёнинг жанубий чеккасида у қуруқ бўлган. Ўртача йиллик ҳарорат $20-25^{\circ}\text{C}$ атрофида бўлган. Ордовик ва силур охирида Ер шарини қамраб олган глобал совиш ўртача ҳароратни $15-18^{\circ}\text{C}$ гача пасайтирган. Бироқ иқлим типининг тропиклиги сақланиб қолган. Кейинги геологик даврларда (девон, бошланғич ва ўрта карбон) шимолий-ғарбда $20-28^{\circ}\text{C}$ тартибдаги ҳароратлар ва ҳудуднинг ғарбида арид бўлган тропик иқлим типи кузатилган. Карбон охирида (300-285 миллион йил олдин) глобал совиш содир бўлган. Ўрта Осиёда ўртача ҳарорат $15-16^{\circ}\text{C}$ гача пасайган ва аридлик сақланиб қолган. Бутун перм ва триас даврда $20-25^{\circ}\text{C}$ ҳароратли тропик арид иқлим сақланган. Тирас даври охирида (200-190 миллион йил олдин) ҳароратнинг $18-20^{\circ}\text{C}$ гача бирмунча пасайиши содир бўлган. Юра ва мел даврлари ўртача ҳарорат $20-25^{\circ}\text{C}$ бўлган тропик арид иқлим билан характерланади. Фақат мел даврининг охиридагини янги глобал совиш содир бўлди. Бу даврда Ўрта Осиёда ўртача ҳарорат $14-16^{\circ}\text{C}$ гача пасайди. Иқлим тропик аридлик хусусиятини сақлаб қолган. Мел даври охирида ўзгарувчан намланиш хусусиятига эга бўлган. Палеоген даврида (55-40 миллион йил олдин) Ер шарида яна совиш кузатилган. Бу даврнинг охирида Антарктидада биринчи денгиз музлари пайдо бўла бошлаган.

Ўрта Осиёда ҳарорат $10-12^{\circ}\text{C}$ гача пасайган. Жанубий ҳудудларда тропик иқлим билан бир қаторда унинг шимолий ва шимолий-ғарбий қисмларида субтропик иқлим хусусиятлари пайдо бўла бошлади.

Миоценда (22,5-5,5 миллион йил олдин) 15 ва 5 миллион йил олдинги исишлар даврлари (8 миллион йил олдин) совишлар билан алмашган. Таъкидлаш лозимки, бу вақтда Ўрта Осиё иқлими тобора ўзгарувчан

намланишли субтропик бўлиб борган. Исишлар даврида ўртача ҳарорат 15-16°C дан ортмаган. Совишлар даврида ҳароратлар 10-12°C гача пасайган.

Ўрта Осиё тўртламчи даврда жуда кучли совишларга ва музликлар даври орасида исишларига дучор бўлган. Иқлим тамомила фаслий намланишли субтропик хусусият олди. Музлаш ва вақтида ўртача ҳарорат 8-10°C гача пасайган бўлиши эҳтимол.

3. Тарихий манбалар охириги минг йилликлардаги Ўрта Осиё иқлими ҳақида тасаввурга эга бўлиш имконини беради. XI асрнинг 1034 ва 1038 йилларида совуқ ва қорли қишлар кузатилган. Жанубий субтропик ҳудудларда минимал ҳарорат 16-17°C гача пасайган. XII асрнинг 1170 йилида қиш қаҳратон келиб, айрим жойларда Амударёнинг суви музлаган. Бироқ бу аномал ҳодиса бир мартагина кузатилаганга ўхшайди. Юқорида айтилгандан II минг йилликнинг бошида Европанинг катта қисми, Осиё ва Шимолий Америка иқлими исиганлиги билан характерланади.

XIV-XV асрларда Ўрта Осиёда қорли ва совуқ қишлар тез-тез кузатилган. Булар 1316, 1333, 1338-1339, 1343, 1388-1389, 1402-1404, 1496 йиллар. Бу давр Европадаги энг кучли совиш даври билан мос келади.

XVI юз йиллик илиқроқ, бироқ ёмғирли бўлган. XVII аср совуқ қишлари, юз йиллик ўртаси эса 1687-88 йиллардаги қурғоқчилик билан шухрат қозонган. Ундан кейин совуқ ва қорли қишлар даври бошланган. XVIII аср қишлари совуқ бўлган. 60-70-йилларда етарлича илиқ об-ҳаво кузатилган ва бундай об-ҳаво 80-йилларда сезиларли совишлар ва қор ёғишлари билан алмашган. XIX юз йиллик тез-тез такрорланувчи совуқ қишлар ва ноқулай ҳодисалар белгиси остида ўтди. XX аср боши совуқ ва кўп қорли бўлди. 1909 йилдан 1917 йилгача бўлган давр ўзгача совуқ қиш ва 1917 йил кескин қурғоқчилик билан характерланган. Тошкентда апрел ва май ойларида 1 мм ҳам ёғинлар ёғмаган, Самарқандда эса мартдан йил охиригача ёғинлар умуман ёғмаган.

Бундан кейин келтириладиган об-ҳаво маълумотлари энди даврий метеорологик кузатувларга асосланган. 1925-26 йилларда қиш илиқ бўлган. 1928-1931 йилларда аномал совуқ қиш кузатилган. 1934 ва 1975 йиллар январи совуқ бўлган. 1939-41 йиллар ва 1965-66 йилларнинг қиши илиқ бўлган.

Умуман олганда 30-йиллардан 40-йиллар ўрталаригача бўлган давр аномал совуқ бўлган. Ўрта Осиёда исиш 40-йиллар охиридан бошланган ва кичик тебранишлар билан ҳозирги вақтгача давом этиб келмоқда.

Асосий хулосалар

1. Иқлим ўзгаришини белгиловчи барча омиллар табиий ва антропоген омилларга бўлинади. Ўз навбатида улар ташқи ва ички омиллардан иборат.

