

**O‘ZBEKISTON RESPUBLIKASI  
OLIY TA’LIM, FAN VA INNOVATSIYALAR  
VAZIRLIGI**

**NAMANGAN DAVLAT UNIVERSITETI**

**FIZIKA KAFEDRASI**

**ATMOSFERA FIZIKASI**

**FANIDAN**

**O’QUV – USLUBIY  
MAJMUА**

**Bilim sohasi:**

**100 000 - Gumanitar soha**

**Ta’lim sohasi:**

**140 000 - Tabiiy fanlar**

**Ta’lim yo’nalishi:**

**60520200 - Metrologiya va iqlimshunoslik**

**Namangan-2023**

**O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI  
OLIY TA'LIM, FAN VA INNOVATSIYALAR  
VAZIRLIGI  
NAMANGAN DAVLAT UNIVERSITETI**



**ATMOSFERA FIZIKASI  
FANI BO'YICHA**

**60520200-metrologiya va iqlimshunoslik**

**O' Q U V – U S L U B I Y  
M A J M U A**

**Namangan-2023**

O'quv-uslubiy majmua 60520200-metrologiya va iqlimshunoslik bakalavriat yo'nalishi uchun o'zbekiston respublikasi otfvaivning 2023-yil 22-yanvardagi 32/46-sonli buyrug'i bilan tasdiqlangan namunaviy o'quv dasturiga muvofiq ishlab chiqildi.

**Tuzuvchi:**

**Po'latov A.A.** “Fizika” kafedrasi katta o'qituvchisi, f-m.f.n.

**Taqrizchilar:**

- |                       |   |
|-----------------------|---|
| <b>Qo'chqorov H.O</b> | – NamDU “fizika” kafedrasi dotsenti, f-m.f.n. |
| <b>Xalmirzayev A.</b> | – “NamDU fizika kafedrasi dotsenti, f-m.f.n.  |

O'quv-uslubiy majmua NamDU o'quv-uslubiy kengashida muhokama qilingan va foydalanishga tavsiya etilgan.

2023-yil 29-avgustdagи “1” sonli majlis bayoni.

## KIRISH

### **Mavzu-1. Atmosfera fizikasining predmeti va vazifalari**

#### Reja

1. Asosiy tushunchalar
2. Atmosfera fizikasi predmeti va vazifalari
3. Atmosfera fizikasidagi tadqiqot usullari
4. Atmosfera jarayonlarining xususiyatlari
5. Atmosfera fizikasining boshqa fanlar bilan aloqasi. Ilmiy bo'linma fanlar
6. Atmosfera fizikasi sohasidagi xalqaro hamkorlik. Atmosfera fizikasining amaliy ahamiyati

#### **Asosiy tushunchalar**

1. Geofizika - bu ko'rib chiqadigan ilmiy fanlar to'plami umuman Yerning fizik xususiyatlari va jarayonlari, uning litosfera, gidrosfera va atmosfera.
2. Gidrosfera - er suvlarining jami: okean, er usti suv, er osti suvlar; Yerning suv qobig'i.
3. Litosfera - Yerning qattiq tanasining tashqi qatlami yer yuzasi 1200 km chuqurlikka qadar.
4. Sinoptik xarita - bu raqamlar va joylashgan geografik xarita belgilar meteorologik tarmoqdagi kuzatuv natijalarini belgiladi ma'lum vaqtarda stantsiyalar.
5. Barik topografiya xaritasi - balandliklar chizilgan xarita (aniqrog'i, geopotent-tsiallar) u yoki bu izobarik sirt ustida dengiz sathi (mutlaq topografiya xaritasi) yoki undan past izobarik sirt (nisbiy barik xaritasi topografiya).
6. Meteorologik stantsiya - ishlab chiqarish punkti mammuniyat bilan tanlangan meteorologik kuzatuvalar relyefga, binolarning yaqinligiga ma'lum talablar va aholi punktlari.
7. Meteorologik sayt - ochiq osmon ostidagi sayt atrof-muhit uchun ochiq va odatiy bularni meteorologik asboblari bilan o'rnatish meteorologik stantsiya.
8. Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshi - Yerning sun'iy yo'ldoshi, yilda dasturi bulutlarni va boshqalarni suratga olishni o'z ichiga oladi asosan nurlanish bilan bog'liq kuzatuvalar va o'lchovlar, Yerdagi sayyora miqqosidagi jarayonlarni o'rganish vazifasi atmosfera, shu jumladan troposfera.
9. Aktinometrik kuzatishlar - intensiv kuzatuvalar to'g'ridan-to'g'ri quyosh nurlari, tarqalgan, jami, shuningdek yuqorida samarali radiatsiya, radiatsiya balansi va albedo bilan amalga oshiriladi tegishli asboblardan foydalangan holda.
10. Havo massasi - troposferadagi havo miqdori bilan mutanosib qit'alar va okeanlarning katta qismlariga ega bo'lgan, ba'zi birlariga egalik qiluvchi hududlar umumiylar xususiyatlari va umumiylar oqimlardan birida harakatlanish atmosferaning aylanishi.

11. Siklon - havo bosimi pasaygan atmosfera buzilishi (minimal markaziy bosim) va soat sohasi farqli ravishda aylanish shimoliy yarim sharda va janubda soat yo'nalishi bo'yicha.

12. Antisiklon - yuqori atmosfera bosimi maydoni dengiz sathidagi yopiq konsentrik izobarlar. Havo ichkarida antisiklon shimoliy yarim sharda harakatlanib, markaz atrofida soat yo'nalishi bo'yicha egilib turadi o'q, janubiy yarim sharda - soat sohasi farqli o'laroq.

13. Jet oqimi - tor oqim shaklida havo transporti katta yuqori troposfera va pastki stratosferadagi tezliklarga yaqin darajalarda tropopozaga, yuqori kengliklarda - pastki darajalarda.

14. Uzoq to'lqin - uzunligi bir necha ming bo'lgan atmosfera to'lqini bilan bog'liq bo'lgan o'rta kengliklarning umumiy g'arbiy uzatilishida kilometr o'rtacha barik maydonining bo'sh va tizmaga o'xshash buzilishlari troposfera. Yer sharining atrofida bir nechta (3-6) uzun to'lqinlar.

15. Tornado (tornado) - kuchli bo'ron, taxminan vertikal, ammo ko'pincha egri o'q bilan, diametri bir necha o'n metr. Bosim tornadodagi havo tushiriladi. Tornado qora bulut ustuniga o'xshaydi; u tez-tez Cumulonimbusning pastki qismidan huni sifatida tushadi bulutlar, ularga qarab er yuzidan boshqasi ko'tarilishi mumkin birinchisi bilan bog'laydigan purkagich va chang huni. Eng tor qismi ustun - o'rtada. Quruqlikdan yuqorida tromb yoki tornado sinonimi ishlataladi (yilda AQSH).

## **1.1. Atmosfera fizikasining predmeti va vazifalari**

Er sayyorasi qattiq (litosfera), suyuq (gidrosfera) va gazsimon (atmosfera) qobiqlardan tashkil topgan bo'lib, ularda ro'y beruvchi fizikaviy va kimyoviy jarayonlar "Er haqidagi fanlar" yoki *umumiy geofizika* nomi bilan birlashgan fanlar majmuasi tomonidan o'rganiladi.

*Atmosfera fizikasi* geofizikaning tarkibiy qismi bo'lib, atmosferada ro'y beruvchi turli fizikaviy hodisa va jarayonlarni o'rganadi. Ularga atmosferaning kelib chiqishi, uning tarkibi va tuzilishi, nurlanish va issiqlikning uzatilishi jarayonlari, suv bug'ining fazaviy aylanishlari hamda u bilan bog'liq bo'lgan bulut, tuman va yog'in shakllanishi jarayonlari, havo harakati qonuniyatları, atmosferadagi optik va elektrik hodisalar kiradi. Bu hodisa va jarayonlarning barchasi o'zaro bog'liqlikda hamda kosmik muhit, yer va suv qobig'ida ro'y beruvchi jarayonlar bilan bog'liqlikda o'rganiladi.

Atmosferaning fazoda birjinsli emasligi va vaqt ichida kuchli o'zgaruvchanligi uning asosiy xususiyatlaridan biridir. Atmosfera holatining bunday uzlusiz o'zgarishlarini *ob-havo* deb atash qabul qilingan.

*Ob-havo* – bu ma'lum hudud ustida, ma'lum vaqt yoki vaqt oralig'ida atmosferaning meteorologik kattaliklari va atmosfera hodisalarining uyg'unligi bilan harakterlanuvchi fizikaviy holatidir.

*Meteorologik kattalik* atmosfera holatining muayyan harakteristikasidir. Havoning harorati va namligi, atmosfera bosimi, shamol tezligi va yo'nalishi, bulutlarning miqdori, balandligi va shakli, atmosfera yog'inlari, meteorologik

ko'rinuvchanlik uzoqligi va atmosfera holatining boshqa harakteristikalari meteorologik kattaliklar hisoblanadi.

*Meteorologik hodisa* meteorologik kattaliklarning muayyan majmui bilan tavsiflanuvchi fizikaviy jarayondir. Misol uchun, nisbiy namlik, shamol va meteorologik ko'rinuvchanlik uzoqligining ma'lum mutanosibligida tuman hosil bo'ladi. Meteorologik hodisalarga momaqaldiroq, izg'irin, changli bo'ron, qasirg'a, bulduruq va boshqalar misol bo'la oladi.

Yuqoridagilardan kelib chiqib atmosfera fizikasining asosiy vazifalarini quyidagicha belgilash mumkin:

- atmosferani harakterlovchi va unda kuzatiluvchi hodisalarning aniq fizikaviy ma'lumotlar qatorini olish, bu hodisalarni sifat va miqdor nuqtai nazaridan tavsiflash (kuzatish va tavsiflash);
- olingan fizikaviy ma'lumotlar tahlilidan kelib chiqib, atmosfera hodisalarini to'g'ri tushuntirish va ularning kechishini boshqaruvchi qonunlarni topish (tahlil);
- topilgan qonuniyatlarni qo'llagan holda atmosferada sodir bo'layotgan jarayonlarning rivojlanishini oldindan aniq aytish usullarini ishlab chiqish (prognоз);
- aniqlangan qonuniyatlarni atmosfera jarayonlari rivojlanishiga qo'llab, tabiat kuchlaridan amaliy faoliyatda foydalanish (boshqaruv).

## 1.2. Atmosfera fizikasining tadqiqot usullari

Atmosfera fizikasida turli tadqiqot usullardan foydalaniladi, biroq ularning barchasi fizikaviy asosga ega. Ularning asosiyлари quyidagilardir:

1. *Kuzatuv* usuli atmosfera, ob-havo va iqlim haqida aniq ma'lumotlarni olish imkonini beradi. Kuzatuvlar Yer sirti yaqinida, shuningdek amoferaning turli balandliklarida amalga oshirilishi lozim. Asosiy meteorologik kattaliklarni o'lchash bo'yicha Yer usti meteorologik kuzatuvlari Yer shari bo'y lab taqsimlangan bir necha minglab *meteorologik* va yuzlab *aerologik stansiyalarda* olib boriladi. Nisbatan kamsonli meteorologik stansiyalarda quyosh radiasiysi, Yer va atmosfera nurlanishi hamda Yer sirti issiqlik balansining tashkil etuvchilarini (*aktinometrik* va *issiqlik balansi* o'lchovlari) kuzatiladi. Bundan tashqari maxsus jihozlangan observatoriyalarda atmosfera elektri, ozon va gaz tarkibi ustida kuzatuvlar olib boriladi.

Katta hajmdagi o'lchovlar geofizik raketa va Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshlari yordamida olib boriladi. Bu usulni amalga oshirish maqsadida butun Yer shari maydonini qamrab olgan meteorologik kuzatuv tarmog'i tashkil etilgan.

2. Atmosfera fizikasida *eksperiment* usulining imkoniyatini qo'llash cheklangan. U tabiiy va laboratoriya sharoitida o'tkazilishi mumkin.

Tabiiy sharoitda eksperimentga do'lli bulutlarni tarqatish maqsadida ta'sir etishni, qo'shimcha yog'in hosil qilish maqsadida yomg'irli qatlamlı bulutlarga ta'sir etish, tumanni tarqatish tajribalarini misol qilish mumkin. Bu tajribalar

amaliy maqsadni ko'zda tusada, tabiatdagi u yoki bu hodisalarni chuqurroq o'rghanishga imkon berdi.

Bu turdag'i eksperimentlarga global, hududiy yoki davlat (milliy) ko'lamida biron-bir hodisa yoki jarayonni majmuaviy ekspedition tadqiqotlarini kiritish mumkin.

3. *Statistik tahlil* usuli. Bu usul quyidagi masalalarni hal qilish imkonini beradi. Birinchidan, *ehtimoliy-statistik apparat* kuzatuv natijalarini iqlimiylar qayta ishslashning asosini tashkil qiladi. Bu usul yordamida kuzatuvlarning ma'lum vaqt intervalida jamlangan qatori tuziladi; boshlang'ich ma'lumotlar qatori ularning qiymatlari gradasiyalarining taqsimoti bo'yicha qayta tuziladi; taqsimotlarning asosiy xossalarni aks ettiruvchi qatorlarning statistik harakteristikalari hisoblanadi.

Ikkinchidan, *korrelyasiya* statistik usuli yordamida meteorologik kattaliklar va hodisalar o'rtasidagi bog'liqlikni (yoki uning yo'qligini) aniqlash hamda bu bog'liqlik darajasini miqdoriy ko'rinishda ifodalash mumkin.

Uchinchidan, *statistik-stoxastik* usul asosida atmosferadagi bir fizikaviy jarayonning boshqasiga o'tish ehtimolligini aniqlash mumkin.

Biroq shuni nazarda tutish lozimki, statistik tahlil aniqlangan bog'liqlik va faktlarni tushuntirib bermaydi.

4. *Fizikaviy-matematik tahlil*. Bu usul yordamida fizika qonuniyatlarini asosida atmosferada aniqlangan hodisa va bog'liqliklarga tushuntirish beriladi hamda atmosfera jarayonlarining yuzaga kelishi va rivojlanishi hamda ularning bir-biri bilan o'zaro aloqadorlik nazariyalari yaratiladi. Fizikaning umumiylarini asosida atmosfera jarayonlarini tavsiflovchi differensial tenglamalar tuziladi. Bu tenglamalarning yechilishi atmosfera jarayonlari rivojlanishining miqdoriy qonuniyatlarini, ya'ni prognoz masalasini hal qilish imkonini beradi.

So'nggi yillarda atmosfera jarayonlarini *matematik modellashtirish* keng qo'llanilmoqda.

5. *Kartalashtirish* usuli. Yirik masshtabli atmosfera jarayonlari katta maydonlar ustida sodir bo'ladi. SHu sababli meteorologiya va iqlimshunoslikda kuzatilgan ma'lumotlarni geografik kartalarda taqqoslash muhim ahamiyatga ega. Vaqtning bir momentida Yer yuzasining turli joylarida amalga oshirilgan faktik kuzatuv natijalari *sinoptik kartalarga* tushiriladi. Radiozonalar yordamida atmosferani kuzatish asosida olingan ma'lumotlar *barik topografiya kartalariga* tushiriladi. Kartalar ayni vaqtda ob-havo sharoitlarining katta hudud ustida qanday taqsimlanganligini ko'rish imkonini beradi. Ketma-ket vaqt momentlari uchun sinoptik kartalarni taqqoslash atmosfera jarayonlarining rivojlanishini kuzatib borish va pirovard natijada bu jarayonlarning qanday kechishi va kutilayotgan ob-havo haqida xulosa qilish imkonini beradi.

### 1.3. Atmosfera jarayonlarining xususiyatlari

Atmosfera xossalarning fazoda *birjinsli emasligi* va ularning vaqt ichida o'zgaruvchanligi atmosferaning muhim xususiyatlaridan biridir. Bu holat

atmosferaning kosmik muhit, Quyosh va Yer sirti bilan murakkab o'zaro ta'siri jarayonlari bilan tushintiriladi.

Atmosfera jarayonlarining ikkinchi o'ta muhim xususiyati atmosferada yer sirtining katta qismini egallagan okeanlardan ko'p miqdorda bug'lanuvchi suv bug'inining mavjudligi bilan bog'liq. Suv bug'i turli atmosfera obektlari (siklonlar, atmosfera frontlari va boshq.)ning shakllanishi uchun energiya tashuvchi manba hisoblanadi. Bundan tashqari bulutlar atmosfera va yer sirti issiqlik rejimiga ta'sir o'tkazib, quyosh radiasiyasining kelishi va yer sirtining nurlanish sharoitlarini sezilarli o'zgartiradi.

Atmosfera jarayonlarining uchinchi xususiyati shundaki, ular *butun yer shari hududi* ustida rivojlanadi. Bu jarayonlarning rivojlanishini kuzatish uchun, birinchidan, yer usti va aerologik kuzatuvlar, shuningdek Yer sun'iy yo'ldoshlaridan kuzatuvlarni o'z ichiga oluvchi atmosfera holatini kuzatish tizimini tashkil etish lozim. Ikkinchidan, bu jarayonlarning fazo va vaqtdagi rivojlanishini tadqiq etish metodlariga ega bo'lish zarur.

Atmosfera jarayonlarining to'rtinchi xususiyati ularning *turli masshtablarga* egaligidir. Atmosfera obektlari va jarayonlarining masshtabi millimetrlardan boshlab minglab kilometrlar ko'lamida bo'lishi mumkin. Endigina hosil bo'lgan tomchilar eng kichik o'lchamga ( $10^{-6}$ - $10^{-7}$  m) ega bo'lsa, atmosfera aerozollarining o'lchami 1-2 mkm dan 1 mm va undan kattaroq chegaralarda o'zgarishi mumkin. Alovida bulutlar va quyun (tornado)lar bir necha o'n metrlardan 100 km gacha o'lchamga ega. Havo massalari, siklonlar, antisiklonlar, atmosfera frontlarining bulut tizimlari yuzlab kilometrlardan 1000-2000 km gacha o'lchamni tashkil etadi. Spiralsimon bulut tizimlari, tez havo oqimlari va uzun to'lqinlar eng yirik obektlar bo'lib, ularning masshtabi Yer o'lchamlari bilan taqqoslanadi. Ko'rinish turibdiki, yuqorida sanab o'tilgan obekt va hodisalarini o'rganish uchun turlicha tadqiqot usullari talab etiladi.

#### **1.4. Atmosfera fizikasining amaliy ahamiyati**

Ob-havo va iqlim inson faoliyatining deyarli barcha sohalariga katta ta'sir ko'rsatadi. Suv toshqini yoki qurg'oqchilik kabi katta masshtabli tabiiy ofatlar nafaqat insonlar halokatiga olib keladi, balki alohida davlatlar va mintaqalar iqtisodiyotiga katta zarar keltiradi. O'rta masshtabli, biroq tez-tez uchrab turadigan – tornado (quyun, girdob), qorasov, kuchli jala, do'l urishi, qor ko'chkilari, jala, tuman va boshqa hodisalar ham salbiy oqibatlarga olib keladi. Ular keltirgan iqtisodiy zararlarning oldini olish yoki kamaytirish uchun turli muddatlar (12 soat, sutka, uch sutka va hokazo)ga tayyorlangan *ob-havo prognozlari* zarur.

Har bir davlatning barqaror ijtimoiy-iqtisodiy va siyosiy rivojlanishi u joylashgan hudud iqlimiyl-resurs potensialini hisobga olish bilan bog'liq.

Foydalilanilayotgan meteorologik ma'lumotlar miqdori va ularga qo'yiladigan talablar darajasi bo'yicha aviasiya oldingi o'rnlardan birini egallaydi. Samolyot va vertolyotlarning uchishi va qo'nishi ko'p jihatdan uchish-qo'nish yo'lagining holatiga, ya'ni yo'lakdagi ko'rinish masofasi, tuman,

kuchli yog'inlar, changli bo'ronlar, past bulutlilik, kuchli shamol va boshqalarga bog'liq. Balandlikda uchish vaqtida shamol, samolyotning muz bilan qoplanishi, silkinish, momaqaldiroq va bulutlilik haqidagi ma'lumotlar zarur.

Ob-havo va iqlim o'zgarishlarining qishloq xo'jaligiga ta'siri katta. Qishloq xo'jaligi ekinlari hosildorligiga ob-havo sharoitlarining ta'sirini *agrometeorologiya* o'rganadi. Tuproq va havoning namligi, yog'inlar, yorug'lik va issiqlik miqdori ekin maydonlari hosildorligiga katta ta'sir ko'rsatadi.

*Tibbiy (bio)meteorologiya* ob-havoning inson organizmiga ta'siri bilan bog'liq muammolarni o'rganish bilan shug'ullanadi.

Meteorologik ma'lumotlardan dengiz, temir yo'l, avtomobil transportiga xizmat ko'rsatishda keng foydalanilmoqda. Xizmat ko'rsatish obekti bilan bog'liq holda fanning *dengiz va transport meteorologiyasi* sohasi yuzaga keldi.

Meteorologik sharoitlar turli texnik uskunalardan foydalanishga (*texnik meteorologiya*), harbiy operasiyalarni o'tkazishga (*harbiy meteorologiya*) va boshqalarga ta'sir ko'rsatadi.

Atmosfera havosidagi ifloslantiruvchi moddalarning miqdori nafaqat chiqindi hajmiga, balki ko'p jihatdan meteorologik sharoitga ham bog'liq. Atmosfera jarayonlarining xususiyatlarini bilish bu sharoitni o'rganish va himoya yo'llarini ishlab chiqish imkonini beradi.

Hozirgi vaqtida inson tomonidan yangi energiya manbalari, xususan, quyosh va shamol energiyasidan foydalanishga katta e'tibor qaratilmoqda. Bu turdag'i energiya manbalari tiganmas bo'lishi bilan bir qatorda atrof-muhitni ifloslantirmasligi bilan ham juda qimmatli hisoblanadi. Meteorologik ma'lumotlar shamol dvigatellari va quyosh batareyalarini o'rnatish uchun qulay hududlarni tanlash va ishlab chiqariladigan energiya miqdorini baholash imkonini beradi.

SHunday qilib, meteorologiya va iqlimshunoslik *atrof-muhit muhofazasi* bilan chambarchas bog'liq.

Bozor iqtisodiyoti sharoitida meteorologik ma'lumotlardan foydalanishning samaradorligini baholash maqsadga muvofiq. BJMT ma'lumotiga qaraganda oxirgi 50 yilda dunyo bo'yicha yiliga tabiiy hodisalardan ko'rildigan zarar 10 marta ortgan va 60-70 milliard dollarga yetgan. Bu zararning 85-87% meteorologik hodisalar, yani bo'ronlar, dovullar, qurg'oqchilik, jala, do'l va boshqalar hisobiga to'g'ri keladi. Geofizik (Er qimirlashi, sunami) va gidrologik (suv olishi, toshqin, sel) harakterdagi hodisalar hisobiga ko'rilgan zarar qolgan 13% ni tashkil qiladi.

Misol uchun, 2005 yilda AQSHning janubiy va janubiy-sharqiy qismida kuzatilgan birgina "Katrin" tropik dovuli turli baholashlar bo'yicha 50 dan 150 milliard dollargacha zarar keltirgan.

Urbanizasiya natijasida insoniyatning tabiiy ofatlar oldidagi ojizligi ortmoqda.

BJMT muttaxasislari tomonidan o'tkazilgan hisob-kitoblar shuni ko'rsatadiki, meteorologik ma'lumotlardan foydalanishning iqtisodiy samaradorligi juda yuqori: gidrometeorologiya sohasiga sarflangan har 1 dollar 7 dollar samara beradi. Rossiya Federasiyasida gidrometeorologik

ma'lumotlardan foydalanishning iqtisodiy samarasi yiliga 11 milliard dollar atrofida.

### Asosiy xulosalar

1. Geofizika fanlaridan biri sifatida atmosfera fizikasi o'rganadi o'zaro ta'sirida atmosferadagi jismoniy narsalar, jarayonlar va hodisalar kosmosdagi va er yuzidagi jarayonlar.
2. Ko'p o'lchovli atmosfera ob'ektlari, bir xillik kosmosdagi atmosferaning xususiyatlari va ularning vaqt bo'yicha o'zgaruvchanligi turli xil fizik-matematikani o'rganish uchun foydalaning apparati, shuningdek, atmosfera fizikasining differentsiatsiyasi, asosiysi sifatida intizomlar, juda ko'p miqdordagi tor fanlarga.
3. Atmosfera jarayonlarining global miqyosda rivojlanishi amalga oshirildi davlatlarni xalqaro hamkorlikka muqarrar ravishda birlashtirish (WMO va WWW) ma'lumot toplash va uni bitta bilan bo'lishish kabi sohalarda uslubiy va texnik asos, yagona xalqaro miqyosda o'tkazilishi atmosfera ob'ektlari, hodisalari va jarayonlar.
4. Jamiyat rivojlanishi va uning moddiy-texnika bilan imkoniyatlar, ularning atmosfera hodisalariga bog'liqligi kuchayadi, bu dunyoning barcha mamlakatlari iqtisodiyotiga tobora ko'proq zarar etkazish.

### Nazorat savollari

1. Atmosfera fizikasi qanday mavzu? Buni aniqlang ob-havo, meteorologik miqdor va kabi tushunchalar meteorologik hodisa.
2. Atmosfera fizikasi qanday vazifalarni hal qiladi?
3. Atmosfera fizikasidagi tadqiqot usullarini aytib bering.
4. Meteorologik jarayonlarning xususiyatlari qanday?
5. Atmosfera fizikasi qaysi fanlar bilan eng yaqin aloqada? Nima uchun?
6. Odatda qaysi mustaqil ilmiy fanlar ajralib turadi atmosfera fizikasi?
7. Atmosfera fizikasining amaliy ahamiyati nimada?
8. WMO va WWW nima?

### **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.

6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. -L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

## **2- MAVZU. ATMOSFERA TO'G'RISIDA UMUMIY MA'LUMOTLAR**

Reja

- 1.Yer sirti yaqinida quruq havoning tarkibi. Uning balandlik bo'yicha o'zgarishi
2. Atmosferada uglerod dioksidi gazi va ozon
3. Atmosferada gaz aralashmalari
4. Atmosfera aerozoli
5. Atmosferada suv bug'i
6. Havo namligi harakteristikalari, ular o'rtaqidagi munosabatlar
7. Nam havoning holat tenglamasi. Virtual harorat
8. Atmosferaning vertikal tuzilishi
9. Atmosferaning gorizontal birjinsli emasligi. Havo massalari va atmosfera frontlari haqida tushincha

### **2.1. Yer sirti yaqinida quruq havoning tarkibi. Uning balandlik bo'yicha o'zgarishi**

Atmosfera, quruq havo deb ataluvchi turli gazlarning mexanik aralashmasidan iborat. Butun atmosferaning massasi tahminan  $5,157 \cdot 10^{18}$  kg ni tashkil etadi (taqqossalsh uchun Yer massasi  $5,98 \cdot 10^{24}$  kg ga teng). Tahminan bir necha yuz million yil avval shakllanib bo'lgan Yer atmosferasi quruq havosining zamonaviy tarkibi quyidagi asosiy gazlardan tashkil topgan.

#### **Er sirti yaqinida quruq havoning tarkibi**

Gaz	Hajm bo'yicha ulushi*, %	Nisbiy molekulyar massasi (uglerod shkalasi bo'yicha)	Havoga nisbatan zichligi
Azot ( $N_2$ )	78,084	28,0134	0,967
Kislород ( $O_2$ )	20,946	31,9988	1,105
Argon (Ar)	0,934	39,948	1,379
Uglerod dioksidi ( $CO_2$ )**	0,033	44,00995	1,529
Neon (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183	0,695
Geliy (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	0,138

Kripton (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,800	2,868
Vodorod ( $H_2$ )	$5 \cdot 10^{-5}$	2,01594	0,070
Ksenon (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	4,524
Ozon ( $O_3$ )	$10^{-6} - 10^{-5}$	47,9982	1,624
Quruq havo		28,9645	1,000

\* *hajm bo'yicha ulush – bir xil bosim va harorat sharoitida gaz egallagan hajmning aralashma umumiy hajmiga nisbatining foizdagi ifodasi*dir.

\*\* *CO<sub>2</sub> miqdori 1980 yil holati bo'yicha keltirilgan.*

Quruq havo umumiy hajmining 99,96% azot, kislород va argonga to'g'ri keladi. Qolgan gazlarning foiz ulushi 0,04% dan kamroqni tashkil etadi. Ulardan ayrimlarining hajm bo'yicha ulushi mingdan bir (Ne) va hatto milliondan bir (Xe) ulushni tashkil etadi.

Gazlar taqsimotining gravitasion g'oyasiga muvofiq, atmosferaning yuqori balandliklarida engil gazlar kattaroq ulushni tashkil qilishi kerak. Biroq, meteorologik raketalar yordamida o'tkazilgan bevosa o'lchovlar 90-95 km lik pastki qatlama gazlar taqsimotining yo'qligini ko'rsatadi. Atmosferaning bu qatlami *gomasfera* deb ataladi. Havoning nisbiy molekulyar massasi balandlik bo'yicha amalda o'zgarmaydi va 28,9645 kg/molni tashkil etadi. Atmosfera havosi tarkibining ham vertikal, ham gorizontal bo'ylab doimiyligi uning aralashuvchanligi tufayli saqlanib turadi.

95 km dan yuqorida atmosferaning tarkibi sezilarli o'zgaradi va bu qatlama *geterosfera* deb ataladi. Ko'rinishidan bunday o'zgarishda gazlarning gravitasion taqsimoti jarayoni asosiy rolni o'ynaydi. Bundan tashqari 100 km dan yuqori balandliklarda havo tarkibining o'zgarishlariga olib keluvchi asosiy jarayon – 0,24 mkm dan kichik to'lqin uzunlikli Quyosh radiasiyasi ta'siridagi kislород dissosiasiyasidir. Bunday zaryadlangan atomlar atomar ion deb ataladi. 100-150 km qatlama atmosfera (ionosfera) atomar va molekulyar kislород ionlari va azot oksididan iborat. 250-300 km balandlikdan boshlab atmosfera tarkibida atomar azot ionlari paydo bo'ladi. Yuqori qatlamlarda gidroksil OH va natriy Na izlari ham kuzatiladi. 1000 km dan yuqorida atmosfera tarkibida geliy ulushi ortib boradi. Yer toji deb ataluvchi 2000-20000 km qatlama esa neytral vodorod asosiy gaz hisoblanadi. Atmosferaning bu yuqori qatlamlarida vodorod konsentrasiyasi juda kichik – o'rtacha 1 sm<sup>3</sup> da 1000 ga yaqin ionni, atmosferadan tashqarida, ochiq kosmosda esa ionlar konsentrasiyasi 1 sm<sup>3</sup> da 100 ta va undan kam ionni tashkil etadi.

## 2.2. Atmosferada uglerod dioksidi gazi va ozon

Uglerod dioksidi va ozon miqdori o'zgaruvchan bo'lib, quruq havoning muhim tashkil etuvchilaridan hisoblanadi. Uglerod dioksidi ( $SO_2$ ) o'simliklar uchun eng muhim gazlardan biri hisoblanadi. U atmosferaga yonish, nafas chiqarish va chirish jarayonlarida qo'shiladi, o'simliklarning yutishi (fotosintez) jarayonida esa sarf bo'ladi. So'nggi 70-80 yil davomida organik yoqilg'ilarni (toshko'mir, neft, gaz) qazib olish va yoqishning keskin ortishi bilan butun yer

sharida CO<sub>2</sub> miqdorining to'xtovsiz ortib borishi kuzatilmogda. Mavjud baholashlarga muvofiq CO<sub>2</sub> miqdori bu vaqt ichida 10-12% ga ko'paygan: 1900 yilda 0,029% dan 1980 yilda 0,033%, 2000 yilda esa 0,036% ni tashkil etgan. Atmosferadagi CO<sub>2</sub> ning mutlaq miqdori 712 mlrd. t ni, yillik o'sishi esa – 3 mlrd. t ni tashkil etadi.

Atmosfera jarayonlarida uglerod dioksidi gazining asosiy roli uni "parnik" effektida ishtirok etishidadir. Uglerod dioksidi yer sirti nurlanish spektri maksimumiga yaqin bo'lgan 12,9-17,1 mkm to'lqin uzunliklari diapazonidagi infraqizil nurlanishni kuchli yutadi. Atmosfera, huddi "parnik"ka o'xshab, quyoshdan kelgan qisqa to'lqinli radiasiyani bemalol o'tkazib, yer sirti infraqizil nurlanishining koinotga chiqib ketishiga to'sqinlik qiladi. Natijada Yerda harorat ortib boradi.

Atmosferaning yuqori qatlamlaridagi (stratosferadagi) fizik jarayonlarda miqdori nihoyatda oz bo'lgan ozon gazi (O<sub>3</sub>) ham muhim rolg' o'ynaydi. Ozon yer sirtidan 70 km balandlikkacha bo'lgan atmosfera qatlamida kuzatiladi, uning asosiy miqdori esa atmosferaning 20-55 km qatlamida yig'ilgan. Ozon gazining maksimal miqdori 20-26 km balandliklarda kuzatiladi. Agar vertikal ustundagi ozon miqdorini harorat 0°S ga teng bo'lganda normal atmosfera bosimi (1013,2 gPa) holatiga keltirilsa, u holda Yer sharini qamrab olgan ozon qatlamining qalinligi 1 mm dan 6 mm gacha bo'lar edi. Bu kattalik ozon qatlamining keltirilgan qalinligi deb ataladi. Atmosferada ozonning umumiy massasi 3,2·10<sup>9</sup> t ga teng.

Ozon atmosferaning yuqori chegarasiga yetib kelgan quyosh radiasiyasing 3% ni yutadi. Radiasiyani yutish 0,22-0,29 mkm to'lqin uzunlikli ulg'trabinafsha radiasiya diapazonida ro'y beradi. Ko'rileyotgan to'lqinlar diapazonida yutilish shunchalik kuchlik, quyosh nurlari energiyasi ozon qatlamining yuqori qismida, 50-45 km balandliklarda butunlay yutiladi. SHuning uchun ham bu balandliklarda havo harorati 0°S gacha ko'tariladi.

### 2.3. Atmosferada gaz aralashmalar

Quruq havo tarkibiga kichik miqdordagi bahzi gazsimon aralashmalar ham kiradi. Ular to'g'risidagi ma'lumotlar quyidagi jadvalda keltirilgan.

Gaz	Hajm bo'yicha ulushi, %	Gaz	Hajm bo'yicha ulushi, %
Metan (CH <sub>4</sub> )	1,5·10 <sup>-4</sup>	Azot dioksidi (NO <sub>2</sub> )	0 dan 2·10 <sup>-6</sup> gacha
Uglerod oksidi (CO)	0 dan izigacha	Radon (Rn)	6·10 <sup>-18</sup>
Oltingugurt dioksidi (SO <sub>2</sub> )	0 dan 10 <sup>-4</sup> gacha	Yod (J <sub>2</sub> )	0 dan 10 <sup>-6</sup> gacha
Azot oksidi (N <sub>2</sub> O)	5·10 <sup>-5</sup>		

Atmosferadagi bu gazlar ham tabiiy, ham antropogen kelib chiqishga ega. Buning natijasida mazkur gazlarning konsentrasiyasi global miqyosda ortib bormoqda.

## 2.4. Atmosfera aerozoli

Atmosfera tarkibiga *aerozollar* deb ataluvchi havoda muallaq holatda bo'lgan ko'psonli qattiq va suyuq moddalarning aralashmalari ham kiradi. Qattiq aerozol zarralarining radiusi  $10^{-8} \div 10^{-2}$  sm, tomchilarning radiusi esa -  $10^{-5} \div 10^{-1}$  sm ni tashkil etadi.

Atmosfera aerozoli murakkab kimyoviy va fizikaviy jarayonlarning mahsulotidir. Bu jarayonlarning murakkabligi va aerozol qisqa vaqt mavjud bo'lganligi tufayli, uning kimyoviy tarkibi va fizikaviy harakteristikalari nihoyatda o'zgaruvchan.

Atmosfera aerozollarining tarkibi va hosil bo'lish manbalariga ko'ra ularni quyidagi sinflarga bo'lish mumkin.

Kelib chiqishi tabiiy bo'lgan aerozollarga quyidagilar kiradi:

- *tuproq zarrachalari va tog' jinslarining shamol natijasida yemirilishi hisobiga hosil bo'lgan mahsulotlar (chang)*, atmosferaga yil mobaynida qo'shiladigan bu zarralarning miqdori keng chegaralarda o'zgaradi va 130 dan 8000 mln. t gachani tashkil qiladi;
- *vulqon aerozoli (kul)*, atmosferaga yiliga 200 dan 1000 mln. tonnagacha qo'shiladi;
- *dengiz mayjlari tomchilaridan bug'lanish mahsulotlari* (asosan NaCl), atmosferaga yiliga 300 dan 1300 mln. tonnagacha qo'shiladi;
- *o'rmon yong'inlarining qurum zarrachalari*, atmosferaga yiliga 3 dan 360 mln. tonnagacha qo'shiladi;
- *koinot changi*, meteoritlar yonishidan paydo bo'ladi, ularning miqdori yiliga 0,25 dan 14 mln. tonnagacha;
- atmosferaga bevosa chiqariladigan (o'simliklarning changi, mikroorganizmlar va h.k.) va uchuvchan organik birikmalar kondensasiysi yoki bu birikmalar orasidagi kimyoviy reaksiyalar natijasida shakllanadigan *biogen kelib chiqishga ega bo'lgan zarrachalar*, shuningdek *tabiiy gazsimon reaksiyalar mahsulotlari* (masalan, oltingugurning okean sirtidan ajralib, uning qayta tiklanishi hisobiga hosil bo'lувчи sulg'fatlar). Turli baholashlarga ko'ra atmosferaga bu zarrachalar 345 dan 1460 mln. tonnagacha qo'shiladi.

Kelib chiqishi tabiiy bo'lgan aerozollarning umumiy miqdori yiliga 978 dan 12100 mln. tonnagacha o'zgarishi mumkin.

Antropogen kelib chiqishga ega bo'lgan aerozollar ikkinchi sinfni tashkil etadi. Bunday aerozolga manbalariga quyidagilar kiradi:

- *sanoat korxonalari, transport va yoqilg'i yoquvchi qurilmalardan bevosa chiqindilar* (qurum, tutun, yo'l changi zarrachalari va h.k.), shuningdek *qishloq xo'jaligi yerlaridan shamol natijasida ko'tariluvchi mahsulotlar*; jami bu manbalardan atmosferaga bir yilda 18 dan 240 mln. tonnagacha zarralar chiqarildi;
- *gaz fazali reaksiyalar mahsulotlari* (ikkilamchi aerozollar), ular yonish jarayonlari va kimyoviy reaksiyalar natijasida hosil bo'ladi (sulg'fatlar,

nitratlar, organik birikmalar); bu aerozollarning yillik miqdori 100 dan 360 mln. tonnagacha o'zgarishi mumkin.

Antropogen manbalar bir yilda jami 118 dan 601 mln. Tonnagacha chiqindilarni atmosferaga tashlaydi.

Atmosfera aerozollarining tabiiy va antropogen manbalari yer shari bo'ylab notekis taqsimlangan, ularning intensivligi esa vaqt davomida o'zgarib turadi. SHunga muvofiq aerozolg' miqdori yaqqol sutkalik va mavsumiy o'zgarishga ega. Tabiiy landshaftlar ustida aerozolg' miqdorining maksimumi kunduzi, minimumi esa kechasi kuzatiladi. Sanoat shaharlarida sutkalik o'zgarish odatda buning aksi bo'ladi. Tabiiy landshaftlarda yillik o'zgarishda aerozollar miqdorining maksimumi yozda, minimumi qishda, sanoat markazlarida esa maksimum odatda qishda kuzatiladi.

Geografik nuqtai nazardan aerozolg' miqdorining maksimumi qithalar, cho'llar va shaharlar ustida kuzatiladi. Suv havzalari, qishloq joylari va o'rmon massivlari ustida aerozolg' miqdori odatda kamayadi.

Atmosfera aerozollarining asosiy qismi atmosferaning 300-500 metrli quyi qatlamida joylashgan.

## 2.5. Atmosferada suv bug'i

Yuqorida sanab o'tilgan atmosferadagi gazlarga, xususan, atmosferaning quyi qatlamlarida, doim gaz holatidagi suv, ya'ni *suv bug'i* qo'shiladi. Tarkibida suv bug'i bo'lgan atmosfera havosi *nam havo* deb ataladi. Uni quruq havo va suv bug'inining mexanik aralashmasi deb qarash mumkin. Yer sirti yaqinida suv bug'i nam havo hajmining o'rtacha 0,2% dan (qutbiy kengliklarda) 2,5% gacha (ekvatorda) qismini tashkil etadi. Bahzi hollarda suv bug'inining miqdori 0% dan 4% gacha o'zgarishi mumkin.

Suv bug'inining yer sirti va atmosferaning issiqlik sharoitlariga ta'siri nihoyatda katta. Suvning yer sirtidan bug'lanishida katta miqdordagi issiqlik sarflanadi. Yashirin holatdagi issiqlik havo oqimlari bilan bir necha ming kilometrli masofalarga ko'chiriladi. Suv bug'inining kondensasiyasida bu yashirin issiqlik havoga qaytariladi.

Suv bug'i yer sirtining 4,5 dan 80 mkm to'lqin uzunlikdagi infraqizil nurlanishining katta qismini yutadi. Faqat infraqizil nurlanishning 8,5 dan 11 mkm to'lqin uzunlikdagi oralig'ida atmosfera shaffof muhit hisoblanadi. Atmosferada suv bug'inining o'rtacha miqdorlarida nurlanishning 5,5 dan 7,0 mkm to'lqin uzunlikli diapazonida radiasiya deyarli to'liq, qolgan to'lqinlar radiasiyasi esa – qisman yutiladi. O'z navbatida, suv bug'i ham infraqizil radiasiyani nurlaydi va uning katta qismi yer sirtiga keladi. Bu yer sirtining tungi sovishini, va shu bilan birga, havo quyi qatlamlarining sovishini kamaytiradi. SHunday qilib, atmosferadagi issiqlik effektining asosiy sababchisi suv bug'i hisoblanadi.

Bulutlar kata qaytaruvchanlik xususiyati (alg'bedo)ga ega bo'lib, yer sirtiga kelayotgan quyosh radiasiyasini kamaytiradi. Bu jihatdan bulutlar ob-havoning shakllanishida sezilarli ahamiyatga ega.

## 2.6. Havo namligi harakteristikalari, ular o'rtasidagi munosabatlar

Havo tarkibiga kiruvchi suv bug'i miqdori *havo namligi* deyiladi. Havo namligini tavsiflash uchun *gigrometrik kattaliklar* deb ataluvchi quyidagi kattaliklar qo'llaniladi: suv bug'inining parsial bosimi, mutlaq va nisbiy namlik, suv bug'inining massa ulushi, aralashma nisbati, shudring nuqtasi, bosim va shudring nuqtasi defisiti.

*Suv bug'inining parsial bosimi (e)*. Odatda bu kattalik suv bug'inining *elastikligi* deyiladi. Juhonning ko'pchilik mamlakatlarida, shu jumladan O'zbekistonda ham, suv bug'i bosimining o'lchov birligi *gektopaskalg'* (gPa) hisoblanadi. Ayrim mamlakatlarda (AQSH va boshq.) – dyuym. Berilgan haroratda suv bug'i elastikligi suv bug'inining to'yinish bosimi yoki to'yinish elastikligi deb ataluvchi ma'lum chegaraviy qiymat Ye dan katta bo'la olmaydi. To'yinish elastikligi havo haroratiga bog'liq bo'lib, harorat ortishi bilan elastiklik ham ortadi.

*Mutlaq namlik (a)*. Bu  $1 \text{ m}^3$  nam havodagi grammlarda o'lchangan suv bug'i massasidir ( $\text{g/m}^3$ ). Agar suv bug'i elastikligi gPa da, harorat Kelg'vinlarda o'lchansa, mutlaq namlik quyidagi formula bilan aniqlanadi:

$$a = 217 \frac{e}{T}.$$

*Nisbiy namlik (f)*. Bu foizlarda ifodalangan suv bug'i parsial bosimi  $e$  ning toza suvning yassi sirti ustidagi to'yinish bosimi  $E$  ga nisbati bo'lib, foizlarda ifodalanadi:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

*Suv bug'inining massa ulushi (s)*. Bu birlik massali nam havodagi suv bug'inining grammlarda o'lchangan miqdori:

$$s = \frac{0,622e}{P - 0,378e}.$$

Amaliy va bir qator nazariy hisob-kitoblarda  $0,378e$  hadini  $P$  ga nisbatan hisobga olmasa bo'ladi. SHuning uchun ushbu formulani quyidagi ko'rinishda yozish mumkin:

$$s = 622 \frac{e}{P},$$

bu yerda  $s$  promileda ( $\%$ ) o'lchanadi va  $1 \text{ kg}$  nam havodagi suv bug'inining grammlarda o'lchangan massani ifodalaydi.

*Aralashma nisbati* ( $r$ ) – bu ko'rileyotgan hajmdagi suv bug'i massasining shu hajmdagi quruq havo massasiga nisbatidir. Aralashma nisbati son jihatidan birlik massali quruq havoga to'g'ri keluvchi suv bug'i miqdoriga teng:

$$r = \frac{0,622e}{P - e}.$$

$s$  va  $r$  harakteristikalar o'zaro quyidagi munosabatlar bilan bog'liq:

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

miqdor jihatdan  $s$  va  $r$  orasida farqlar kichik, shu sababli  $s$  va  $r$  larni hisoblash uchun  $s = 622 \frac{e}{P}$  ifoda qo'llanilishi mumkin.

*Bosim (elastiklik) defisiti* ( $d$ ) – bu berilgan haroratdagi ye to'yingan suv bug'i elastikligi va ye suv bug'inining haqiqiy bosimi orasidagi farq:

$$d = E - e.$$

*SHudring nuqtasi harorati* ( $\tau$ ) – bu umumiy atmosfera bosimi ( $r=const$ ) va suv bug'inining massa ulushi ( $s=const$ ) o'zgarmas bo'lganda havodagi suv bug'i (toza suvning yassi sirtiga nisbatan) to'yinishga erishadigan haroratdir. Havoning berilgan haroratida suv bug'inining haqiqiy elastikligiga bog'liq holda shudring nuqtasi harorati turli qiymatlarga ega bo'lishi mumkin. Havoning manfiy haroratlarida muz (qirov) nuqtasi harorati tushunchasi kiritiladi – bu umumiy atmosfera bosimi ( $r=const$ ) va suv bug'inining massa ulushi ( $s=const$ ) o'zgarmas bo'lganda havodagi suv bug'i (toza muzning yassi sirtiga nisbatan) to'yinishga erishadigan haroratdir.

*SHudring nuqtasi defisiti* ( $\Delta$ ) – bu havo harorati  $T$  va shudring nuqtasi harorati  $\tau$  orasidagi farq:

$$\Delta = T - \tau.$$

Havo harorati va shudring nuqtasi haroratlari bir xil birliklar tizimida o'lchanishi lozim.

## 2.7. Nam havoning holat tenglamasi. Virtual harorat

Atmosferadagi gazlarning holati harorat  $T$ , bosim  $R$  va zichlik  $\rho$  (yoki solishtirma hajm) kattaliklarining qiymatlari bilan belgilanadi. Bu uchta kattalik *holat tenglamasi* orqali o'zaro bog'lanadi.

Atmosferadagi uglerod dioksidi va suv bug'idan tashqari barcha gazlar *kritik haroratdan* yuqori haroratlarda bo'ladi. Uglerod dioksidi gazining kritik

harorati kuzatilayotgan havo haroratlaridan past bo'lsa-da, u to'yigan holatda bo'lmaydi, chunki Yer atmosferasi sharoitida uning parsial bosimi kichik.

Gazning harorati uning kritik haroratidan qancha katta, uning parsial bosimi to'yinish parsial bosimidan qanchalik kichik bo'lsa, ko'rيلayotgan gaz fizikaviy xususiyatlari bo'yicha ideal gazga shunchalik yaqin bo'ladi. Atmosfera havosi tarkibiga kiruvchi gazlar amalda ideal gaz hisoblanadi. SHuning uchun ideal gaz holat tenglamasini ularga qo'llash mumkin.

Nam havo quruq havo va suv bug'inining mexanik aralashmasidan iborat. Nam havoda quruq havo va suv bug'i hajm bo'yicha tekis taqsimlangan. Nam havoning zichligi quruq havoning va suv bug'inining zichliklari yig'indisiga teng bo'ladi:

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

Quruq havo va suv bug'i solishtirma gaz doimiylarini orasidagi munosabatni

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

hisobga olib, ifodani quyidagicha yozamiz:

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

Bu formula *nam havoning holat tenglamasini* ifodalaydi.

Virtual harorat  $T_v = T(1 + 0,378 e/P)$  ifodasini kiritib, nam havo holat tenglamasini quyidagicha yozishimiz mumkin:

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

*Virtual harorat* – bu quruq havoning shunday haroratiki, bu haroratda quruq havoning zichligi  $T$  harorat,  $R$  bosim va ye suv bug'i elastikligiga ega bo'lган nam havoning zichligiga teng bo'lishi lozim. Bir xil harorat va bosimlarda nam havoning zichligi doimo quruq havoning zichligidan kichik bo'ladi. Fizikaviy nuqtai nazardan bu nam havoning tarkibiga quruq havoning ma'lum qisimini siqb chiqaruvchi birmuncha yengil suv bug'inining kelib qo'shilishini anglatadi.

Virtual haroratni ko'pincha  $T_v = T + \Delta T_v$  yig'indi ko'rinishida ifodalashadi. Bu yerda  $\Delta T_v$  - virtual qo'shimcha:

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

Havo zichligining o'zgarishida virtual qo'shimcha va namlikning roli past haroratlarda kichik, baland haroratlarda esa nisbatan katta bo'ladi.

## 2.8. Atmosferaning vertikal tuzilishi

Atmosfera o'zining fizikaviy xossalari ko'ra ham vertikal, ham gorizontal bo'ylab birjinsli emas. Harorat, bosim, zichlik, havo tarkibi va namligi, qattiq va suyuq aralashmalarning miqdori, shamol tezligi kabi fizikaviy kattaliklar o'zgarishga uchraydi. Vertikal bo'ylab bunday o'zgarishlar keskin sodir bo'ladi.

Vertikal bo'ylab atmosfera bir qator belgilar asosida qatlamlarga bo'linadi. Bular atmosfera havosi tarkibi va undagi zaryadlangan zarralar miqdori, atmosferaning Yer sirti bilan o'zaro ta'siri harakteri, atmosferaning uchish apparatlariga ta'siri, atmosferaning termik rejimi.

Yuqorida tahkidlanganidek, atmosfera havoning tarkibiga ko'ra gomosfera va geterosferaga bo'linadi. SHu belgi asosida atmosferada ozonning asosiy massasini o'z ichiga oluvchi *ozonosfera* (20-55 km) ajratiladi. 90-100 km balandlikdan boshlab atmosferada zaryadlangan zaraachalar (ionlar va elektronlar)ning miqdori keskin ortadi. SHu sababli atmosferaning ko'rsatilgan satidan yuqoridagi qatlami *ionosfera* deb ataladi.

Atmosferaning zaryadlangan zarralardan iborat tashqi qismi Yerning *radiasian kamarini* tashkil etadi. Yerning Quyosh yoritgan qismida geomagnit ekvator tekisligida radiasian kamar chegarasi Yerning 10-12 radiusi, yoritilmagan qismida esa 9-10 radiusiga teng masofada joylashadi.

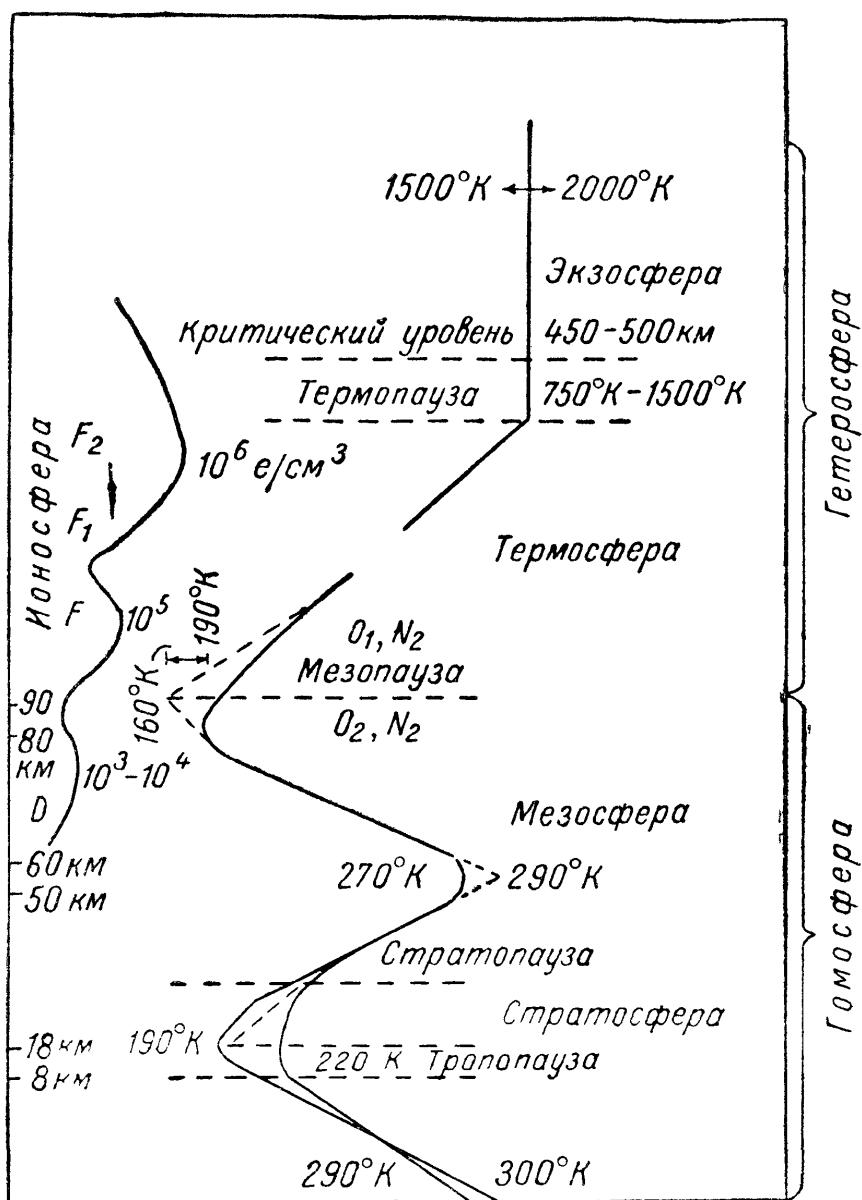
Atmosferaning yer sirti bilan o'zaro ta'siri belgisi bo'yicha atmosfera *chegaraviy qatlam* (*ishqalanish qatلام*) va *erkin atmosferaga* bo'linadi. O'rtacha balandligi 1-1,5 km ni tashkil etuvchi chegaraviy qatlamda yer sirti va turbulent ishqalanish kuchlari havo harakatiga katta ta'sir ko'rsatadi. Bu qatlamda ko'pchilik meteorologik kattaliklarning (harorat, bosim, namlik, shamol va boshqalar) sutkalik o'zgarishi yaxshi namoyon bo'ladi. CHegaraviy qatlamning ichida meteorologik kattaliklar vertikal bo'ylab keskin o'zgaruvchi atmosferaning yer yaqini *qatlam* (50-100 m) ajratiladi.

Erkin atmosferada (1-1,5 km dan yuqori) birinchi yaqinlashuvda turbulent ishqalanish kuchlarining ta'siri hisobga olinmaydi.

Atmosfera yer sun'iy yo'ldoshlari va boshqa kosmik apparatlar parvoziga ta'siri bo'yicha *zich qatlam* (yoki *aynan atmosfera*) va quiyi chegarasi 150 km balandlikdagi *yeroldi fazosiga* bo'linadi. Zich qatlamning yuqori chegarasida atmosferaning qarshiligi shunchalik kattaki, dvigatevi o'chirilgan kosmik apparat Yer atrofida bir martalik aylanishni bajara olmaydi.

Atmosfera qatlamlari xossalaring eng katta farqlari havo haroratining vertikal bo'ylab o'zgarishi harakterida namoyon bo'ladi. Bu belgi bo'yicha atmosfera beshta asosiy qatlamlarga bo'linadi: *troposfera*, *stratosfera*, *mezosfera*, *termosfera* va *ekzosfera* 1-rasm).

Troposfera tropiklarda ( $30^{\circ}$  sh.k. va  $30^{\circ}$  j.k.) Yer sirtidan boshlab tahminan 15,3 km, bu kengliklardan tashqarida esa 8,5-10 km balandlikkacha ko'tariladi. Deyarli hamma joyda troposferada harorat balandlik bo'yicha 1 km ga  $6,5^{\circ}\text{S}$  vertikal gradient bilan pasayib boradi.



1-rasm. Atmosferaning vertikal tuzilishi

Troposferada Quyosh energiyasining atmosfera harakatlarining kinetik energiyasiga va suv bug'ining yashirin issiqligiga aylanishi jarayonlari sodir bo'ladi. Bu yerda namlikning asosiy fazaviy aylanishlari sodir bo'ladi, bulut va yog'inlar shakllanadi. Troposferada yirik masshtabli uyurmalar – siklon va antisiklonlar vujudga keladi. Suvning uzlusiz aylanishi: bug'lanish – kondensasiya – yog'in hosil bo'lishi – yer usti va osti oqimlarining shakllanishi shu qatlama ro'y beradi. Atmosferaning asosiy – o'rta va yuqori kengliklarda 75%, quyi kengliklarda 90% gacha – massasi troposferada mujassamlangan.

O'tish qatlami bo'lgan *tropopauza* troposferani stratosferdan ajratadi. Stratosferada 34-35 km balandlikkacha harorat ortib boradi. Tropopauza katta

turg'unlikka ega bo'lib, faqat kuchsiz vertikal harakatlar va aralashishga imkon beradi. Bu esa stratosferada kichik gaz tashkil etuvchilarining taqsimoti uchun muhim hisoblanadi. Stratosfera odatda juda quruq: tropik kengliklarda 20 km balandlikda suv bug'ining konsentrasiyasi (hajm bo'yicha) bor-yo'g'i 2 mln.<sup>-1</sup> ni, qutbiy kengliklar ustida esa 5 mln.<sup>-1</sup> ni tashkil etadi. SHunga qaramay 22-30 km balandliklarda *sadafsimon bulutlar* shakllanadi. 35 km dan yuqorida harorat 50 km balandlikkacha ortib boradi va 270 K atrofida bo'ladi.

Stratopauzaning ustida mezosfera joylashgan, harorat bu qatlama uning yuqori chegarasigacha 160 K gacha pasayib boradi. Bu holat suv bug'ining kondensasiyasiga sabab bo'ladi va 80 km balandlikda *mezosfera (kumushrang) bulutlari* hosil bo'ladi.

Mezosferada havoning ionlanish darajasi ortib boradi hamda vaqt va mavsum bo'yicha o'zgaruvchan, Quyosh faolligiga kuchli bog'langan ionosferaning D qatlami (70-90 km balandlikda) vujudga keladi.

Tahminan 85 km balandlikda joylashuvchi mezopauza yuqorida joylashgan termosferani mezosferadan ajratib turadi. Termosferada harorat balandlik bo'yicha keskin ortadi. Quyosh faolligi katta bo'lganida harorat 2000 K, kichik bo'lganida esa 1060 K gacha (tunda mos ravishda 1300 va 730 K) ortib boradi.

Termosferada, 100 km dan katta balandliklarda, havo tarkibi sezilarli o'zgaradi:  $H_2O$  va  $CO_2$  molekulalari parchalanadi,  $O_2$  molekulalarining katta qismi O atomlariga dissosiasiyalanadi. Bu qatlama gaz zarralarining ionlanishi kuchayadi va ionosferaning E, kattaroq balandliklarda esa F qatlami shakllanadi. Zarralar harakati, ayniqsa quyi kengliklarda, Quyosh va Oyning tortish kuchiga bog'liq bo'ladi.

Termosferaga kirib keluvchi meteoritlar bu yerda kuchli ionlanishni, shuningdek parchalanib meteor changlarini hosil qiladi. Quyosh protonlari va elektronlari oqimi qutb yog'dusi va Yer magnit maydonining g'alayonlarini, shuningdek uzoq masofali radioaloqani buzuvchi "birdan hosil bo'luvchi ionosfera g'alayonlari"ni keltirib chiqaradi.

450 km dan yuqori balandliklarda termosfera asta-sekin keyingi qatlam – ekzosferaga ulanib ketadi. Atmosferaning bu siyrak qismida yetarli katta tezlikka ega bo'lgan ayrim yengil gazlar – vodorod va geliy atomlari Yer atmosferasidan ochiq fazoga chiqib ketadi.

## **2.9. Atmosferaning gorizontal birjinsli emasligi. Havo massalari va atmosfera frontlari haqida tushincha**

Er sharida qitha va okeanlarning notekis taqsimoti, quruqlik landshaftlarining turli-tumanligi yer sirtining issiqlik, mexanik va optik xususiyatlarining turlicha bo'lishiga olib keladi. SHu sababli atmosfera nafaqat vertikal bo'yicha, balki gorizontal yo'nalishda ham birjinsli bo'lmaydi. Harorat, namlik, bulutlilik, yog'inlar va boshqa meteorologik kattaliklar gorizontal yo'nalishda o'zgaradi. Biroq, bu o'zgarishlar hamma joyda bir xil emas.

Meteorologik kattaliklar gorizontal bo'yicha nisbatan sekin o'zgaradigan keng hududlar shakllanishi mumkin.

Gorizontal o'lchamlari bo'yicha qitha va okeanlar o'lchamlari bilan taqqoslanadigan va ma'lum fizikaviy xossalarga ega bo'lgan havoning katta hajmlari *havo massalari* deb ataladi. Havo massalarning vertikal o'lchamlari bir necha kilometrni tashkil qiladi.

Havo massalarining haroratlari va boshqa xossalarida (namlik, chang miqdori, ko'rinvchanlik va h.k.), uni shakllanish o'chog'ining xususiyatlari aks topgan bo'ladi. Yerning boshqa hududlariga ko'chganida, havo massalari bu hududlarga o'ziga xos ob-havo rejimini olib keladi. Qaralayotgan hududda u yoki bu mavsumda ma'lum tip yoki tiplardagi havo massalarining ustuvorligi bu hududning o'ziga xos iqlim rejimini hosil qiladi.

Havo massalarining shakllanish hududiga bog'liq bo'lgan geografik tasnifi mavjud. Bu tasnif bo'yicha *arktik havo* (AH), *o'rta kengliklar havosi* (O'KH), *tropik havo* (TH) va *ekvatorial havo* (EH) massalari ajratiladi.

Arktik (antarktik) havo yuqori kengliklarda (Arktika yoki Antarktidada) shakllanadi. Arktik havo boshqa havo massalariga nisbatan eng past harorat va katta mutlaq namlikka, shuningdek eng yuqori shaffoflikka ega. Tropik havo okean va qithalarning subtropik kengliklarida shakllanadi. Eng yuqori harorat va kichik mutlaq namlik, shuningdek eng katta xiralik unga xos xususiyatdir. O'rta kengliklar havosi o'rta kengliklarda shakllanib, o'zining fizikaviy xossalari bo'yicha AH va TH orasidagi holatni egallaydi.

Havo massalarining asosiy tiplari (AH, O'KH va TH) o'z navbatida mazkur havo massasi qanday to'shalgan sirt (suv yoki quruqlik) ustida shakllanganiga qarab dengiz va qitha havolariga bo'linadi. Dengiz va qitha havolarining xususiyatlari bir-biridan farqlanadi. Havoning xususiyatlariga yil fasli ham katta ta'sir ko'rsatadi. Masalan, yozda qitha o'rta kengliklar havosi dengiz o'rta kengliklar havosidan iliqroq, qishda esa buning aksi.

Bir hududdan boshqa hududga ko'chayotganda havo massalarining xususiyatlari, birinchi navbatda uning harorati, to'xtovsiz o'zgaradi. Bu jarayon havo massalarining *transformasiyasi* deb ataladi. SHu sababli tipik havo massalari bilan bir qatorda aralash xossalari havo massalari ham kuzatiladi.

Issiqlik holatiga qarab iliq va sovuq havo massalarini ajratishadi. Agar havo massasi nisbatan sovuqroq yer sirtidan iliqroq yer sirtiga ko'chsa (odatda yuqori kengliklardan quyi kengliklarga), bu havo massasi *sovuj havo massasi* deb ataladi. Bu havo massasi o'zi bilan sovuqlikni olib keladi va harakat davomida pastdan, yer sirtidan boshlab isiydi. SHuning uchun ham sovuq havo massasida haroratning katta vertikal gradientlari yuzaga keladi, konveksiya rivojlanadi, to'p-to'p bulutlar va jala yog'inlari kuzatiladi.

Agar havo massasi nisbatan issiqliq joydan sovuqroq joyga harakatlanib kelsa, bu havo massasi *iliq havo massasi* deb ataladi. Ularning kirib kelishi bilan havoning ilishi boshlanadi, o'zlari esa pastdan soviy boshlaydi. Natijada, quyi qatlamlarda haroratning kichik vertikal gradientlari hosil bo'ladi, konveksiya rivojlanmaydi, ko'pincha qatlamdar bulutlar va tumanlar kuzatiladi.

Biror hududda uzoq vaqt turib qolgan havo massasi *mahalliy havo massasi* deb ataladi. Ularning xususiyatlari mavsumga bog'liq bo'lib, yer sirtidan isish yoki sovish jarayonlari bilan belgilanadi.

Ikkita qo'shni havo massalarining orasida nisbatan ensiz o'tish zonasini mavjud bo'ladi. O'tish zonalarida meteorologik kattaliklarning gorizontal bo'yicha keskin o'zgarishlari kuzatiladi. Bu zonalar *frontal zonalar* deb ataladi. Frontal zonalarning uzunligi bir necha ming km, qalinligi bir necha o'n km ga yetishi mumkin. Frontal zonalar yer sirtiga nisbatan qiya (qiyalik burchagi tahminan  $0,5^\circ$ ), zichligi kattaroq bo'lgan sovuq havo massasi doimo frontal zonani ostida, ilig'i esa ustida joylashgan bo'ladi. Frontal zonaning qalinligi havo massasining gorizontla o'lchamlaridan ancha kichik. SHuning uchun nazariy tadqiqotlarda uni sirt deb qarash mumkin.

Frontal sirtning Yer sirti bilan kesishgan chizig'i *atmosfera fronti* deb ataladi.

Havo massalarining yuqorida tahkidlangan asosiy geografik tiplari orasidagi frontlar *bosh frontlar* deb ataladi. Ular bir xil geografik tipdagi havo massalari orasidagi *ikkilamchi frontlardan* farqlanadi. Arktik va o'rta kengliklar havosi orasidagi bosh frontlar *arktik frontlar*, o'rta kengliklar va tropik havo orasidagi bosh frontlar *o'rta kengliklar frontlari*, tropik va ekvatorial havo orasidagi bosh frontlar *tropik frontlar* deb ataladi.

Ob-havoning o'zgarishlari frontlar bilan bog'liq. Front zonalaridagi havoning ko'tariluvchi harakatlari keng bulutlar tizimining paydo bo'lishiga olib keladi, ulardan keng maydonlarda yog'inlar yog'adi. Atmosfera frontlarida paydo bo'ladigan ulkan atmosfera to'lqinlari siklon va antisiklonlar hosil bo'lishiga olib keladi. Ular bilan esa shamol rejimi va boshqa ob-havo hodisalari bog'liq.

Frontal sirtlar va frontlar havo massalari bilan birga harakatlanadi. Harakat yo'naliishiga qarab iliq va sovuq frontlarni ajratishadi. Agar atmosfera fronti sovuq havo massasi tomon harakatlansa, bu front *iliq front* deb ataladi. Iliq front bilan isish bog'liq, chunki sovuq havo massasi o'rniga iliq havo massasi keladi. Agar atmosfera fronti iliq havo massasi tomon harakatlansa, bu front *sovuj front* deb ataladi va ob-havoning sovishi u bilan bog'liq bo'ladi.

### Asosiy xulosalar

1. Atmosfera havosi quruq molekulalarning aralashmasidir havo, suv bug'lari va aerozol zarralari. Doimiy komponentlar quruq havoga azot, kislород, barcha inert gazlar, dioksid uglerod va ozon kiradi. Karbonat angidrid va suv bug'lari issiqxona effekti yaratilishida ishtirok etadi, ozon - quyoshdan ultrabinafsha nurlanish ta'siridan himoya qilish. Tabiiy va antropogen kelib chiqishi bo'lgan atmosfera aerozoli atmosferadagi turli xil fizikaviy jarayonlarda, shu jumladan uning ifloslanishida muhim rol o'ynaydi.
2. Atmosferadagi suv bug'ining tarkibi odatda quyidagicha o'ziga xos xususiyatiga qarab ishlatalidigan turli xil qiymatlar vazifalar ifodalananadi.
3. Atmosfera fizikasining asosiy tenglamalaridan biri bu nam havo holatining tenglamasi.

4. Atmosferaning vertikal tuzilishi bir nechta siga ko'ra tasniflanadi mustaqil xususiyatlar. Fizikaning aksariyat muammolarini hal qilish uchun atmosfera, balandlik bilan havo haroratining o'zgarishi belgisi qo'llaniladi.

### Nazorat savollari

1. Atmosferaning asosiy gazlari qanday? Uning tarkibi balandlik bilan qanday o'zgaradi?
2. Ozon va karbonat angidrid fizikaviy atmosfera jarayonlarida qanday rol o'yynaydi?
3. Atmosfera aerozoli nima? Tabiiy narsa nima? va aerozolning antropogen manbalari?
4. Atmosfera aerozolining fizik jarayonlar va atmosferadagi o'rni qanday?
5. Suv bug'ining atmosfera jarayonlarida qanday o'rni bor?
6. Havoning namligining barcha xususiyatlarini sanab bering va ular orasidagi munosabatlар o'ting.
7. Quruq va nam havo holati tenglamalari qanday sharoitda keltirib chiqariladi? Virtual harorat nima?
8. Atmosferaning vertikal bo'linishi qanday xususiyatlarga ega?
9. Vertikal balandlik bo'yicha harorat o'zgarishi bilan atmosferaning asosiy qatlamlariga tavsif bering?
10. Havo massasi nima? Asosiy havo massalarini sanab bering va ularni tavsifl.
11. Atmosfera frontlari qanday? Ular qanday turlari bor?

### **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

### **3-MAVZU. ATMOSFERADA BOSIM TAQSIMOTI**

#### **Reja**

##### **1. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi**

2. Barometrik formulalar
3. Barik pog'ona
4. Barometrik formulalarning qo'llanilishi
5. Geopotensial tushinchasi. Izobarik sirtlarning mutlaq va nisbiy balandligi
6. Barik tizimlar

##### **Asosiy tushunchalar**

1. Og'irlik kuchi ikki kuchning natijasidir: tortishish kuchi, Yerning markaziga va inertial markazdan qochiruvchi kuchga yo'naltirilgan, kenglik radiusi bo'ylab yo'naltirilgan Erning aylanishi natijasida kelib chiqadidoira. Gravitatsiya ta'sirida, tortishish sohasidagi har qanday jisombo'shliq erkin tushish tezlashishi bilan chiziq chizig'iga tushaditortishish tezlashishi deb ataladigan tana.

2. Paskal qonuni - tashqi kuchlar tomonidan hosil bo'lgan suyuqlikka bosim, suyuqlik tomonidan barcha yo'nalishlarda teng ravishda uzatiladi.

3. Izobarik sirt - atmosfera yuzasi barcha nuqtalarda bosim bir xil. Asosiy izobarik sirtlari izobarik yuzalar bo'lib, ularning qiymatlari gektopaskal, yuzga ko'paytma (1000, 900, 800, 700 gPa va boshqalar), keyin 50, 25 10 hPa va 850 HP ga teng.

4. Darajali sirt (tekis sirt) - teng yuza ernen tortishish maydonidagi potentsial (xususan, atmosferada), va boshqalar qaysi tortishish potentsiali (geopotentsial) bir xil bo'lsa

qiymat. To'g'ri sathining istalgan nuqtasida tortishish yo'nalishi bu yuzaga normal. Darajaning sirtlaridan biri dunyo okeanining yuzasi.

5. Barik sistema - bu er atmosferasida joylashgan keng ko'lamli mintaqadir atmosfera bosimining o'ziga xos, tipik taqsimoti; shakl barik maydon; bosimni taqsimlash shakli. Barik tizimlar asosan past va yuqori bosim sohalariga bo'linadi.

6. Gorizontal barik gradyan - vektor -  $\vec{r}$ , xarakterlovchi kosmosdagi atmosfera bosimining o'zgarish darjasini. Raqamli bosim gradyenti bosimning normalgacha hosilasi bilan teng

izobarik sirt, ya'ni masofa birligi uchun bosim o'zgarishi bosim eng tez pasayadigan yo'nalishda; yo'naltirilgan bosimning pasayishi yo'nalishi bo'yicha ushbu normal bo'ylab bosim gradyani. Gorizontal bosim gradyani normal bo'ylab izobarga yo'naltiriladi

gorizontal tekislik, bosimning pasayishi yo'nalishi bo'yicha. Gorizontal bosim gradyani 100 km masofadagi gPa bosimining pasayishi bilan aniqlanadi.

7. Oqimlar (atmosfera) - atmosferadagi sayyora miqyosidagi to'lqinlar, Quyoshning jalb etilishi (quyosh atmosfera oqimlari) va Oylar (Oy atmosfera oqimlari), xuddi dunyo okeanidagi to'lqinlar singari.

### 3.1. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi

Har qanday gaz uni chegaralovchi yon devorlarga bosim ko'rsatadi, ya'ni yon devorga perpendikulyar yo'nalgan ma'lum *bosim kuchi* bilan ta'sir qiladi. Bosim kuchi vektor kattalik bo'lib, uning yo'nalishi sirtga normal bo'ylab yo'nalgan (hajm ichiga tomon). Atmosfera ichida ajratilgan havo hajmiga atrofdagi, uni o'rab turgan havo tomonidan bosim kuchi ta'sir ko'rsatadi. Ajratilgan hajmdagi havo tomonidan atrofdagi havoga ham xuddi shunday bosim kuchi ta'sir ko'rsatadi va shu sababli ajratilgan havo massasi o'z hajmini saqlab turadi. Ajratilgan havo hajmi ixtiyoriy darajada kichik bo'lib, nuqta o'lchamida bo'lishi mumkin. Demak, atmosferaning ixtiyoriy nuqtasida *atmosfera bosimi* yoki *havo bosimining ma'lum qiymati* mavjud.

Havo bosimi – skalyar kattalik bo'lib, bosim kuchi modulining u ta'sir qilayotgan elementar yuzaga nisbati orqali ifodalanadi.

Halqaro birliklar tizimida (SI) bosim paskalda (Pa) o'lchanadi.  $1 \text{ m}^2$  yuzaga ta'sir etuvchi  $1 \text{ N}$  kuch  $1 \text{ Pa}$  ga teng bosimdir. Meteorologiyada bosim gektopaskalda ( $1 \text{ gPa} = 100 \text{ Pa}$ ) o'lchanadi.

Havo bosimini o'lhash uchun boshqa o'lchov birliklari ham qo'llaniladi. Qadimdan bosimni simob ustuni balandligida (mm da) o'lhash qabul qilingan.  $1 \text{ mm Ng} = 1,33 \text{ gPa}$ . SI tizimi qabul qilinishidan oldin bosim millibarda o'lchangan ( $1 \text{ mb} = 1 \text{ gPa}$ ).

Bahzi mamlakatlarda (AQSH va boshqa) bosim dyuymda o'lchanadi.

Bosimning balandlik bo'yicha o'zgarishi *atmosfera statikasining asosiy tenglamasi* bilan tavsiflanadi:

$$-dP = \rho g \cdot dz \text{ yoki } -\frac{dP}{dz} = \rho g$$

$-\frac{dP}{dz} = G_z$  kattalik bosim gradientining vertikal tashkil etuvchisini ifodalaydi. Tenglamaning o'ng tomonidagi had havoning birlik hajmiga ta'sir qilayotgan og'irlik kuchini bildiradi ( $\text{N/m}^3$ ). SHunday qilib, atmosfera statikasining asosiy tenglamasi bosimning vertikal gradienti va og'irlik kuchlarining muvozanatini ifodalaydi.

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasidan uchta xulosa kelib chiqadi.

a) Yuqoridagi tenglamaning o'ng tomoni doim musbat bo'lgani uchun balandlik ortishi bilan ( $dz > 0$ ), bosim kamayadi ( $d' < 0$ ). Demak, atmosferada yuqoriga ko'tarilgan sari havo bosimi kamayadi. Bu xulosa harakatdagi atmosfera uchun ham o'rini.

b) *Har bir sathdagi havo bosimi shu sathdan atmosferaning yuqori chegarasigacha cho'zilgan birlik yuzali atmosfera ustunining og'irligiga teng bo'ladi.*

Paskal qonuni bo'yicha, yopiq xonalarda ixtiyoriy sathdagi havo bosimi xonadan tashqaridagi havo bosimiga teng bo'ladi. Bu meteorologik

stansiyalarda bosimni o'lchaydigan asboblarni (simobli barometrlar yoki barometr-aneroidlar) xonalarda o'rnatishga imkon beradi.

v) Atmosfera statikasining asosiy tenglamasidan havo bosimining balandlik bo'yicha o'zgarish tezligi haqida xulosa qilish mumkin. Havo zichligi qanchalik katta bo'lsa, bir xil balandlikka ko'tarilganda havo bosimining kamayishi shunchalik katta bo'ladi (erkin tushish tezlanishi o'zgarmas deb hisoblanganda). Balandlik ortishi bilan zichlik, odatda, kamayadi.