2. Иқлимни шакллантирувчи омилларнинг таъсир масштабига кўра мезо-, микро- ва наноиқлим тушунчалари киритилади.

3. Глобал тизим доирасида иқлимларнинг шаклланиш қонуниятларини таҳлил қилиш, бир қатор амалий масалаларни ечишда иқлимшуносликни

қўллаш учун ер шари ёки алоҳида катта район бўйича нафақат иқлимий катталикларнинг тақсимотини, балки бутун иқлимий комплексни билиш зарур. Ер шарида ёки унинг бир қисмида кузатилаётган иқлимий комплексларни у ёки бу аломатлар ёки ҳосил бўлиш шароитларига қараб иқлимларнинг таснифлари тузилади.

4. Иқлимнинг ўтмиш, ҳозирги замон ва келажакдаги ўзгаришларига таъсир этувчи антропоген омиллар кўриб чиқилди.

5. Ўрта Осиёнинг асосий иқлимий характеристикалари кўриб чиқилди.

Назорат саволлари

1. Иқлимий тизим деб нимага айтилади? Иқлимий тизимнинг алоҳида бўғинлари ўзаро қандай муносабатда бўлади?
2. Иқлимни шакллантирувчи барча асосий омилларни санаб беринг.
3. Иқлимнинг шаклланишида астрономик омилнинг ролини тушинтириб беринг.
4. Иқлим генезисда ташқи геофизик омиллар қандай роль ўйнайди?
5. Иқлимнинг шаклланишида ички геофизик омилларнинг роли қандай?
6. Геофизик омиллар қайсилар? Иқлимнинг шаклланишида улар қандай роль ўйнайди?
7. Атмосфера циркуляцияси иқлимнинг шаклланишида қандай роль ўйнайди? Атмосферанинг таъсир марказлари нима?
8. Ер шарининг иқлим минтақаларини айтиб беринг?
9. Инсон фаолиятининг иқлимга таъсирининг асосий турларини айтиб беринг?
10. Иқлимларни таснифлаш ва ҳудудлаштиришнинг асосий принципларини санаб беринг?
11. Иқлимнинг Кёппен таснифининг асосида қандай асосий белгилар ётади? Бу таснифнинг камчиликлари нимада?
12. Иқлимнинг Берг таснифининг асосида қандай асосий белгилар ётади? Бу тасниф камчиликларга эга?
13. Алисовнинг иқлимлар таснифи қандай принципларга асосланган? Бу тасниф бўйича нечта иқлим минтақалари ажратилган? Уларни характерлаб беринг.
14. Мезо- ва микроиқлимни ажратишнинг асосида ётувчи асосий мезонларни санаб беринг.
15. Ўрмон мезоиқлими қандай асосий хусусиятларга эга?
16. Шаҳар мезоиқлими қандай асосий хусусиятларга эга?
17. Сув ҳавзалари ва қирғоқ ҳудудларининг мезоиқлими қандай асосий хусусиятларга эга?
18. Мезо- ва микроиқлимнинг шаклланишида рельефнинг роли қандай?

ГЛОССАРИЙ

Адвекция – ҳаво ва унинг хоссаларининг горизонтал йўналишдаги кўчиши. Ҳаво массалари, иссиқлик, сув буғи, ҳаракат моменти, тезлик уюрмаси ва бошқаларнинг адвекцияси тўғрисида сўз боради.

Айланиш баландлиги – шамолнинг йўналиши қарама-қарши ёки унга яқин йўналишга алмашадиган баландлик. Мисол учун бундай айланиш йирик масштабдаги ҳарорат тақсимооти таъсирида умумий горизонтал барик градиентнинг муайян ўзгаришларида ёки бриз ёки тоғ шамолидан юқорида жойлашган қарама-қарши оқимга ўтишда кузатилади.

Актинометрик кузатишлар – тўғри, сочилган, ялпи қуёш радиацияси жадаллиги, шунингдек эффектив нурланиш, радиацион баланс ва албедро устидан кузатишлар бўлиб, тегишли асбоблар ёрдамида амалга оширилади.

Антициклон – денгиз сатҳида юқори атмосфера босимига эга бўлган берк концентрик изобарали соҳа. Антициклонда ҳаво шимолий яримшарда соат стрелкасига бўйича, жанубий яримшарда соат стрелкасига тескари йўналишда ҳаракатланади.

Атмосфера шаффофлиги – атмосферанинг у ёки бу тўлқин узунликли радиацияни (ёруғликни) ўтказиш қобилияти. Жисмнинг сирти орқали ўтувчи радиация жадаллигининг жисмга тушувчи радиацияга нисбати билан аниқланади.

Атмосфера электр майдонининг кучланганлиги – атмосфера электр майдони ер ва атмосфера зарядларига боғлиқ. Бу майдоннинг кучланганлиги ўртача 130 В/м ни ташкил этиб, баландлик бўйича экспоненциал камайиб боради; тахминан 10 км баландликда у амалда нолга тенг.

Барик тизим – ер атмосферасидаги муайян атмосфера босими тақсимоотида эга бўлган йирик масштаби соҳа; барик майдон шакли; босим тақсимооти шакли. Барик тизимлар асосан паст ва юқори босимли соҳаларга бўлинади.

Барик топография картаси – у ёки бу изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан (мутлақ топография картаси) ёки қуйида жойлашган изобарик сиртга нисбатан (нисбий топография картаси) баландлиги (аниқроғи геопотенциали) туширилган карта.

Виртуал ҳарорат – нам ҳавонинг шундай ҳароратики, бу ҳароратда қуруқ ҳавонинг зичлиги T ҳарорат, P босим ва e сув буғи эластиклигига эга бўлган нам ҳавонинг зичлигига тенг бўлиши лозим. Виртуал ҳарорат ҳақиқий (кинетик) ҳароратдан юқори бўлади.