Demak, *ko'rileyotgan sath Yer sirtidan qancha balandda joylashgan bo'lsa, bir xil balandlikka ko'tarilishda havo bosimining kamayishi shunchalik kichik bo'ladi. Boshqacha aytganda, ko'rileyotgan izobarik sirtlarning Yer sirtidan balandligi qanchalik katta bo'lsa, bir-biridan bosimning bir xil qiymatiga farqlanuvchi qo'shni izobarik sirtlar orasidagi masofa shunchalik katta bo'ladi.*

Holat tenglamasiga muvofiq, bitta izobarik sirtda joylashgan nuqtalarda havo zichligi faqat havo haroratiga bog'liq. Demak, birorta izobarik sirtga nisbatan balandlikning bir xil o'zgarishlarida ( $dz=const$ ) sovuq havo massasidagi havo bosimining pasayishi iliq havo massasiga nisbatan kattaroq bo'ladi, ya'ni *iliq havo massasiga qaraganda sovuq havo massasida havo bosimi yuqoriga ko'tarilgan sari tezroq o'zgaradi*. Bu o'rta va yuqori troposferada sovuq havo massalarida – past bosim, iliq havo massalarida esa – yuqori bosim kuzatilishi bilan isbotlanadi.

Atmosfera havosining normal sharoitlarida ( $\rho=1,29 \text{ kg/m}^3$ ,  $g=9,81 \text{ m/sek}^2$ ) dengiz sathi yaqinidagi havo bosimi vertikal gradientining qiymati  $12,5 \text{ gPa/100 m}$  teng bo'ladi, ya'ni har  $100 \text{ m}$  balandlikka havo bosimi  $12,5 \text{ gPa}$  ga kamayadi.

### 3.2. Barometrik formulalar

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi asosida havo bosimi, zichligi va massasining vertikal taqsimoti qonuniyatları o'rganiladi. Bu *barometrik formulalar* yordamida amalga oshiriladi.

*Integral ko'rinishdagi umumiy barometrik formula* quyidagi ko'rinishga ega:

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

Umumiyl holda harorat va zichlik balandlikning murakkab funksiyalari bo'lib, ularning analitik ko'rinishini doim ham aniqlab bo'lmaydi. SHu sababli harorat yoki zichlikning vertikal bo'yicha o'zgarishlari uchun bir nechta xususiy hollarni qarab chiqamiz.

*Birjinsli atmosfera.* Zichlik vertikal bo'yicha o'zgarmaydi. *birjinsli atmosfera uchun barometrik formula* quyidagi kshrinishga ega:

$$P = P_0 - \rho_0 g z$$

Birjinsli atmosfera balandligini  $H = \frac{P_0}{\rho_0 g}$  yoki  $H = \frac{R_q T_0}{g} = \frac{273 R_q}{g} (1 + \alpha t_0)$  formula bo'yicha aniqlanadi.

Birjinsli atmosferaning balandligi faqat Yer sirti yaqinidagi havo haroratiga bog'liq bo'ladi. Masalan, havo harorati  $t_0=0^\circ\text{C}$  bo'lsa,  $N=7993 \approx 8$  km ekanligi kelib chiqadi.

*Izotermik atmosfera.* Bu atmosferada havo quruq ( $T=T_v$ ), erkin tushish tezlanishi ( $g=const$ ) va havo harorati ( $T=T_0=const$ ) balandlik bo'yicha o'zgarmas deb qabul qilinadi ( $T_0$ - dengiz sathida havo harorati).

Yuqorida keltirilgan sharoitlarni hisobga olsak, *izotermik atmosfera uchun barometrik formula* quyidagicha ko'rinishda bo'ladi:

$$P = P_0 e^{-\frac{g \cdot (z - z_0)}{R_q T}}$$

Izotermik atmosferada yuqoriga ko'tarilgan sari havo bosimi eksponensial qonuniyat bo'yicha o'zgaradi, uning balandligi cheksizlikka teng, chunki  $z \rightarrow \infty$  bo'lgandagina  $R \rightarrow 0$  bo'ladi. Bosimning vertikal bo'yicha o'zgarishi havo haroratiga bog'liq. *Izotermik atmosferada balandroq haroratlarda havo bosimi vertikal bo'yicha pastroq haroratlardagiga nisbatan sekinroq pasayadi.*

*Politrop atmosfera.* Faraz qilaylik, atmosferada havo quruq ( $T=T_v$ ), erkin tushish tezlanishi o'zgarmas ( $g=const$ ), havo harorati esa chiziqli qonuniyat bo'yicha o'zgarsin:

$$T = T_0 - \gamma z,$$

bu yerda  $T_0$  – Yer sirti yoki dengiz sathidagi havo harorati,  $\gamma$  - vertikal harorat gradienti. Bunday atmosfera *politrop atmosfera* deb ataladi.

*Politrop atmosfera uchun barometrik formula* quyidagicha yoziladi:

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

Bu ifodadan ko'rib turibmizki, birinchidan, haroratning vertikal gradienti qancha katta bo'lsa, havo bosimi yuqoriga ko'tarilgan sari shunchalik tezroq kamayadi, ikkinchidan, politrop atmosferaning balandligi keng chegaralarda o'zgaradi.

Politrop atmosferaning balandligi ( $N_\gamma$ ) quyidagi shartdan aniqlanadi:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \text{ yoki } H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}.$$

$\gamma=0$  bo'lganda politrop atmosferaning balandligi  $N_\gamma \rightarrow \infty$ . Bu izotermik atmosferadagi bosim taqsimotiga mos keladi.

$\gamma=3,420/100$  m va  $T_0=273$  K bo'lganda politrop atmosferaning balandligi 7993 ga teng, ya'ni birjinsli atmosferaning balandligi bilan bir xil bo'ladi. Demak, bu holda yuqoriga ko'tarilgan sari havoning zichligi o'zgarmaydi. Agar  $\gamma > 3,420/100$  m bo'lsa, havo zichligi yuqoriga ko'tarilgan sari ortadi.

### 3.3. Barik pog'ona

Ma'lum bosim farqlari bo'yicha balandlikning o'zgarishini taqribiy baholash uchun amaliyotda barik pog'onadan foydalaniladi.

*Barik pog'ona* – bu vertikal bo'yicha bosimning 1 gPa ga o'zgarishi uchun bosib o'tilishi kerak bo'lgan masofadir. Barik pog'onaning o'lchov birligi m/gPa.

O'z mazmuni bo'yicha barik pog'ona bosimning vertikal gradientiga teskari bo'lgan kattalikdir:

$$h = -\frac{dz}{dP}.$$

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi asosida

$$h = \frac{1}{\rho g}.$$

Agar havo zichligini quruq havo holat tenglamasidan foydalanib havoning harorati va bosimi orqali ifodalansa, quyidagiga kelamiz:

$$h = \frac{R_q T}{Pg}.$$

Tanlangan biror izobarik sirtda ( $R=const$ ) barik pog'onalarni taqqoslashdan kelib chiqadiki, iliq havo massasida barik pog'ona sovuq massasidagidan katta bo'ladi ( $h_i > h_s$ ). SHuning uchun ham balandlikda iliq va sovuq havoda bosim bir xil bo'lmaydi – iliq havoda bosim balandroq bo'ladi. Demak, atmosferaning yuqori qatlamlarida iliq havo joylashgan joylarda - yuqori bosim, sovuq havo joylashgan joylarda - past bosim kuzatiladi.

### 3.4. Barometrik formulalarning qo'llanilishi

Barometrik formulalar yordamida bir qator amaliy masalalarni yechish mumkin.

a. *Barometrik niveliplash* – ikki sathda bosim va haroratning qiymatlarini bilgan holda sathlar orasidagi balandliklar farqini aniqlash mumkin.

b. *Bosimni dengiz sathiga keltirish*, ya'ni meteorologik stansiya joylashgan balandlik sathida o'lchangan bosim va qatlamning o'rtacha haroratiga qarab dengiz sathidagi bosimni aniqlash.

Haroratning o'rtacha qiymati  $\bar{T}$  quyidagi formuladan aniqlanadi:

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

Bu yerda  $T$  – stansiya sathidagi harorat,  $T_0$  - dengiz sathidagi harorat.

$T_0$  quyidagi ifoda yordamida hisoblanadi:

$$T = T_0 - \gamma z,$$

bu yerda  $z$  – stansiyaning dengiz sathiga nisbatan balandligi,  $\gamma = 0,60/100$  m – haroratning vertikal gradienti.

Dengiz sathiga keltirilgan bosim yer yaqini sinoptik kartalariga tushiriladi. Bu bilan stansiyalarning dengiz sathiga nisbatan balandliklari orasidagi

farqlarning bosim qiymatlariga ta'sir qilishiga yo'l qo'yilmaydi va bosimning gorizontal taqsimotini o'rganish mumkin bo'ladi.

v. Balandliklar farqi va ulardagi bosim qiymatlariga qarab ko'rيلayotgan atmosfera qatlaming *o'rtacha haroratini* aniqlash. Buning uchun (3.30) formuladan foydalanish mumkin.

g. *Atmosfera bosimining balandlik bo'yicha taqsimotini aniqlash.* Asosiy izobarik sirtlar quyidagi o'rtacha balandliklar yaqinida joylashadi: 1000 gPa – dengiz sathida, 850 gPa – 1,5 km, 700 gPa – 3,0 km, 500 gPa – 5,5 km, 400 gPa – 7,0 km, 300 gPa – 9,0 km, 200 gPa – 12,0 km, 150 gPa – 13,5 km, 100 gPa – 16,0 km, 50 gPa – 20,5 km, 10 gPa – 31,5 km. Bu raqamlardan ko'rib turibmizki, atmosfera massasining 50% 5,5 km gacha cho'zilgan, 80% – 12,0 km gacha, 90% – 16 km gacha, 99% – 31,5 km gacha cho'zilgan qatlamda joylashgan bo'ladi.

d. *Atmosfera massasini aniqlash.* 1 m<sup>2</sup> yuzali havo ustunining massasi quyidagicha aniqlanadi:

$$m = \int_0^{\infty} \rho \cdot dz.$$

Faraz qilaylik, bu havo ustunida zichlik o'zgarmas va dengiz sathidagi havo zichligiga teng, ya'ni  $\rho = \rho_0 = \text{const}$  – birjinsli atmosfera sharoitlariga mos keladi. Butun atmosferaning massasini aniqlash uchun vertikal havo ustunining massasi  $m$  ni Yer sirti yuzasiga ko'paytirish kerak:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \text{ yoki } M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0,$$

bu yerda  $R \approx 6400$  km – Yerning o'rtacha radiusi,  $N_0$  – birjinsli atmosferaning balandligi. Bu formula tarkibiga kiruvchi kattaliklarning son qiymatlarini qo'ysak, Yer atmosferasining massasi  $5,3 \cdot 10^{18}$  kg ekanligi kelib chiqadi.

### **3.5. Geopotensial tushinchasi. Izobarik sirtlarning mutlaq va nisbiy balandligi**

Atmosfera bosimining fazodagi taqsimoti *barik maydon* deb ataladi. Fazodagi har bir nuqtada havo bosimi muayyan son qiymati bilan harakterlanadi. Atmosfera bosimi va barik maydon skalyar kattaliklar. Ular yuzada qiymati bir xil bo'lган chiziqlar – *izobaralar* va fazoda qiymati bir xil bo'lган sirtlar – *izobarik sirtlar* bilan tavsifланади.

Izobarik sirtlar sath sirtlariga nisbatan qiya joylashgan va shu sababli vaqtning har bir momentida izobarik sirtlarning nuqtalari dengiz sathiga nisbatan turli balandliklarda bo'ladi. Atmosfera bosimi vaqt o'tishi bilan uzlusiz o'zgarganligi sababli izobarik sirtlarning joylashishi ham o'zgaradi.

Barik (va termik) maydonning o'zgarishlarini kuzatish uchun har kuni radiozond ma'lumotlariga asosan izobarik sirtlarning topografiya kartalari – *barik topografiya* (BT) kartalari tuziladi.

Izobarik sirtlarning dengiz sathiga nisbatan balandliklari geometrik uzunlik birliklarida emas, balki *geopotensial metrlarda* (gp.m) o'lchanadi.

*Geopotensial* tushunchasini kiritamiz. Geopotensial  $F^*$  deb, og'irlik kuchi maydonida birlik havo massasini boshlang'ich sathdan (odatda dengiz sathidan) ma'lum sathgacha ko'tarish uchun bajarish kerak bo'lган ishga aytildi.

Birlik massani  $dz$  balandlikka ko'tarish uchun  $dF^*=g \cdot dz$  ish sarflanadi. U holda

$$\Phi^* = \int_0^z g \cdot dz,$$

bu yerda  $g$  – erkin tushish tezlanishi,  $z$  – nuqtaning dengiz sathidan balandligi. Geopotensialning o'lchov birligi J/kg.

*Geopotensial balandlik*  $F$  - geopotensialning normal erkin tushish tezlanishiga ( $g_0=9,81$  m/sek<sup>2</sup>) nisbatidir:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \cdot dz \text{ yoki } d\Phi = \frac{g}{g_0} dz$$

Geopotensial balandlik oddiy geometrik balandlikka teng ekan, uning birligi uzunlik birligidir.

Barometrik formulalarga (masalan, real atmosfera uchun) geopotensial balandlikni kiritamiz.

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R_q \bar{T}_v}}$$

*Mutlaq barik topografiya* (MT) kartalariga muayyan vaqt momentida turli stansiyalardagi muayyan izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan balandliklari tushiriladi. Izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan balandligi uning *mutlaq geopotensial balandligi*  $F_R$  deb ataladi.

$$\Phi_P = \frac{R_q}{g_0} \bar{T}_v \ln \frac{P_0}{P} \text{ yoki } \Phi_P = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_0}{P}$$

Mutlaq geopotensial balandlik  $F_R$  dengiz sathidagi  $R_0$  bosimga va dengiz sathi va ko'rileyotgan izobarik sirt orasidagi havo qatlaming  $\bar{T}_v$  o'rtacha haroratiga bog'liq.

MT kartalarida geopotensialning bir xil qiymatlarga ega bo'lган nuqtalarini tutashtiruvchi *izogipsa* deb ataluvchi chiziqlar o'tkaziladi (odatda har 40 gpm dan). Ular izobarik sirtlarning sath sirtlari bilan kesishgan joyidagi chiziqlarni tavsiflaydi. Siklonlarda izobarik sirtlar botiq, antisiklonlarda – qavariq shakl ko'rinishida bo'ladi. SHu sababli MT kartalarida siklon va antisiklonlar mos ravishda markazlarida mutlaq geopotensial balandlikning eng kichik va eng katta qiymatli yopiq izogipsalari bilan tavsiflanadi.

*Nisbiy barik topografiya* (NT) kartalariga nisbiy balandliklar qiymatlari tushiriladi. Ular bir izobarik sirtning ('<sub>2</sub>) boshqasiga ('<sub>1</sub>) nisbatan gp.m larda ifodalangan balandligini ko'rsatadi.

*Nisbiy geopotensial balandlik*  $\Phi_{P_1}^{P_2}$  uchun formula quyidagi ko'rinishga ega:

$$\Phi_{P_1}^{P_2} = 67,4 \bar{T}_v \ln \frac{P_1}{P_2}$$

$\Phi_{P_1}^{P_2}$  faqat ko'rileyotgan izobarik sirtlar orasidagi havoning o'rtacha haroratiga bog'liq. Demak, nisbiy topografiya kartalari (NT) *atmosferada havo haroratining taqsimotini* ko'rsatadi.  $\Phi_{P_1}^{P_2}$  ning teng qiymatlari uchun nisbiy topografiya kartalarida har 40 gp.m da o'tkazilgan chiziqlar ham izogipsalar deb ataladi. Nisbiy geopotensial balandliklarning katta qiymatlari sohalari – iliq o'choqlarga, kichik qiymatlari sohalari esa – sovuq o'choqlarga mos keladi.

### 3.6. Barik tizimlar

Er sirtidagi bosim taqsimoti haqida ko'rgazmali tasavvur hosil qilish uchun dengiz sathida izobaralar kartalari tuziladi. Buning uchun meteorologik stansiyalarda o'lchanib, dengiz sathiga keltirilgan atmosfera bosimi geografik kartalarga tushiriladi. So'ng bir xil bosimga ega bo'lgan nuqtalar tekis egri chiziqlar bilan birlashtiriladi. Izobaralar 5 gPa oraliqda o'tkaziladi.

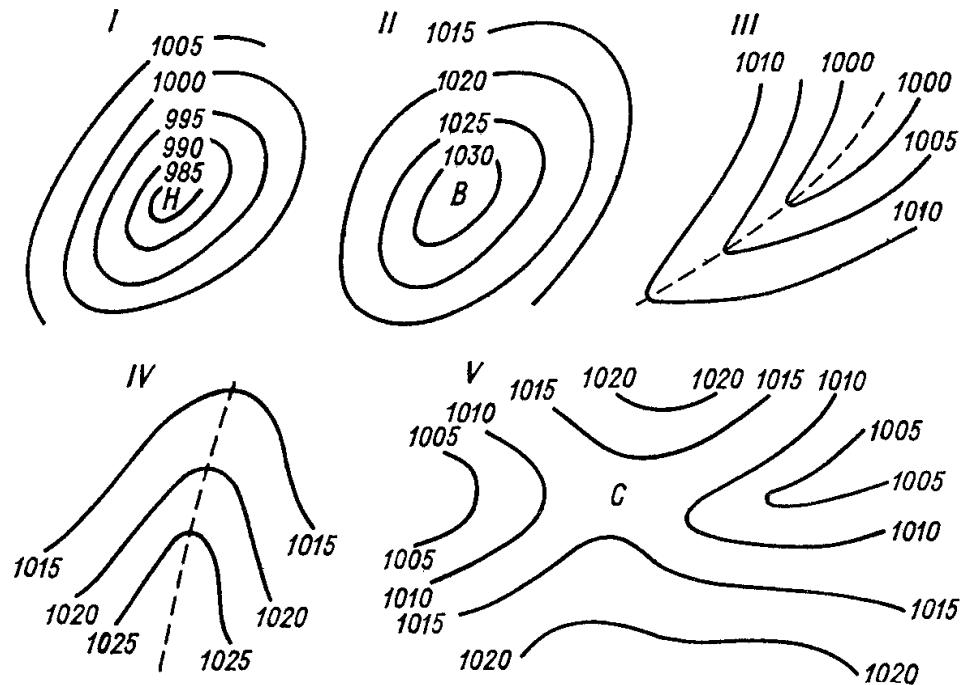
Bosim taqsimotining turiga bog'liq holda izobaralar turli shakllarga ega bo'lishi mumkin. Izobaralar shakli va bosim bo'yicha quyidagi barik maydon sohalari yoki *barik tizimlar* farqlanadi.

Asosiy barik tizimlar – *siklon* va *antisiklon* – yer sirti sinoptik kartalarida berk konsentrik doiraviy yoki ellipssimon izobaralar bilan tasvirlanadi. Siklon markazida bosim eng past, antisiklonda esa – eng yuqori bo'ladi (2-rasm, I, II).

Barik topografiya kartalarida barik tizimlar izogipsalar bilan tasvirlanadi. Izobarik sirtlar siklonda «voronka» shaklida pastga egilgan, antisiklonda esa gumbaz shaklida yuqoriga egilgan bo'ladi. Gorizontal barik gradientlar siklonda chekkadan markazga, antisiklonda markazdan chekkaga tomon yo'nalgan bo'ladi. Siklon va antisiklonlarning ko'ndalang kesimi o'lchamlari bir necha ming kilometr, tropik siklonlarda esa – bir necha yuz kilometr bo'lishi mumkin.

Barik maydonda berk bo'lмаган izobarali barik tizimlar ham ajratiladi (2-rasm, III, IV).

*Botiqlik* – bu ikkita yuqori bosimli hududlar orasidagi past bosimli sohadir. Botiqlikda izobaralar parallel chiziqlarga yaqin yoki lotincha «V» harfi shaklida bo'ladi. Botiqlikning o'qida havo bosimi minimal bo'ladi, yoki (agar izobaralar «V» ko'rinishda bo'lsa) izobaralar o'z yo'nalishini keskin o'zgartiradi. Botiqlikda barik gradientlar chekkadan o'q tomonga yo'nalgan.



2-rasm. Turli barik tizimlarning dengiz sathidagi izobaralari.  
I – siklon, II – antisiklon, III – botiqlik, IV – o’rkach, V – egar.

*O’rkach* – bu ikkita past bosimli hududlar orasidagi yuqori bosimli sohadir. O’rkachda izobaralar parallel chiziqlar yoki lotincha «U» harfi ko’rinishida bo’ladi. O’rkach, odatda, antisiklonlarning chetki qismlarini ifodalaydi. O’rkach *o’qida* havo bosimi maksimal bo’ladi, yoki izobaralar o’z yo’nalishini nisbatan keskin o’zgartiradi. O’rkachda barik gradientlar o’qdan chetga yo’nalgan bo’ladi.

*Egarsimon barik maydon* – bu ikkita qarama-qarshi joylashgan siklonlar (yoki botiqliklar) va antisiklonlar (yoki o’rkachlar) orasidagi barik maydondir (2-rasm, V). Izobarik sirtlar egar shaklida bo’ladi – antisiklonlar tomon yo’nalishida ko’tariladi, siklonlar tomon yo’nalishida esa – pasayadi. Egarsimon maydonning markazidagi nuqta – *egar nuqtasi* deb ataladi.

### Asosiy xulosalar

1. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi bazisga tegishli atmosfera fizikasining tenglamalari. Ushbu tenglamadan foydalanib, biz erishdik vertikal naqshlarni tavsiflovchi barometrik formulalar havo bosimi va zichligining o’zgarishi.
2. Atmosfera bosimining kosmosdagi taqsimlanishi tavsiflangan barik maydon, uning shakllari barik tizimlar bilan ifodalanadi. Izobarik sirtlarning geometriyasi xaritalar bilan ifodalanadi mutlaq va nisbiy topografiya.
3. Izobarik sirtlarning nisbiy holatini o’zgartirish va ularning deformatsiyasi atmosferaning harorat maydoniga bog’liq.
4. Bosimning davriy o’zgarishi uning kunlik va yillik kurs.

## Nazorat savollari

1. Statikaning asosiy tenglamasi qanday taxminlar asosida olingan?  
Uning fizikaviy ma'nosi nima?
2. Izotermik va politropik atmosfera uchun bir hil, barometrik formulalarni hosil qiling . Ular qanday farq qiladi?
3. Havoning balandligi bilan zichligini o'zgartirish uchun barometrik formulalarni chiqaring. Qanday sharoitda gravitatsiyaviy konvektsiya o'sadi?
4. Real uchun atmosfera Laplasning barometrik formulalarini chiqaring?
5. Barik bosqichi nima? Havo bosimi va harorati bog'liqligiga qarab u qanday o'zgaradi?
6. Barometrik formulalar qaysi maqsadlarda ishlataladi?
7. Standart atmosfera nima va u nima maqsadda qo'llaniladi?
8. Mutlaq va nisbiy geopotensial ucnunformulalarini oling.Ular qanday maqsadlarda foydalilanildi?
9. Asosiy barik tizimlarga tavsif bering.
10. Sovuq va iliq tsiklonlar va antisiklonlarda balandlik bilan bosim qanday o'zgaradi ?
11. Yillik va kunlik bosimning o'zgarishi qanday xususiyatlarga ega?

## **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

## **4- MAVZU. ATMOSFERA TERMODINAMIKASI ASOSLARI**

### **Reja**

1. Asosiy tenglamalar
2. Adiabatik jarayon
3. Potensial harorat
4. Nam adiabatik jarayonlar
5. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikasiyasi
6. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar

### **Asosiy tushunchalar**

1. Virtual harorat - nam havo uchun - harorat, bir xil quruq havo ko'rib chiqi-

layotgan nam havo kabi zichlik. Virtual harorat haqiqiy (kinetik) haroratdan yuqori.

2. Entropiya - bu tizim energiyasining endi ishga bora olmaydigan qismining o'lchovidir. Adiabatik tizimda, ya'ni. issiqlik almashinuv bo'limgan tizimda atrof-muhit bilan entropiya qaytariladigan jarayonda o'zgarishsiz qoladi va qaytarilmas jarayon bilan ortadi. Adiabatik tizim termodinamik muvozanat mak simal darajaga ega bo'lgan holatga entropiya mos keladi.

3. Beqarorlik - bu tizimning o'ziga xos xususiyati tizimga kiritilgan tartibsiz-liklar kattalashib boradi, buzilishning maksimal amplitudasi dastlabki holatdan kattaroq bo'ladi. Vaqt bo'yicha barqaror bo'limgan bezovtaliklar odatda tez o'sib boradi.

4. Barqarorlik - odatda atmosfera tabaqlanishning barqarorligini anglatadi. Bu qatlama ichida havo vertikal siljishlarini so'nish qobiliyati.

### **4.1. Asosiy tenglamalar**

Atmosferada energiyaning bir turdan ikkinchisiga to'xtovsiz aylanishi sodir bo'ladi. Energiya aylanishi va issiqlik oqimi ta'siri ostida atmosfera holatining o'zgarishi jarayonlarining umumiy qonuniyatları *atmosfera termodinamikasi* deb ataluvchi bo'limda o'rGANILADI. Atmosfera termodinamikasida energiya saqlanish qonunining ko'rinishlaridan biri bo'lgan termodinamikaning birinchi qonunidan kelib chiqadigan xulosalardan foydalaniлади.

Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasini hosil qilamiz.  $R_i$  (bosim),  $T_i$  (harorat),  $\rho_i$  (zichlik) termodinamik parametrлarga ega bo'lgan havo zarrasiga  $dq$  issiqlik miqdorini beraylik. Zarra atrofidagi muhit parametrлarini mos ravishda  $R_e$ ,  $T_e$  va  $\rho_e$  orqali belgilaymiz. Zarra ichidagi bosim uning atrofidagi muhit bosimiga teng bo'lganligi uchun ' $=$ ' (kvazistatistiklik sharti). Issiqlik uzatilishida zarraning ichki energiyasi  $dU_i$  qiymatga ortadi. Bir

vaqtning o'zida zarra atmosferaning yuqori qatlamlariga ko'tariladi, kengayadi va tashqi bosim kuchlariga qarshi  $dW_i$  ish bajaradi.

Termodinamikaning birinchi qonuniga muvofiq

$$dq = dU_i + dW_i.$$

Quruq va to'yinmagan havoni katta ishonchlilik bilan ideal gaz deb hisoblasa bo'ladi. SHuning uchun

$$dU_i = c_v dT_i, \quad dW_i = P d\nu_i,$$

bu yerda  $c_v$  - o'zgarmas hajm sharoitidagi havoning solishtirma issiqlik sig'imi,  $dT_i$  - havo zarrasi haroratining o'zgarishi,  $d\nu_i$  - hajm orttirmasi.

Tenglamani quyidagi ko'rinishga keltiramiz:

$$dq = c_p dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P}.$$

Bu yerda  $c_p = c_v + R_q$  (fizikadan ma'lum bo'lган Mayer tenglamasi).

Bu tenglama atmosfera fizikasida foydalanylувчи termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasi hisoblanadi. U issiqlik oqimi tenglamasi deb ham ataladi.

Quruq havo uchun  $c_v = 718 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ ,  $c_p = 1006 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ ,  $c_p - c_v = 288 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ ,

$$\frac{c_p}{c_v} = \gamma = \frac{1}{41}.$$

$$dT_i = \frac{dq}{c_p} + \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P}$$

ekanligiga, ya'ni zarra haroratining o'zgarishi nafaqat biror issiqlik miqdori  $dq$  ning uzatilishi, balki tashqi bosimning o'zgarishi bilan ham bog'liq bo'lishi mumkinligiga e'tibor qarataylik. Agar bosim orsa ( $d>0$ ),  $dq$  ning o'zgarishlarida zarra haroratining ortishi kuzatiladi va aksincha. Agar  $dq=0$  bo'lsa, u holda

$$dT_i = \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P},$$

ya'ni atrof-muhit bilan issiqlik almashinushi bo'lмаганда haroratning o'zgarishi faqat bosim o'zgarishlari bilan aniqlanadi.

## 4.2. Adiabatik jarayon

Havo zarrasi haroratining o'zgarishi atrof-muhit bilan issiqlik almashinmasdan sodir bo'lishi mumkin. Bunday jarayon *adiabatik jarayon* deyiladi. Real sharoitlarda hech qaysi havo massasi atrof-muhitning issiqlik ta'siridan to'la izolyasiyalangan bo'lmaydi. Agar atmosfera jarayoni yetarlicha tez sodir bo'lsa va bu vaqt ichidagi issiqlik almashinushi e'tiborga olmaydigan darajada kichik bo'lsa, yetarlicha aniqlik bilan jarayonni adiabatik deb hisoblash mumkin. Bunday jarayon uchun  $dq=0$ . Quruq yoki nam to'yinmagan havoda sodir bo'layotgan adiabatik jarayonni ko'rib chiqamiz. Bunday jarayon *quruq*

*adiabatik jarayon* deyiladi. Bu holda termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasi quyidagi ko'inishiga keladi:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}.$$

Bu tenglama differensial ko'inishdagi adiabatik jarayon tenglamasidir.

Adiabatik jarayonda tashqi bosim kuchlariga qarshi ish faqat ichki energiya hisobiga bajariladi. Agar ish musbat, ya'ni kengayish yuz bersa ( $d\nu_i > 0$ ), zarraning ichki energiyasi kamayadi ( $dT_i < 0$ ), va aksincha, havo zarrasining siqlishida ( $d\nu_i < 0$ ) uning ichki energiyasi ortadi ( $dT_i > 0$ ).

Havo zarrasining ko'tarilishida uning hajmi ortadi ( $d\nu_i > 0$ ), bosimi esa kamayadi ( $dV < 0$ ). Yuqoridagi ifodadan bunday sharoitda havo zarrasining harorati doimo kamayishi ( $dT_i < 0$ ) kelib chiqadi.

Tenglamaning yechimi quyidagi ko'inishga ega:

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

Bu tenglama *integral ko'inishdagi adiabatik jarayon tenglamasi* (Puasson tenglamasi) yoki *quruq adiabata tenglamasini* ifodalaydi.

To'yinmagan nam havo uchun  $T_i$  harorat o'rniga virtual haroratni olish kerak.

Vertikal bo'ylab quruq adiabatik harakatlanishda havo zarrasining haroratining o'zgarishi tenglama bilan aniqlanadi:

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

bu yerda  $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$  - quruq adiabatik gradient, ya'ni balandlik bo'ylab adiabatik harakatlanishda quruq yoki to'yinmagan nam havo zarrasi haroratining birlik masofaga to'g'ri keluvchi o'zgarishi.  $T_i \approx T_e$  bo'lganligi uchun:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p}.$$

$\gamma_a$  kattalik  $0,98^{\circ}\text{S}/100 \text{ m} \approx 1^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  qiymatga ega. SHunday qilib adiabatik ko'tarilayotgan quruq havo zarrasining harorati balandlikning har 100 m da tahminan  $1^{\circ}\text{S}$  ga kamayadi. Havo zarrasining tushishida esa uning harorati balandlikning har 100 m da  $1^{\circ}\text{S}$  ga ortadi.

### 4.3. Potensial harorat

Quruq adiabatik jarayonning muhim harakteristikalaridan biri *potensial haroratdir*. Boshlang'ich sathdan 1000 gPa bosimli sathga quruq adiabatik tushirilganda yoki ko'tarilganda havo zarrasi qabul qiladigan harorat potensial harorat  $\theta$  deb ataladi.

Agar  $R_0=1000$  gPa, bu sathdagi haroratni  $T_{i0}=\theta$  deb olsak, u holda Puasson tenglamasini quyidagi ko'inishda yozish mumkin:

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

Potensial harorat juda muhim xossaga ega – ayni bir havo zarrasining quruq adiabatik harakatlanishida u o'z *qiymatini doimiy* saqlab turadi. Bu xossa amaliyotda havo massalarining harakteristikasi sifatida foydalaniladi.

Agar yuqoridagi tenglamani logariflasak va differensiallasak

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P}$$

tenglamani hosil qilamiz.

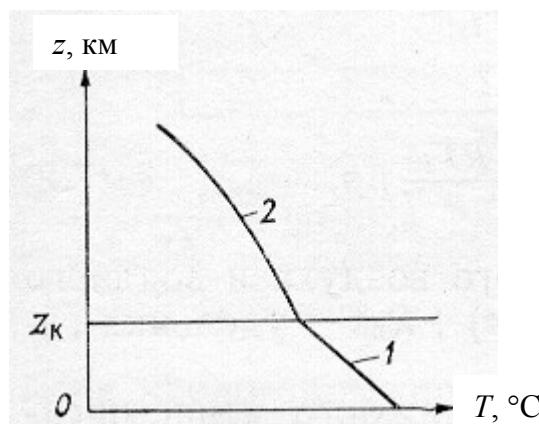
Adiabatik jarayonda bu tenglamaning o'ng tomoni nolga teng, demak,  $\frac{d\theta}{\theta} = 0$ ,  $d\theta = 0$  va  $\theta = const$ , ya'ni adiabatik harakatlarda potensial harorat o'zgarmaydi.

Agar havo massasining harakatlanishi jarayonida uning potensial harorati o'zgarsa, bu massaga issiqlikning kelishi yoki ketishi sodir bo'lganidan dalolat beradi.

#### 4.4. Nam adiabatik jarayonlar

Suv bug'iga to'yinmagan nam havo zarrasining ko'tarilishida uning harorati quruq adiabatik qonun bo'yicha kamayadi (ya'ni har 100 m da  $1^{\circ}\text{S}$  ga). Bu zarradagi havo massasining doimiyligi sababli suv bug'inining massa ulushi  $s$  ham o'zgarmasdan qoladi.

O'zgarmas namlik miqdoriga ega bo'lgan havo zarrasi haroratining pasayishi oqibatida uning nisbiy namligi ortib boradi va ma'lum sathda 100% yetadi. To'yinmagan nam havo to'yinish holatiga erishadigan sath  $z_k$  kondensasiya sathi deb ataladi (3-rasm).



3-rasm. Nam havoning holat egri chizig'i.  
1 - quruq adiabata, 2 - nam adiabata.

Agar to'yinishga erishgan nam havo zarrasi kondensasiya sathidan yuqoriga ko'tarilsa, haroratning yanada pasayishi oqibatida suv bug'inining kondensasiyalanishi boshlanadi. Kondensasiyalanishda bug' hosil bo'lishining yashirin issiqligi ajralib chiqadi (1 kg suv bug'i kondensasiyasida 2,5 MJ

atrofida). Buning oqibatida kondensasiya sathidan yuqorida zarraning harorati sekinroq kamayadi. Kengayish ishining bir qismi kondensasiya issiqligi hisobiga amalga oshirilishi bunga sabab bo'ladi. To'yingan nam havoda sodir bo'luvchi adiabatik jarayon *nam adiabatik jarayon* deb ataladi.

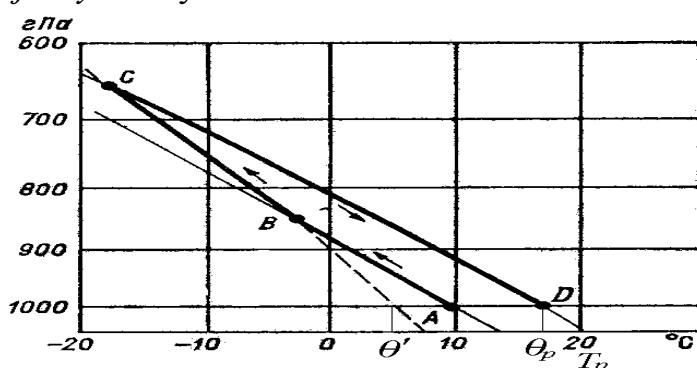
Adiabatik harakatlanishda havo zarrasi haroratining o'zgarishini harakterlovchi egri chiziq holat egri chizig'i, adiabatik ko'tarilishda bu egri chiziqning to'yingan zarra haroratining o'zgarishiga mos keluvchi qismi esa *nam adiabata* deyiladi (6-rasm). Nam adiabatik jarayon bo'yicha ko'tarilishda zarra haroratining birlik masofaga to'g'ri keluvchi o'zgarishi *nam adiabatik gradient* ( $\gamma'_a$ ) deb ataladi.

Nam adiabatik gradientning qiymatlari doim quruq adiabatik gradientdan kichik bo'ladi hamda harorat va bosimga bog'langan havo zarrasidagi namlik miqdoriga (suv bug'inining massa ulushiga) bog'liq bo'ladi.

Harorat ortishi bilan ( $R=const$  bo'lganda) nam adiabatik gradient kamayadi va past haroratlarda quruq adiabatik gradientga yaqinlashadi. Bosimning ortishi bilan ( $T=const$  bo'lganda)  $\gamma'_a$  ortadi. Atmosferada kuzatiluvchi real sharoitlarda nam adiabatik gradientning qiymati odatda  $0,5^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan katta va  $0,95^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan kichik bo'ladi.

Nam adiabatik jarayon yopiq (yoki qaytuvchan) termodinamik jarayon hisoblanadi. SHuning uchun havo zarrasining tushishida uning harorati nam adiabatik qonun bo'yicha ortadi.

Kondensasiya sathidan yuqorida termodinamik jarayon boshqacha rivojlanishi ham mumkin. Suv bug'inining kondensasiyasi natijasida hosil bo'lgan bulutdan yog'inlar (yomg'ir, qor) yog'ishi mumkin. Bu holda havo zarrasining tushishida uning isishi natijasida suv bug'i darhol to'ynish holatidan uzoqlashadi, uning harorati esa quruq adiabatik qonun bo'yicha kamayadi. SHunday qilib, qaralayotgan havo massasida qaytmas jarayon yuz berdi. Havo zarrasi dastlabki holatiga qaytmadi, uning jarayon oxiridagi harorati boshlang'ich haroratidan yuqori bo'lib qoldi (4-rasm). Tavsiflab o'tilgan jarayon *psevdoadiabatik jarayon* deyiladi.



4-rasm. Psevdoadiabatik jarayon.  
AV quruq adiabata, VS – nam adiabata, SD quruq adiabata,  
 $T_r$  – psevdoekvivalent harorat,  $\theta_p$  - psevdopotensial harorat,  
 $\theta'$  - namlangan termometrning potensial harorati.