Ғадир-будирлик – ер яқини қатламида ҳаво ҳаракатига таъсир этувчи тўшалган сиртнинг нотексилиги характеристикаси. **Ғадир-будирлик параметри** ёки **ғадир-будирлик сатҳи** z_0 деб ҳам аталади. Ғадир-будирлик узунлик ўлчовига эга, ғадир-будир сиртнинг характериға боғлиқ ва умуман олганда нотексиликларнинг ўртача баландлиги қанча катта бўлса, шунчалик катта бўлади. Ғадир-будирлик сатҳида шамол ўртача тезлиги нолга айланади; бу сатҳдан пастда фақат турбулент пульсациялар мавжуд бўлади.

Газларнинг гравитацион тақсимооти – атмосферага нисбатан қаралганда бу ҳавони ташкил этувчи газлар мустақил атмосферани ҳосил қилишини

англатади. Шу билан бирга ҳар бир газнинг парциал босими бошқа газларнинг мавжудлигидан қатъи назар баландлик бўйича камайиб боради. Енгил газларнинг босими оғир газларнинг босимига нисбатан секинроқ пасайиб боради. Шу сабабли баландлик бўйича оғир газларнинг фоиз улуши камайиши ҳисобига енгил газларнинг ҳаводаги фоиз улуши ортиб бориши керак.

Газларнинг ҳолат тенгламаси – газнинг физикавий ҳолатини аниқловчи ўзгарувчи катталиклар (параметрлар) орасидаги боғланишни ифодаловчи тенглама. Идеал газ учун бу – Клапейрон-Менделеев тенгламаси.

Геофизика – Ернинг физик хоссалари ва жараёнлари, унинг литосфераси, гидросфераси ва атмосферасини умумий ўрганувчи илмий фанлар мажмуаси.

Гидросфера – ер шарининг сувлари тўплами: океан, сирт ва ер ости сувлари; Ернинг сув қобиғи.

Горизонтал барик градиент – атмосфера босимининг фазодаги ўзгариши даражасини тавсифловчи вектор - ∇p . Сон жиҳатдан барик градиент босимнинг изобарик сиртга нормал бўйлаб ҳосиласига, яъни босим энг тез камаяётган йўналиш бўйлаб бирлик масофа ўтилганда босим ўзгаришига тенг. Барик градиент ушбу нормал бўйлаб босим камаяётган томонга йўналган. Горизонтал барик градиент горизонтал сиртда изобарага нормал бўйлаб босим камаяётган томонга йўналган. У 100 км масофага босимнинг gPa лардаги камайиши билан аниқланади.

Дальтон қонуни – буғланиш тезлиги ва намлик дефицити орасидаги боғлиқлик: $w = A(E' - e)$, бу ерда E' – буғлантирувчи сирт ҳароратида сув буғининг тўйиниш эластиклиги, e – буғлантирувчи сирт устидаги буғ эластиклиги, A – пропорционаллик коэффициенти.

Дисперс тизим – иккитадан кам бўлмаган фазадан ташкил топган физикавий-кимёвий тизим. Улардан бири – дисперс фаза анча кичик ўлчамли заррачалар кўринишида иккинчи фаза – дисперс муҳитда тақсимланган бўлади. Уларга коллоидлар, шу жумладан аэрозоллар мисол бўлади. Атмосфера ҳавосидаги чанг заррачалари, конденсация маҳсулотлари ва бошқалар дисперс муҳит ҳисобланади.

Ер тожи – экзосферанинг устида жойлашиб, тахминан 1 дан 20 минг км гача чўзилган ер атмосферасининг ташқи қисми. У асосан атмосферадан чиқиб кетувчи, зичлиги тахминан 1 см^3 га 1000 ионни ташкил этувчи ионлашган, шунингдек нейтрал водороддан иборат; 2 минг км дан қуйида водороддан ташқари унинг таркибида ионлашган кислород ва азот мавжуд. Сайёралараро фазода ионлар концентрацияси 1 см^3 га 100 ион ва ундан камроқни ташкил этади.

Ернинг метеорологик йўлдоши – дастурига булутлиликини сурутга олиш ва асосан радиацияга оид бўлган кузатиш ва ўлчашларни бажарувчи Ернинг сунъий йўлдоши бўлиб, ер атмосфераси, шу жумладан, тропосферадаги планетар масштабни жараёнларни ўрганиш вазифасига эга.

Жой рельефи – ер сиртининг горизонтал ва вертикал бўлиниши шакллариининг мажмуаси, яъни қавариқлик ва ботиқлик, тоғлар, пасттекисликлар ва бошқалар.

Идеал газ – ички энергияси фақат ҳарорат функцияси бўлган, солиштирма иссиқлик сиғими эса ҳароратга боғлиқ бўлмаган газ. Идеал газда молекулалар ўртасидаги ўртача масофага нисбатан уларнинг ўлчамларини эътиборга олмаса бўлади; шунинг учун молекулалараро кучларни ўта кичик деб ҳисоблаш ва иссиқлик энергияси ҳаракатига нисбатан молекулалараро ўзаро таъсир энергиясини эътиборга олмаслик мумкин.

Изобарик сирт – барча нуқталарида атмосфера босими бир хил бўлган сирт. Юзга каррали гектопаскаль (1000, 900, 800, 700 гПа ва бошқ.), сўнгра 50, 25, 10 гПа, шунингдек 850 гПа қийматли изобарик сиртлар асосий изобарик сиртлар деб аталади.

Иризация – Қуёшдан 30° ва ундан катта масофада жойлашган булутлар (юқори тўп-тўп ёки қатламли тўп-тўп) четларида камалак рангларининг пайдо бўлиши. Айниқса қизил ва яшил ранглар ажралиб туради. Ҳодиса ёруғлик дифракцияси билан тушунтирилади; булутларнинг рангли қисмлари катта диаметрли халқанинг сегменти ҳисобланади. Бу ҳолда булут элементлари жуда майда ва биржинсли.

Иссиқлик алмашинуви – атмосферанинг бир қатлами ёки қисмидан бошқаларига иссиқликнинг узатилиши. Иссиқлик алмашинуви радиациянинг кўчиши, иссиқлик ўтказувчанлик (асосан турбулент) ва сувнинг фазавий айланишлари йўли билан содир бўлади.

- **Иссиқлик ўтказувчанлик** – модданинг иссиқлик ўтказиш қобилияти. Газ ва суюқликларда молекуляр ҳаракат узатилиши оқибатида иссиқликнинг тарқалиши юз берадиган молекуляр ва турбулент ҳаракат давомида модданинг йирик (моляр) элементлари билан иссиқликнинг кўчиши юз берадиган турбулент иссиқлик ўтказувчанлик фарқланади.
- **Конвекция** – суюқликнинг, хусусан ҳавонинг, турбулентликдан, яъни суюқлик зарраларининг асосий кўчишга қўшилувчи хаотик ҳаракатидан фарқли равишда муайян йўналишдаги тартибланган кўчиши.
- **Радиацион** – космик фазо, атмосфера ва ер сирти орасида турли кўринишдаги радиация алмашинуви. Кўпинча тўшалган сирт ва атмосферанинг қуйи қатламлари орасидаги радиацион алмашинув тўғрисида сўз боради. Радиацион алмашинув оқибатида ер сирти, атмосфера ва унинг юқори чегарасида муайян радиация баланси мавжуд бўлади.

Иссиқлик сиғими – жисм ютган иссиқлик миқдорининг унга мос келувчи ҳарорат ортишига нисбати; бошқача айтганда – жисм ҳароратини 1° га орттириш учун керак бўлган иссиқлик миқдори.

Иссиқхона эффекти – Ернинг олам фазоси билан нурли иссиқлик алмашинуви жараёнидаги атмосферанинг ҳимоя таъсири. Иссиқхона ойналари каби атмосфера ер сиртига қуёш радиациясини етарлича яхши ўтказди; бироқ ер сиртининг узун тўлқинли нурланиши атмосферада (асосан сув буғи ва углерод оксиди томонидан) кучли ютилади. Бу йўл билан исиган

атмосфера ер сиртига унинг радиацион иссиқлик йўқотишини сезиларли даражада компенсацияловчи учрашма нурланиш тарқатади.

Коагуляция – булут ёки туман элементларининг (томчи ёки кристаллар) тўқнашиши ва бирикиши натижасида катталашиши бўлиб, оқибатда булут ва туманлардан йирик элементларнинг ёгин кўринишидаги тушишига олиб келади. Бунда томчилар ўзаро бирлашиши ёки кристалл заррачалар устида музлаши мумкин.

Критик ҳарорат – сув учун 374°K га тенг критик нуктага мос келувчи ҳарорат. Критик нукта деб икки фазали ёпиқ термодинамик системанинг ҳолатига айтилади. Бу ҳолатда суюқ ва газсимон фазалар мумкин бўлган энг юқори ҳароратда (бир хил зичликда) мувозанат шароитида бўлади. Юқорироқ ҳароратларда суюқ фаза мавжуд бўлмайди. Сув учун критик нукта $E=2,21 \cdot 10^5$ гПа, $T=374^{\circ}\text{K}$ қийматлар билан характерланади.

Кумушранг булутлар – юлдузлар нурини кучсизлантirmайдиган, мезосферанинг энг юқори ва ионосферанинг энг қуйи қисмларида, 75 ва 90 км баландликлар оралиғида, осмоннинг қора фонида асосан кумушранг-мовий ёришиб туриши оқибатида кузатилувчи ўта юпқа булутлар. Уфқнинг шимолий қисмида асосан 50 ва 75° ш.к. ҳамда 40 ва 60° ж.к. оралиғида, ёзги тунларда қуёш уфққа ботганидан ($5-13^{\circ}$) сўнг кузатилади. Кумушранг булутлар умумий атмосфера оқимлари билан шарқдан ғарбга 50 дан 250 м/с гача тезлик билан ҳаракатланади. Уларнинг табиати хали маълум эмас. Улар вулқон ва космик чанглардан иборат, шунингдек муз кристалли булутлар деган фаразлар мавжуд.

Қуруқ ҳаво – фақат доимий газлардан ташкил топган, яъни таркибида сув буғи, шунингдек қаттиқ ва суюқ аралашмалар (чанг ва конденсация маҳсулотлари) бўлмаган ҳаво.

Қутб ёғдулари – ионосферадаги оптик ҳодисалар бўлиб, бир неча ўндан (60) бир неча юз (баъзида 1000 дан ортиқ) километр баландликларда сийрак ҳавонинг ёришиши билан ифодаланади. Қутб ёғдуларининг жадаллиги, жойлашиши ва ранги жуда тез ўзгаради. Шакли бўйича қутб ёғдулари турлитуман бўлиб, қуйидаги турларга ажратилади: 1) нурсиз тузилишли – осмон гумбази бўйлаб уфқнинг бир нуктасидан бошқа нукатсига чўзилган диффуз нурланиши ва ёйлар; 2) нурли – нурлар, тасмалар ва тожлар. Қутб ёғдуларининг ранги кўпинча ҳаворанг-оқ, яшил-сарик, кам ҳолларда қизил ва бинафша рангда бўлади.

Қуюн (торнадо) – деярли вертикал, кўпинча эгилган ўкли, бир неча ўн метр диаметрли кучли уярма. Қуюнда ҳаво босими паст. Қуюн қора булут устунни кўринишига эга бўлиб, кўпинча у паст ёмғирли тўп-тўп булутнинг асосидан воронка кўринишида тушиб келади. Ер сиртидан унга томон сув пуркамаси ва чангдан ҳосил бўлган бошқа воронка кўтарилиб бориши мумкин. Устуннинг энг энсиз қисми – ўртада. Қуруқлик устида тромб ёки торнадо (АҚШда) синонимлари қўлланилади.