*Psevdoekvivalent (Tr) va psevdopotensial harorat ( $\theta_p$ )* psevdoadiabatik jarayonning muhim harakteristikalari hisoblanadi. Havo zarrasi boshlang'ich sathdan kondensasiya sathigacha quruq adiabatik, undan keyin suv bug'inining to'liq kondensasiyasigacha nam adiabatik ko'tarilib, so'ngra boshlang'ich holatgacha quruq adiabatik tushirilganda u qabul qiladigan harorat psevdoekvivalent harorat deb ataladi. Agar zarra to'liq kondensasiya sathidan 1000 gPa sathgacha quruq adiabatik tushirilsa, uning qabul qilgan harorati psevdopotensial harorat deyiladi (4-rasm). Bu ikkala haroratlar o'rtasidagi munosabatni Puasson tenglamasi asosida ifodalash mumkin:

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

Psevdopotensial harorat kondensasiya sodir bo'lган havo massasining konservativ harakteristikasi hisoblanadi. Nam zarra qaerda bo'lishidan qathiy-nazar, agar uning harakatlanishi adiabatik qonuniyat (ya'ni ma'lum qonuniyat) bo'yicha yuz bersa, bu zarraning psevdopotensial harorati doimiy qiymatga ega bo'ladi.  $\theta_p$  ning o'zgarishi havo massasiga noadiabatik ta'sirlarning (issiqlik kelishi yoki ketishi) miqdoriy ko'rsatkichi bo'lib xizmat qiladi.

*Ho'llangan termometrning potensial harorati ( $\theta'$ )* ham shunday konservativ harakteristika hisoblanadi. Bu harorat nam zarra  $z_k$  kondensasiya sathidan  $R_\theta=1000$  gPa sathga nam adiabatik tushirilganda qabul qiladigan haroratdir (7-rasm).

#### **4.5. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikasiyasি**

Umumiy holda konveksiya – bu tartibsiz oqimlar yoki “pufaklar” yoki “termiklar” shakllanishi bilan ifodalanuvchi havo massalarining yuqorilama harakatidir. Konveksiyaning hosil bo'lish sabablariga ko'ra faqat Arximed kuchi ta'sirida hosil bo'luvchi erkin (sof termik) va majburiy (yoki dinamik) konveksiyalar farqlanadi. Real sharoitlarda yer sirti termik jihatdan bir jinsli bo'lmaydi. SHuning uchun atmosferada konvektiv elementlarning ko'proq yoki kamroq to'g'ri fazoviy taqsimotiga ega bo'lган bir jinsli bo'lмаган konveksiya yuzaga keladi.

Erkin (termik) konveksiyaning yuzaga kelish shartlarini qo'rib chiqamiz. Vertikal harakatlanayotgan havo zarrasining birlik hajmiga ikkita kuch ta'sir ko'rsatadi: pastga yo'nalgan og'irlik kuchi  $\rho_i g$  va yuqoriga yo'nalgan siqib chiqaruvchi Arximed kuchi  $\rho_e g$ . Bu kuchlarning teng ta'sir etuvchisi  $g(\rho_e - \rho_i)$  suzuvchanlik kuchi deb ataladi.

Ng'yutonning ikkinchi qonuniga muvofiq, bu birlik havo hajmining tezlanishi quyidagicha bo'ladi:

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

bu yerda  $g$  – erkin tushish tezlanishi,  $\rho_i$  va  $\rho_e$  mos ravishda havo zarrasi va

atrofdagi havoning zichligi.

Zichlikni holat tenglamasidan almashtirib, quyidagini hosil qilamiz:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}$$

Bu tenglama *konveksiya tezlanishi tenglamasi* deyiladi.

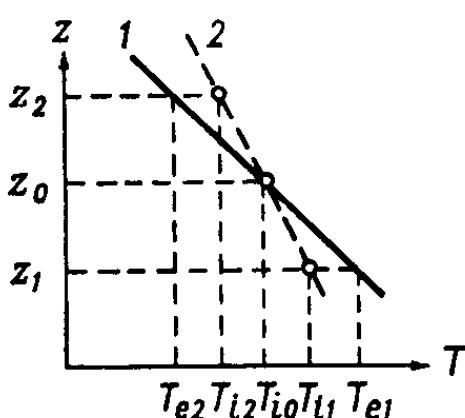
Agar  $T_i - T_e > 0$  bo'lsa, konveksiya tezlanishi ham musbat bo'ladi va zarra yuqoriga ko'tarila boshlaydi. Aksincha, agar zarra harorati atrofdagi havo haroratidan kichik bo'lsa, konveksiya tezlanishi manfiy va zarra pastga harakatlanadi. Agar zarra va atrofdagi havo harorati bir xil bo'lsa, u holda tezlanish bo'lmaydi.

$T_e$  harorat va boshqa meteorologik kattaliklarning balandlik bo'yicha taqsimoti *atmosfera stratifikasiyası* deyiladi. Umumiy holda ko'pchilik omillarning ta'siri natijasida atmosferada haroratning vertikal taqsimoti yetarlicha murakkab va xilma-xil bo'lishi mumkin.

Havo zarrasi atrofidagi  $T_e$  haroratning turli qatlamlardagi taqsimoti haroratning vertikal gradienti  $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$  bilan harakterlanadi.

Atmosferaning biron bir sathida havo zarrasini ajratib olamiz va uni boshlang'ich holatdan yuqoriga yoki pastga harakatlantiramiz. Zarra atrofdagi havoning holatiga issiqlik ta'sirini o'tkazmasligi uchun uni adiabatik harakatlantirishimiz lozim. Zarra harorati  $T_i$  ning o'zgarishi quruq adiabatik gradient  $\gamma_a$  qiymati bilan harakterlanadi. Atmosferada haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishining uchta har xil hollari uchun  $\gamma$  va  $\gamma_a$  kattaliklarni taqqoslasmiz.

a. Gradient  $\gamma > \gamma_a$ . Atmosferada o'ta adiabatik gradient kuzatiladi.



5-расм. Нотурғунлик мезонларини келтириб чиқаришга доир.

1 – стратификация эгри чизиги,  
2 - қуруқ адиабата.

uzoqlashsa, uning tezlanishi va tezligi shunchalik katta bo'ladi. Zarraning bunday holati noturg'un holat deyiladi,  $\gamma > \gamma_a$  bo'lganligi atmosfera stratifikasiyası esa *quruq noturg'un stratifikasiya* deb yuritiladi.

b. Gradient  $\gamma=\gamma_a$ . Atmosferada harorat balandlik bo'yicha  $1^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  ga kamayadi. Bu holatda uchchala sathda ham:

$$T_{i0}=T_{e0}, T_{il}=T_{el}, T_{i2}=T_{e2} \text{ bo'ladi.}$$

Demak, zarra qaysi sathda bo'lmasin uning tezlanishi doim nolga teng.  $\gamma=\gamma_a$  bo'lgandagi atmosferaning termik holati *quruq befarq* (yoki *muvozanat*) *stratifikasiya* deb yuritiladi.

v. Gradient  $\gamma<\gamma_a$ . Atmosferada harorat balandlik bo'yicha  $1^{\circ}\text{S}/100\text{m}$  dan sekinroq kamayadi. Bu holda  $z_2$  sathda  $T_{i2}<T_{e2}$  shart bajariladi va zarra manfiy tezlanish oladi, ya'ni o'zining boshlang'ich holatiga tomon harakatlanadi.  $z_1$  sathda esa, aksincha  $T_{il}>T_{el}$  bo'ladi va zarra boshlang'ich holatiga qaytishda musbat tezlanish oladi.

SHunday qilib, bu holda zarra boshlang'ich sathdan qaysi tomonga siljitelganidan qathiy-nazar, unga o'tkazilayotgan ta'sir to'xtatilganidan so'ng doim o'zining boshlang'ich holatiga qaytadi.  $\gamma<\gamma_a$  bo'lgandagi atmosfera stratifikasiyasini *quruq turg'un stratifikasiya* deb yuritiladi.

Yuqorida nam adiabatik gradient doim quruq adiabatik gradientdan kichik bo'lishi aniqlangan edi. SHuning uchun, quruq adiabatik va nam adiabatik harakatga nisbatan atmosfera stratifikasiyasining quyidagi besh ko'rinishi mavjud bo'ladi:

- a)  $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$  - quruq va nam noturg'un yoki mutlaq noturg'un;
- b)  $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$  - quruq befarq va nam noturg'un;
- v)  $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$  - quruq turg'un va nam noturg'un;
- g)  $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$  - quruq turg'un va nam befarq;
- d)  $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$  - quruq va nam turg'un yoki mutlaq turg'un stratifikasiya.

#### **4.6. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar**

Zarra atrofdagi havo haroratidan farqli haroratga ega bo'lganda har bir sathda unga suzuvchanlik kuchi ta'sir qiladi. Buning natijasida birlik massali havo zarrasini vertikal bo'yicha elementar  $dz$  masofaga ko'chirish uchun ish bajariladi. Konveksiya tezlanishi tenglamasini hisobga olsak, bu ish quyidagiga teng:

$$dN_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz.$$

Statikaning asosiy tenglamasi va quruq havo uchun holat tenglamasini hisobga olsak, quyidagini hosil qilamiz:

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

Tenglamani  $N_i=0$  bo'lgan  $R_1$  dan  $N_i=N$  bo'lgan  $R_2$  gacha integrallaymiz va quyidagini hosil qilamiz:

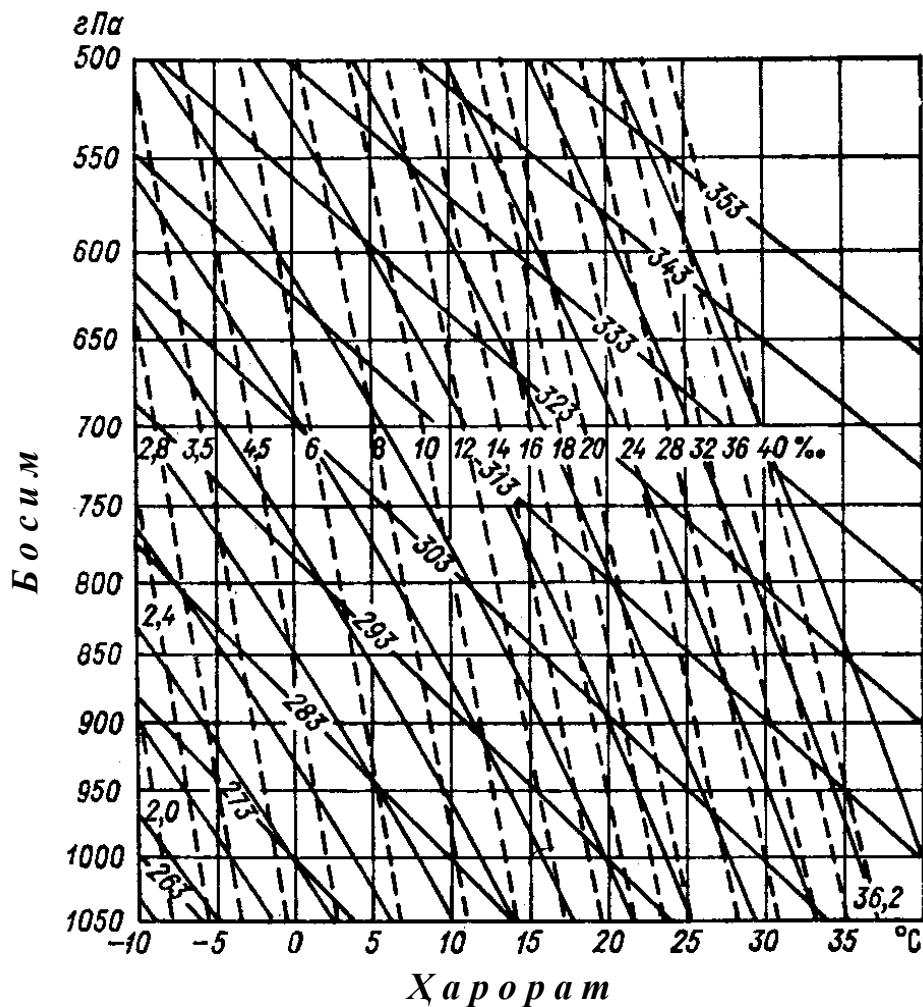
$$N = 2,3R_q(T_i - T_e) \lg \frac{P_2}{P_1},$$

bu yerda  $N$  – bosim  $R_1$  va  $R_2$  bo'lgan sathlar orasidagi qatlarning noturg'unlik

energiyasi.

Noturg'un stratifikasiya holida ( $T_i - T_e > 0$ ) yoki  $\gamma > \gamma_a$  va noturg'unlik energiyasi musbat. Agar  $T_i < T_e$  bo'lsa, u holda noturg'unlik energiyasi manfiy. Bu holda stratifikasiya egri chizig'i holat egri chizig'idan o'ngroqda yotadi.

Meteorologik kuzatishlar va atmosferani zondlash natijalarini tahlil qilishda termodinamik grafiklar deb ataluvchi *aerologik diagrammalar* keng qo'llaniladi (6-rasm). To'g'ri to'rtburchak shaklidagi diagramma blankining abssissalar o'qi bo'ylab harorat ( $t^{\circ}\text{C}$ ), ordinatalar o'qi bo'ylab logarifmik shkaladagi bosim ( $\lg R$ ) joylanadi. Blankda shuningdek atmosfera holatini tahlil qilish uchun kerak bo'lgan quyidagi egri chiziqlar oilalari tushirilgan:



6-rasm. Aerologik diagramma.

Katta og'ish burchakli uzlucksiz chiziqlar – quruq adiabatalar, kichik og'ish burchakli chiziqlar – nam adiabatalar, punktir chiziqlar – to'ynish holatidagi suv bug'i massa ulushining izochiziqlari.

- izotermalar – ordinata o'qiga parallel to'g'ri chiziqlar (-80 dan 40° haroratgacha 1°S oraliqda o'tkazilgan);
- izobaralar - abssissa o'qiga parallel to'g'ri chiziqlar (bosimning 1050 dan 10 gPa qiymatigacha 10 gPa oraliqda o'tkazilgan);

- quruq adiabatalar – quruq yoki to'yinmagan nam zarraning holat egri chiziqlari;
- nam adiabatalar – to'yingan nam havoning holat egri chiziqlari;
- izogrammalar – to'yinish holatidagi suv bug'i massa ulushining teng qiymatlari egri chiziqlari;
- qatlamning berilgan o'rtacha haroratida asosiy izobarik sirtlar orasidagi masofa (gp.m da);
- to'yinish holatidagi virtual qo'shimchalar.

To'g'ri to'rburchak blanklar bilan bir qatorda amaliyotda aerologik diagrammalarning og'ma burchakli blanklari ham qo'llaniladi. Unda izotermalar og'ma to'g'ri chiziqlardan tashkil topadi.

Aerologik diagrammalar yordamida atmosfera holatining quyidagi harakteristikalarini hisoblash mumkin:

- termodinamik haroratlari (potensial, psevdopotensial va boshqalar);
- kondensasiya sathi;
- noturg'unlik energiyasi va boshqalar.

### Asosiy xulosalar

1. Energiyani o'zgarishining asosiy qonunlari birinchi navbatda issiqlik oqimi ta'siridagi atmosfera holatlari o'zgarishi uchun atmosfera jarayonlarida foydalanish shaklga qulay bo'lgan tushiriladigan termodinamikaning birinchi qonuni bilan tavsiflanadi
2. Birinchi yaqinlashishda atmosferadagi termodinamik jarayonlar quruq adiyabatik quruq va nam holda to'yinmagan havo, nam -adiabatik kabi nam to'yingan havo deb hisoblash mumkin. Ushbu jarayonlarning xususiyatlari termodinamik harorat hisoblanadi.
3. Havo massasining beqarorligi mezonlari haroratning haqiqiy va adiyabatik gradyantlari orasidagi bog'liqlik, shuningdek, energiyasi beqarorligi. Vertikal ravishda kengaytirilgan qatlamlar uchun balandlik bilan nisbiy namlikning o'zgarishini hisobga olish zarur bo'ladi.

### Nazorat savollari

1. Atmosfera fizikasida ishlatiladigan termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasini chiqaring.
2. Qanday jarayon adiyabatik deb ataladi? Quruq adiyabatik? Quruq adyabata (Puasson) tenglamasining formulasini chiqaring.
3. Potensial harorat nimani harakterlaydi? U xususiyatlari nima?
4. Havo zarrachasining to'la energiyasi uchun tenglamani oling.

5. Potensial energiya entropiya bilan qanday bog'liq? Qanday maqsad bilan izentropik tahlilni qo'llalanadi?
6. Nam va psevdoadiabatik jarayonlarga tavsif bering.
7. Konveksiya tenglamasi nimani anglatadi? quruq va nam to'yingan havolar munosabati bo'yicha barqarorlik mezonlarni oling.
8. Sutkalik tsiklda atmosferaning stratifikatsiyasi qanday o'zgaradi?  
Har xil havo massalarida?
9. Atmosferada potentsial beqarorlik qachon va qanday paydo bo'ladi va potentsial barqarorlikchi?
10. Beqarorlik energiyasi nimani bildiradi?
11. Termodinamik grafikalar nimani bildiradi? Ular qanday maqsadda foydalilaniladi?

### **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

## 5-MAVZU. ATMOSFERANING RADIASIYA REJIMI

Reja

1. Quyosh radiasiysi. Spektral tarkibi. Quyosh doimiysi
2. Atmosferada quyosh radiasiyasining yutilishi va sochilishi
3. Kuchsizlanish qonuni. Atmosferaning shaffoflik harakteristikaları
4. Atmosfera shaffofligining integral harakteristikaları
5. Quyosh radiasiyasining turlari
6. Quyosh radiasiyasining qaytarilishi. Albedo
7. Yer sirti va atmosferaning uzun to'lqinli nurlanishi. Effektiv nurlanish
8. Yer sirti va atmosferaning radiasiya balansi

Asosiy tushunchalar

### 1. Radiatsiya qonunlari

■ Plank qonuni - qora jismni to'lqin uzunligi bo'yicha nurlanish spektridagi energiya taqsimoti qonuni.

■ Kirchhoff qonuni - termodinamik muvozanat sharoitida jismning emissiya koeffitsienti  $\epsilon_{\lambda T}$ ,  $T$  uchun ma'lum to'lqin uzunligi  $\lambda$  va uning yutilishigacha bo'lgan mutlaq harorat  $T$  qobiliyati  $k_{\lambda T}$ ,  $T$  - barcha jismlar uchun doimiy qiymat mutlaq qora jismning  $E_{\lambda T}$ ,  $T$  emissivligi (ideal) haroratni chiqaruvchi) bir xil sharoitda.

■ Stefan-Boltsman qonuni bu umumiyoqimning ifodasidir uning mutloqligiga qarab qora tanli nurlanish harorat  $T$ :  $B_t = \sigma T^4$ , bu erda the Stefan-Boltsman doimiysi.

■ Wien qonuni - maksimal nurlanish to'lqinining maksimal bog'lanishining ifodasi uning mutlaq harorati  $T$  bo'lgan mutlaq qora jism.

2. Radiatsiyani yutish - nurlanishning (odatda qisman) o'zgarishi moddalar ga energiyaning boshqa turiga tushadigan energiya, ayniqsa issiqlik. Atmosfera quyosh radiatsiyasini, quruqlikdagi radiatsiyani va radiatsiyani yutadi atmosferaning boshqa qatlamlari. Ushbu nurlanishni yutish tanlangan va

asosan suv bug'lari, ozon, karbonat angidrid,kamroq - kislород, shuningdek havodagi kolloid aralashmalar. Jami atmosferaga kirib keladigan quyosh radiatsiyasining taxminan 15 foizini yutadi va Yer yuzidan chiqadigan nurlanishning katta qismi.

3. Radiatsiyaning tarqalishi - quyosh nurlanishining molekulalar tomonidan tarqalishi atmosfera gazlari va turli xil bo'lgan aerozol zarralari sinish ko'rsatkichlari. Atmosferadagi tarqalgan nurlanishning muhim qismi havo molekulalarining tarqalishi bilan bog'liq bo'lib, ular tasodifiy issiqlik harakati tufayli zichlik o'zgarishini va shu bilan atmosferaning optik bir xil emasligini hosil qiladi. Ushbu molekulyar tarqalish Rayleyning tarqalishiga juda yaqin, ya'ni. tarqalgan nurlanish to'lqin uzunligining to'rtinchchi kuchiga teskari proportsionaldir.

Kattaroq aerozol zarralari bilan tarqalishi bilan teskari proportsionaldir to'lqin uzunligining kichik kuchlariga (Mie qonuni) va tuman tomchilar uchun bulutlar,yomg'ir to'lqin uzunligiga umuman bog'liq emas va diffuzga aylanadi

aks ettirish.

4. Meteorologik ko'rinish oralig'i - kengaytirilgan ko'rinish tushdan keyin ufqqa yaqin osmonga qarshi qora narsa.

5. Tuman - er yuzidagi havoning ozgina loyqalanishi, unda ko'zga tashlanib bo'lmaydigan, eng kichik suv tomchilar yoki muz kristallari osib qo'ygan. Tuman havoga mavimsi kulrang rang beradi. Tuman ko'rinishi 1 km dan 10 km gacha.

6. Atmosferaning shaffofligi - atmosferaning uzatish qobiliyati ma'lum to'lqin uzunliklarining nurlanishi (yorug'ligi). O'zaro munosabatlar bilan belgilanadi

tananing chiqish yuzasi orqali uzatiladigan nurlanish intensivligi, gatanaga tushadigan radiatsiya, foizda.

### **5.1. Quyosh radiasiysi. Spektral tarkibi. Quyosh doimiysi**

Quyosh nurlagan elektromagnit energiyasi *quyosh radiasiysi* yoki *nurli energiya* deb ataladi. Yer sirtiga yetib kelgan quyosh radiasiysining asosiy qismi issiqlikka aylanadi. sayyoramiz uchun quyosh radiasiysi yagona energiya manbaidir.

Harorati mutlaq noldan yuqori bo'lgan barcha jismlar o'zidan radiasiya nurlaydi. Meteorologiyada nurlanayotgan jismning harorati va nurlanish qobiliyati bilan belgilanadigan haroratga bog'liq radiasiya ko'rildi.

*Jismning nurlanish qobiliyati* deb birlik vaqt davomida birlik yuzadan ( $S=1 \text{ m}^2$ ) barcha yo'nalishlarda nurlanayotgan energiya miqdori tushuniladi. Bu kattalik nurli oqim yoki radiasiya oqimi deb ham ataladi. SI tizimida uning o'lchov birligi  $\text{J/m}^2\cdot\text{s}$  yoki  $\text{W/m}^2$ .

O'z navbatida nurlanayotgan jism atrofdagi jismlardan kelayotgan energiyani yutadi. Jism va atrof-muhit orasida nurlangan va yutilgan energiya farqlari bilan belgilanadigan *nurli issiqlik almashinuvi* yuzaga keladi. Issiqlik muvozanatida issiqlik kelishi uning yo'qotilishi bilan muvozanatda bo'ladi. Yer shari *nurli muvozanat holatida* bo'ladi, chunki u quyosh radiasiysini yutadi va nurlanishi orqali yo'qotadi.

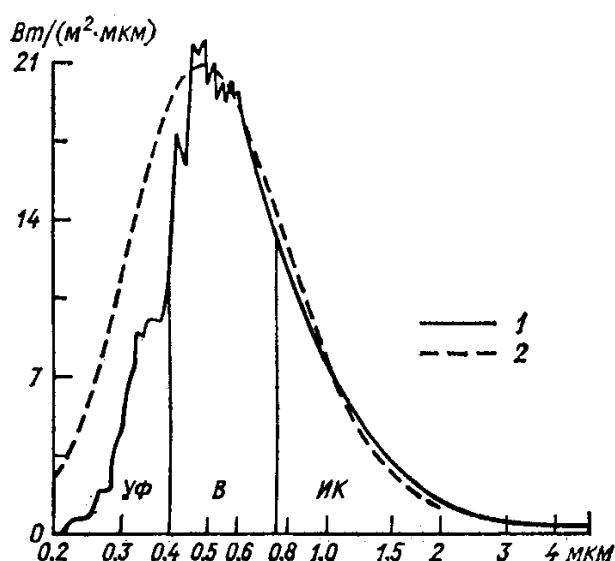
Radiasiya nurlayotgan jism soviydi, ya'ni uning ichki energiyasi nurli energiyaga aylanadi. Radiasiya yutilishida esa nurli energiya ichki energiya, keyinchalik esa energiyaning boshqa turlariga aylanadi.

Jismlarning yutish va nurlash xossalari mutlaq qora jismga taalluqli Kirxgof, Plank, Vin va Stefan-Bolsman qonunlari bilan tavsiflanadi. To'lqin uzunligidan qathiy nazar kelayotgan radiasiyani butunlay yutadigan jism *mutlaq qora jism* deb ataladi. Bu qonunlar bo'yicha nurlanayotgan jismning harorati qancha baland bo'lsa, u shuncha ko'proq energiyani oladi (yutadi). Harorat ortishi bilan energiya maksimumi qisqa to'lqinlar tomoniga suriladi.

Quyosh radiasiysi spektrini shartli ravishda bir necha qismlarga bo'lish mumkin.  $0,1 \div 0,39 \text{ mkm}$  to'lqinlar diapazonidagi radiasiya – *ulg'trabinafsha radiasiya* deb nomланади. Bu diapazondagi radiasiyaga quyosh radiasiyaning 9% energiyasi to'g'ri keladi. Ko'rinvchan radiasiya  $0,40$  dan  $0,76 \text{ mkm}$  gacha

to'lqinlar diapazonini egallaydi va bu diapazonga quyosh radiasiyasining 47% energiyasi to'g'ri keladi. Infracizil nurlanish ( $0,76 \div 4$  mkm) quyosh nurlanishining tahminan 44% ini tashkil qiladi.

Quyosh radiasiya spektrining maksimumi tahminan 0,475 mkm to'lqin uzunligiga, ya'ni ko'rinvchan radiasiyaning ko'k-havo rang ranglariga to'g'ri keladi. Tajribadan aniqlangan quyosh radiasiyasi spektrini harorati tahminan 6000 K ga teng bo'lgan mutlaq qora jismning Plank qonuni bo'yicha hisoblangan nurlanish spektri bilan taqqoslash, ularning deyarli bir xilligini ko'rsatadi (7-rasm). Spektrning ulg'trabinafsha radiasiya diapazonida bahzi farqlar ko'zga tashlanadi. Bundan, qathiy aytganda, Quyosh mutlaq qora jism emasligi haqida xulosa qilinadi.



7-rasm. Atmosferaga kirkunga qadar quyosh radiasiyasi spektridagi (1) va 6000 K haroratli mutlaq qora jism spektridagi (2) energiya taqsimoti.

Spektr sohalari: UB – ulg'trabinafsha,  
K – ko'rinvchan, IQ – infraqizil.

*Quyosh doimiysi* – bu Yerdan Quyoshgacha bo'lgan o'rtacha masofada, atmosferaning yuqori chegarasida quyosh nurlariga perpendikulyar birlik yuzaga birlik vaqt davomida kelgan quyosh radiasiyasi miqdoridir. Yer usti o'chovlari, sun'iy yo'ldoshlar va kosmik kemalardan olingan kuzatishlar natijasida hozirgi paytda quyosh doimiysining son qiymati  $1,367 \pm 0,007$   $\text{kVt/m}^2$  teng ekanligi aniqlangan.

Er orbitasi cho'zilgan ellips bo'lganligi uchun (Quyoshdan masofa yanvarda – 147 mln. km, iyulda – 152 mln. km), yil mobaynida quyosh doimiysining son qiymati  $\pm 3,5\%$  ga o'zgaradi. Quyosh doimiysining qiymatiga Quyosh faolligi va boshqa astronomik omillar ta'sir qiladi.

Bir yilda yer sirtining har  $1 \text{ km}^2$  maydoniga o'rtacha  $4,27 \cdot 10^{16}$  J issiqlik yetib keladi.

## 5.2. Atmosferada quyosh radiasiyasining yutilishi va sochilishi

Quyosh radiasiyasi atmosferadan o'tib, yer sirtiga yetib kelguncha, o'zgaradi. Atmosferadagi havo molekulalarida hamda qattiq va suyuq aralashmalarda (aerozol) quyosh radiasiyasi sochiladi. Quyosh radiasiyasi havodagi gaz va aerozollarda qisman yutiladi. Sochilish va yutilish jarayonlari *selektiv* (tanlama) harakterga ega bo'lganligi uchun, atmosferadan o'tayotgach quyosh radiasiyasining spektral tarkibi ham o'zgaradi.

Umuman, Yer sirtiga tushayotgan Quyosh radiasiyasining 15-20% atmosferada yutiladi. Ko'rileyotgan joyda havodagi yutuvchi moddalar miqdori (suv bug'i, chang, bulutlar) va Quyoshning gorizontdan balandligiga (atmosferada quyosh nuri bosib o'tadigan masofa), ya'ni nurlar o'tuvchi havo qatlaming qalinligiga bog'liq holda yutilish vaqt o'tishi bilan o'zgaradi.

Yutilish natijasida Quyosh radiasiyasi energiyaning boshqa turlariga (asosan, issiqlik, atmosferaning yuqori qatlamlarida esa ionlanish jarayonida elektr energiyasiga ham) aylanadi.

Atmosfera Quyosh radiasiyasi oqimlariga nisbatan xira muhitdir. Atmosfera xiraligi atmosferada turli xil aralashmalarning mavjudligiga bog'liq. Biroq, atmosferada aralashmalar bo'lmasa ham, u xira muhit deb hisoblanadi. Molekulalarning issiqlik harakatida yuz beruvchi zichlik o'zgarishlariga olib keladigan molekulalar komplekslari ham xiralik elementlari hisoblanadi.

Molekulalar fluktuasiyasida yuzaga kelgan radiasiya sochilishi *molekulyar* yoki *Reley sochilishi* (bu hodisani birinchi bo'lib tavsiflagan ingliz olimi sharafiga), aralashma zarrachalarida kuzatiladigan sochilish esa *aerozol sochilishi* yoki *Mi sochilishi* (hind fizigi sharafiga) deb ataladi.

Sochilishning fizikaviy mohiyati tushayotgan elektromagnit to'lqinning o'zgaruvchi maydoni va muayyan muhitda joylashgan zarra o'rtasidagi o'zarotasiuning o'ziga xos shaklidadir. Nur bilan to'qnashgandan so'ng zarraning o'zi yangi elektromagnit to'lqin, ya'ni sochilgan radiasiya manbaiga aylanadi.

Reley sochilishi ikki xususiyatga ega. Birinchidan, sochilgan radiasiya miqdori tushayotgan radiasiyaning to'lqin uzunligiga bog'liq. Sochilgan radiasiya intensivligi  $i_\lambda$  sochilayotgan nurlar to'lqin uzunligining to'rtinchi darajasiga teskari proporsional:

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} J_\lambda,$$

bu yerda  $J_\lambda$  –  $\lambda$  to'lqin uzunligida tushayotgan radiasiyaning intensivligi,  $a$  – proporsionallik koeffisienti.

Agar qizil rang uchun ( $\lambda=0,7$  mkm) sochilish intensivligini 1 ga teng deb hisoblasak, u holda ko'rinvchan radiasiya diapazonidagi qisqaroq to'lqinli radiasiya uchun quyidagilarni yozish mumkin:

$\lambda$ mkm	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

Demak, solchilgan radiasiyyada qisqaroq to'lqinlarning (binafsha, ko'k, havo rang) hissasi tez ortib boradi.

Ikkinchidan, tushayotgan nurning yo'nalishi bo'ylab sochilgan nurning yorug'ligi maksimal, ko'ndalang yo'nalishda esa minimal bo'ladi. Demak, nafaqat yer sirti tomon, balki koinot tomonga ham sochilish sodir bo'ladi. Tahkidlash lozimki, tushayotgan qutblanmagan nurdan farqli sochilgan nur qisman qutblangan bo'ladi. SHu bilan birga, osmon gumbazining turli qismlaridan kelayotgan radiasiya turlicha qutblanish darajasiga ega.

Aerozol sochilish, shu jumladan mayda suv tomchi va muz kristallaridan sochilishda, sochilgan nurning intensivligi to'lqin uzunligining birinchi yoki ikkinchi darajasidagi teskari proporsional. SHuning uchun, bunday zarrachalarda sochilgan radiasiya molekulalarda sochilgan radiasiyyadek qisqa to'lqinlarga boy bo'lmaydi. Bundan tashqari, zarracha qancha katta bo'lsa, tushayotgan nur yo'nalishida sochilish shuncha kuchliroq bo'ladi.

Aerozol sochilishda yorug'likning qutblanish darajasi molekulyar sochilishdagiga nisbatan ancha kichik.

Atmosferada quyosh radiasiyyasining sochilishi va yutilishi jarayonlari natijasida spektral tarkibning uzunroq to'lqinlar tomoniga o'zgarishi kuzatiladi. Yuqorida qayd qilinganidek, atmosferaning yuqori chegarasida quyosh radiasiyyasining 9% ulg'trabinafsha (UB), 47% - ko'rinvchan (K) va 44% - infraqizil (IQ) radiasiya qismlariga to'g'ri keladi. Quyosh tikkada bo'lganida ( $h_0=90^\circ$ ) bu munosabatlar quyidagicha o'zgaradi: UB – 4%, K - 46%, IQ - 50%. Quyoshning gorizontdan balandligi  $30^\circ$  ga teng bo'lganda quyosh energiyasining 3% ulg'trabinafsha, 44% - ko'rinvchan va 53% - infraqizil radiasiya spektrlariga to'g'ri keladi. Va, nihoyat, Quyosh ufqda bo'lganda (botishdan oldin) quyosh radiasiyyasining 28% i ko'rinvchan radiasiya, 72% i esa infraqizil radiasiyanı tashkil qiladi.

### **5.3. Kuchsizlanish qonuni. Atmosferaning shaffoflik harakteristikalari**

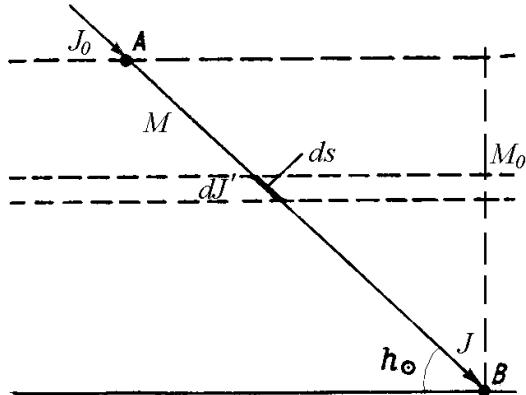
Atmosferada sochilish va yutilish jarayonlari natijasida quyosh radiasiyyasi kuchsizlanadi. quyosh radiasiyaning *kuchsizlanishi* havoning tarkibi va zichligi hamda quyosh nurlari bosib o'tgan masofasiga bog'liq.

Radiasiyaning monoxromatik (ma'lum  $\lambda$  to'lqin uzunlikli) oqimi uchun quyosh radiasiyyasining kuchsizlanishi formulalari eng sodda ko'rinishga ega.

Balandlik bo'yicha havo tarkibi va zichligi o'zgarishi sababli,  $dJ'$  radiasiya kuchsizlanishini  $\rho$  zichlikka ega bo'lgan atmosferaning yupqa  $dS$  qatlamida ko'raylik (8-rasm):

$$dJ' = -\alpha J' \rho \cdot dS,$$

bu yerda  $J'$  – ko'rilibotgan qatlamning yuqori chegarasiga tushayotgan radiasiya miqdori,  $\alpha$  – *kuchsizlanishning massa ko'rsatkichi deb ataluvchi*  $m^2/kg$  larda o'lchanadigan proporsionallik koeffisienti.



8-расм. Бугер формуласини келтириб чиқаришга доир.

$\alpha$  koeffisienti quyosh radiasiyasining sochilishi va yutilishini umumlashtirilgan holda hisobga oladi. U to'lqin uzunligiga bog'liq, chunki sochilish va yutilish jarayonlari tanlash harakteriga ega. Butun atmosfera qatlami uchun bu koeffisientning biror o'rtacha qiymatini qabul qilamiz. Ifodani quyosh radiasiyasi  $J_{\lambda 0}$  ga teng bo'lgan A nuqtadan quyosh radiasiyasi  $J_{\lambda}$  ga teng bo'lgan V nuqtagacha integrallaymiz:

$$\int_{J_{\lambda 0}}^{J_{\lambda}} \frac{dJ'}{J'} = -\alpha \int_A^B \rho \cdot dS \text{ yoki } J = J_{\lambda 0} e^{-\alpha \int_A^B \rho \cdot dS} \quad \int_A^B \rho \cdot dS = M$$

ifoda – birlik yuzali atmosfera ustunidagi havoning massasidir.  $\alpha$  koeffisientining fizikaviy mazmunini aniqlaylik.  $\rho \cdot dS = 1 \text{ kg/m}^2$  teng bo'lsin, unda quyidagiga ega bo'lamic:

$$\alpha = -\frac{dJ'}{J'}$$

Demak, kuchsizlanishining massa ko'rsatkichi birlik massali havo ustunida radiasiyaning nisbiy kamayishiga teng bo'ladi.

$m = M/M_0$  teng bo'lgan nisbatni kiritamiz, bu yerda  $M_0$  – birlik yuzali vertikal ustundagi havoning massasi.  $m$  kattalik *atmosferaning optik massasi* deb ataladi, u Quyoshning gorizontdan balandligiga  $h_{\oplus}$  bog'liq.

Quyoshning gorizontdan balandligi  $30^{\circ}$  dan orsa, atmosfera optik massasini  $h_{\oplus}$  orqali ifodalash mumkin (8-rasmga qarang):

$$M = M_0 \operatorname{cosech} h_{\oplus} \text{ yoki } m = \operatorname{cosech} h_{\oplus}$$

Quyoshning turli burchak balandliklarida atmosferaning optik massasi quyidagi qiymatlarga ega:

$h_{\oplus}$	90	80	60	50	40	30	20	10	5	3	0
$m$	1,00	1,02	1,06	1,16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	15,40	35,40

$M$  va  $m$  ifodalaridan foydalanib quyidagini hosil qilamiz:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\alpha M_0 m}$$

*Atmosferaning optik qalinligi* (yoki kuchsizlanish koeffisienti) deb nomlangan  $\tau_{\lambda} = \alpha_{\lambda} \cdot M_0$  kattalikni kiritamiz va quyidagiga ega bo'lamic:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\tau_{\lambda} m}.$$

Bu formula Buge-Lambert qonuni yoki kuchsizlanish qonunini ifodalaydi.

Amalda atmosferada quyosh radiasiyasining kuchsizlanishini harakterlash uchun *atmosferaning shaffoflik koeffisienti* tushunchasi kiritiladi:

$$P_{\lambda} = e^{-\tau_{\lambda}}.$$

U holda:

$$J_\lambda = J_{\lambda_0} P_\lambda^m.$$

Agar Quyosh tikkada bo'lsa ( $m=1$ ):

$$J_\lambda = J_{\lambda_0} P \text{ yoki } P_\lambda = \frac{J_\lambda}{J_{\lambda_0}}$$

Demak, shaffoflik koeffisienti Quyosh tikkada bo'lganida radiasiya oqimining qanchasi Yer sirtiga yetib kelishini ko'rsatadi.