Кўтарилишлар (атмосферада) – атмосферадаги планетар масштабли тўлқинлар бўлиб, дунё океанидаги кўтарилишлар каби Қуёш (қуёш

атмосфера кўтарилишлари) ва Ой (ой атмосфера кўтарилишлари) тортиши оқибатида юзага келади.

Литосфера – Ер қаттиқ қисмининг ташқи қатлами, ер сиртидан тахминан 1200 км чуқурликкача чўзилган.

Метеорологик кўринувчанлик узоқлиги – уфқдаги чўзинчоқ қора объектнинг кундузи осмон фонидаги кўринувчанлиги.

Метеорологик майдонча – очик ва жойнинг атроф-муҳитига хос бўлган ердаги метеорологик станциянинг метеорологик асбоблар қурилмалари ўрнатиладиган майдонча.

Метеорологик станция – жой рельефи, атрофдаги бинолар ва аҳоли пунктлари нуқтаи назаридан муайян талабларга жавоб берувчи метеорологик кузатишлар амалга ошириладиган пункт.

Муссон – Ер юзасининг катта қисми устида қуйи тропосферадаги маълум йўналишдаги етарлича турғун ҳаво оқими бўлиб, йўналишини йилда икки марта қарама-қарши ёки унга яқин йўналишда алмаштиради. Қишки муссонга доимо йўналиши бўйича қарама-қарши ёзги муссон қарши туради. Муссоннинг у ёки бу ярим йилликдаги, айниқса ўрта кенгликлардаги асосий йўналиши мунтазам сақланади. Вақтинча бошқа йўналишли шамоллар билан алмашганда муссон оқимларининг бузилиши кузатилади.

Найсимон оқим – ҳавонинг юқори тропосфера ва қуйи стратосферада тропопаузага яқин сатҳларда, юқори кенгликларда эса пастроқ сатҳларда катта тезликли энсиз оқим кўринишидаги кўчиши.

Нотурғунлик – тизимга киритилаётган ғалаёнлар қиймати бўйича ортиб бориши, ғалаёнларнинг максимал амплитудаси бошланғич ҳолатидан катта бўлиши билан ифодаланувчи тизим ҳолати. Нотурғун ғалаёнлар одатда вақт давомида экспоненциал ортиб боради.

Нурланиш қонунлари

- **Планк қонуни** – мутлақ қора жисм нурланиш спектрида энергиянинг тўлқин узунликлари бўйича тақсимооти қонуни.
- **Кирхгоф қонуни** – термодинамик мувозанат шароитида жисмнинг маълум тўлқин узунлиги λ ва мутлақ ҳарорати T учун нурлантириш қобиляти $e_{\lambda,T}$ нинг жисм ютиш қобиляти $k_{\lambda,T}$ га нисбати барча жисмлар учун доимий катталиқ бўлиб, шу шароитлардаги мутлақ қора жисмнинг (идеал ҳарорат нурлатувчи) нурлантириш қобиляти $E_{\lambda,T}$ га тенг.
- **Стефан-Больцман қонуни** – мутлақ қора жисм учун тўлиқ нурлатиш қобилятининг жисм мутлақ ҳарорати T га боғланиши ифодаси: $B=\delta T^4$, бу ерда δ – Стефан-Больцман доимийси.
- **Вин қонуни** – мутлақ қора жисм нурланишининг максимал тўлқин узунлиги λ_{max} ва жисм мутлақ ҳарорати T орасидаги боғланиш ифодаси.

Ньютоннинг ҳаракат қонунлари – 1. Ҳар қандай жисм ўзининг тинч ҳолати ёки тўғри чизикли текис ҳаракатини таъсир этаётган ташқи куч бу ҳолатдан чиқармагунча сақлаб қолади. 2. Ҳаракат миқдорининг ўзгариши ҳаракатлантирувчи кучга пропорционал ва бу ўзгариш куч таъсир этаётган тўғри чизик бўйлаб йўналган. 3. Таъсирга доимо унга қарама-қарши йўналган

акс таъсир мавжуд: бошқача айтганда икки жисм орасидаги таъсир ўзаро тенг ва қарама-қарши йўналган.

Оғирлик кучи – икки куч: Ер марказига йўналган ернинг тортиш кучи ва Ернинг айланиши билан белгиланувчи, кенглик айланаси радиуси бўйлаб йўналган инерцион марказдан қочма кучларнинг тенг таъсир этувчиси. Оғирлик кучи таъсирида бўшлиқдаги ер тортиш майдонида ихтиёрий жисм оғма чизик бўйлаб оғирлик кучи тезланиши деб аталувчи эркин тушиш тезланиши билан пастга тушади.

Оқим – атмосфера ёғинлари сувларининг муайян ҳудуддан дарёларга, сўнгра океан ёки берк кўлларга оқиб чиқиши. Ер ости ва сирт оқимлари ажратилади. Сирт оқимлари ёнбағир ва ўзан оқимларига бўлинади. Оқим – намлик айланишининг ташкил этувчиларидан бир.

Паскаль қонуни – ташқи кучларнинг суюқликка бераётган босими суюқликнинг барча йўналишлари бўйича бир хилда узатилади.

Пассат – субтропик антициклонларнинг экватор томонидаги чеккаларида, яъни ҳар бир яримшар ва экватор оралиғида $25-30^\circ$ кенгликларда кузатиловчи умумий шарқий ҳаво оқимлари. Улар океанлар устида яққол ифодаланган бўлиб, бутун йил давомида шамол йўналишининг катта турғунлиги билан тавсифланади. Ер сирти ишқаланиши оқибатида пассатнинг асосий шарқий йўналишига ер сирти яқинидаги қатламда экваторга йўналган ташкил этувчилар ҳам қўшилади. Шимолий яримшарда пассатнинг ер сиртидаги асосий йўналиши шимоли-шарқий (шимоли-шарқий пассат), жанубий яримшарда эса жануби-шарқий (жануби-шарқий пассат).