SHaffoflik koeffisienti havo massasining fizikaviy xususiyatlarini tavsiflaydi. Havoda quyosh radiasiyasini yutadigan gazlar va aerozol aralashmalar miqdori qancha ko'p bo'lsa, shaffoflik koeffisienti shunchalik kichik bo'ladi. SHu bilan birga monoxromatik oqim uchun shaffoflik koeffisienti Quyoshning burchak balandligi, demak atmosferaning optik massasiga bog'liq emas.

#### **5.4. Atmosfera shaffoflarning integral harakteristikalari**

SHaffoflik koefisienti atmosferaning nafaqat fizikaviy holatiga, balki  $m$  optik massasi qiymatiga ham bog'liq.  $m$  ortgan sari shaffoflik koeffisienti  $R$  ham ortadi. Gap shundaki,  $m$  ortishi bilan Quyosh radiasiyasining spektral tarkibi o'zgaradi – umumiyl radiasiya oqimida qisqa to'lqinli radiasiyaning ulushi kamayadi, uzun to'lqinli radiasiyaning ulushi esa ortadi. Atmosfera uzun to'lqinli radiasiya uchun shaffofroq muhit hisoblanadi.  $m$  optik massa va  $R$  shaffoflik koeffisienti orasidagi bunday bog'lanish *Forbs effekti* deb ataladi. Forbs effekti ta'sirini bartaraf qilish uchun shaffoflik koeffisientlari ma'lum optik massaga ( $m=2$ ) keltiriladi.

SHaffoflik koeffisienti quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$P_2 = \sqrt{\frac{J_{m=2}}{J_0}},$$

bu yerda,  $J_0$  - Quyosh doimiysi,  $J_{m=2}$  – Yer sirti yaqinida Quyosh nuriga perpendikulyar birlik yuzaga tushayotgan va  $m=2$  optik massaga keltirilgan Quyosh radiasiyasi miqdori.

Ma'lum optik massaga keltirilgan real atmosferaning shaffoflik koeffisienti atmosferaning fizik holatiga, ya'ni atmosferadagi aralashmalar va yutuvchi gazlarning miqdoriga bog'liq. Bundan tashqari shaffoflik koeffisienti kuzatish olib borilayotgan joy va shu hudud ustidagi havo massasining tipiga ham bog'liq. SHaffoflik koeffisienti odatda 0,5 dan 0,9 gacha o'zgaradi. O'rtacha olganda quyi kengliklarda yuqori kengliklardagiga qaraganda shaffoflik koeffisienti kichikroq bo'ladi. SHaffoflik koeffisientining ( $m=2$  bo'lganda) o'rtacha qiymatlari atmosferaning shaffofligi yuqori bo'lganda – 0,826, katta bo'lganda – 0,786, mehyorda bo'lganda – 0,747, kichik bo'lganda – 0,697, past bo'lganda – 0,652 va juda past bo'lganda 0,549 ni tashkil qiladi. SHaffoflik koeffisienti yaxshi ifodalangan sutkalik va yillik o'zgarishlarga ega.

SHaffoflik koeffisientining atmosfera shaffofligining o'zgarishlariga past sezgirligi uning kamchiliklaridan biri hisoblanadi. SHuning uchun boshqa shaffoflik harakteristikalari kiritiladi.

$\tau$  atmosferaning optik qalinligini uchta tashkil etuvchidan iborat bo'lган yig'indi bilan ifodalash mumkin:

$$\tau = \tau_i + \tau_b + \tau_a.$$

Bu ifodada  $\tau_i$  - quruq va toza (ideal) atmosferada radiasiyaning kuchsizlanishiga bog'liq bo'lган atmosferaning optik qalinligi;  $\tau_b$  - atmosferadagi suv bug'i va karbonat angidridi ta'sirida radiasiyaning kuchsizlanishiga bog'liq bo'lган atmosferaning optik qalinligi;  $\tau_a$  - atmosferadagi aerozol ta'sirida radiasiyaning kuchsizlanishiga bog'liq bo'lган atmosferaning optik qalinligi.

*Atmosferaning xiralik omili* quyidagicha ifodalanadi:

$$\frac{\tau}{\tau_i} = T$$

Fizikaviy mazmuni bo'yicha xiralik omili – bu radiasiyan real atmosfera kabi kuchsizlantiradigan ideal atmosferalar soni. Xiralik omili doim 1 dan katta bo'ladi ( $T > 1$ ).

So'nggi ifodani Buge-Lambert tenglamasiga qo'ysak,

$$J = J_0 e^{-\frac{\tau}{i} m^T} \text{ yoki } J = J_0 P_i^{m^T}$$

Bu yerdan

$$P^m = P_i^{m^T} \text{ yoki } T = \frac{\lg P}{\lg P_i}$$

kelib chiqadi.

Xiralik omilini hisoblash uchun quyidagi ishchi formula qo'llaniladi:

$$T_2 = 11,5 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}},$$

bu yerda  $J_0$  - quyosh doimiysi,  $J_{m=2}$  – 2 ga teng bo'lган optik massaga keltirilgan to'g'ri quyosh radiasiysi,  $T$  -  $m=2$  bo'lgandagi xiralik omili.

## 5.5. Quyosh radiasiysining turlari

Er sirtiga quyosh radiasiysi to'g'ri va sochilgan holda yetib keladi.

*To'g'ri quyosh radiasiysi* deb bevosita Quyoshdan parallel nurlar oqimi ko'rinishda kuzatish joyigacha yetib kelgan radiasiyyaga aytildi. Quyosh nurlariga perpendikulyar yuzaga  $J$  va gorizontal yuzaga  $J'$  tushayotgan Quyosh radiasiyyasini o'lchashadi. Quyosh radiasiysining ikkala turi ham Quyosh doimiysi, Quyoshning gorizontdan balandligiga  $h_{\oplus}$ , geografik kenglikka, Quyosh og'ishiga, atmosferaning fizikaviy holatiga bog'liq. Sanab o'tilgan omillarning ta'siri  $J$  va  $J'$  oqimlarning keng chegaralarda o'zgarishiga olib keladi.

Bulusiz atmosferada to'g'ri quyosh radiasiysi maksimumi tushga yaqin soatlarga to'g'ri keladigan oddiy sutkalik o'zgarishga ega. Qithalarda tushdan

oldin va tushdan keyingi soatlarda to'g'ri quyosh radiasiyasi sutkalik o'zgarishida atmosfera shaffofligining farqlari bilan izohlanuvchi assimetriya tez-tez kuzatiladi. Yozda tushdan keyin atmosfera xiraroq bo'ladi. Qishda, ertalabki soatlarda paydo bo'ladigan inversiya qatlamlarining ta'sirida teskari holat kuzatilishi mumkin.

Atmosferaning xiraligi quyosh radiasiyasining kelishiga kuchli ta'sir ko'rsatadi.

Dengiz sathiga nisbatan balandlik ortishi bilan quyosh radiasiyasi oqimi ham ortadi, chunki atmosferaning optik qalinligi kamayadi. Quyosh radiasiyasi oqimi balandlik ortishi bilan atmosferaning quyi qatlamlarida tezroq, yuqori qatlamlarida esa sekinroq ortadi.

To'g'ri quyosh radiasiyasining yillik o'zgarishiga birinchi navbatda, qishda kichikroq, yozda – kattaroq bo'ladigan Quyoshning tush paytidagi balandligi  $h_{\oplus}$  ta'sir ko'rsatadi. SHuning uchun ham o'rta kengliklarda quyosh radiasiyasining minimal qiymatlari, odatda, dekabr-yanvar oylarida kuzatiladi.  $J$  va  $J'$  larning maksimal qiymatlari esa yoz oylarida emas, balki mayda kuzatiladi, chunki bahorda havoda chang va suv bug'i miqdori kamroq bo'ladi.

To'g'ri quyosh radiasiyasi oqimiga bulutlilik kuchli ta'sir ko'rsatadi. Quyoshning kichik burchak balandliklarida ( $15-20^{\circ}$  gacha), xatto yuqori qavat bulutlar kuzatilganda  $J'$  oqim nolga yaqinlashadi. Baland to'p-to'p bulutlarda Quyoshning balandligi  $h_{\oplus} > 30^{\circ}$  bo'lgandagina  $J' > 0$  bo'ladi. Qatlamlili, yomg'irli qatlamlili va to'p-to'p bulutlar Quyoshning barcha balandliklarida to'g'ri quyosh radiasiyasini butunlay o'tkazmaydi.

Birlik gorizontal yuzaga birlik vaqt davomida osmon gumbazining barcha nuqtalaridan (Quyoshdan tashqari) tushayotgan radiasiya miqdori *sochilgan radiasiya oqimi (D)* deb ataladi. To'g'ri quyosh radiasiyasi qanday omillarga bog'liq bo'lsa, sochilgan radiasiya oqimi ham xuddi shularga bog'liq. Bundan tashqari  $D$  yer sirtining qaytarish qobiliyatiga (albedo) bog'liq.

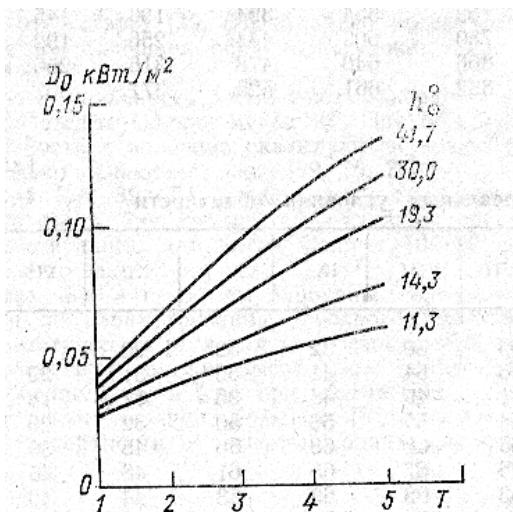
Bulusiz osmonda atmosferaning xiraligi radiasiyaning sochilishiga katta ta'sir ko'rsatadi (9-rasm). Xiralik omili ortgan sari sochilgan radiasiya miqdori ham ortadi. Quyoshning balandligi qancha katta bo'lsa, sochilgan radiasiyaning ortishi shuncha tezroq kuzatiladi.

Tabiiy sirlarning albedosi ortishi bilan sochilgan radiasiyaning miqdori keskin ortadi (ayniqsa qor qoplamida). Bulusiz osmon uchun sochilgan radiasiya oqimi oddiy sutkalik o'zgarishga ega. Sochilgan radiasiyaning maksimumi tushki soatlarga to'g'ri keladi.

Yillik o'zgarishda sochilgan radiasiyaning maksimumi yozda kuzatiladi (Quyoshning balandliklari eng katta).

Bulusiz atmosferada sochilgan radiasiya oqimi insolyasiyaning 10% ni tashkil qiladi, ya'ni o'rtacha  $0,10-0,12 \text{ kVt/m}^2$  ga teng bo'ladi.

Atmosferada bulutlilikning paydo bo'lishi sochilgan radiasiya oqimining keskin ortishiga olib keladi. Sochilish bulutlardagi yirik zarrachalar – suv tomchilari va muz kristallarida kuzatiladi. Sochilgan radiasiya oqimi bulutlarning shakli (turi) va miqdoriga bog'liq.



9-rasm. Bulusiz osmonda sochilgan radiasiya intensivligining quyoshning turli balandliklaridagi  $h_{\oplus}$  xiralik omili  $T$  ga bog'liqligi.

Gorizontal yuzaga tushayotgan to'g'ri  $J'$  va sochilgan  $D$  radiasiyalarning yig'indi *yig'indi (yalpi) radiasiya* deb ataladi:

$$Q = J' + D$$

Yig'indi radiasiyaning kelishi to'g'ri va sochilgan radiasiyalar belgilaydigan omillarga bog'liq. Bulusiz atmosferada yig'indi radiasiyaning atmosfera shaffofligiga bog'liqligi yaqqol ko'rindi. Atmosferada aerosollar ko'payishi bilan to'g'ri radiasiya kamayadi, sochilgan radiasiya esa ortadi. Natijada yig'indi radiasiyaning miqdori biroz kamayadi.

Yig'indi radiasiyaning sutkalik va yillik o'zgarishlari to'g'ri va sochilgan radiasiyalarning o'zgarishlariga mos keladi (yozda tushga yaqin soatlarda – maksimum, qishda – minimum kuzatiladi). Yig'indi radiasiyaning kunduzgi qiymatlari tahminan  $0,8-0,9 \text{ kVt/m}^2$  ga teng bo'ladi.

Turli kunlar uchun bulutlarning turi va miqdoriga hamda quyosh gardishining holatiga bog'liq holda yig'indi radiasiyaning sutkalik o'zgarishlari turlicha.

Bulutlilikning ko'payishi sochilgan radiasiyaning ortishiga va to'g'ri radiasiyaning kamayishiga olib keladi. Yozda yig'indi radiasiyasida to'g'ri radiasiyaning ulushi eng katta bo'ladi. O'rta Osiyoda u 80% ni tashkil qiladi.

Yig'indi radiasiyaga qor qoplaming ta'siri katta. Bahzi hollarda, tog'larda bulutlardan va qor qoplangan tog' yonbag'irlardan to'g'ri radiasiyani qaytarish jarayonlari ta'sirida yig'indi radiasiyaning miqdori quyosh doimiysidan ham katta bo'ladi. Masalan, Terskol cho'qqisida (dengiz sathidan 3100 m balandlikda) 1962 y. 11 mayda soat 12.30 da 7 balli to'p-to'p bulutlilikda yig'indi radiasiyaning qiymati  $1,44 \text{ kVt/m}^2$  ga teng bo'lgan.

## 5.6. Quyosh radiasiyasining qaytarilishi. Albedo

Er sirtiga yetib kelgan yig'indi radiasiya, qisman to'shalgan sirtda (er yoki suv qatlami) issiqlikka aylanadi, qisman qaytariladi. Quyosh radiasiyasining

to'shalgan sirtdan qaytarilishi sirtning xususiyatlariga bog'liq va sirtning albedosi deb ataladi.

Qaytarilgan radiasiyaning yig'indi radiasiyaga nisbati albedo deb ataladi (% larda):

$$A = \frac{J_{qayt}}{Q} \cdot 100\%$$

SHunday qilib, yer sirtidan qaytarilgan radiasiya miqdori  $J_{qayt}=AQ$ , to'shalgan sirtda yutilgan qismi esa  $Q(1-A)$  ga teng bo'ladi va yutilgan radiasiya deb ataladi.

To'shalgan sirtning albedosi uning holati va xususiyatlari bilan belgilanadi va Quyoshning balandligiga bog'liq.

To'shalgan sirtlarning barcha turlari uchun bir xususiyat harakterli – albedoning eng katta o'zgarishlari Quyosh chiqqandan uning balandligi  $30^\circ$  ga yetgunga qadar kuzatiladi.

To'shalgan sirtlarning bahzi turlarining alg'bedosini ko'rib chiqaylik.

*Qor qoplami.* Qor qoplaming albedosi bulusiz ob-havoda ko'rileyotgan joyning fizik-geografik sharoitlariga bog'liq bo'lib, 52-99% chegaralarda o'zgarishi mumkin. Nam ifloslangan qorning alg'bedosi 20-30% gacha kamayishi mumkin. Bulutlilik ortishi bilan qor qoplaming albedosi ortadi.

Kun mobaynida qor qoplaming albedosi o'zgaradi. Quyosh chiqishi bilan toza quruq qor qoplaming albedosi 3-8% ga o'zgaradi. Kun o'rtasiga nisbatan albedoning kunlik o'zgarishi asimmetrik - Quyoshning bir xil balandliklarida tushdan oldin kuzatilgan albedolar tushdan keyingilardan kichik bo'ladi.

*O'tli qoplam.* O'tlarning sersuvligiga, rangiga va qalinligiga qarab o'tli qoplanning albedosi 12 dan 28% gacha o'zgaradi. Nam o'tlarning albedosi quruq o'tlar albedosidan 2-3% ga kichik bo'ladi.

O'tli qoplaming albedosi Quyoshning balandligiga bog'liq - quruq yashil o'tlarning ertalabki va kechqurundagi albedosi tushdagi albedosidan 2-9% ga katta. Kuzda so'lish davrida quruq o'tli qoplam albedosi 11-24%, bahorda o'tgan yilgi o'tning albedosi 10-23% chegarsida o'zgaradi.

*Tuproq albedosi.* Tuproq sirtining albedosi tuproq turiga, uning tuzulishi, rangi va namligiga bog'liq.

Quruq tuproqlarning o'rtacha albedosi 8 dan 26% gacha o'zgarishi mumkin. Oq qumning albedosi eng katta – 40%. Nam tuproqning albedosi quruq tuproqnikidan 3-8% ga, oq qumni – 18-20% ga kichik bo'ladi. Tuproqning notekisligi (g'adir-budurligi) kamayishi bilan uning albedosi ortadi. Kunlik o'zgarishida tuproq albedosi Quyoshning kichik balandliklarida – maksimal, Quyosh tikkada bo'lganida – minimal bo'ladi. Albedoning kunduzgi o'zgarishi amplitudasi 11-17% tashkil etadi.

*Suv sirti albedosi.* Suv sirti albedosi qator omillarga, shu jumladan, Quyoshning balandligiga, bulutlar miqdoriga, suv havzalarining harakteristikalari (chuqurlik, suv tiniqligi va boshqa) va to'lqinlanish darajasiga bog'liq. May-sentyabr oylari mobaynida yirik tabiiy suv havzalari va suv

omborlarining o'rtacha oylik albedolari 7 dan 11% gacha, sayoz suv havzalarining albedosi – 11 dan 16% gacha o'zgaradi.

Suv sirti albedosining kunlik o'zgarishi bulutlar bo'limganida yaqqol ifodalangan bo'ladi. Bunday holatlarda albedoning kunlik o'zgarishi amplitudalari 30% va undan kattaroq bo'lishi mumkin. Kuchli to'lqinlanishda yoki butunlay bulutlilikda kun mobaynida albedo deyarli o'zgarmaydi. Butunlay bulutlilikda okean va dengizlarning albedosi 6-8% ni tashkil qiladi.

Suv sirti albedosining Quyoshning burchak balandligiga bog'lanishini quyidagi jadvaldan ko'rish mumkin:

$H_0$	900	500	450	200	50
$A\%$	2	4	5	12	35

*Boshqa sirtlar albedosi.* Igna bargli o'rmonlarning albedosi 10-15%, bargli o'rmonlarning albedosi 15-20%, suli va bug'doy maydonlarining albedosi 10-25%, kartoshka maydonlari – 15-25%, paxta maydonlari – 20-25% albedoga ega.

*Bulutlar albedosi.* Bulutlarning albedosi ularning vertikal qalinligiga va turiga bog'liq. Albedoning eng katta qiymatlari yuqori to'p-to'p va qatlamlili to'p-to'p bulutlarga harakterli. Bir xil qalinlikdagi (300 m) yuqori to'p-to'p bulutning albedosi 71-73%, qatlamlili to'p-to'p bulutning albedosi esa 56-64% ni tashkil qiladi.

Bulutlar albedosi ular ostidagi yer sirti albedosiga bog'liq.

Er sirti va bulutlarning albedosi birgalikda sayyoramizning albedosini tashkil qiladi. Bulutlilik bo'limganida Yerning o'rtacha yillik albedosi ekvatorial va tropik kengliklarda tahminan 17%, qutbiy kengliklarda tahminan 50% ni tashkil qiladi. Bulutlilik Yer albedosini 25-30% dan 60% gacha orttiradi. Umuman, sayyoramizning o'rtacha albedosi 29 dan 32% gacha o'zgaradi. Demak, Quyoshdan kelgan radiasiyaning uchdan bir qismi kosmik fazoga qaytariladi. Bu jarayonda bulutlilik asosiy o'rinni egallaydi.

## 5.7. Yer sirti va atmosferaning uzun to'lqinli nurlanishi. Effektiv nurlanish

*Uzun to'lqinli radiasiya* deb to'lqin uzunliklari 4 mkm dan 100-120 mkm gacha bo'lgan radiasiyaga aytildi.

Er sirti va atmosfera, ixtiyoriy jismlar kabi energiyani nurlaydi. Yer va atmosferaning haroratlari quyosh haroratidan ancha past bo'lganligi uchun, ular nurlagan energiya ko'rinasinfasi qizil spektrga to'g'ri keladi. Yer sirtini ham, atmosferani ham mutlaq qora jism deb bo'lmaydi. Turli sirtlarning uzun to'lqinli radiasiya spektrlarini o'rganish yetarli aniqlik bilan yerni kul rang jism deb hisoblash mumkinligini ko'rsatdi. Bu shuni bildiradi, barcha to'lqin uzunliklari uchun yer sirtining nurlanishi uning harorati bilan bir xil bo'lgan mutlaq qora jismning nurlanishidan bir xil ko'paytuvchiga farqlanadi:

$$B_0 = \sigma T_0^4, \quad \text{bu yerda}$$

$V_0$  – yer sirtining nurlanish oqimi ( $\text{kVt}/\text{m}^2$ ),  $\sigma$  - Stefan-Bolsman doimiysi,  $T_0$  -

yer sirti harorati,  $\delta$  - yer sirtining yutish qobiliyati yoki yutishning nisbiy koeffisienti.

Atmosfera qisqa to'lqinli quyosh radiasiyasi (Erga kelayotgan jami radiasiyaning 15% atrofida) va yer sirti nurlagan uzun to'lqinli radiasiyasini yutish hisobiga, hamda suv bug'ining fazaviy o'tishlari natijasida ajralgan issiqlik hisobiga isiydi. Yer sirti kabi atmosfera ham uzun to'lqinli radiasiyani nurlaydi.

Atmosfera radiasiyasing ko'p qismi (70%) yer sirti tomon nuralanadi, qolgan qismi esa kosmik fazoga chiqib ketadi. Yer sirti tomon yo'nalgan atmosfera radiasiyasi atmosferaning *uchrashma nurlanishi* deb ataladi. Yer sirti uchrashma nurlanishni deyarli butunlay (90-99%) yutadi. SHunday qilib, yer sirti uchun atmosferaning uchrashma nurlanishi qo'shimcha issiqlik manbaidir.

Er nurlanishini yutadigan va uchrashma nurlanishni nurlaydigan atmosferadagi gaz – suv bug'idi. U 5,5-7,0 mkm va 17 mkm dan uzunroq spektral diapazonlarda infraqizil radiasiyani kuchli yutadi. 8,5-12 mkm to'lqinlar diapazonida suv bug'i infraqizil radiasiyani deyarli yutmaydi. Bu to'lqin uzunliklar diapazoni *atmosferaning shaffof oynasi* deb ataladi va bu "oyna"dan yer sirti nurlanishi kosmik fazoga chiqib ketadi.

Suv bug'idan tashqari infraqizil radiasiya oqimiga karbonat angidrid va ozon ta'sir ko'rsatadi.

Uchrashma nurlanish atmosferaning quyi qatlamlaridagi namlik va haroratga kuchli bog'liq.

Uchrashma nurlanish yer sirti nurlanishi kabi yaqqol ifodalangan sutkalik va yillik o'zgarishlarga ega emas.

Er sirti nurlanishi va atmosferaning uchrashma nurlanishi orasidagi farq effektiv nurlanish deb ataladi:

$$V_e = V_0 - \delta V_A, \quad \text{bu yerda}$$

$\delta V_A$ - atmosferaning uchrashma nurlanishi.

Atmosferaning uchrashma nurlanishi odatda yer sirti nurlanishidan kichik bo'ladi, shu sababli  $V_e > 0$ , ya'ni effektiv nurlanish yer sirti yo'qotgan issiqlikni ifodalaydi. Kamdan-kam hollardagina atmosferaning quyi qatlamlarida haroratning kuchli inversiyasi va namlikning katta qiymatlari kuzatilsa,  $V_e < 0$  bo'ladi va yer sirti atmosferadan issiqlik oladi. Effektiv nurlanish yer sirtining harorat rejimiga katta ta'sir ko'rsatadi, qor erishida, tumanlar va radiasion sovishlar hosil bo'lishida katta rol o'ynaydi.

Effektiv nurlanish atmosferadagi suv bug'i miqdoriga va bulutlilikka bog'liq. Suv bug'ining miqdori va bulutlilik ortishi bilan effektiv nurlanish kamayadi, chunki atmosferaning uchrashma nurlanishi ortadi.

O'rta hisobda o'rta kengliklarda yer sirti yig'indi radiasiyaning yutilishidan hosil bo'lgan issiqlikning tahminan yarmini effektiv nurlanish orqali yo'qotadi.

## 5.8. Yer sirti va atmosferaning radiasiya balansi

Nurli energiya ko'rinishida issiqlikning kelishi umumiyl issiqlik kelishining muhim tarkibiy qismidir. Uning ta'sirida yer sirti va atmosferaning issiqlik rejimi o'zgaradi.

Jismning *nurli energiya balansi* yoki *radiasiya balansi* deb, jism yutgan va nurlagan radiasiyalar orasidagi farqqa aytildi.

Er sirti radiasiya balansining  $R$  kirim qismi to'g'ri radiasiyaning  $(1-A)J'$  va sochilgan radiasiyaning  $(1-A)D$  yutilgan qismlaridan, hamda atmosferaning uchrashma nurlanishlaridan  $\delta V_a$  iborat bo'ladi.  $R$  ning chiqim qismiga yer sirtining nurlanishi  $V_0$  kiradi.

$$R = (1 - A)J' + (1 - A)D + \delta B_a - B_0 \text{ yoki } R = (J' + D)(1 - A) - B_e,$$

bu yerda  $A$  – albedo.

Bu yer sirti radiasiya balansi tenglamasidir.

Er sirtining radiasiya balansi atmosferaning yer sirtiga yaqin va tuproq qatlamlaridagi harorat taqsimotiga, qor erishi va bug'lanish jarayonlariga, sovishlar va tumanlar hosil bo'lishiga, havo massalari xususiyatlarining o'zgarishlariga katta ta'sir ko'rsatadi.

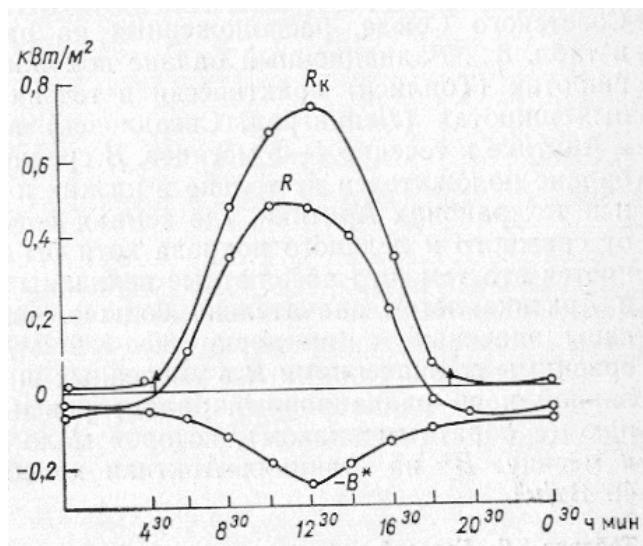
Radiasiya balansi geografik kenglikka, yil va sutka vaqtiga, atmosfera sharoitlariga (bulutlilik, shaffoflik va h.k.) bog'liq ravishda o'zgaradi. Radiasiya balansi turli vaqt oraliqlari uchun (soat, sutka, oy, fasl, yil) hisoblanadi.

Radiasiya balansining uzun to'lqinli  $V_e$  va qisqa to'lqinli  $R_q = Q \cdot (1 - A)$  tashkil qiluvchilari orasidagi munosabatga qarab radiasion balans manfiy yoki musbat bo'lishi mumkin.

Radiasiya balansi  $R$ , uning uzun to'lqinli  $V_e$  va qisqa to'lqinli  $R_q$  tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishlari 10-rasmida keltirilgan.

Radiasiya balansining manfiy qiymatlardan (kechasi) musbat qiymatlarga (kunduzi) va aksincha o'tishlari Quyoshning balandligi  $10-15^\circ$  ga teng bo'lganda kuzatiladi. Bulusiz osmonda yoki bulutlar miqdori o'zgarmas bo'lganda tun mobaynida radiasiya balansi o'zgarmaydi.

Qor qoplami bo'lganida radiasiya balansi musbat bo'ladigan vaqt oralig'i kamayadi, chunki  $R$  ning manfiy qiymatlardan musbat qiymatlarga o'tishi Quyoshning katta balandligida ( $20-25^\circ$ ) kuzatiladi. SHuning uchun ham qishda yuqori kengliklarda sutkalar mobaynida radiasiya balansi manfiy bo'lishi mumkin.



10-rasm. Radiasiya balansi  $R$ , uning uzun to'lqinli  $V_e$  va qisqa to'lqinli  $R_k$  tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishlari (Qozog'iston janubi, iyul 1952 y.).  
Strelkalar – Quyoshning chiqish va botish vaqlari.

Janubiy kengliklarda yil mobaynida, o'rta kengliklarda – 6-8 oy mobaynida, Arktikada – 3-4 oy mobaynida radiasiya balansi musbat bo'ladi.

Antarktidada albedo qiymatlari katta bo'lganligi uchun qirg'oqdagilardan tashqari barcha stansiyalarda yillik radiasiya balansi manfiy bo'ladi.

Quyoshning balandligi va albedodan tashqari, radiasiya balansi va uning o'zgarishlariga bulutlilik katta ta'sir ko'rsatadi. Kunduzi musbat radiasiya balanslarida bulutlilikning paydo bo'lishi yig'indi radiasiya va effektiv nurlanishning kamayishiga olib keladi. Lekin, yig'indi radiasiyaning kamayishi effektiv nurlanishning kamayishidan kuchliroq bo'lgani uchun radiasiya balansi kamayadi.

Tunda manfiy radiasiya balanslarida bulutlilikning paydo bo'lishi effektiv nurlanishning va mos ravishda radiasiya balansining kamayishiga olib keladi. O'rta kengliklarda bulutlilikning 3 dan 8 ballgacha ortishi radiasiya balansini 20% kamayishiga olib keladi.

Atmosfera radiasiya balansining  $R_A$  kirim qismini yer sirti nurlanishining atmosferada yutilgan qismi  $U_{yut}$ :

$$U_{yut} = (1-R) \cdot V_0,$$

bu yerda  $R$  - atmosferaning o'tkazish koeffisienti, shuningdek atmosferada yutilgan to'g'ri va sochilgan radiasiya  $q'$  tashkil qiladi.

Er sirti  $\delta V_A$  va kosmik fazo  $V_\infty$  tomon yo'nalgan nurlanish hisobiga atmosfera issiqlik yo'qotadi, ya'ni

$$R_A = U_{yut} + q' - \delta B_a - B_\infty \text{ yoki } R_A = (1-P)B_0 + q' - \delta B_a - B_\infty$$

$B_0 + \delta B_a = B_e$ ,  $PB_0 + B_\infty = U_\infty$  - yer sirti va atmosferaning kosmik fazoga ketayotgan nurlanishlarini hisobga olsak, quyidagini yozishimiz mumkin:

$$R_A = q' + B_e - U_\infty$$

Bu *atmosferaning radiasiya balansi tenglamasidir*.

Iqlimiylar hisoblashlarda yer sirti-atmosfera (yoki Yer) tizimining radiasion balansi katta qiziqish uyg'otadi. Yer sirti-atmosfera tizimining radiasion balansi deganda to'shalgan sirtning (tuproq yoki suv) faol qatlami va butun atmosferani o'z ichiga olgan vertikal ustundagi nurli energiyaning balansi tushuniladi. Demak,

$$R_{Yer} = R + R_A \text{ yoki } R_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) - U_\infty,$$

bu yerda  $J'_0$  – atmosferaning yuqori chegarasidagi gorizontal yuzaga tushayotgan to'g'ri quyosh radiasiyasining miqdori (insolyasiya),  $A_{Yer}$  – Yerning albedosi.

## Asosiy xulosalar

1. Atmosfera jarayonlarining asosiy energiya manbai 0,1 dan 4,0 mikrongacha bo'lgan to'lqin uzunlikidagi quyosh nurlanishi (qisqa to'lqinli nurlanish). Quyosh spektridagi energiya taqsimoti issiqlik nurlanish qonunlari bilan tavsiflangan. Energiyaning maksimal miqdori Yerga keladigan quyosh doimiysining qiymati bilan belgilanadi.

2. Quyosh nurlanishining atmosferada yutilishi va tarqalishi natijasida, uning zaiflashishi va spektr ko'proq uzun to'lqinlar tomon siljishi sodir bo'ladi. Atmosferada quyosh nurlarining yutilishi va tarqalishi bir qator optik hodisalar bilan bog'liq (osmon rangi, quyosh rangining yoki oy disklari ufqqa yaqin joylashgan joyida o'zgarishi va boshqalar).

3. Atmosferaning shaffofligi undagi suv bug'ining tarkibi va atmosfera aerozollariga bog'liq. Optik massaning shaffoflik xususiyatlari Integral xarastikasi qiymatiga ta'sirini yo'qotish uchun, to'g'ri quyosh nurlari qiymatlari ikkiga teng bo'lgan optik massaga keltiriladi.

4. Issiqlikning yer yuzasiga, atmosferaga va umuman olganda sayyoraga nurli energiya ko'rinishidagi tushishi radiatsiya balansi bilan mos keladigan tenglamalari tavsiflanadi. Ushbu tenglamalar uchun umumiy narsa ular yutilgan nurlanish va har bir ob'ektning o'z nurlanishi orasidagi farqni anglatadi. Barcha komponentlarning qiymatlari ushbu tenglamalarga kiritilgan va ularning vaqt bo'yicha o'zgarishi astronomik omillar (kenglik o'rni, Quyoshning qiyaligi va boshqalar) ga va meteorologik omillar (bulutlilik, namlik, albedo va boshqalar) ga bog'liqdir.

#### Nazorat savollari

1. Quyosh nurlanishining (radiatsiyasi) tarkibi qanday? Quyosh doimiymiysi nima? U qanday omillarga bog'liq?
2. Quyosh radiatsiyasining atmosferada yutilishi qanday sodir bo'ladi?
3. Quyosh nurlanishining atmosferada tarqalishi nimani namoyon qiladi? U bilan qanday optik hodisalar bog'liq?
4. Monoxromatik nurlanish uchun atmosferada quyosh nurlanishining susayish tenglamasini chiqaring.
5. Atmosfera shaffoflikning integral xususiyatlarini tavsiflang Forbes effekti nimani bildiradi?
6. To'g'ri quyosh radiatsiyasi er yuziga tushishini qaysi omillarga bog'liq?
7. Er yuziga tushishini qanday omillar belgilaydi tarqalgan va umumiy quyosh radiatsiyasi?
8. Turli sirtlarning albedosini qanday omillarga bog'liq? Tabiiy yuzalar ,bulutlar va Yer sayyoralar kabilarni albedosini ayting.
9. Uzun to'lqinli nurlanish yerning sirti va atmosferada qanday omillarga bog'liq? Samarali nurlanish?
10. Yer sirti radiatsiya balansi qanday tarkibiy qismlardan iborat ? Yer sirti radiatsion balans tenglamasi nimani ko'rsatadi?
11. Yer sirti radiatsion balansning kunlik va yillik o'zgarishini tavsiflang ..
12. Atmosfera va er sirti - atmosfera tizimning radiatsion balansiniini tavsiflang.

## **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

### **6- MAVZU. YER SIRTI VA ATMOSFERANING ISSIQLIK HOLATI**

#### **Reja**

1. Yer sirtining issiqlik balansi tenglamasi
2. Yer sirti haroratining o'zgarishlari
3. Issiqlikning tuproq va suvda tarqalishi
4. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi
5. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi
6. Yer sirti yaqinida havo haroratining o'zgarishi
7. Atmosferadagi harorat inversiyalari
8. Haroratning troposferadagi taqsimoti

#### **Asosiy tushunchalar**

1. Issiqlik almashinuv - issiqliknii atmosferaning bir qatlidan yoki bir qismidan boshqasiga o'tkazish. Bu nurlanishning tarqalishi, issiqlik o'tkazuvchanligi, asosan, turbulent va suvning fazaviy o'zgarishi paytida sodir bo'ladi.

• Issiqlik o'tkazuvchanligi - moddaning issiqlik uzatish qobiliyati . Gazlarda va

suyuqliklarda molekulyar issiqlik o'tkazuvchanligini ajratib turadi, issiqlik molekulyar harakatning uzatilishi tufayli tarqaladi va turbulent issiqlik o'tkazuvchanligida issiqlik uzatish tufayli moddaning katta (molyar) elementlari turbulent harakat bilan birgalikda bo'lganda issiqlik ko'chishiga asoslangan.

• Konveksiya - ma'lum bir yo'nalishda turbulentlikdan farqli o'laroq, suyuqliknii, xususan, havoning tartibli uzatilishi, ya'ni suyuqlik zarralarining xaotik harakati dan asosiy yo'lga qo'yilgango'chish .

• Radiatsiyali - dunyo fazosida atmosfera va er yuzasida har xil turdag'i radiatsiya almashinuvi. Ko'pincha ular asosiy sirt va atmosferaning pastki qatlamlari o'rtasida radiatsiya almashinuvi haqida aytadilar. Radiatsiya almashinuvi natijasida er yuzida, atmosferada, atmosferaning yuqori chegarasida ma'lum bir radiatsiya balansi mavjud bo'ladi.

2. Issiqlik sig'imi – jism haroratini  $1^{\circ}$  ga oshirish uchun zarur bo'lgan issiqlik miqdori .

3. Adveksiya - havo va uning xususiyatlarini gorizontal yo'nalishda ko'chishi.

Ular havo massalarining adektsiyasi, issiqlik, suv bug'lari, harakat momenti, tezlik girdobi adveksiyalari va boshqalar.

4. Psixrometrik budka(xonacha) - maxsus dizayndagi budka ichiga meteorologik stantsiyalarga psixometrik jixoz joylashtirilgan.Psixrometrik budkaning maqsadi uning ichidagi asboblarni quyosh radiatsiyasi, er sirti nurlari ta'siri va atrofdagi narsalardan himoya shuningdek yog'ingarchilik va shamoldan qilishdir.

5. Joy relyefi - er yuzining gorizontal va vertikal shakllar to'plamining parchalanishi, ya'ni. ko'tarilish va tushish, tog'lar, pasttekisliklar.

6. Fen - iliq, quruq, birdan kuchayuvchi shamol bo'lib, tog'dan vodiylarga esadi. Fyon tog' hududlarida yetarlicha ko'p tarqagan hodisa hisoblanadi.

7. Savdo shamollari - (birlikda ishlataladi - shamol). Subtropik antitsiklonlarning ekvatorial atrofidagi havo oqimlari (shamollar), umuman sharqiy, ya'ni. har bir yarim shar va ekvatorning  $25-30^{\circ}$  kengligi oralig'ida. Eng ko'p okean bo'y lab aniqlanadi.

Ular yil davomida shamol yo'nalishining yuqori barqarorligi bilan ajralib turadi.

Sirt ishqalanishi tufayli sirt qatlami ekvator tomon yo'naltirilgan shamolning asosiy yo'nalishi sharqiy bo'yicha tarkibiy qismlarga joylashtirilgan.

Yer yuzidagi savdo shamolining ustun yo'nalishi shimolda shimoli-sharqiy yarim shar (janubi-sharqiy shamol) va janubda yarim shar - janubi-sharqiy (janubi-sharqiy shamol).

## 6.1. Yer sirtining issiqlik balansi tenglamasi

Er sirti va atmosferada sodir bo'lувчи jarayonlar o'zaro chambarchas bog'liq. Quyosh radiasiyasi yer sirtiga yetib keladi va uning katta qismi bu sirtda yutiladi. Atmosfera energiyani asosan yer sirtidan oladi. Yutilgan quyosh radiasiyasi yer sirti bo'y lab notejis taqsimlanadi va bu taqsimot vaqt o'tishi

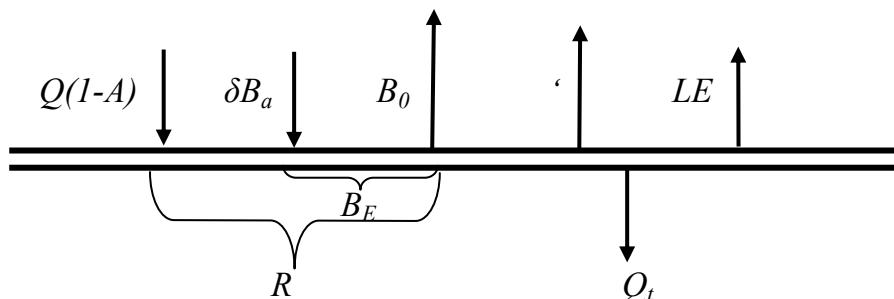
bilan o'zgarib turadi. Ushbu o'zgarishlar ta'sirida qalinligi quruqlikda 10-30 m, okeanda esa 200-300 m ni tashkil etuvchi yupqa ustki qatlarning issiqlik miqdori tebranishlari sodir bo'ladi.

Er sirti va atmosferadagi harorat taqsimoti va uning uzlucksiz o'zgarishlari *yer sirti va atmosferaning issiqlik rejimi* deb ataladi. Yer sirti va atmosferaning issiqlik rejimi iqlimning shakllanishida muhim omil hisoblanadi.

Er sirti va atmosfera, yer sirti va tuproq yoki suvning quyida yotuvchi qatlamlari, atmosferaning alohida qatlamlari orasidagi issiqlik almashinuvi fizikada ma'lum bo'lgan radiasion, issiqlik o'tkazuvchanlik va konvektiv issiqlik almashinuv orqali yuz beradi.

Radiasion issiqlik almashinuvi oqibatida yer sirti olgan issiqlik miqdori radiasion balans qiymati  $R$  bilan aniqlanadi. Kunduzi bu kattalik musbat bo'lib, yer sirtining isishiga olib keladi va uning harorati qo'shni havo qatlami hamda tuproq yoki suvning quyi qatlamlari haroratidan yuqoriroq bo'ladi (11-rasm).

Issiqliq bo'lgan sirt issiqlikning bir qismini havoning qo'shni qatlamlariga beradi ( $R$ ,  $\text{kVt}/\text{m}^2$ ). Issiqlikning boshqa qismi molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik yo'li bilan tuproq yoki suvning quyi qatlamlariga uzatiladi. Bu issiqlik oqimini  $Q_t$  deb belgilaymiz. Va nihoyat, issiqlikning ma'lum qismi suvning yer sirtidan bug'lanishiga sarflanadi. Bu kattalikni  $LE$  deb belgilaymiz, bu yerda  $L$  – bug'lanishning solishtirma issiqligi,  $Ye$  – bug'langan suv massasi.



11-rasm. Yer sirti balansining sutkaning kunduzgi vaqtidagi tashkil etuvchilari.

Berilgan vaqt momentida sirt harorati o'zgarmas sharoitda yer sirtiga kelayotgan va undan ketayotgan barcha issiqlikning algebraik yig'indisi nolga teng bo'lishi kerak. Bu shart *yer sirti issiqlik balansi tenglamasi* orqali ifodalanadi:

$$R + Q_t + LE = 0$$

## 6.2. Yer sirti haroratining o'zgarishlari

Er sirtining harorati yaqqol sutkalik va yillik o'zgarishga ega.

Haroratning quruqlikdagi sutkalik yurishi odatda yer sirti radiasion balansining sutkalik yurishini takrorlaydi, ya'ni maksimum tushga yaqin vaqtida, minimum esa Quyosh ko'tarilganidan so'ng kuzatiladi. Okean sirtida suv

haroratining sutkalik tebranishlari soat 15-16 atrofida maksimumga va Quyosh ko'tarilganidan 2-3 soat keyin minimumga ega bo'ladi. Haroratning bunday taqsimoti ochiq yoki kam bulutli kunlarda adveksiya kuzatilmaydigan hollar uchun xos bo'ladi. Bulutlilik, yog'inlar va ayniqsa iliq va sovuq adveksiya yer sirti haroratining sutkalik yurishiga kuchli ta'sir o'tkazishi mumkin. Biroq, ko'p yillik ma'lumotlar asosida kalendar oyi uchun tuzilgan harorat sutkalik yurishining grafigi yetarlicha to'g'ri shaklga ega.

Haroratning sutkalik maksimumi va sutkalik minimumi o'rtasidagi farq *haroratning sutkalik amplitudasi* deb ataladi. Bu kattalik nafaqat radiasion balans qiymatiga, balki yer sirtining holatiga (quruqlik yoki suv) ham kuchli bog'liq bo'ladi. Quruqlikda sutkalik amplituda tuproqning namlanish darajasiga bog'liq. O'simlik va qor qoplami ham amplitudaga ta'sir ko'rsatadi. Sanab o'tilgan har bir omillarning yer sirti haroratining o'zgarishiga ta'sirini ko'rib chiqamiz.

Suv quruqlikka nisbatan ikki marta kattaroq hajmiy issiqlik sig'imiga va juda katta issiqlik o'tkazuvchanlikka ega. Bunday holat suvning turbulent almashinuv rivojlangan 50-150 m qalinlikli yuqori qatlamida yaxshi ifodalangan bo'ladi. Bundan tashqari suv sirtidan bug'lanishga issiqliknинг katta sarfi yuz beradi, quyosh radiasiyasining yutilishi esa katta chuqurliklarga kuzatiladi. Ko'rsatib o'tilgan omillar hisobiga suv sirtining sutkalik harorat tebranishlari amplitudasi quruqlikdagiga nisbatan 10-100 marta kichik bo'ladi. Tropik kengliklarda suv sirti haroratining sutkalik amplitudasi bor-yo'g'i gradusning bir-necha o'nlik ulushini tashkil etadi. Quruqlikda esa amplituda bir-necha o'n gradusga yetishi mumkin.

Haroratning yillik yurishida quruqlik haroratining maksimumi iyulda, minimumi esa yanvarda kuzatiladi. *Haroratning yillik amplitudasi*, ya'ni yilning eng issiq va eng sovuq oylarining ko'p yillik o'rtacha haroratlari farqi kenglikka bog'liq ravishda o'zgaradi. Quruqlikda tropik kengliklarda amplituda kichik bo'lib,  $10^{\circ}$  kenglikda  $3^{\circ}\text{S}$  ni,  $30^{\circ}$  kenglikda esa  $10^{\circ}\text{S}$  ni tashkil etadi. O'rta kengliklarda ( $\varphi=50^{\circ}$ ) u o'rtacha  $25^{\circ}\text{S}$  ni tashkil etadi. Suv sirti haroratining yillik amplitudasi ham kenglikka bog'liq, biroq u quruqlik haroratining yillik amplitudasidan kamroq. Tropiklarda u  $2\text{-}3^{\circ}\text{S}$ ,  $40^{\circ}$  sh.k. da  $10^{\circ}\text{S}$ ,  $40^{\circ}$  j.k. da esa  $5^{\circ}\text{S}$  atrofida bo'ladi.

### 6.3. Issiqlikning tuproq va suvda tarqalishi

Er sirtiga kelgan issiqlik tuproq ichiga molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik yo'li bilan tarqaladi. Ixtiyoriy  $\xi$  chuqurlikdagi  $Q_t$  issiqlik oqimi  $-\frac{\partial T}{\partial \xi}$  vertikal gradientga proporsional:

$$Q_t = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi},$$

bu yerda  $\lambda$  - *tuproqning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisienti* deb ataluvchi proporsionallik koeffisienti.  $\lambda$  ning o'lchov birligi  $\text{Vt/m } ^{\circ}\text{S}$ .

Harorat chuqurlik bo'y lab kamayganda ( $\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$ ) issiqlik oqimi tuproq ichkarisiga yo'nalgan va musbat ( $Q_t > 0$ ). Bunday holat kunduzi ro'y beradi. Tunda chuqurlik bo'y lab harorat ortadi ( $\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$ ) va oqim  $Q_t < 0$ .

Issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisientining qiymatlari tuproqning mineral tarkibi, namlanganlik darajasi, shuningdek uning g'ovakligiga bog'liq.

Tuproqning asosiy tarkibiy qismlarining issiqlik o'tkazuvchanligi quyidagicha: torf uchun – 0,88, mel uchun – 0,92, ohak uchun – 1,77, minerallar uchun – 2,43, qumloq uchun – 1,10-2,80.

Tuproqning qattiq tarkibiy qismlarining issiqlik o'tkazuvchanliklari havoning molekulyar issiqlik o'tkazuvchanligidan tahminan 100 marta katta. SHuning uchun tuproq g'ovakligi, ya'ni tuproqdagi havo egallagan hajmning tuproqning umumiyligi hajmiga nisbatining ortishi bilan uning issiqlik o'tkazuvchanligi keskin kamayadi. SHu sababli g'ovak tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi zich tuproqqa, qumloq tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi boshqa turdag'i tuproqlarga nisbatan kamroq bo'ladi. Tuproq namlanganida undagi havoning bir qismini issiqlik o'tkazuvchanligi havoga nisbatan tahminan 20 marta katta bo'lgan suv egallaydi. SHu sababli tuproqning namlanganligi ortishi bilan uning issiqlik o'tkazuvchanligi ortadi.

CHuqurlik bo'y lab tuproqning xossalari bir xil deb hisoblasak, haroratning vaqt bo'yicha o'zgarishini quyidagicha yozish mumkin:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_t \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2},$$

bu yerda  $k_t = \frac{\lambda}{c_t \rho_t}$  - tuproqning harorat o'tkazuvchanlik koeffisienti.

Bu tenglama issiqlik o'tkazuvchanlik tenglamasi (Furg'e tenglamasi) deyiladi.

Tenglamaning yechimidan Furg'e qonunlari deb ataluvchi to'rtta asosiy xulosalar kelib chiqadi.

*Furg'ening birinchi qonuni.* Tuproqning turidan qathiy-nazar harorat tebranishlarining davri chuqurlik bo'y lab o'zgarmaydi. Bu nafaqat tuproq sirtida, balki chuqurlikda ham 24 soat davrga ega bo'lgan sutkalik va 12 oy davrga ega bo'lgan yillik yurishning mavjudligini bildiradi.

*Furg'ening ikkinchi qonuni.* CHuqurlikning arifmetik progressiya bo'yicha ortishida amplitudaning geometrik progressiyasi bo'yicha kamayadi. Agar sirtda sutkalik amplituda  $30^\circ S$ , 20 sm chuqurlikda  $5^\circ S$  ga teng bo'lsa, 40 sm chuqurlikda u  $1^\circ S$  dan kamroq bo'ladi.

Ma'lum chuqurlikda sutkalik amplituda shu qadar kamayadiki, u amalda nolga aylanadi. Bu chuqurlik doimiy sutkalik harorat sathi deb atalib, 70-100 sm chuqurlikda yotadi.

Harorat tebranishlarining yillik amplitudasi ham chuqurlik bo'y lab shu qonun asosida kamayadi. Biroq yillik tebranishlarning tarqalishiga ko'proq vaqt talab qilingani uchun ular kattaroq chuqurlikka tarqaladi. Yillik tebranishlarning amplitudalari qutbiy kengliklarda tahminan 30 m, o'rta kengliklarda 15-20 m,

tropiklarda 10 m chuqurlikda amalda nolgacha kamayadi. Bu chuqurliklarda doimiy yillik harorat qatlami boshlanadi.

*Furg'ening uchunchi qonuni.* Sutkalik va yillik yurishda haroratning maksimum va minimumga erishishi chuqurlikka proporsional ravishda kechikadi. Bu holat issiqlikning chuqurlikka tarqalishi uchun vaqt kerak bo'lisi bilan tushuntiriladi. Sutkalik ekstremumlar chuqurlikning har 10 sm da 2,5-3,5 soatga kechikadi. Bundan kelib chiqadiki, masalan 50 sm chuqurlikda sutkalik maksimum yarim tundan keyin kuzatiladi. Yillik maksimum va minimumlar chuqurlikning har bir metrida 20-30 sutkaga kechikadi. Misol uchun, 5 m chuqurlikda harorat minimumi yanvarda emas, mayda, maksimumi esa iyulda emas, oktyabrda kuzatilishi mumkin.

*Furg'ening to'rtinchi qonuni* doimiy sutkalik va yillik harorat qatlamlarining chuqurliklari o'zaro tebranishlar davrining kvadrat ildizlari nisbati kabi, ya'ni  $1:\sqrt{365}$  bo'lishini bildiradi. Bundan kelib chiqadiki, yillik tebranishlar so'nuvchi chuqurlik sutkalik tebranishlar so'nuvchi chuqurlikdan 19 marta katta bo'ladi. Furg'ening bu qonunlari kuzatish natijalari bilan yetarlicha yaxshi tasdiqlangan.

Suv qatlamlarining turbulent aralashishi suvda issiqlik almashinuvining asosiy mexanizmi hisoblanadi. Turbulent aralashish ta'sirida suvning yuqori qatlamlarida haroratning vertikal o'zgarishi (profil) izotermik o'zgarishga yaqin bo'ladi. Undan pastda suv harorati chuqurlik bo'ylab keskin (sakrab) kamayadi. Bu qatlam *mavsumiy termik pona* qatlami deb ataladi. Izotermik qatlam quyi chegarasining holati yil davomida sezilarli o'zgaradi. Iyuldan oktyabrgacha izotermik qatlamning qalinligi 50 m ga yaqin bo'ladi. Bu davrda suv sirti qatlamining harorati yuqori bo'lib, zichlik chuqurlik bo'ylab ortadi. SHu sababli izotermik qatlamda aralashish faqat shamolning mexanik energiyasi hisobiga amalga oshadi.

Kuz-qish mavsumida aralashish nafaqat shamol, balki suv sirtining nurlanishi va bug'lanishidasovushi oqibatida hosil bo'luvchi konveksiyaga ham bog'liq bo'ladi. Yanvar-martda izotermik qatlamning qalinligi 100-150 m gacha ortadi.

SHunday qilib, suvdagi sutkalik tebranishlar katta bo'lmaydi va bir necha o'n metr tartibdagi chuqurlikkacha tarqaladi. Suvdagi yillik harorat tebranishlari esa bir necha yuz metr chuqurlikkacha tarqaladi.

Suv va tuproqda issiqlik tarqalishining yuqorida ko'rib chiqilgan farqlari shunga olib keladiki, suv havzalari yilning iliq vaqtida ancha katta qatlamda katta miqdordagi issiqlikni to'playdi va qishda uni atmosferaga uzatadi. Aksincha, yilning iliq mavsumida tuproq kunduzi olgan issiqligining katta qismini tunda atmosferaga uzatadi va shu sababdan kam issiqlik to'playdi.

Ko'rsatib o'tilgan farqlar natijasida yozda dengiz ustida harorat quruqlikka nisbatan pastroq, qishda esa yuqoriroq bo'ladi.

#### 6.4. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi

Er sirtidan atmosferaga issiqlik uzatilishi konvektiv va turbulent issiqlik almashinushi, radiasiyaning nurlanishi va yutilishi, suvning fazaviy o'tishlari va molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik jarayonlari orqali amalga oshadi.

*Issiqlik oqimi* – bu birlik vaqt davomida birlik yuzali sirtga perpendikulyar yo'nalishda havo zarralari uzatgan issiqlik energiyasi miqdoridir  $C_p \cdot T$  ( $J/(m^2 \cdot s)$ ) yoki  $Vt/ m^2$ ). Issiqlik oqimi konvektiv  $Q_k$  va turbulent  $Q_t$  oqimlardan tashkil topadi.

*Konvektiv oqim* – bu havoning sirtga perpedikulyar yo'nalgan  $S$  o'rtacha tezlikli tartibli aralashishi bilan bog'liq bo'lган oqimdir.

$$Q_k = c_p T \rho C,$$

bu yerda  $\rho$  – havo zichligi.

O'rtacha shamol tezligining gorizontal tashkil etuvchisi vertikal tashkil etuvchisidan yuzlab barobar katta. SHuning uchun konvektiv oqim konvektiv oqim issiqliknинг asosan gorizontal bo'y lab uzatilishini ifodalaydi. Konvektiv oqimning gorizontal tashkil etuvchisi *issiqliknинг advektiv oqimi*, vertikal tashkil etuvchisi esa aynan konvektiv oqim deb ataladi.

Issiqliknинг *turbulent oqimi* shamol pulg'sasiyalari (shamolning o'rtacha qiymatlaridan chetlanishlari)ga bog'liq. Issiqliknинг turbulent oqimi (molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik kabi) harorat gradientiga proporsional:

$$Q_t = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial N},$$

bu yerda  $A$  – turbulent issiqlik almashinushi koeffisienti,  $\frac{\partial \theta}{\partial N}$  – sirtga perpendikulyar yo'nalishda potensial harorat gradienti.

Gorizantal bo'yicha turbulent almashinushi vertikal bo'yicha almashinuvdan ancha kichik bo'lganligi uchun vertikal turbulent issiqlik almashinushi quyidagicha yozilishi mumkin:

$$Q_z = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial z} \text{ yoki } Q_z = -c_p A (\gamma_a - \gamma).$$

$A=k\rho$  ekanligini hisobga olsak (bu yerda  $k$  – turbulentlik koeffisienti ( $m^2/s$ )), turbulent issiqlik oqimi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$Q_z = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

Atmosfera stratifikasiysi quruq noturg'un ( $\gamma > \gamma_a$ ) bo'lganida turbulent issiqlik oqimi musbat ( $Q_z > 0$ ), ya'ni yer sirtidan atmosfera tomon yo'nalgan bo'ladi. Agar atmosfera stratifikasiysi quruq befarq ( $\gamma = \gamma_a$ ) bo'lsa, turbulent issiqlik oqimi nolga teng ( $Q_z = 0$ ), va nihoyat, stratifikasiya quruq turg'un ( $\gamma < \gamma_a$ ) bo'lganida manfiy ( $Q_z < 0$ ) bo'ladi.

Real sharoitlarda havo zarrasi yopiq termodinamik sistema esam. Uning vertikal harakatida atrofdagi pastroq haroratlari havoning qo'shilishi kuzatiladi. SHuning uchun turbulent issiqlik oqimi nolga aylangandagi haroratning vertikal

gradienti quruq adiabatik gradientdan kichik bo'ladi va u *haroratning muvozanat gradienti* ( $\gamma_m$ ) deb ataladi.

Ko'p sonli tajriba ma'lumotlarining ko'rsatishicha, harorat muvozanat gradientining o'rtacha qiymati  $0,65\text{-}0,70^\circ/100 \text{ m}$  ga teng ekan. Demak, xatto stratifikasiya quruq turg'un ( $\gamma < \gamma_a$ ) bo'lganida ham turbulent issiqlik oqimi nolga teng emas, balki musbat bo'ladi.

Ma'lum hajmdagi havo haroratining o'zgarishi issiqlik oqimi bilan emas, balki unga kelgan yoki undan ketgan issiqlik miqdori – *issiqlik uzatilishi* bilan belgilanadi. Issiqlik uzatilishi – bu havo zarrasiga kelayotgan va undan ketayotgan issiqlik oqimlarining farqidir. Issiqlik uzatilishining o'lchov birligi  $J/(m^3 \cdot s)$  yoki  $Vt/m^3$ .

Vertikal bo'yicha turbulent issiqlik uzatilishi quyidagi munosabat bilan aniqlanadi:

$$\varepsilon_t = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

## 6.5. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi

Termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasi boshlang'ich tenglama sifatida xizmat qiladi va uni quyidagi ko'rinishda yozamiz:

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt}$$

Tenglama havo uchun yozilganligi uchun  $i$  indeksi qo'yilmagan.

Issiqlik uzatilishini to'rtta qo'shiluvchining yig'indisi ko'rinishida ifodalaymiz:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k,$$

bu yerda:

$\varepsilon_t$  – turbulent issiqlik almashinuvi bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

$\varepsilon_n$  – nurli energiya oqimi bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

$\varepsilon_f$  – atmosferada suvning fazaviy o'tishlari bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

$\varepsilon_k$  – molekulyar va turbulent arlashish ta'sirida harakat kinetik energiyasining issiqlikka aylanishi (dissipasiya) bilan ifodalangan solishtirma issiqlik uzatilishi.

Tenglamalarning o'ng tomonlarini tenglashtirsak,

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k.$$

$\frac{dT}{dt}$  va  $\frac{dP}{dt}$  to'liq hosilalarni xususiy hosilalar orqali ifodalab, ma'lum o'zgartirishlardan so'ng quyidagi ifodani hosil qilamiz:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + w(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k}{c_p}.$$

Bu tenglama umumiy ko'rinishdagi *turbulent atmosferada issiqlik uzatilishi* tenglamasining ifodasıdir.

Bu tenglamani yechishning xususiy holini ko'rib chiqamiz.

*Issiqlikning advektiv va konvektiv uzatilishi.* Erkin atmosferada haroratning nisbatan kichik (1 seundgacha) vaqt oralig'idagi nodavriy o'zgarishlarini o'rganishda alohida zarraga issiqlik uzatilishining barcha turlarini birinchi yaqinlashishda hisobga olmasa bo'ladi, ya'ni jarayonni adiabatik deb hisoblash mumkin. Bu holda:

$$\Delta T = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t + w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \text{ yoki } \Delta T = \Delta T_a + \Delta T_k,$$

bu yerda  $\Delta T_a$  havo massasining gorizontal ko'chishi (adveksiya) ta'sirida fazoning biror nuqtasidagi havo haroratining  $\Delta t$  vaqt oralig'idagi o'zgarishi:

$$\Delta T_a = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t. \quad \text{Agar}$$

havo yuqoriroq haroratlari sohadan pastroq haroratlari sohaga ko'chayotgan bo'lsa, haroratning advektiv o'zgarishi musbat, ya'ni *issiqlik adveksiyasi* kuzatiladi. Bunga qarama-qarshi yo'nalishdagi harakatda *sovuqlik adveksiyasi* yuz beradi.

Fazoning fiksirlangan nuqtasida solishtirma issiqlik (sovuqlik) uzatilishi  $c \cdot \Delta T_a$  teng bo'ladi.

Issiqlikning konvektiv uzatilishi quyidagiga teng:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma_a) \Delta t$$

Bu holda quyidagi variantlar bo'lishi mumkin:

a) havoning ko'tariluvchi harakatlarida ( $w > 0$ ) issiqlikning konvektiv uzatilishi  $\gamma > \gamma_a$  bo'lganida musbat ( $\Delta T_k > 0$ ),  $\gamma < \gamma_a$  bo'lganida manfiy ( $\Delta T_k < 0$ ) bo'ladi.

b) havoning pastga tushuvchi harakatlarida ( $w < 0$ ) issiqlikning konvektiv uzatilishi  $\gamma < \gamma_a$  bo'lganida musbat ( $\Delta T_k > 0$ ),  $\gamma > \gamma_a$  bo'lganida manfiy ( $\Delta T_k < 0$ ) bo'ladi.

Xususiy holda ulkan antisiklon ichida turg'un stratifikasiyalangan havo massasidagi havoning pastga tushuvchi harakatlari ma'lum balandlikda havo haroratining ortishiga va harorat inversiyasining paydo bo'lishiga olib keladi.

Agar havoning vertikal harakatlari bulut ichida (to'yingan nam havoda) kuzatilsa, haroratning lokal o'zgarishlari uchun formula quyidagicha yoziladi:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma'_a) \Delta t,$$

bu yerda  $\gamma'_a$  – haroratning nam adiabatik gradienti.

Siklonlarda, nam havoga nisbatan turg'un stratifikasiyalangan ( $\gamma < \gamma'_a$ ) havoda kuzatiluvchi katta havo massalarining ko'tariluvchi harakatlari siklonning markaziy qismida havoning sovishiga olib keladi.

Agar havoning vertikal harakatlari bo'lmasa ( $w=0$ ) yoki atmosfera stratifikasiyasi befarq ( $\gamma=\gamma_a$  yoki  $\gamma=\gamma'_a$ ) bo'lsa, fazoning fiksirlangan nuqtasida haroratning konvektiv o'zgarishlari nolga teng bo'lishi kelib chiqadi.

## 6.6. Yer sirti yaqinida havo haroratining o'zgarishi

Psixrometrik budka kuzatish sathida, ya'ni Yer sirtidan 2,0 m balandlikdagi havo haroratining o'zgarish xususiyatlarini ko'rib chiqaylik. Bu sathda havo harorati yer sirtidan issiqlikni havoga uzatuvchi turbulent almashinuv va radiasion jarayonlar ta'sirida o'zgaradi. Bu issiqliknинг bir qismi bevosita yer sirtiga tegib turgan ensiz havo qatlamida yutiladi. Issiqliknинг qolgan qismi yuqoriqoqdagi elementar qatlamga uzatiladi hamda bu yerda yutiladi. Issiqlik yuqoriga uzatilish jarayoni shu tartibda davom etaveradi. Bu jarayon oqibatida Quyosh ko'tarilganidan so'ng eng pastki qatlamlardan boshlab havo harorati ko'tarilib boradi. Elementar havo qatlami qanchalik balandda joylashsa, bu qatlamlarda havo haroratining ko'tarilishi shunchalik kechikadi.

SHunday qilib, havo harorati sutkalik yurishda yer sirti haroratining ketidan balandliklar bo'yicha ma'lum vaqtga kechikish bilan o'zgarib boradi. Odatda o'rta kengliklarda yozda ertalab havo harorati soat 9-10 gacha tez ko'tariladi, keyin ko'tarilish sekinlashadi. Maksimum soat 14-15 da, ya'ni tushdan 2-3 soat keyin kuzatiladi. Bundan keyin harorat avval sekin, soat 17-18 dan keyin esa tezroq pasayadi. Harorat minimumi Quyosh chiqqan vaqtida kuzatiladi. Haroratning bunday sutkalik yurishi turg'un ochiq ob-havo sharoitlariga xos.

Suv sirti ustida kunduzgi maksimum kechroq, soat 16-17 da, ya'ni tushdan 4-5 soat keyin kuzatiladi.

Haroratning sutkalik yurishiga bulutlilik miqdori va turi, yog'in va ayniqsa adveksiya katta ta'sir ko'rsatadi. SHu sababli harorat minimumi kunduzgi soatlarga, maksimum esa tunga siljishi mumkin. Sutkalik harorat yurishi umuman bo'lmasligi, yoki sutkalik o'zgarish egri chizig'i murakkab shaklga ega bo'lishi mumkin.

Biroq, ko'p yillik davr uchun o'rtacha sutkalik harorat yurishi sinusoidaga yaqin egri chiziq shaklidan iborat bo'ladi.

Harorat sutkalik yurishining muhim harakteristikalaridan biri uning sutkalik amplitudasi, ya'ni sutka davomidagi haroratning maksimal va minimal qiymatlari o'rtasidagi farqdir. Sutkalik amplituda ko'p omillarga bog'liq.

Birinchi navbatda bu yer sirtining (quruqlik yoki suv) ta'siridir. Havo haroratining sutkalik amplitudalari okean ustida quruqlikka nisbatan bir va undan ortiqroq tartibga kichik bo'ladi. Tropiklarda u bor-yo'g'i 1-1,5°S ni tashkil etadi.

Quruqlikda sutkalik amplitudalar tuproq turi va uning holatiga (quruq, namlangan, o'simlik yoki qor bilan qoplangan) bog'liq. Eng katta sutkalik amplitudalar quruq qumloq tuproq ustida kuzatiladi. CHo'l hududlarida, shu jumladan O'rta Osiyo cho'llarida ham yozda ular 20-25°S va hatto 30°S gacha

bo'lishi mumkin. Zich o'simlik qoplami ustida sutkalik amplituda ancha kichik. Qor qoplami ustida ham sutkalik amplituda kichik bo'ladi.

Joy relg'efining shakli ham ma'lum ta'sir ko'rsatadi. Joy relg'efining qavariq shakllari ustida (tog' cho'qqilari va yonbag'irlari, do'mliklar) havo haroratining sutkalik amplitudasi tekislikka nisbatan kichiqroq, relg'efning botiq shakllari (vodiylar va chuqurliklar) ustida esa kattaroq bo'ladi (Voeykov qonuni). Buning sababi shundaki, qavariq shaklli relg'efda havo to'shalma sirt bilan kamroq maydonda o'zaro ta'sirlashadi hamda yangi havo massalari bilan almashib, undan tez olib ketiladi. Botiq shaklli relg'efda havo sirtidan ko'proq issiqlik oladi va kunduzgi soatlarda uzoqroq turadi. Tunda esa havo kuchliroq soviydi va yonbag'irlar bo'ylab pastga tushadi. Radiasiya kelishi va effektiv nurlanish kichik bo'lgan tor daralarda sutkalik amplituda keng vodiylarga nisbatan kichikroq bo'ladi.

## 6.7. Atmosferadagi harorat inversiyalari

*Harorat inversiyasi* deganda balandlik bo'yicha havo haroratining ortishi tushuniladi. Harorat inversiyalari troposferaning butun qalinligiga nisbatan yetarlicha kichik qatlamlarni egallashiga qaramay, troposferada tez-tez kuzatilib turadi.

Harorat inversiyasi haroratning ko'tarilishi kuzatilayotgan qatlam qalinligini ifodalovchi *quvvati* ( $\Delta z$ ) va inversiya qatlamining yuqori va quyi chegarasidagi haroratlar farqini ifodalovchi *chuqurligi* ( $\Delta t$ ) bilan tavsiflanadi. Inversiya qatlamida haroratning vertikal gradienti ( $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ ) manfiy qiymatga ega.

Atmosferaning turli qatlamlarida paydo bo'luchchi inversiyalar bevosita yer sirti ustida shakllanuvchi *yer sirti yaqini inversiyalari* va yer sirtidan ma'lum balandlikda shakllanuvchi *ko'tarilgan inversiyalarga* bo'linadi.

Er sirti yaqini harorat inversiyalarining turlari.

Bu inversiyalarning eng ko'p tarqalgan turi *radiasion inversiyalar* hisoblanadi. Yer sirti va unga qo'shni bo'lgan atmosfera qatlamlarining tungi radiasion sovushi radiasion inversiyalarning shakllanishiga sabab bo'ladi. Tungi ochiq havo va yer sirti yaqinida shamolning kuchsiz bo'lishi inversyaning paydo bo'lishida eng yaxshi sharoit hisoblanadi. Bunday sharoitlar yer yaqini antisiklonlari, ayniqsa ularning markaziy qismlari uchun xos bo'ladi. Yozda Quyoshning ko'tarilishi va yer sirtining isishi bilan radiasion inversiyalar yemiriladi. Yilning sovuq davrida radiasion inversiya kunduzgi vaqtida ham kuzatilishi mumkin.

Radiasion inversiyalarning quvvati odatda 200-300 m, chuqurligi esa 10-15°S va undan ko'proqni tashkil etadi. Arktika va Antarktida muzliklari ustida yer yaqini radiasion inversiyalari uzoq vaqt saqlanib turishi mumkin.

Ochiq suv sirtlari ustida radiasion inversiyalar kamdan-kam paydo bo'ladi. Ko'pincha *izotermiya*, ya'ni doimiy haroratga ega bo'lgan qatlam shakllanadi.

Inversiya qatlaming ichida kuchli termik turg'unlik kuzatilganligi uchun vertikal harakatlar o'ta sustlashadi. SHu sababdan shahar sharoitlarida radiasion inversiyalar atmosfera quyi qatlamlarining atmosfera aerozollari bilan kuchli ifloslanishiga olib keladi.

*Orografik inversiya* radiasion inversyaning ko'rinishlaridan biri hisoblanadi. Ochiq ob-havo kuzatilganda relg'efning botiq shakllarida sovuq havo turib qoladi va yer sirtiga qo'shni havo qatlamlarining o'ta kuchli sovushiga olib keladi. Masalan, tog' botiqligida joylashgan Verxoyanskda (sovuslik qutbi yaqinida), qishda o'rtacha harorat atrofdagi tog' yonbag'irlardagi haroratga nisbatan  $10-15^{\circ}\text{S}$  pastroq. Foydali qazilmalar olinuvchi karg'erlar antropogen kelib chiqishga ega bo'lган botiqliklardir. Qish paytida ulardagi havo o'ta kuchli ifloslanishi mumkin.

Er yaqini inversiyalarining ikkinchi turi *advektiv inversiyadir*. U iliq havo massasi sovuq yer sirtiga kirib kelganda paydo bo'ladi. Bu qishda iliq dengiz havosiningsovugan qithaga yoki yozda iliq qitha havosining sovuqroq dengiz sirtiga tomon harakatlanganda kuzatiladi.

Bu hollarda inversyaning yuqori chegarasida shivalama yog'in beruvchi qatlamli bulutlar shakllanishi mumkin. Namlik yetarli bo'lganda yer sirti yaqinida tuman hosil bo'ladi. Bunday inversiyalarning quvvati bir necha yuz metrga yetadi ( $500-600\text{ m}$ ), chuqurligi esa nisbatan kichik:  $5-6^{\circ}\text{S}$ .

*Qor yoki bahor inversiyasi* deb ataluvchi inversiya advektiv inversyaning ko'rinishlaridan hisoblanadi. U bahorda, qor qoplami ustiga harakatlanuvchi iliq havo bevosita yer sirti ustida sovuganda paydo bo'ladi. Bunday inversyaning quvvati kichik (yuz metrgacha).

Atmosferaning pastki  $1,5-2\text{ km}$  qatlamida *cho'kish inversiyasi* yoki *siqilish inversiyasi* deb ataluvchi ko'tarilgan inversiyalar tez-tez paydo bo'ladi. Ular ko'pincha turg'un antisiklonlarda, ham quruqlik, ham dengiz ustida katta hududlarda va uzoq vaqt davomida kuzatiladi. Bu inversiyalar havoning pastlama harakatlanishi va bunda adiabatik isishida paydo bo'ladi. Agar tushayotgan qatlam avval turg'un stratifikasiyaga ega bo'lsa, pastlashda u yanada turg'unlashadi va inversyaning shakllanishiga olib kelishi mumkin. Gap shundaki, havo massasining tushishida pastki qatlampagi havoning yoyilishi yuz beradi. Buning natijasida havo qatlaming yuqoridagi qismi vertikal bo'ylab ko'proq yo'lni o'tadi va pastki qismlarga nisbatan ko'proq adiabatik isiydi.

Bu inversiyalar katta quvvatga ( $0,8-1,0\text{ km gacha}$ ) ega bo'lishi mumkin, biroq ularning chuqurligi kichik ( $\Delta t \approx 2-3^{\circ}\text{S}$ ). Bahzida ular yer yaqini radiasion inversiyalari bilan qo'shilishi mumkin. Bu holda nafaqat katta quvvatli, balki chuqur ( $\Delta t = 15-20^{\circ}\text{S}$ ) inversiya qatlami shakllanadi.

*Passat inversiyalari* deb ataluvchi bunday turdag'i ko'tarilgan inversiyalar subtropik passatlarning ekvator tomonidagi chetida quyi  $1-2\text{ km}$  qatlamda deyarli doim kuzatiladi.

Ko'tarilgan inversiyalar bulut qatlamlari ustida ham shakllanishi mumkin. Bunda havoning pastlama harakati katta o'rinn tutadi. Bulut qatlaming ustida tushayotgan havo adiabatik isiydi. Bulutning o'zida esa havoning nam adiabatik

sovushi yuz beradi. Bu ikki jarayon dinamik kelib chiqishga ega bo'lgan *bulut usti inversiyasining* hosil bo'lishiga olib kelishi mumkin.

*Dinamik inversiyalar* quyi sath naysimon oqimlari deb ataluvchi minimal shamol tezliklari sohasida hosil bo'ladi. SHamolning katta tezliklarida (nay o'qida 15 m/s va undan katta) havoning yuqori va quyi qatlamlardan o'ziga xos so'rib olinishi yuz beradi. Yuqori qatlamlar pastlaydi va quruq adiabatik isiydi, quyi qatlamlar esa ko'tariladi va adiabatik soviydi. Bu jarayonlarning natijasida yaxshi shakllangan harorat inversiyasi paydo bo'ladi.

Er sirtidan ixtiyoriy balandlikda *frontal inversiyalar* kuzatilishi mumkin. Ular frontal zonalarning vertikal kesishmasida hosil bo'ladi. Vertikal bo'y lab sovuq front iliq front bilan kesishadimi, yoki iliq front sovuq front bilan kesishadimi, bundan qathiy-nazar pastdagi sovuq havodan yuqoridagi iliqroq havoga o'tish sodir bo'ladi.

## 6.8. Haroratning troposferadagi taqsimoti

Haroratning barcha kengliklarda balandlik bo'yicha kamayishi troposferadagi vertikal harorat taqsimotining o'ziga xos xususiyati hisoblanadi. Yarimshar bo'yicha o'rtacha vertikal harorat gradienti  $0,65^{\circ}/100\text{ m}$  ni tashkil qiladi. Biroq, kenglik va balandlikka bog'liq holda o'rtacha qiymatdan sezilarli chetlanishlar kuzatiladi.

$30^{\circ}$  sh.k. dan shimolda chegaraviy qatlama (tahminan 1,5 km balandlikkacha) butun yil davomida o'rtacha vertikal gradientlar troposferaning boshqa qismlariga nisbatan kichik bo'ladi. Qish va bahorda bu qatlama  $60^{\circ}$  sh.k. dan shimolda odatda haroratning *inversion* taqsimoti kuzatiladi. O'rta kengliklarda o'rtacha vertikal harorat gradientlari qishda  $0,05-0,10^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  dan yozda  $0,44^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  gacha o'zgaradi.

O'rta va yuqori troposferada vertikal gradientlar chegaraviy qatlama nisbatan katta. O'rta kengliklarning o'rta troposferasida gradient qishdan yozga  $0,40$  dan  $0,55^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  gacha, yuqori troposferada esa -  $0,60$  dan  $0,70^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  gacha o'zgaradi.

Quyi kengliklarda quyi troposferadagi vertikal gradientlar o'rta kengliklarga nisbatan ancha katta: yilning barcha mavsumlarida  $0,50^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  atrofida bo'ladi. Quyi kengliklarning o'rta troposferasida ular  $0,50-0,60^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ , yuqori troposferasida esa –  $0,70-0,75^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$  ni tashkil qiladi.

Troposferaning barcha sathlarida eng yuqori harorat (termik ekvator) iyulda  $20^{\circ}$  sh.k. yaqinida, yanvarda esa geografik ekvator yaqinida kuzatiladi.