Психрометрик будка – метеорологик станцияларда психрометрик ускуналар жойлаштирилаётган махсус конструкцияли будка. Психрометрик будка унга жойлаштирилган асбобларни қуёш радиацияси, ер сирти ва атрофдаги жисмларнинг нурланиши, шунингдек ёғинлар ва шамолдан ҳимоялашга хизмат қилади.

Радиациянинг сочилиши – қуёш радиациясининг турли синдириш коэффициентига эга бўлган атмосфера газлари молекулалари ва аэрозол зарраларида сочилиши. Тартибсиз иссиқлик ҳаракати оқибатида зичлик флюктуацияларини шакллантирувчи ва бунинг оқибатида атмосферанинг оптик биржинсли эмаслигига олиб келувчи ҳаво молекулаларидан сочилиш атмосферада радиация сочилишининг катта қисмини ташкил этади. Бу молекуляр сочилиш Релей қонуни бўйича сочилишга жуда яқин, яъни сочилаётган радиация тўлқин узунлигининг тўртинчи даражасига тескари пропорционал. Йирикроқ аэрозоль зарраларидан сочилиш тўлқин узунлигининг кичикроқ даражаларига тескари пропорционал (Ми қонуни), туман, булут ва шивалама томчиларидан сочилиш эса тўлқин узунлигига боғлиқ бўлмай диффуз акс эттириш табиатига эга.

Радиациянинг ютилиши – моддаларга тушувчи нурли энергиянинг бошқа энергия турларига, айниқса иссиқликка (одатда қисман) айланиши. Атмосферада қуёш радиацияси, ер нурланиши ва атмосферанинг бошқа қатламлари нурланиши ютилади. Радиациянинг бундай ютилиши танлама бўлиб, асосан сув буғи, озон, углерод икки оксиди газлари, камроқ кислород,

шунингдек ҳаводаги коллоид аралашмалар томонидан ютилади. Атмосферада келаётган қуёш радиациясининг 15% га яқини ва ер сирти нурланишининг катта қисми ютилади.

Рухсат этилган меъёрлар – бирлик ҳажм (ҳаво, сув), масса (озик-овқат маҳсулотлари, тупроқ) ёки сиртдаги (ишчи териси) зарарли модда концентрациясини белгиловчи меъёрлар бўлиб, вақтнинг муайян оралиғида таъсир этганида инсон саломатлигига деярли таъсир этмайди ва унинг авлодларида ноҳуш оқибатларга олиб келмайди.

Садафранг булутлар – табиати маълум бўлмаган булутлар, шакли бўйича патсимон ва патсимон-тўп-тўп булутларга ўхшайди, кучли иризацияланган, 20-30 км баландликларда кузатилади; улар қуёш нурларини қайтариб, қора осмонда ёришаётгандек кўринади. Кам ва Ернинг айрим ҳудудларидагина, хусусан, қишда, қуёш уфқдан бир неча градус пастда бўлганда шимолий Европа ва Аляскада кузатилади. Иризация ҳодисаси бўйича садафранг булутлар сферик зарралар, яъни ўта совуган томчилардан иборат деб фарз қилиш мумкин.

Сатҳ сирти – ернинг оғирлик кучи майдонида (хусусан, атмосферада) тенг потенциалли сирт бўлиб, унда оғирлик кучи потенциал (геопотенциал) бир хил қийматга эга. Сиртнинг ихтиёрий нуқтасида оғирлик кучи ушбу сиртга нормал бўйлаб йўналган. Дунё океани сирти сатҳ сиртларидан биридир.

Синпотик карта – географик карта, унга вақтнинг муайян моментларида метеорологик сатнциялар тармоғидан олинган кузатишлар натижалари рақам ва белгилар орқали туширилади.

Туман пардаси (димка) – кўз билан ажратиб бўлмайдиган муаллақ ҳолдаги майда сув томчилари ва муз кристалларининг йиғилиб қолиши оқибатида ер сирти яқинида ҳавонинг кучсиз хираланиши.

Турғунлик – одатда атмосфера стратификациясининг турғунлиги назарда тутилади. Қаралаётган ҳаво қатлами ичида вертикал кўчишларнинг сўниш қобиляти.

Узун тўлқин – ўрта кенгликларда умумий ғарбий оқимдаги бир неча минг километр тартибли узунликдаги атмосфера тўлқини бўлиб, ўрта тропосферанинг барик майдонидаги ботиқ ва кавариқ шаклдаги ғалаёнлари билан боғлиқ. Ер шари айланаси бўйлаб одатда бир нечта (3-6) узун тўлқин жойлашади.

Фён – юқори ҳарорат ва ҳавонинг кичик нисбий намлигига эга, вақти-вақти билан тоғдан водийга эсувчи, кўпинча кучли ва тез ўзгарувчи шамол. Фён вақтида ҳавонинг хоссалари пастловчи ҳаракатда ҳавонинг адиабатик исishi билан тушунтирилади.

Ҳаво массаси – майдони бўйича материк ва океанларнинг катта қисмлари ўлчамига эга бўлган, деярли бир хил хоссали ва атмосфера умумий циркуляциясининг бирор оқими бўйлаб ҳаракатланувчи тропосфера ҳавоси миқдори.

Ҳаво массасининг трансформацияси – ҳаво массасининг ҳаракатланишида кенглик ва айниқса тўшалган сирт термик шароитларининг ўзгариши оқибатида ҳаво массаси хоссаларининг аста-секин ўзгариши.

Циклон – паст ҳаво босимли (марказида минимал босим) ва шимолий яримшарда соат стрелкасига тескари, жанубий яримшарда соат стрелкаси бўйича циркуляцияли атмосфера ғалаёни.