Tropopauza troposferadan stratosferaga o'tuvchi qatlama sifatida kenglik va yil mavsumiga bog'liq holda katta harorat tebranishlariga uchraydi.

Eng baland (16-17 km) va sovuq ( $-76^{\circ}$  dan  $-82^{\circ}\text{S}$  gacha) tropopauza ekvatorial sohada kuzatiladi. O'rta kengliklarda tropopauza yozda 9-10 km va qishda 11-12 km balandlikda joylashadi.  $50^{\circ}$  sh.k. da butun yil davomida uning harorati tahminan  $-55^{\circ}\text{S}$  ga teng. Eng past tropopauza (8-9 km) qutbiy sohada kuzatiladi. Uning harorati qishda  $-56^{\circ}\text{S}$ , yozda esa  $-44^{\circ}\text{S}$  atrofida bo'ladi.

Quyi kengliklarda troposfera qalinligi va tropopauza balandligining ortishini intensivligi yer sirtiga kelayotgan quyosh radiasiyasining oqimiga bog'liq bo'lgan vertikal almashinuvning ta'siri bilan tushuntirish mumkin. Bu oqim katta bo'lgan joylarda katta balandliklargacha tarqaluvchi intensiv turbulent (konvektiv) almashinuv rivojlanadi.

Subtropik kengliklarda ( $30-40^{\circ}$ ) tropopauza uzulishlarining mavjud bo'lishi tropopauza balandligining kengliklar bo'yicha taqsimotining o'ziga xos xususiyatidir. Ekvatorial va tropik kengliklarda tropopauzaning balandligi 16-17 km tashkil qiladi va kenglik bo'yicha kam o'zgaradi. O'rta va yuqori kengliklarda tropopauza 8-12 km balandlikda joylashadi, shu bilan birga qutbga tomon tropopauzaning asta-sekin pastlashi kuzatiladi. Tropopauza uzelish hududining kengligi 2000-2300 km ga yetadi, uning qalinligi esa 2-3 km bo'ladi.

### Asosiy xulosalar

1. Yer tomonidan yutilgan nurli energiyaning o'zgarishi sirt issiqlik balansi tenglamasi bilan tavsiflanadi. Bu balansning asosiy tarkibiy qismlari bug'lanish qo'shni havo qatlamini isitish va pastki qatlamlarni uchun tuproq va suv isitish uchun issiqlik sarfidir.

2. Tuproq va suvda issiqlik tarqalishining xususiyatlari fizik parametrlarini hisobga oladigan (issiqlik quvvati, issiqlik o'tkazuvchanligi va boshqalar) Furye qonunlari tavsiflangan. Ikkala muhit uchun kunlik va yillik o'zgarishlar xarakterlidir shuningdek joyning kengligiga ,ham bog'liqlik.

3. Atmosferaning harorat rejimi turbulent atmosferadagi issiqlik oqim tenglamasi– atmosfera fizikasining yana bir asosiy tenglamasi bilan tavsiflanadi Haroratning davriy bo'lмаган o'zgarishi kichkik vaqt oralig'i uchun (bir kungacha) asosan advektiv va konvektiv issiqlik oqimi bilan asoslangan. Uzoqroq davriy vaqt uchun turbulent, fazali va nurli issiqlik oqimlarini hisobga olish kerak.

4. Atmosferaning chegara qatlamidagi havo haroratining kunlik o'zgarishiga kun, yil, vaqt va joyning kengligiga asoslangan turbulent va konvektiv issiqlik almashinushi jarayonlari eng ko'p ta'sir qiladi.Haroratlar vertikal taqsimotning muhim ob'ektlari kelib chiqishi h ar xil sirt va ko'tarilgan inversiyalardir.

5. Troposferada va stratosfera ostida haroratning tarqalish qonuniyatları issiqlik rejimiga turli xil alohida komponentlar hissa qo'shanligi sababli issiqlik oqimi tenglamasiga kiruvchi yilning har xil fasllarda ta'sir qiluvchi haroratning

gorizontal gradient yo'nalishi shakllanadi.

### Nazorat savollari

1. Erning sirti issiqlik balansi tenglamasiga qanday tarkibiy qismlar kiradi ?
2. Yer sirtida qaysi omillar ta'sirida harorat rejimi hosil bo'ladi?
3. Tuproqda issiqlik qanday tarqaladi? Furye qonunlari nimani bildiradi?
4. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlar nimani bildiradi ?
5. Turbulent atmosferada issiqlik oqimi tenglamasini chiqaring.  
Uning individual qo'shilichuvlarini tahlil qiling.
6. Advektiv va konvektiv issiqlik oqimlar deb nimaga aytiladi?  
Atmosferaning issiqlik o'tkazuvchanligi tenglamasi?
7. Yer sirt yaqinida havoning haroratining sutkalik o'zgarishiga qanday omillar sabab bo'ladi?
8. Atmosfera chegara qatlqidagi havo harorati qanday va nima uchun o'zgaradi?
  
9. Atmosferada haroratning qanday inversiya turlar yuzaga keladi?  
Ularning kelib chiqishi qanday?
10. Troposfera va stratosferaning issiqlik rejimiga tavsif bering?

### **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

## 7- MAVZU. ATMOSFERANING SUV REJIMI

### Reja

1. Yer sharida namlik aylanishi haqida umumiy ma'lumotlar
2. Turubulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi
3. Tabiiy sharoitda bug'lanish. Bug'lanuvchanlik
4. Atmosferada havo namligining o'zgarishi
5. Atmosferada suv bug'ining kondensasiyasi va sublimasiyasi
6. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti
7. Bulutlar. Bulutlarning tasnifi
8. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi
9. Yer sirti gidrometeorlari

### Asosiy tushunchalar

1. Oqim - ma'lum bir hududdan yog'ingarchilik suvining daryolar va keyin okeanlarga yoki yopiq ko'llarga oqishi. Oqim er osti va sirtiy bo'ladi; ikkinchisi nishab oqim va o'zan suv yo'llariga bo'linadi. Oqim - namlik aylanishining bir tarkibiy qismlari.

2. Dalton qonuni - bug'lanish darajasi va namlik defitsit o'tasidagi bog'liqlik  $w = A(E'-e)$ , bu erda  $E'$  - to'yingan suv bug'ining bug'lanish yuzasi haroratidagi elastikligi,  $e$  - bug'lanadigan sirt ustidagi bug' bosimi,  $A$  - mutanosiblik koeffitsienti.

3. Musson - Yer yuzining muhim qismi ustidan troposfera pastki kilometrlarda ancha barqaror havo ko'chishi Yiliga ikki marta qarama-qarshi tomonga yoki qarama-qarshi tomonga qarab yoki qarama qarshi tomonga yaqinroq tomonga yo'nalishda. Qishgi musson har doim yozgi mussonga qarama-qarshi bo'lgan yo'nalishga qarshi turadi. Mussonning ma'lum bir yarim yillikdagi asosiy (umumiy) yo'nalishi, ayniqsa mo'tadil kengliklarda, doimiy ravishda saqlanib qolmaydi. Musson oqimi vaqtincha boshqa yo'nalishdagi shamollar bilan almashtirilganda uzilishlar yuz beradi.

4. Tarqoq tizim - hech bo'lmaganda ikki fazadan tarkib topgan ko'ra, va ulardan biri, dispers faza, boshqa fazadagi juda kichik o'lchamdagи zarralar shaklda taqsimlanadi - dispersiya muhiti -fizik-kimyoviy tizimdir. Bu yerda

kolloidlarni, shu jumladan aerozollarni o'z ichiga oladi. Atmosfera havosi unda o'lchangan chang zarralari, kondensatsiya mahsulotlari va boshqalar tarqalgan tizim –dispers tizim hisoblanadi.

5. Uyali konvektsiya - suyuqlikning ingichka qatlamida konveksiya xususiyati,

erkin sirt bilan va pastdan isitiladi: suyuqlikning pastki va yuqori yuzalaridagi harorat farq bo'lganda ma'lum bir chegara oshib ketadi, suyuqlik gorizontal ravishda buziladi.

Ularning har birining markazida konveksiya harakati yuqoriga, atrofda esa pastga yo'naltiriladi. Asta-sekin yacheykalar to'g'ri olti burchakli bo'ladi. Atmosfera sharoitlarida konvektsiyalar shnday xarakterga ega bo'lishi mumkin.

6. Koagulyasiya - bulutlarning yoki tumanning to'qnashishi va birlashishi (muzlashi) tufayli elementlarning (tomchilar yoki kristallar) kattalashishi, oxir-oqibat bulutdan katta elementlarning tushishiga yoki yog'ingarchilik shaklida tumanga olib keladi. Bunday holda tomchilar (birlashishi) yoki juda sovgan tomchilari bo'lgan muzl kristalli zarralar bir-biri bilan birlashishi mumkin.

### **7.1. Yer sharida namlik aylanishi haqida umumiy ma'lumotlar**

Er sharida suvning doimiy aylanishi sodir bo'lib turadi. Atmosferaga suv okeanlar va materiklardan bug'lanish natijasida kelib qo'shiladi. Atmosferada u kondensasiyalanadi va buning natijasida bulut hosil bo'ladi, yog'inlar yuzaga keladi va yer yuzasiga yog'adi.

Suv aylanishining butun zanjirini ko'rib chiqamiz. Hozirgi vaqtida uni *atmosferada namlik aylanishi* deb atash qabul qilingan.

O'rtacha ko'p yillik namlik aylanishi quyidagilar bilan harakterlanadi. Qithalarda daryolarning sirdagi oqimi yog'inlar miqdorining bug'lanishdan katta bo'lganligi hisobiga shakllanadi. Okeanlarda bug'lanish yog'inlar miqdoridan  $110\text{ mm}$  ga ortiq. Bu suv bug'ining ortiqcha miqdori havo oqimlari bilan qithalarga yetib kelib, bu yerda kondensasiyalanadi va bulutlar hosil bo'ladi.

Atmosfera suv bug'i va suv ko'rinishida o'rtacha  $1,29 \cdot 10^{13}\text{ kg}$  namlikni o'zida ushlab turadi. Bu keltirilgan suv qatlaming  $25,5\text{ mm}$  ini tashkil qiladi. Bir yilda yoqqan yog'inlarning miqdori  $1131\text{ mm}$  ga tengligini hisobga olsak, bir yilda atmosferadagi suv bug'i  $45$  marotaba yoki  $8,1$  sutkada butunlay almashadi. Taqqoslash uchun – okeanlarda suvning to'la almashishi  $2500$  yilda 1 marta kuzatiladi.

Er atmosferasining energetik rejimida suv bug'ining roli beqiyos.  $1\text{ sm}^2$  Yer sirtidan qalinligi  $113,1\text{ sm}$  ga teng bo'lgan suv qatlaming bug'lanishiga tahminan  $2,82 \cdot 10^5\text{ J}$  energiya miqdori sarflanadi.  $1\text{ sm}^2$  yuzali atmosferaning ustuni bir yilda  $7,6 \cdot 10^5\text{ J}$  energiyani yutadi. SHunday qilib, yutilgan energiyaning  $30\%$  bug'lanishga sarflanadi. Bug'lanishga sarflanadigan issiqlik sarfiga teng bo'lgan atmosferadagi suv bug'ining kondensasiyalanishidan hosil bo'ladigan issiqlik uzatilishi atmosfera uchun  $2 \cdot 10^{12}\text{ kVt}$  ga teng bo'lgan kinetik energiyaning generasiya tezligidan tahminan 15 marta katta.

### **7.2. Turubulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi**

Atmosferada suv bug'inig tarqalishi o'rtacha tezlikli tartiblangan ko'chish va turubulent almashinuvdan tashkil topadi. Molekulyar diffuziya faqat bug'lanayotgan sirtga bevosita yaqin joyda, ya'ni bug'lanayotgan sirtdan bir necha mm masofada sezilarli ahamiyatga ega.

To'yinmagan havo uchun turbulent atmosferada suv bug'i uzatilishi tenglamasini keltirib chiqaramiz. Harakatlanayotgan zarracha uchun suv bug'ining massa ulushi o'zgarmas bo'lganligi sababli, suv bug'ining turbulent oqimi uning massa ulushi gradientiga mutanosib bo'ladi:

$$Q_x = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y}; \quad Q_z = -k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z}$$

bu yerda  $k'_b$  – suv bug'ining turbulent diffuziya koeffisienti,  $k_b$  – turbulentlik koeffisienti,  $\rho_b$  – suv bug'ining zichligi.

Tahkidlash kerakki, havo namligining boshqa harakteristikalari (mutlaq va nisbiy namlik, suv bug'ining parsial bosimi, shudring nuqtasi harorati) havo zarrachasining harakati davomida o'zgaradi.

*Suv bug'ining oqimi* bu birlik vaqt ichida oqimga perpendikulyar bo'lган birlik yuzadan oqib o'tgan suv bug'ining miqdoridir ( $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ).

Uzatilish va oqim o'zaro bog'liq ekanligidan:

$$\rho \varepsilon_b = -\operatorname{div} \vec{Q}$$

Demak, birlik vaqt davomida (1 s) birlik hajmga suv bug'ining turbulent uzatilishi quyidagiga teng:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial x} \left( k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

Bundan keyin suv bug'ining turbulent diffuziya koeffisienti turbulentlik koeffisientiga teng ( $k'_b = k$ ) deb hisoblaymiz.

Tenglama tarkibidagi hadlarning tartib qiymatlari bir xil emas – gorizontal turbulent uzatilishni ifodalovchi hadlarning tartib qiymatlari vertikal turbulent uzatilishni ifodalovchi haddan bir-ikki tartibga kichik. SHu sababli:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

Harakatlanayotgan havo zarrachasida suv bug'i massa ulushining vaqt bo'yicha o'zgarishi uning to'liq hosilasi  $\frac{ds}{dt}$  bilan harakterlanadi. Havo zarrachasida suv bug'i miqdorining o'zgarishi quyidagiga teng bo'ladi:

$$\rho \frac{ds}{dt} = \varepsilon_b \quad \text{yoki} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

To'liq hosilani  $x, y, z, t$  koordinatalari bo'yicha xususiy hosila orqali ifodalab:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z}$$

$\frac{\partial s}{\partial t}$  ga nisbatan quyidagini topamiz:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho}$$

*Bu turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chish tenglamasidir.*

Bu tenglamaga muvofiq, fazoning ma'lum nuqtasida suv bug'i massa ulushining o'zgarishi quyidagi jarayonlar bilan belgilanadi.

1. Gorizontal yo'nalishda o'rtacha oqim bilan suv bug'inining tartiblangan ko'chishi – *suv bug'inining adveksiysi*. Agar havo  $s$  ning qiymatlari katta hududdan uning qiymatlari kichik hududiga ko'chsa, suv bug'i massa ulushining ortishi  $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$  kuzatiladi. Haqiqatdan ham, havo oqimini  $x$  o'qi bo'yicha yo'naltirsak ( $u>0, v=0$ ), u holda  $\frac{\partial s}{\partial x} < 0, \frac{\partial s}{\partial t} > 0$ . Aksincha bo'lganida esa  $\frac{\partial s}{\partial x} > 0$ , suv bug'inining massa ulushi adveksiya ta'sirida kamayadi  $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$ .

2. Vertikal oqimlar bilan suv bug'inining tartiblangan ko'chishi – *suv bug'inining konveksiysi*. Agar bug' ulushi vertikal bo'yicha kamaysa  $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$ , u holda ko'tariluvchi havo oqimlarida ( $w>0$ ) ko'rيلayotgan sathda suv bug'inining massa ulushi vaqt o'tishi bilan ortadi  $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$ . Pastga tushuvchi havo harakatlarida ( $w<0$ ), u kamayadi  $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$ . Bunday vaziyat atmosferada tez-tez kuzatiladi.

3. Turubulent diffuziya natijasida suv bug'inining ko'chishi. Vertikal yo'nalishda turbulent diffuziyaning roli juda katta. Turbulent aralashish hisobiga diffuziya suv bug'i massa ulushining vertikal bo'yicha tekis taqsimlanishiga olib keladi. Turbulent diffuziya yo'li bilan gorizontal yo'nalishda suv bug'inining ko'chishi nihoyatda kichik. Lekin, to'shalgan sirtning xususiyatlari keskin o'zgaradigan joylarda (masalan, dengiz sohili) gorizontal turbulent diffuziyaning ulushi hisobga olinishi kerak.

4. Tenglamadagi oxirgi had suvning fazaviy o'tishlari natijasida (bug'lanish, kondensasiya) havo zarrachasida suv bug'inining ortishi yoki kamayishini harakterlaydi. Bu yerda  $m$  – birlik vaqt ichichda birlik hajmda kondensasiyalangan (yoki bug'langan) suv bug'i (yoki suvning) massasidir.

### 7.3. Tabiiy sharoitda bug'lanish. Bug'lanuvchanlik

Molekulyar-kinetik nazariyaga muvofiq, bug'lanish shunday jarayonki, uning davomida suyuqlikning ma'lum bir qismi sirtdan uzilib chiqib ketadi. Ko'rيلayotgan haroratda bu molekulalarning o'rtacha kinetik energiyasi sirtga yaqin bo'lган suyuqlik qatlqidagi qo'shni molekulalarning tortish kuchini yengnishga yetarli bo'ladi. Bu jarayon davomida bajarilgan ish bug'lanish issiqligiga teng bo'ladi. Suv uchun  $0^{\circ}\text{S}$  haroratda bug'lanish issiqligi  $2500 \text{ kJ/kg}$ ,  $100^{\circ}\text{S}$  ga teng bo'lган haroratda –  $2258 \text{ kJ/kg}$  ga teng bo'ladi.

Amaliy maqsadlarda qiymati birlik vaqt mobaynida birlik yuzadan bug'langan suv massasiga teng bo'lган *bug'lanish tezligi* hisoblanadi.  $1 \text{ m}^2$  yuzadan bug'langan  $1 \text{ mm}$  qalinlikli suv  $1 \text{ kg}$  massaga teng bo'ladi. Demak, bug'lanish tezligi  $\text{kg/m}^2$  yoki  $\text{mm/s}$  da o'lchanadi. Tabiiy sharoitlarda bug'lanish

tezligi ko'p omillarga bog'liq. Dalg'ton qonuniga asosan, bug'lanish tezligi namlik defisitiga (etishmasligiga), ya'ni bug'lanayotgan sirt haroratida to'yingan suv bug'inining parsial bosimi  $Y_s$  va havodagi suv bug'inining parsial bosim ye o'rtasidagi farqqa mutanosib. Bundan tashqari bug'lanish tezligi havo bosimi  $R$  ga teskari mutanosib. Lekin bu omilni faqat tog'li hududlarda hisobga olish lozim. Tekislikda havo bosimining tebranishlari hisobga oladigan darajada emas.

Umumiy ko'rinishda quyidagi empirik ifodani qo'llab bug'lanish tezligini aniqlash mumkin:

$$V = k \frac{E_s - e}{P} f(\vartheta),$$

bu yerda  $k$  – bug'lanayotgan sirtning o'lchami va turiga bog'liq bo'lgan mutanosiblik koeffisienti,  $f(\vartheta)$  – shamol tezligining bug'lanish tezligiga ta'sirini hisobga oluvchi funksiya.

Ifodadan ko'riniib turibdiki,  $Y_s - e$  ayirma qancha katta bo'lsa, bug'lanish tezligi shuncha katta bo'ladi. Agar bug'lanayotgan suvning harorati havo haroratidan katta bo'lsa, u holda  $Y_s$  ko'rileyotgan havo haroratidagi to'yinish bosimidan Ye dan katta bo'ladi. Bunda havodagi suv bug'i to'yinish holatida bo'lsa ham bug'lanish davom etaveradi, chunki  $ye = E_s$  bo'lsada  $Ye < E_s$ . Agar bug'lanayotgan sirt havodan sovuqroq bo'lsa, u holda yetarlicha katta nisbiy namlikda  $Ye < e$  bo'lib qolishi mumkin. Bunday sharoitda havoda to'yinish bo'lmasa ham sirtta kondensasiya boshlanishi mumkin.

Suv havzalari o'lchamining bug'lanish tezligiga ta'siri quyidagida. Barcha suv havzalarini uchga bo'lish mumkin: kichik (diametri 1 km dan kam), chegaralangan (diametri 1 km dan 100 km gacha) va cheksiz (diametri 100 km dan ortiq).

CHeksiz suv havzalari ustida havo harorati, namligi hamda shamol tezliklari (fazo va vaqt bo'yicha) nisbatan sekin o'zgaradi. Demak, suv bug'inining ko'chish tenglamasidagi advektiv va konvektiv hadlarning, shuningdek, shamolning bug'lanish tezligiga ta'siri katta bo'lmaydi.

Kichik suv havzalari ustida suv va quruqlik o'rtasidagi havo harorati va namligining gorizontal farqlari katta bo'ladi. Quruqlik ustidan to'yinmagan havoning adveksiyasi namlik defisitini orttirib, shamol tezligiga bog'liq ravishda bug'lanishni kuchaytiradi.

Bir xil turdag'i yer sirtlari uchun *haqiqiy bug'lanish* yoki *bug'lanish* va *mumkin bo'lgan bug'lanish* yoki *bug'lanuvchanlikni* ajratish mumkin.

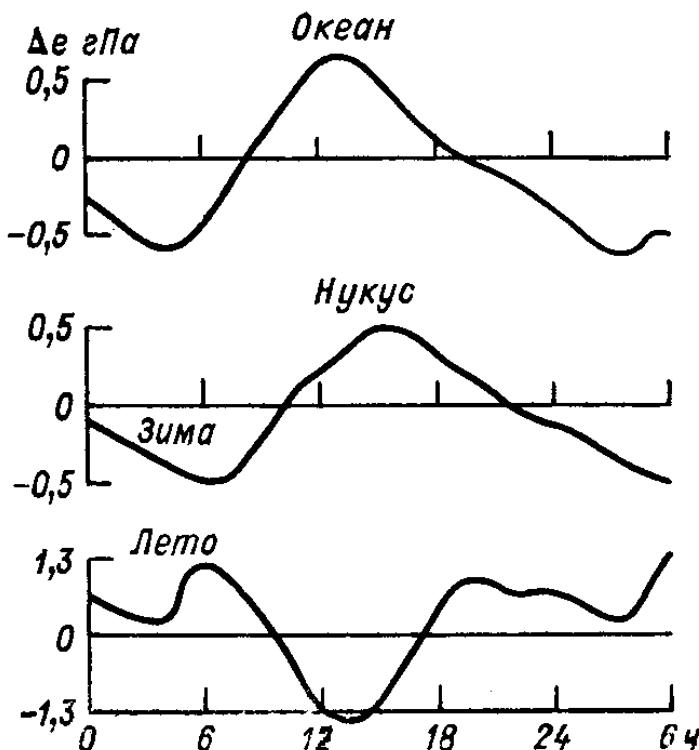
Bug'lanuvchanlik deb, namlik zahirasi bilan cheklanmagan, mumkin bo'lgan maksimal bug'lanishga aytildi. Suv havzasasi yoki ortiqcha namlangan tuproq yuzasidan bug'lanish kattaligi bug'lanuvchanlik kattaligiga mos keladi. Ortiqcha namlangan hududlarda haqiqiy bug'lanish bug'lanuvchanlikka yaqin, qurg'oqchil hududlarda bug'lanish bug'lanuvchanlikdan ancha kichik bo'ladi.

## 7.4. Atmosferada havo namligining o'zgarishi

Atmosferaga suv bug'ining qo'shilishini tahminlovchi yagona jarayon Yer sirtidan suvning bug'lanishidir. Suv bug'i elastikligi ye, mutlaq namlik  $a$  va suv bug'i massa ulushi  $s$  ning sutkalik o'zgarishi, havo harorati sutkalik o'zgarishi kabi ko'p yillik o'rtacha qiymatlarida alohida kunlar bo'yicha qiymatlariga nisbatan yaqqolroq ko'rindi.

Yuqorida sanab o'tilgan havo namligi harakteristikalarini sutkalik o'zgarishlarining ikki turi ajratildi.

Birinchi tur havo harorati sutkalik o'zgarishi kabi oddiy sutkalik o'zgarishga ega. Sutkalik maksimum kunduzi, havo harorati eng yuqori qiymatlariga erishganida, minimum esa – Quyosh chiqishidan oldin kuzatiladi. Bu tur muntazam bug'lanish imkoniyati bor bo'lган juda nam, shu bilan birga kuchsiz vertikal namlik almashinuvi kuzatiladigan joylarga xos. SHu sababli mazkur sutkalik o'zgarish keng suv sirtlari va qishda qithalar uchun harakterli (12-rasm).



12-rasm. Suv bug'i bosimining tropik okeanda va cho'lda (Nukus) qish va yozda sutkalik o'zgarishi.  $\Delta e$  - o'rtacha sutkalik qiymatlaridan chetlanish.

Sutkalik o'zgarishning ikkinchi turi yilning iliq, suv bug'ining bosimi, mutlaq namlik va suv bug'ining massa ulushi  $s$  ikkilangan sutkalik o'zgarishga ega bo'lган paytda, qithalar ichkarisida kuzatiladi (12-rasmga qarang). Birinchi minimum havo harorati minimumi kuzatilganda erishiladi. So'ng soat 9-10 largacha havo harorati ortishi bilan namlik harakteristikalarini ham tez ortadi. Bundan keyin namlik kamayadi va soat 15 larda ikkinchi minimum kuzatiladi. Quruq va issiq hududlarda bu minimum asosiy hisoblanadi. Ikkinci

minimumdan keyin namlik qiymatlari yana orta boshlaydi va soat 21-22 larda ikkinchi maksimumga erishadi, so'ngra namlik ertalabki minimumgacha kamayadi.

Havo namligi ikkilangan sutkalik o'zgarishining sababi quruqlik ustida kunduzgi soatlarda konveksiyaning rivojlanishi hisoblanadi. Quyosh chiqishi bilan tuproq isiy boshlaydi. Bu bilan birga bug'lanish ortadi va Yer yuzasi yaqinida bug' elastikligi ortadi. Biroq soat 8-10 lar atrofida Yer yuzasi yaqinidagi qatlamda noturg'un stratifikasiya yuzaga keladi va konveksiya yetarlicha rivojlanadi. Konveksiya jarayonida suv bug'i uning gradienti yo'nalishida, ya'ni pastdan yuqoriga ko'chadi. Bu kunduzi Yer yuzasi yaqinida bug' miqdorining kamayishiga olib keladi. Kechga tomon konveksiya kuchsizlanadi, isigan tuproq ustidan bug'lanish esa hali yuqori. SHu sababli Yer yuzasi yaqinidagi qatlamda bug' miqdori orta boshlaydi. Biroq tungi soatlarda bug'lanish juda kamayib ketadi, havo sovishida Yer yuzasidan suv bug'i kondensasiyalanadi va shudring hosil bo'ladi. Bug' elastikligining tungi kamayishi shunga bog'liq.

Tog' stansiyalarida bug' elastikligining sutkalik o'zgarishi harorat o'zgarishiga parallel: maksimum tushdan keyin, konveksiya suv bug'ini yuqori qatlamlarga intensivroq olib keta boshlaganda yuzaga keladi. Tog' stansiyalarida amplituda kichik va ekstremal qiymatlar kechikadi.

Nisbiy namlikning sutkalik o'zgarishi bug' xaqiqiy elastikligining ye sutkalik o'zgarishi va to'yingan bug' bosimining Ye sutkalik o'zgarishiga bog'liq. Biroq, u bevosita haroratning sutkalik o'zgarishi bilan bog'liq. Bug' bosimi ye umuman, sutka davomida kam o'zgaradi; to'yingan bug' bosimi Ye harorat bilan birga keskin o'zgaradi. SHu sababli nisbiy namlikning sutkalik o'zgarishi haroratning sutkalik o'zgarishiga yetarlicha teskari bog'liq. Harorat pasayganda nisbiy namlik ortadi, harorat ortganda esa kamayadi. Natijada nisbiy namlikning sutkalik minimumi havo haroratining sutkalik maksimumiga, ya'ni tushdan keyingi soatlarga mos keladi, nisbiy namlikning sutkalik maksimumi esa havo harorati sutkalik minimumiga, ya'ni quyosh chiqishidan oldingi soatlarga mos keladi.

Balandlik ortishi bilan suv bug'i elastikligi, mutlaq namlik va suv bug'inining massa ulushi kamayib boradi. Pastki 100 m qatlamda aytib o'tilgan kattaliklarning taqsimoti logarifmik qonun bo'yicha yetarlicha yaxshi izohlanadi.

Balandlik ortishi bilan namlikning kamayishi alohida hollarda turlicha kechadi. Bu havoning aralashish sharoiti va haroratning vertikal taqsimotiga bog'liq. O'rtacha qilib olinganda suv bug'i bosimi balandlik ortib borishi bilan kamayib boradi. Balandlik ortgan sari suv bug'i bosimi bilan birga havodagi mutlaq namlik ham tez kamayib boradi.

Namlik harakteristikalarining balandlik bo'yicha taqsimotini izohlovchi empirik formulalar mavjud. Xususan, bu Zyuring-Xrgian formulasi:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}},$$

bu yerda  $ye_0$  – yer yuzasi sathida suv bug'i bosimi (elastikligi),  $z$  – balandlik (kilometrlarda).

O'lchov ma'lumotlari bo'yicha jami suv bug'inining 55% i - pastki 20 km qatlamda, 90% i – 0-5 km qatlamda va 99% dan ortig'i troposferada joylashgan.

Nisbiy namlik balandlik bo'yicha qonuniyatga kamroq bo'ysunib o'zgaradi. Umuman u balandlik ortishi bilan kamayadi. Biroq bulut hosil bo'ladigan sathda nisbiy namlik albatta ortadi. Harorat inversiyasi mavjud sathlarda u harorat ortishi natijasida juda keskin kamayadi.

Mutlaq namlikning balandlik bo'yicha taqsimotini bilgan holda, yer yuzasi birlik maydoni ustidagi butun havo ustunida qancha suv bug'i mavjudligini hisoblab topish mumkin. Bu kattalikni atmosfera ustunining namlik miqdori deb ataladi. Yer yuzasining har bir kvadrat metr bo'lagi ustidagi atmosfera havosida 28,5 kg atrofida suv bug'i mavjud.

## 7.5. Atmosferada suv bug'inining kondensasiyasi va sublimasiyasi

Atmosferada va yer yuzasi ustida doimo suvning bir agregat holatdan boshqa holatga fazaviy o'tishi sodir bo'lib turadi. Grafik ko'rinishda bu o'tishlar suv uchun faza holati diagrammasi yordamida tasvirlanishi mumkin. Diagrammada uchta chegara ajratiladi, bu chegaralarning har birida suv kristall faza holatida (muz), suyuq - suv yoki bug' holatida - bug' bo'lishi mumkin.

Atmosferada kondensasiyaning (sublimasiyaning) *zaruriy fizik sharti* – bu biron-bir doimiy namlik miqdoriga ega bo'lgan havo hajmining sovishi yoki uning namlik miqdorining harorat o'zgarmas saqlanganda ortishidir. Real atmosferada odatda ikkala omil bir vaqtda ta'sir qiladi.

Havo massasining sovishi quyidagicha sodir bo'ladi:

- havoning adiabatik ko'tarilishida haroratning pasayishi yo'li bilan;
- nurlanish yo'li bilan issiqlik yo'qotilishi;
- termodinamik xususiyatlari bo'yicha ikki xil havo massalari orasida turbulent va molekulyar yo'l bilan issiqlik almashinishi yo'li bilan.

Havo massasidagi namlik miqdorining ortishi qandaydir miqdordagi suv bug'inining bug'lanishi yoki namligi ko'proq bo'lgan havoning bu joyga gorizontal adveksiyasi hisobiga sodir bo'ladi.

Kondensasiya jarayoni boshlanishi uchun atmosferada *kondensasiya yadrolari* mavjud bo'lishi kerak. Bu kondensasion jarayonlar uchun yetarli shart. Kondensasiya yadrolari mavjud bo'lmasa to'yinish sakkiz marta yuqori bo'lganda ham kondensasiya tomchilari hosil bo'lmas edi.

Tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, atmosferada shunday kondensasiya yadrolari uchraydiki, ularning o'lchamlari  $10^{-7}$  dan  $10^{-3}$  sm gacha bo'lishi mumkin.

Kondensasiya yadrolarini ularning o'lchamlariga qarab uch guruhg'a bo'lish mumkin:

- $5 \cdot 10^{-7}$  dan  $2 \cdot 10^{-5}$  sm radiusli zarrachalar, ular *aytken yadrolari* deb ataladi;
- $2 \cdot 10^{-5}$  dan  $10^{-4}$  sm radiusli zarrachalar, ular *yirik yadrolar* deb ataladi;
- $10^{-4}$  sm dan katta radiusli zarrachalar *gigant kondensasiya yadrolari*.

Kondensasiya yadrolari balandlik bo'yicha notekis taqsimlanadi.

## 7.6. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti

*Tuman* deb bevosita yer yuzasi ustidagi havoda muallaq holatdagi kondensasiya mahsulotlarining (suv tomchilari, muz kristallari yoki ikkalasi birgalikda) to'planib qolishiga aytildi, bunda gorizontal ko'rinish uzoqligi 1 km va undan ham kam bo'lishi mumkin.

Ko'rinish masofasi 1 km va undan ortiq bo'lganda havodagi muallaq tomchi va muz kristallari to'plami *tuman pardasi* (siyrak tuman) deb ataladi.

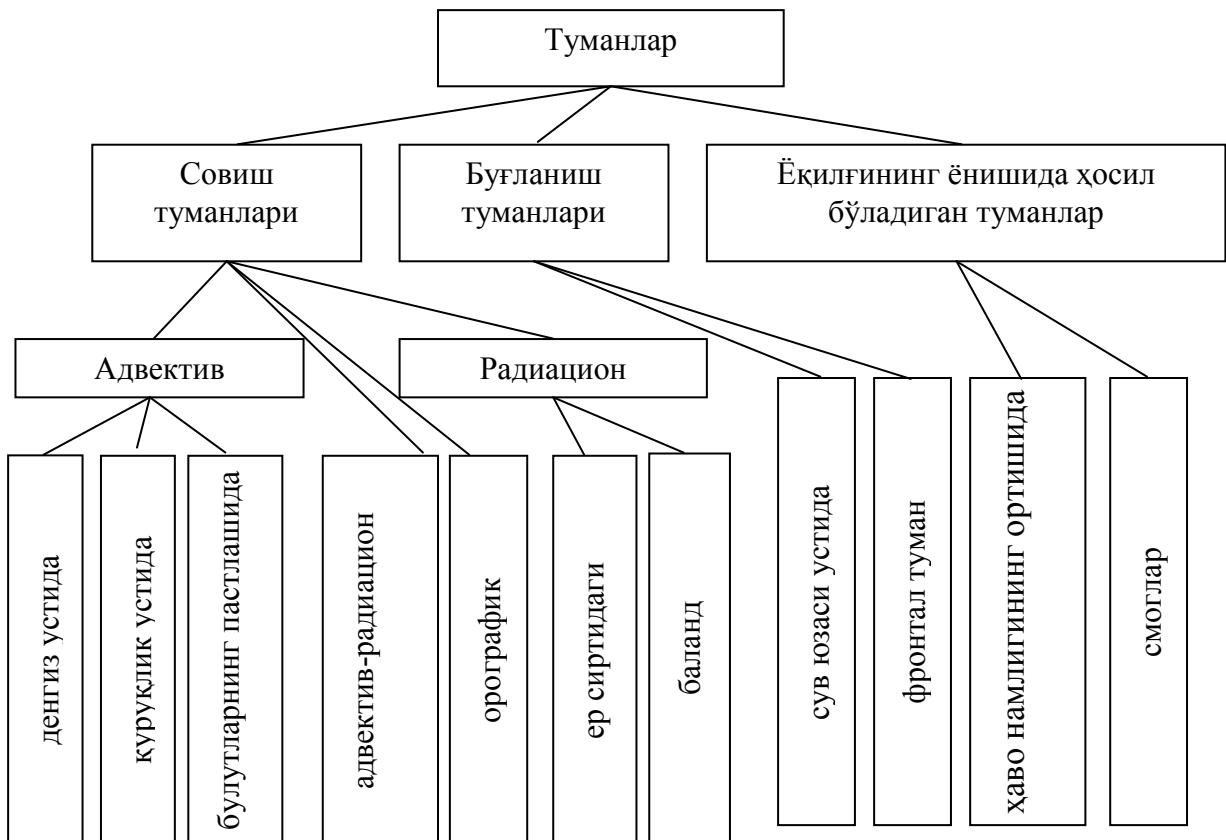
Tuman qatlami yuqori chegarasining balandligiga qarab shartli ravishda quyidagilarni ajratish mumkin:

- er ustidagi tumanlar (balandligi 2 m gacha);
- quyi (2-10 m);
- o'rta (10-100 m);
- baland (100 m dan baland).

SHuni tahkidlaymizki, tuman va tuman pardasidan tashqari ko'rinishning yomonlashishi chang yoki tutun hisobiga ham bo'lishi mumkin. Bu hodisa *g'ubor* deb ataladi. Unda nisbiy namlik 100% dan ancha kam.

Tumanlarni tasniflash prinsipi turlichcha bo'lishi mumkin. Mikrotarkibiy harakteristikalari bo'yicha tumanlarni suyuq-tomchili, kristall, aralash va tutun, chang va sanoat chiqindilari zarrachalaridan tashkil topgan qattiq (smog) ko'rinishlarga ajratish mumkin. Tumanlardagi tomchilar o'lchamlarining taqsimoti bo'yicha monodispers va polidisperslarga ajratiladi. Tumanlar odatda intensivligiga qarab quyidagicha bo'linadi: kuchsiz – ko'rinish masofasi 500-1000 m, mo'htadil – ko'rinish masofasi 100-500 m va kuchli – ko'rinish masofasi 100 m dan kam.

Hosil bo'lishining fizik sharoitiga ko'ra tumanlarning quyidagi tasnifi qabul qilingan (13-rasm). Tumanlar ikki sinfga bo'linadi. *Sovish tumanlari* va *bug'lanish tumanlari*. Harorat o'zgarishi harakteriga bog'liq holda sovish tumanlari radiasion va advektiv tumanlarga bo'linadi, bug'lanish tumanlari esa suv yuzasi ustidan bug'lanish tumanlari va yomg'ir tomchilari bug'lanishi (frontal) tumanlariga bo'linadi.



13-rasm. Tumanlarning tasnifi.

Har xil turdag'i tumanlar hosil bo'lishining meteorologik sharoitlarini ko'rib chiqamiz.

1. *Advektiv tumanlar* katta sovuq yuza ustidan harakatlanayotgan iliq havo massalarida yuzaga keladi, ya'ni havo massalari quyi kengliklardan yuqori kengliklarga ko'chayotganda yoki qishda iliq dengizdan sovuq quruqlik ustiga, yozda iliq quruqlik ustidan sovuq dengizga, hamda dengizning iliq joyi ustidan sovuq joyi ustiga ko'chganida yuzaga keladi (masalan, Ng'yufaundlend oldida havo Golg'fstrim oqimi sohasidan Labrador oqimi sohasiga ko'chganda).