Экман спирали – атмосфеарнинг чегаравий қатламида турбулентлик коэффиценти баландлик бўйича ўзгармас, ҳаракат горизонтал ва турғун, изобаралар тўғри чизиқли ва ўзаро параллел ҳамда геострофик шамол баландлик бўйича ўзгармас деб қабул қилинганда шамолнинг баландлик бўйича тақсимланишининг математик ифодаси. Бир нуқтадан (координата бошидан) ўтказилган вектор учларининг геометрик ўрнини кўрсатувчи эгри чизиқ (годограф) бўлиб, ишқаланиш қатламида турли баландликлардаги горизонтал шамол тезлигини тасвирлайди. Логарифмик спирал ҳисобланади.

Энтропия – тизим энергиясининг ишга айланмайдиган қисмининг ўлчови. Адиабатик тизимда, яъни муҳит билан иссиқлик алмашинмайдиган тизимда, қайтувчи жараёнда энтропия ўзгармайди, қайтмас жараёнда эса ортади. Адиабатик тизимнинг термодинамик мувозанатига максимал энтропияли ҳолат мос келади.

Ячейкали конвекция – суюқликнинг юпқа қатламидаги конвекциянинг хусусияти бўлиб, эркин сиртга эга ва у пастдан исийди: суюқликнинг қуйи ва юқори сиртларидаги ҳароратлар фарқи муайян қийматдан ортганидан сўнг суюқлик горизонтал йўналишда ажралади. Ҳар иккала қатламнинг марказида конвекцион ҳаракат юқорига, чеккасида эса пастга йўналади. Ячейкалар секин-аста тўғри олтибурчакли шаклга айланади. Атмосфера шароитидаги конвекциялар шундай табиатга эга бўлиши мумкин.

ФОЙДАЛАНИЛГАН АДАБИЁТЛАР

1. Андреев А.О., Дукальская М.В., Головина Е.Г. Облака. Происхождение, классификация, распознавание. –С-Пб. 2007. – 228 с.
2. Атлас облаков. Под ред. А.Х.Хргиана, Н.И.Новожилова. -Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 267 с.
3. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
4. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
5. Гуральник И.И., Дубинский Г.П., Ларин В.В., Мимиконова С.А. Метеорология. -Л.: Гидрометеиздат, 1982.
6. Дроздов О.А. и др. Климатология. -Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата. –С-Пб. РГГМУ, 2005. – 328 с.
9. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. –Т.: НУУз, 2005. – 305 с.
10. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
11. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М., Алаутдинов М. Атмосфера физикаси. Дарслик. –Т.: Fan va texnologiya, 2011. – 244 б.
12. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М., Алаутдинов М. Физика атмосферы. Учебник. –Т.: Ношир, 2012. – 216 с.
13. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
14. Русин И.Н., Арапов П.П. Основы метеорологии и климатологии. Курс лекций для студентов-географов. –С-Пб. РГГМУ, 2008. – 200 с.
15. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т.I – 247 с., Т.II – 319 с.
16. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.
17. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. 5-е изд., перераб. и допол. -М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.
18. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. –Т.: 2000. – 252 с.
19. Petrov Yu.V., Egamberdiyev X.T., Holmatjanov B.M., Alautdinov M. Meteorologiya. O'quv qo'llanma. –Т.: Cho'lpon, 2006. – 184 б.
20. Petrov Yu.V., Egamberdiyev X.T., Alautdinov M., Holmatjanov B.M. Iqlimshunoslik asoslari. O'quv qo'llanma. –Т.: Yangi nashr, 2007. – 167 б.
21. Petrov Yu.V., Egamberdiyev X.T., Alautdinov M., Holmatjanov B.M. Iqlimshunoslik. Darslik. –Т.: Noshir, 2010. – 168 б.

МУНДАРИЖА

СЎЗ БОШИ	3
I БОБ. КИРИШ.....	5
1.1. Метеорология ва иқлимшунослик асослари фанининг предмети ва вазифалари.....	5
1.2. Метеорология ва иқлимшуносликнинг тадқиқот усуллари	8
1.3. Атмосфера жараёнларининг хусусиятлари	11
1.4. Метеорология ва иқлимшуносликнинг бошқа фанлар билан алоқаси	12
1.6. Метеорология ва иқлимшунослик соҳасидаги халқаро ҳамкорлик.....	16
1.7. Метеорология ва иқлимшуносликнинг амалий аҳамияти	17
II БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ ТАРКИБИ ВА ТУЗИЛИШИ ТЎҒРИСИДА УМУМИЙ МАЪЛУМОТЛАР	21
2.1. Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби. Унинг баландлик бўйича ўзгариши	21
2.2. Атмосферада углерод диоксиди ва озон газлари	23
2.3. Атмосферада сув буғи	25
2.4. Ҳаво намлиги характеристикалари, улар ўртасидаги муносабатлар.....	26
2.5. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси. Виртуал ҳарорат.....	28
2.6. Атмосфера аэрозоли	29
2.7. Атмосферанинг вертикал тузилиши.....	31
2.8. Ҳаво массалари ва атмосфера фронтлари	33
III БОБ. АТМОСФЕРА БОСИМ МАЙДОНИ	37
3.1. Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси.....	37
3.2. Барометрик формулалар, уларнинг қўлланилиши	39
3.3. Геопотенциал. Мутлақ ва нисбий барик топография карталари	45
3.4. Горизонтал барик градиент, унинг баландлик бўйича ўзгариши	47
3.5. Барик тизимлар.....	49
3.6. Босимнинг суткалик ўзгариши	52
3.7. Январ ва июлда денгиз сатҳида босимнинг географик тақсими	55
IV БОБ. АТМОСФЕРАДА РАДИАЦИЯ.....	59
4.1. Қуёш радиацияси. Спектрал таркиби. Қуёш доимийси	59
4.2. Атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланиши	61
4.3. Кучсизланиш қонуни. Атмосферанинг шаффофлик характеристикалари.....	63
4.4. Қуёш радиацияси турлари	67
4.5. Қуёш радиациясининг географик тақсими.....	70
4.6. Қуёш радиациясининг қайтарилиши. Албедо.....	74
4.7. Ер сирти ва атмосферанинг узун тўлқинли нурланиши. Эффектив нурланиш	75
4.8. Ер сирти ва атмосферанинг радиация баланси.....	78
V БОБ. АТМОСФЕРА ТЕРМОДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ	86
5.1. Асосий тенгламалар. Адиабатик жараён	86
5.2. Нам адиабатик жараёнлар	89
5.3. Конвекция. Ҳаво заррасининг қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатига нисбатан атмосферанинг стратификацияси	92
5.4. Стратификациянинг суткалик ўзгариши. Ҳаво массаларининг стратификацияси.....	95
5.5. Потенциал турғунлик ва нотурғунлик	96
5.6. Нотурғунлик энергияси. Термодинамик графиклар.....	98
VI БОБ. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ ИССИҚЛИК ҲОЛАТИ	101

6.1. ҲАВО ҲАРОРАТИ ЎЗГАРИШИНИНГ САБАБЛАРИ. Ер сиртининг иссиқлик баланси	101
6.2. ТУПРОҚ ВА СУВ СИРТИ ҲАРОРАТИНИНГ ЎЗГАРИШЛАРИ	104
6.3. ИССИҚЛИКНИНГ ТУПРОҚ ВА СУВДА ТАРҚАЛИШИ.....	106
6.4. Ер сирти яқинида ҳаво ҳароратининг ўзгариши	109
6.5. ҲАРОРАТНИНГ БАЛАНДЛИК БЎЙИЧА ТАҚСИМОТИ. ҲАРОРАТ ИНВЕРСИЯЛАРИ	113
6.6. Ер-АТМОСФЕРА ТИЗИМИНИНГ ИССИҚЛИК БАЛАНСИ	118
6.7. ҲАВО ҲАРОРАТИНИНГ ЙИЛЛИК ЎЗГАРИШЛАРИ. ЙИЛЛИК ЎЗГАРИШ ТУРЛАРИ.....	122
6.8. ҲАВО ҲАРОРАТИНИНГ ГЕОГРАФИК ТАҚСИМОТИ	126
6.9. КОНВЕКТИВ ВА ТУРБУЛЕНТ ИССИҚЛИК ОҚИМЛАРИ. ИССИҚЛИК УЗАТИЛИШИ	132
6.10. ТУРБУЛЕНТ АТМОСФЕРА УЧУН ИССИҚЛИК УЗАТИЛИШИ ТЕНГЛАМАСИ.....	135
VII БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ СУВ РЕЖИМИ.....	141
7.1. Ер шарида намлик айланиши ҳақида умумий маълумотлар.....	141
7.2. Табиий шароитда буғланиш. Буғланувчанлик	142
7.3. Буғланиш ва буғланувчанликнинг географик тақсими.....	144
7.4. АТМОСФЕРАДА ҲАВО НАМЛИГИНИНГ ЎЗГАРИШИ	146
7.5. АТМОСФЕРАДА СУВ БУҒИНИНГ КОНДЕНСАЦИЯСИ ВА СУБЛИМАЦИЯСИ.....	152
7.6. Туманлар. Уларнинг таснифлари. Географик тақсими	155
7.7. Булутлар. Булутларнинг таснифи. Географик тақсими	160
7.8. Ёғинлар ҳосил бўлиши жараёни. АТМОСФЕРА Ёғинларининг таснифи. Ёғинларнинг географик тақсими.....	170
7.9. Қор ва муз қопламаниннг иқлимга таъсири	180
7.10. Ер сирти гидрометеорлари	185
7.11. ТУРБУЛЕНТ АТМОСФЕРАДА СУВ БУҒИНИНГ КЎЧИШИ ТЕНГЛАМАСИ.....	186
VIII БОБ. АТМОСФЕРАДА ҲАВО ОҚИМЛАРИ	191
8.1. ШАМОЛ. Унинг характеристикалари.....	191
8.2. Геострофик ва градиент шамол. Шамолнинг барик қонуни.....	194
8.3. Ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири	199
8.4. АТМОСФЕРАДА БЎЛИНИШ СИРТЛАРИ. АТМОСФЕРА ФРОНТЛАРИНИНГ ШАКЛЛАНИШИ	202
8.5. АТМОСФЕРАНИНГ ТРОПИК КЕНГЛИКЛАРДАГИ ЦИРКУЛЯЦИЯСИ.....	205
8.6. АТМОСФЕРАНИНГ НОТРОПИК КЕНГЛИКЛАРДАГИ ЦИРКУЛЯЦИЯСИ	212
8.7. МАҲАЛЛИЙ ЦИРКУЛЯЦИЯЛАР	216
8.8. АТМОСФЕРАДА ТАЪСИР ЭТУВЧИ АСОСИЙ КУЧЛАР	226
8.9. ТУРБУЛЕНТ АТМОСФЕРА УЧУН ҲАРАКАТ ТЕНГЛАМАЛАРИ	230
IX БОБ. ИҚЛИМНИНГ ШАКЛЛАНИШИ.....	234
9.1. Иқлимий тизим. Умумий характеристикалари.....	234
9.2. Иқлимни шакллантирувчи омиллар	237
9.3. Мезо- ва микроиқлим	239
9.4. Иқлимлар таснифи. Ботаник таснифлар	247
9.5. Иқлимнинг генетик таснифлари	252
9.6. Антропоген омиллар таъсирида иқлимнинг замонавий ўзгаришлари	259
9.7. Ўрта Осиё иқлими ва унинг ўзгариши.....	262
ГЛОССАРИЙ.....	267
ҲОЙДАЛАНИЛГАН АДАБИЁТЛАР	275