Quruqlikda advektiv tumanlar quyi va yuqori kengliklar orasida hamda quruqlik va dengiz orasida sezilarli harorat farqi mavjud bo'lganda asosan kuzda va qishda kuzatiladi. Dengizda ular bahor va yozda ko'proq kuzatiladi.

Advektiv tumanlar yuzlab metr balandga cho'zilib boradi. Ular shamolning katta tezliklarida yuzaga keladi, shuning uchun ularda tomchilar koagulyasisi sodir bo'ladi va shivalama harakterga ega bo'ladi. Bu tumanlardagi eng yirik tomchilar yog'adi.

Advektiv tumanlar paydo bo'lishi uchun qulay meteorologik sharoitlar quyidagicha:

- sovuq to'shalgan sirtga kelgan iliq havo massasining katta nisbiy namligi;
- havo massasi va to'shalgan sirt orasida haroratning katta farqlari;
- kuchsiz yoki o'rtacha shamol tezliklari (2-5m/s), kuchli shamollarda rivojlanadigan turbulent almashinuv tuman hosil bo'lishiga to'sqinlik qiladi;

- yuqoriga ko'tarilgan sari suv bug'i massa ulushining ortishi yoki o'zgarmasligi, Yer sirti yaqinida turbulent almashinuv ta'sirida suv bug'ining miqdori ortib boradi;
- o'rta turg'un stratifikasiya va nisbatan kuchsiz turbulent almashinuv, o'ta kuchli turg'un stratifikasiyada Yer sirtidan boshlab havoning sovishi sekinlashadi va tuman yupqa qatlamda hosil bo'ladi.

2. *Radiasion tumanlar* ikki tipga bo'linadi: yer sirtidagi va baland. Yer sirtidagi tumanlar quruqlik ustida ochiq va sokin tunlarda kuzatiladi. Ular tuproq yoki qor qoplaming tungi radiasion sovishi bilan bog'liq. Balandlik bo'yicha ular o'nlab metrlargagina tarqalishi mumkin. Ularning tarqalishi lokal harakterga ega: pastlik, botqoq yaqini, o'rmon o'tloqlari ustida dog' hosil bo'ladi. Katta daryolar ustida ular iliq suv ustidagi (tungi soatlarda) konveksiya natijasida yuzaga keladi.

Er sirtidagi tumanlar sokin havoda emas, tinch ob-havoda yuzaga keladi, chunki turbulentlik hosil bo'lishi, sovish va tuman hosil bo'lishining yuqoriga tarqalishini tahminlovchi kichik tezlikdagi shamol zarur. Bu tumanlar yer yuzasiga yaqin inversiya qatlamida yuzaga keladi va quyosh chiqqanidan keyin inversiya qatlami bilan birga yo'q bo'lib ketadi.

Baland radiasion tumanlar quruqlik va dengiz ustida, yilning sovuq davrida barqaror antisiklonlarda bir necha yuz metr balandlikkacha kuzatilishi mumkin. Bu antisiklonning quyi qatlamlarida havoning kundan kunga muntazam sovib borishi natijasida sodir bo'ladi. Bunday tuman katta hududlar ustida haftalab saqlanib turishi mumkin.

3. *Bug'lanish tumanlari* birmuncha iliqroq sovuq suv ustidagi sovuq havoda ko'pincha kuz va qishda yuzaga keladi. Qitha ichkarisida ular kechqurun yoki tunda qo'shni hudud ustidan sovigan havo oqib boradigan daryo va ko'llar ustida hosil bo'ladi. Bug'lanish tumanlari shuningdek kechki payt yomg'ir vaqtida yoki undan so'ng, tuproq nam va kuchli bug'lanayotgan, havo harorati esa pasayayotgan vaqtda yuzaga kelishi mumkin. Arktik dengizlar ustida bug'lanish tumanlari muz qoplami yonida ochiq suv ustida, muz qoplamidan yoki qithadan ko'chayotgan birmuncha sovuq havoda yuzaga keladi. Boltiq va Qora dengiz kabi ichki dengizlar ustida qishda tumanlar quruqlikdan sovuq havo massalari kirib kelganda hosil bo'ladi. Bug'lanish tumanlari odatda pag'a-pag'a bo'lib, tez tarqalib ketadi, chunki havo pastdan iliq suv ta'sirida isiydi. Biroq, tuman hosil bo'lishiga olib keluvchi sabablar uzoq saqlanib tursa, tuman ham uzoq vaqt kuzatiladi.

## 7.7. Bulutlar. Bulutlarning tasnifi

*Bulut* deb yer yuzasidan ma'lum balandlikda bo'lган suv tomchilarini va muz kristallarining muallaq holatdagi ko'rinvchan yig'indisiga aytildi. Bulutlar va tumanlarning hosil bo'lish fizik sharoitlari nuqtai nazaridan hech qanday farqi yo'q. Biroq bulutlar hosil bo'lishining meteorologik sharoitlari hamda ularning vertikal balandligi tumanlardagidan farq qiladi.

Bulutlilik atmosfera harakati (dinamikasi) maydoniga, birinchi navbatda vertikal tezliklar maydoniga, ta'sir (uni aks ta'sir deb atash mumkin) ko'rsatadi. Yer iqlimining shakllanishi va tebranishlariga bulutlarning ta'siri katta.

Bulut elementlarining holatiga qarab bulutlar uch sinfga bo'linadi:

- *Suvli (tomchili) bulutlar* faqat tomchilardan tashkil topgan: ular nafaqat musbat haroratlarda, balki manfiy ( $-10^{\circ}\text{S}$  dan past) haroratlarda ham mavjud bo'lishi mumkin. Bu holda ular o'ta sovigan bo'ladi, atmosferada bu odatiy hol;
- *Aralash bulutlar*, o'ta sovigan tomchilar va muz kristallari aralashmasidan tashkil topgan, odatda ular  $-10^{\circ}\text{S}$  dan  $-40^{\circ}\text{S}$  gacha haroratlarda mavjud bo'ladi;
- *Muzli (kristall) bulutlar*, faqat muz kristallaridan tashkil topgan, odatda ular  $-40^{\circ}\text{S}$  dan past haroratlarda mavjud bo'ladi.

Bulutlar va tumanlarning makrofizik harakteristikalari o'zaro bir-biriga yaqin.

Suvli bulutlarning mutlaq suvliligi 0,01 dan 3  $\text{g/m}^3$  gacha, kristall bulutlarda bu ancha kam:  $\text{g/m}^3$  ning yuzdan va mingdan bir ulushida bo'ladi. Bulut tomchilarining o'lchamlari mikrometrning yuzdan bir ulushidan boshlab keng chegarada o'zgaradi. Hosil bo'lish sharoitiga va rivojlanish bosqichiga qarab bulutlar nisbatan bir xil tomchilardan yoki turli o'lchamdagи tomchilardan iborat bo'lishi mumkin. Kristallarning erishi va tomchilarning o'zaro qo'shilishi natijasida 100-200  $\text{mkm}$  gacha radiusli tomchilar hosil bo'ladi. Birmuncha yirik tomchilar bulutdan shivalama yomg'ir yoki yomg'ir ko'rinishida yog'adi.

$1 \text{ sm}^3$  dagi tomchilar soni bittadan to yuzlab donagacha bo'lishi mumkin. Kristallar soni kam, ya'ni  $1 \text{ sm}^3$  da 0,1 ta.

Bulutlar klassifikasiyasiga ikki yondashuv qabul qilingan. Ularning birinchisi bulutlarning tashqi ko'rinishi (shakli) va ularning joylashish balandligi asos qilib olingan bulutlarning morfologik (yoki halqaro) tasnifi. Boshqa bir prinsip – genetik tasnif –bulutlarning hosil bo'lishi fizik jarayonlarining xususiyatlarini aks ettiradi.

*Bulutlarning halqaro tasnifi*, bulutlarning tashqi ko'rinishi bo'yicha 10 ta asosiy shaklni o'z ichiga oladi. Bu tasnif bo'yicha bulutlarning 4 oilasi (yarus) ajratiladi. Har bir oilada bulutlarning bir necha turli xili ajratiladi.

Bulutlar haqidagi umumiy ma'lumotlar quyidagi jadvalda berilgan.

#### Bulutlarning morfologik (halqaro) tasnifi

Oila (yarus)	SHakl	Tur	Turlar soni
A. Yuqori yarus	1. Pasimon – <i>Cirrus (Ci)</i>	1. Ipsimon ( <i>fibratus, Ci fib.</i> ) 2. Zich ( <i>s'issatus, Ci s'.</i> )	3 2
	2. Pasimon to'p-to'p - <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. To'lqinsimon ( <i>undulatus, Cc und.</i> ) 2. To'p-to'psimon ( <i>cumuliformis, Cc cuf.</i> )	1 1

	3. Pasimon qatlamlı - <i>Cirrostratus (Cs)</i>	1. Ipsimon ( <i>fibratus, Cs fib.</i> ) 2. Tumansimon ( <i>nebulosus, Cs neb.</i> )	- -
B. O'rta yarus	4. Yuqori to'p-to'p - <i>Altocumulus (Ac)</i>	1. To'lqinsimon ( <i>undulatus, Ac und.</i> ) 2. To'p-to'psimon ( <i>cumuliformis, Ac ful.</i> )	4 4
	5. Yuqori qatlamlı - <i>Altostratus (As)</i>	1. Tumansimon ( <i>nebulosus, As neb.</i> ) 2. To'lqinsimon ( <i>undulatus, As und.</i> )	3 3
	6. To'p-to'p qatlamlı - <i>Stratocumulus (Sc)</i>	1. To'lqinsimon ( <i>undulatus, Sc und.</i> ) 2. To'p-to'psimon ( <i>cumuliformis, Sc ful.</i> )	3 4
V. Quyi yarus	7. Qatlamlı - <i>Stratus (St)</i>	1. Tumansimon ( <i>nebulosus, St neb.</i> ) 2. To'lqinsimon ( <i>undulatus, St und.</i> ) 3. Uzuq-uzuq ( <i>fractus, St fr.</i> )	- - 1
	8. Yomg'irli qatlamlı - <i>Nimbostratus (Nb)</i>	-	-
	9. To'p-to'p – <i>Cumulus (Cu)</i>	1. Yassi ( <i>humulis, Cu hum.</i> ) 2. O'rta ( <i>mediocris, Cu med.</i> ) 3. Kuchli ( <i>congestus, Cu cong.</i> )	1 - 1
G. Vertikal rivojlangan bulutlar	10. Yomg'irli to'p-to'p - ( <i>Cumulonimbus, (Cb)</i> )	1. Kal ( <i>calvus, Cb calv.</i> ) 2. Sochli ( <i>ca'illatus, Cb ca'.</i> )	1 3

Qutbiy kengliklarda yuqori qavat (yarus) bulutlarining pastki chegarasi 3 km dan 8 km gacha, o'rta kengliklarda 3 km dan 13 km gacha tropik kengliklarda 6 km dan 18 km gacha balandliklarda joylashgan.

Vertikal rivojlangan bulutlarning pastki chegarasi quyi qavat bulutlarining pastki chegarasidan boshlanib, yuqori chegarasi o'rta qatlam, hattoki, yuqori qatlam bulutlari chegaralarigacha kirib boradi.

Bulutlarning shakllanishida vertikal harakatlar ma'lum ahamiyatga ega. Vertikal tezlik o'z yo'nalishini o'zgartirmaydigan gorizontal bulutlilikning o'lchamlariga bog'liq ravishda vertikal harakatni uch sinfga ajratish mumkin – mikromasshtabli (pulg'sasion), mezomasshtabli va makromasshtabli. Bu sinflarga bog'liq bo'lgan bulutlar hosil bo'lishining *genetik tasnifiga* ko'ra bulutlarning uch asosiy tipi ajratiladi: konvektiv bulutlar, to'lqinsimon bulutlar va ko'tariluvchi sirg'anish (frontal) bulutlari.

*Konvektiv bulutlar.* Konvektiv bulutlarning hosil bo'lishiga olib keluvchi asosiy jarayonlar termik konveksiya va turbulent almashinuvi hisoblanadi.

Konveksiya atmosferaning quyi qatlamlaridagi alohida havo massalarining isib ketishi natijasidagi noturg'un stratifikasiya oqibatida yuzaga keladi. Isib ketgan alohida havo massalari vertikal bo'ylab yuqoriga ko'tarilib, adiabatik soviydi. Ma'lum balandlikda suvning kondensasiyalanishi boshlanadi. Bu balandlik aerologik diagramma va empirik formula yordamida aniqlanadi:

$$z_k = 122(t_0 - \tau_0),$$

Bu yerda  $z_k$  – kondensasiya balandligi (metrlarda),  $t_0$  – yer yaqinidagi havoning harorati,  $\tau_0$  – shudring nuqtasi.

Kondensasiya balandligidan yuqorida to'yigan nam havoning ko'tarilishi nam adiabata bo'yicha yuz beradi va bu erkin konveksiya balandligigacha davom etadi, ya'ni bu balandlik bulutning yuqori chegarasiga mos keladi. Konvektiv bulutlarda ko'tariluvchi harakat tezligi 6-9 m/s ni, biroq alohida hollarda 25-30 m/s ni va undan ko'p qiymatlarni tashkil qilishi mumkin.

*To'lqinsimon bulutlar.* Atmosferada ko'pincha turli amplituda va to'lqin uzunligidagi to'lqinsimon harakatlar kuzatiladi. Bunday harakatlar ta'siri ostida ma'lum sharoitlarda to'lqinsimon bulutlar shakllanishi mumkin. Ular val, plita, qator va boshqa qatlam ko'rinishida gorizont bo'yicha o'nlab va yuzlab kilometrga cho'zilishi mumkin. Bu bulutlar nisbatan kichik vertikal qalinlikka ega bo'lishi mumkin, ya'ni bir necha o'nlab va yuzlab metrlar, bahzida 2-3 km va undan ortiq.

To'lqinsimon bulutlarni hosil qiluvchi to'lqinsimon harakatlar quyidagi hollarda yuzaga keladi:

- gravitasion-ko'chuvchi to'lqinlar yoki kelvin-gelmgols to'lqinlari shakllanadigan inversiya qatlamlari yoki kuchli turg'un stratifikasiyada;

- turg'un stratifikasiyali havo massalari oqimi tog'li to'siqlardan oshib o'tganda;

- yacheykali konveksiyada.

Tog' tizmasining shamolga teskari yonbag'rida turg'un stratifikasiyalangan havo oqimining bu tog' tizmasidan oshib o'tishida to'lqinlar yuzaga keladi, ularning o'rkachida yuqori to'p-to'p tipdagi bulutlar hosil bo'ladi.

*Ko'tariluvchi harakat bulutlari* atmosferadagi frontal bo'linish sirtlari bilan bog'liq. Front sovuq havoning qiya ponasini bu havoning ustida yotgan iliq havodan ajratib turadi. Bunda sekundiga bir necha santimetr va undan ham kichik tezlik bilan sovuq pona ustida harakatlanayotgan iliq havoning ko'tariluvchi harakati rivojlanadi. Katta yaxlit hajmdagi iliq havoning sovuq pona ustida sekin asta ko'tarilishi, bu yaxlit hajmdagi havoning adiabatik sovishiga va undagi suv bug'ining kondensasiyasiga olib keladi. Natijada iliq atmosfera frontining bulutlar tizimi vujudga keladi. Bu bulutlar tizimi vertikal bo'yicha quyidagicha tahlanadi: quyi troposferada yomg'irli qatlamlı bulutlar, o'rta troposferada yuqori qatlamlı bulutlar, yuqori troposferada pasimon qatlamlı bulutlar.

Sovuq frontda ham tahminan huddi shunday bulutlar tizimi vujudga keladi. Bu yerda farq shundan iboratki, sovuq frontning bulutlar tizimi birmuncha tor.

Osmon gumbazining bulut bilan qoplanganlik darajasi *bulut miqdori* yoki *bulutlilik* deb ataladi. Bulutlilik osmon qoplanganligining o'qli ulushlarida baholanadi (0-10 ballar). Osmon bulut bilan to'liq qoplanganda bulutlilik 10 raqami bilan ko'rsatiladi, osmon mutlaqo tiniq bo'lsa, 0 raqami bilan ko'rsatiladi. O'rtacha qiymatlarni chiqarishda birning o'ndan bir ulushlarini berish mumkin. Misol uchun, 5,7 deganda osmonning 57% bulut bilan qoplanganligi tushuniladi.

Evropa va MDHda qabul qilingan 10 balli tizimdan farqli o'laroq AQSH da ko'pincha 8 balli tizimdan foydalaniadi.

Bulutlarning umumiy (umumiy bulutlilik) va quyi bulutlar (quyi bulutlilik) miqdorlarini alohida baholash qabul qilingan. Baland va o'rta bulutlar quyosh nurini kamroq to'sadi va amaliy jihatdan ahamiyati kamroq (masalan aviasiya uchun), shuning uchun quyi bulutlilik alohida baholanadi. Bundan keyin so'z faqat umumiy bulutlilik xaqida boradi.

## 7.8. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi

Atmosferadan yer sirtiga yog'ib tushgan suv tomchilarini va muz kristallari *atmosfera yog'inlari* deb ataladi. Yog'inlar yerda nam aylanishining bo'g'inlaridan biridir. Quruqlikda namlikning asosiy manbai - atmosfera yog'inlaridir.

Yog'inlar hosil bo'lischening fizikaviy jarayonlarini ko'rib chiqaylik.

Bulut rivojlanishining boshlang'ich bosqichlarida endi paydo bo'lган bulut elementlarining yiriklashishida suv bug'ining kondensasiya jarayoni asosiy rol o'ynaydi. Kondensasiya bulut tomchilarini yuzasiga nisbatan bug'ning kichik o'ta to'yinishi hisobidan amalga oshadi. Bulut tomchilarining o'lchamlari har xil bo'lganligi uchun, ularga nisbatan to'yingan suv bug'ining bosimi ham turlicha bo'ladi. Suv bug'ining mayda tomchilarini yirik tomchilarga aylantiruvchi o'ta kondensasiya jarayoni boshlanadi. Bulutda o'ta sovuq holatdagi tomchilar bilan birgalikda muz bo'lakchalari paydo bo'ladi va bulut elementlari yana ham tez o'sa boshlaydi. O'ta sovuq holatdagi suv tomchilar ustidagi to'yingan bug'ning bosimi muz ustidagidan katta bo'lganligi sababli, o'ta sovuq holatdagi tomchilardan muz kristallarga suv bug'ining o'tishi kuzatiladi.

Ikkinchi bosqichda, tomchi va muz kristallarining kattaligi 20-60 mkm gacha yetganida, bulut elementlarining qo'shilishi (*koagulyasiya*) jarayoni asosiy rol o'ynay boshlaydi. Bulut elementlarining koagulyasiysi asosan ularning turli tushish tezligiga (*gravitasion koagulyasiya*) bog'liq. Bulut elementlarining turbulent va Broun harakatiga bog'liq bo'lgan koagulyasiya ham ma'lum rol o'ynaydi. Koagulyasiya tufayli tomchi va kristallarning kattaligi o'nlab mikrometrlardan bir necha millimetrlargacha o'sishi mumkin.

Yog'inlar hosil bo'lishi nazariyasidan ma'lumki, koagulyasiya hisobiga tomchilarning kattalishish tezligi ularning radiusi kvadratiga proporsional, kondensasiya orqali kattalashish tezligi esa radiusga teskari proporsional. Demak, tomchilarning radiusi kattalashgan sari koaguyasiyaning ahamiyati orta boradi.

Bulut elementlari kattalashishi va yog'inlar hosil bo'lishi uchun vertikal harakatlardan katta ahamiyat kasb etadi. Ko'tariluvchan harakatlarda havo harorati adiabatik qonun bo'yicha o'zgaradi, bu esa suv bug'ining o'ta to'yinishiga olib kelib, koagulyasiya asosiy rol o'ynay boshlaydigan tomchilarning kattaligigacha kondensasion o'sishni tahminlaydi. Ko'tariluvchan oqim bilan katta balandlikka ko'tarilgan tomchilar, pastga tushganda bulutda katta masofani bosib o'tadi va koagulyasiya hisobiga yirik kattaliklargacha o'sib boradi.

Yog'inlarning miqdori gorizontal yuzaga yog'in paytida tushgan suv hosil qilgan qatlamning (suvning tuproqqa shamilishi, bug'lanishi, shuningdek suv oqimi nazarga olinmaganda) millimetrlarda o'lchangan balandligidir. Bahzi mamlakatlarda (AQSH) yog'inlar miqdori dyuymda ( $1 \text{ dyuym} = 2,52 \text{ mm}$ ) o'lchanadi. Yoqqan yog'inlarni  $1 \text{ mm} \text{ ri } 1 \text{ m}^2$  yuzaga tushgan  $1 \text{ kg}$  suv miqdoriga mos keladi.

Yog'inlar bulutlardan yoqqan yog'inlar va yer ustidagi gidrometeorlarga ajratiladi.

Bulutlardan yoqqan yog'inlar elementlarning tuzilishi va kattaligiga (*morfologik tasnifi*) hamda hosil bo'lishining fizikaviy sharoitiga (*genetik tasnifi*) qarab tasniflanadi. Bundan tashqari yog'inlar agregat holatiga (suyuq va qattiq yog'inlar) qarab ham ajratiladi.

Agregat holtiga ko'ra quyidagi yog'in turlari ajratiladi.

*Yomg'ir* – diametri 0,5-8 mm ga teng tomchilardan iborat bo'lган suyuq yog'inlar. Kattaroq bo'lган tomchilar pastga tushayotganda parchalanadi. Jala yomg'irlarda, ayniqsa yomg'ir boshlanishida, tomchilarning diametri burkamadagilardan kattaroq bo'ladi. Manfiy haroratlarda bahzan o'ta sovuq holatdagi tomchilar yog'ishi mumkin. Yerga tushganda ular muzlab qoladi va muz qatlamni hosil qiladi.

*Yomg'ir* tomchilarining tushish tezligi 8-10 m/s yetadi. *Yomg'irlar* yomg'irli qatlamli (*Ns*) va yomg'irli to'p-to'p (*Cb*), bahzi baland qatlamdor (*As*) bulutlardan yog'ishi mumkin.

*SHivalama* - diametri 0,05-0,5 mm ga teng, pastga tushish tezligi juda kichik bo'lган tomchilardan iborat bo'lган suyuq yog'inlar. Ular shamol bilan gorizontal yo'nalishda osongina ko'chiriladi.

*SHivalama* qatlamli (*St*) va to'p-to'p qatlamli (*Sc*) bulutlardan, shuningdek tuman tarqalganida yog'ishi mumkin. *SHivalamaning* intensivligi 0,25 mm/soat dan oshmaydi, tinch havoda tomchilarning tushish tezligi 0,3 m/s dan kichik bo'ladi.

*Qor* - murakkab muz kristallardan iborat bo'lган qattiq yog'inlar. Muz kristallarning shakllari turli bo'ladi va hosil bo'lishi sharoitiga bog'liq. Muz kristallarning asosiy shakli – olti nurli yulduzchalaridir.

Yulduzchalar oltiburchakli yassi sirtlardan hosil bo'ladi, chunki shu yassi sirtlarning burchaklarida suv bug'ining sublimasiyasi eng tez kuzatiladi. Bu nurlarda, o'z navbatida, tarmoqlanishlar hosil bo'ladi. Qor yulduzchalarining diametrlari turlicha bo'ladi (bir necha mm atrofida). Pastga tushganda qor yulduzchalari bir-biriga qo'shilib katta pag'a-pag'a ko'rinishda yog'adi (*laylak qor*). Noldan yuqori va nolga yaqin bo'lgan haroratlarda ho'l qor yog'adi.

Laylak qorning radiusi 0,5 mm dan 5 sm gacha o'zgarishi mumkin, radiusi 15-20 sm ga yetgan qor yulduzlari ham kuzatilgan.

*Ho'l qor* - qor yulduzchalari, tomchilar yoki eriyotgan yulduzchalar ko'rinishda yog'ayotgan yog'inlar. Yer sirti yaqinida havo harorati 0°S yaqin yoki sal balandroq bo'lgandagina hosil bo'ladi.

*Bulduruq* - o'ta sovuq suv tomchilarining muzlashi va qorning donalashgan shaklga kelishi natijasida hosil bo'lgan, radiusi 7,5 mm gacha yetadigan muzlagan yoki dumaloq shakldagi qordan iborat bo'lgan yog'inlar. Bulduruqlarning muzli va qorli qismlari orasidagi o'zaro nisbatiga bog'liq holda ularni qorli donalar, qorli va muzli bulduruqlarga bo'lishadi.

*Muzli ignachalar* – oltiburchakli prizma va tarmoqlanishlarsiz yassi sirtlar ko'rinishda bo'ladigan muz kristallardan iborat yog'inlar. Ular qishda past haroratlarda quyi yoki o'rtaligida qavatdagidan bulutlardan yog'adi. Yuqori qavatdagidan bulutlar huddi shunday muzli ignachalardan iborat bo'ladi.

*Muzli yomg'ir* – diametri 1-3 mm ga teng bo'ladigan tiniq muzli sharchalardan (havoda muzlagan yomg'ir tomchilari) iborat bo'lgan yog'inlar. Yog'inlarning bu turi kamdan-kam uchraydi.

*Do'l* – diametri bir necha millimetrdan 6 sm gacha va undan katta bo'ladigan shar shaklidagi muz bo'lakchalaridan iborat bo'ladigan qattiq yog'inlar. Ayrim hollarda do'lchalarning vazni 300 g ortiq bo'lishi mumkin. Do'lchalar oq jilosiz yadro va uning ustida ketma-ket joylashgan tiniq va jilosiz muz qatlamlaridan iborat bo'ladi.

Do'lchalarning o'lchami va ko'rinishi ularning o'z «hayoti» davomida bir necha marotaba vertikal havo oqimlari bilan pastga va yuqoriga ko'chganligini isbotlaydi. Vertikal ko'tarilishlarda o'ta sovigan holatdagi tomchilar bilan to'qnashishi natijasida do'lchalarning o'lchamlari ortadi. Pastga tushib, musbat haroratli qatlamlarda do'lchalarning sirti eriydi, yuqoriga ko'tarilganda - yana muzlaydi va h.k.

Do'l hosil bo'lishi uchun bulutlarning suvliligi ancha katta bo'lishi kerak, shu sababli do'l faqat yilning iliq faslida yer sirti yaqinida baland haroratlardan kuzatilganda yog'adi. Do'l o'rtaligida tez-tez, tropiklarda katta intensivlik bilan yog'adi. Qutbiy kengliklarda do'l kuzatilmaydi.

Hosil bo'lishining fizikaviy sharoitlariga (genetik alomati bo'yicha) ko'ra yog'inlar uchta guruhga bo'linadi:

- *burkama yog'inlar* - yomg'ir va qor, bahzida xo'l qor ko'rinishda yomg'irli qatlamlari va baland qatlamlari (*Ns-As*) bulutlardan o'rtacha intensivlik bilan keng maydonlarda uzoq muddat yog'adigan yog'inlar;
- *jala yog'inlari* - do'l, bulduruq, qor va yomg'ir ko'rinishda yomg'irli to'p-to'p (*Cb*) bulutlardan yog'adigan yog'inlar. Bu yog'inlar birdaniga

- yog'a boshlaydigan, qisqa muddatli, intensivlgi keskin o'zgaradigan harakterga ega. Jala yog'ishi tez-tez momaqaldiroq va qasirg'a bilan birga kuzatiladi;
- *shivalama yog'inlar* – turg'un stratifikasiyalangan havo massalarida hosil bo'ladigan zikh qatlamlili (*St*) va to'p-to'p qatlamlili (*Sc*) bulutlardan yog'adigan yog'inlar.

## 7.9. Yer sirti gidrometeorlari

Suv bug'ining kondensasiyasi va sublimasiyasi bevosita yer sirtida va yerdagi buyumlarda kuzatilishi mumkin. Agar yer sirtiga (tuproq, o'simliklar, buyumlar) bevosita tegib turgan havoning harorati kondensasiya yoki sublimasiya nuqtasidan past bo'lib qolsa, suv bug'ining fazaviy o'tishlari natijasida *yer sirti gidrometeorlari* yuzaga kelishi mumkin. Yer sirtining haroratiga qarab suyuq yoki qattiq gidrometeorlar hosil bo'lishi mumkin.

*Suyuq gidrometeorlarga* shudring va suyuq qoplama kiradi.

*SHudring*. SHudring hosil bo'lishiga asosiy sabab tungi nurlanish ta'sirida yer sirti haroratining pasayishidir. Yer sirtining harorati shudring nuqtasi haroratidan past bo'lgandagina kondensasiya boshlanadi. SHudring paydo bo'lishining zaruriy sharti – ochiq va tinch (shamolsiz) ob-havodir. Bunday sharoitda yer sirtining nurlanishi nihoyatda kuchli bo'ladi.

Buyumlarning gorizontal sirtlarida, o'tlarda, yer sirtida kondensasiya jarayoni natijasida hosil bo'lgan mayda suv tomchilari shudring deb ataladi. O'simliklarning nam bo'lmaydigan sirtlarida (masalan, marvaridgulda) shudring tomchilari bir-biriga qo'shilib yirik tomchilarni tashkil qiladi.

SHudring paydo bo'lishi natijasida bir yilda 10-30 mm, O'rta Osiyo sahrolarida – 30-40 mm gacha yog'inlar tushishi mumkin.

*Suyuq qoplama* – bu bulutli va shamolli ob-havoda sovuq, ko'pincha, vertikal (tik) sirtlarda paydo bo'ladigan suvning yupqa qatlamidir. Suyuq yupqa qatlamning paydo bo'lish sababi tungi nurlanishi emas, balki sovuq ob-havodan keyin nisbatan iliq va nam havoning adveksiyasidir.

Iliq va nam havo nisbatan sovuq sirtlar (devor, daraxtlarning tanasi) bilan uchrashganda u soviydi va uning tarkibidagi suv ushbu sirtlarda qisman kondensasiyalanadi. Tabiiyki, bu jarayon shamolga ro'para bo'lgan sirtlarda yuzaga keladi va sirt mayda suv tomchilari bilan qoplanadi («terlaydi»).

Qirov, qattiq qoplama, bulduruq va yaxmalak *qattiq gidrometeorlarga* kiradi.

O'tlarda, tuproqda va buyumlarning gorizontal sirtlarida uzunligi bir necha millimetrlarga yetadigan turli shakldagi muz kristallari *qirov* deb ataladi. Qirovning hosil bo'lish sharoitlari shudring hosil bo'lishi bilan bir xil, faqat yer sirti harorati manfiy bo'lishi kerak. Sovuq sirtga bevosita tegib turgan havodagi suv bug'i sublimasiya jarayoniga uchraydi. Qor qoplamida ham qirov hosil bo'ladi.

*Qattiq qoplama* shamolga ro'para bo'lgan vertikal sirtlarda xuddi suyuq qoplama hosil bo'ladigan sharoitlarda yuzaga keladi. Demak, qattiq qoplamning

hosil bo'lishi ham nisbatan iliq va nam havoning adveksiyasi bilan bog'liq, faqat bu jarayon davomida vertikal sirtlarning harorati manfiy bo'lishi kerak.

Qattiq qoplama, odatda, sirtda zich joylashgan mayda kristallar shaklida bo'ladi. Bahzida u yupqa, tekis va tiniq muz qatlami ko'rinishda hosil bo'lishi mumkin.

Daraxtlarning shohlarida, simlarda, sim to'rlarda va boshqa ingichka buyumlarda hosil bo'ladigan oq yumshoq kristallar *bulduruq* deb ataladi. Bulduruq, odatda, tumanlarda qattiq ayozlarda yuzaga keladi. O'ta sovuq tuman tomchilarini buyumlar bilan uchrashib muzlaydi va kristallar o'sishiga turtki beradi. Bullduruq buyumlarning shamolga ro'para bo'lgan tomonida paydo bo'ladi. Yetarlicha kuchli shamol bullduruqni osongina uchirib ketishi mumkin.

O'ta kuchli sovuq yomg'ir tomchilarini, shivalama yoki kuchli tuman tomchilarini muzlatishi natijasida yer sirtida va buyumlarda zich muz qatlaming paydo bo'lishi *yaxmalak* deb ataladi. Yaxmalak bevosita sublimasiya jarayonining natijasi emas, balki uning hosil bo'lishi uchun atmosferadan o'ta sovuq holatdagi tomchilar yog'ishi kerak.

Yaxmalak manfiy haroratlarda ( $0^{\circ}$  dan  $15^{\circ}$  gacha) hosil bo'ladi. O'ta sovuq holatdagi tomchilar yer sirtiga tushib muzlab qoladi.

Tiniq va xira (jilosiz) yaxmalaklar ajratiladi. Xira (jilosiz) yaxmalak maydarоq tomchilarda (shivalama) va pastroq haroratlarda paydo bo'ladi. Muzning qalinligi bir necha santimetrgacha yetishi va shohlarning sinishiga, simlarning uzilishiga olib kelishi mumkin. Yaxmalak vaqtida har 1 m simda 10 g dan 1 kg gacha muz qoplami hosil bo'ladi. Simlardagi muzning og'irligi ta'sirida simyog'ochlarning sinishi kuzatilgan. Bunday sharoitlarda ko'chalar va yo'llar muz bilan to'liq qoplanadi, tog' o'rmonlarida esa shaklsiz katta muz parchalari hosil bo'ladi. Dengiz iqlimiga ega bo'lgan tog'li hududlarda yaxmalak ko'p kuzatiladi.

*Muz bilan qoplanish* – yaxmalakka yaqin hodisa. Bu bulutlar, tumanlar va yog'inlar o'ta sovigan tomchilarining samolyot va boshqa uchish apparatlari, shuningdek quruqlik va dengiz transportlari sirtida muzlashi jarayonidir.

### Asosiy xulosalar

1. Suv bug'ining atmosferada tarqalish qonuniyatları atmosferadagi suv bug'larini ko'chish tenglamasi bilan tavsiflanadi – navbatdagi atmosfera fizikasining asosiy tenglamasi. Sutkalik va yillik yurishi havo namligining turli hil xususiyatlari, uning vertikal bo'yicha taqsimlanishi asosan bu tenglamalarning advektiv va konvektiv komponentlariga bog'liqidir

2. Atmosferaga kiradigan suv bug'ining asosiy manbai atmosferaga tabiiy sharoitlarda bug'lanish hisoblanadi va u umumiyl qonuniyatga ko'ra Dal'ton qonuni bilan tavsiflanadi. Ushbu tenglama asosida va bug'lanish uchun olingan issiqlik balansi tenglamalari hisoblash formulalari.

3. Atmosferadagi suv bug'lari harorat va bosim kpitik holatlaridan past holatlarida bo'ladi. Natijada atmosferada,kondensatsiya va sublimatsiya jarayonlari bo'lishi mumkin, natijada tumanlar va bulutlarning shakllanishi sodir bo'ladi. Kondensasiya(sublimatsiya) uchun zarur bo'lgan shart suv bug'ining

uning haroratdan past shudring nuqtasi (sovuj) sovish hisoblanadi.i Ushbu jarayon uchun etarli shart atmosferada kondensat yadrolarining mayjudligidir.

4. Bulutlarning asosiy tasniflari morfologik va ularning shakllanishining genetik belgilari asosida qurilgan. Morfologik (xalqaro) tasniflash asosida bulutlarning tashqi ko'rinishi va ularning joylashish balandligi printsipiga asoslanadi. Bulut paydo bo'lishining fizik shartlari genetik tasnifda ishlataladi.

5. Yog'ingarchilik hosil bo'lishining dastlabki sharti bu kichik bulutli elementlarning kattaroqlariga qayta tiklanishi jarayon hisoblanadi. Ikkinchi bosqichida bulutdagi suv tomchilari va muz kristallarining kattalashish bosqichi koagulyasiya jarayonini asosiy rol o'ynaydi o'ynaydi (tortishish, braun va boshqalar).

6. Yog'ingarchiliklarning to'planishida gidrometeorlar(shudring, muzqaymoq, rime, muz va boshqalar) ma'lum rolni o'ynaydi

#### Nazorat savollari

1. Yerdagi namlik aylanishi haqida umumiylar bering.
  2. Turbulent atmosfera suv bug'larini ko'chish tenglamasini keltirib chiqing va tahlil qiling
  3. Tabiiy sharoitda bug'lanish qanday omillarga bog'liq? Bug'lanuvchanlik nima?
  4. Yer sirti yaqinida havo namligining qanday sutkalik o'zgarishi turlari kuzatiladi ?
  5. Havoning namligi yillik oqimga va balandlikka qarab qanday o'zgaradi?
  6. Atmosferada suv bug'inining kondensatsiyasi va sublimatsiyasiqaysi omillar bog'liq?
  7. Atmosferadagi suv bug'inining kondensatsiyasiyalanishi uchun kerakli va etarli fizik sharoitlarni tavsiflang
  8. Tumanlar tasnifini keltiring.
  9. Qaysi meteorologik sharoitlar advektiv, radiatsiya tumanlari va bug'lanish tumanlari hosil bo'lishuchun qulaydir?
  10. Tumanlarni qanday fizik kattaliklar xarakterlaydi?
  11. Bulutlarni qanday fizik kattaliklar xarakterlaydi?
  12. Bulutlarning morfologik tasnifi qanday?
  13. Bulutlarning genetik tasnifi qanday?
  14. Bulutlar miqdori qanday o'lchanadi? Ularning sutkalik yo'li qancha?
  15. Yog'in hosil bo'lishining Jarayonlarning negizida qanday fizikaviy sabablar bor?
  16. Yog'ingarchilik tasnifini bering.
  17. Yog'ingarchilikning yillik siklini qanday xususiyatlarga ega?
- Yog'ingarchilik intensivligi nima?
18. Yer usti gidrometeorlari deb nimaga aytildi. Ular qanday sharoitda shakllangan?

## **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYa ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.
3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprajneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

### **8- MAVZU. ATMOSFERA DINAMIKASI ASOSLARI**

#### **Reja**

1. Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar
2. Turubulent atmosfera uchun harakat teglamalari
3. Geostrofik shamol. SHamolning barik qonuni
4. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi
5. Siklon va antisiklonlarda gradient shamol
6. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nali shiga ta'siri
7. Mahalliy sirkulyasiyalar
8. Qasirg'a va changli bo'ronlar

#### **Asosiy tushunchalar**

1. Nyuton harakat qonunlari - 1. Har qanday jism tinch holatini yoki to'g'ri chiziqli harakatini unga boshqa jism ta'sir etguniga qadar saqlaydi.
2. Impulsning o'zgarishi harakatlanayotgan kuchga proporsional va shu kuch o'tgan to'g'ri chiziq yo'nali shi bo'yicha sodir bo'ladi harakat qiladi.
3. Harakat har doim teng va qarama-qarshi bo'ladi; aks holda, ikkita jismning o'zaro ta'siri o'zaro tengdir o'zi va qarama-qarshi yo'nali shlarda yo'naltirilgan.

2. Dag'allik(g'adir-budurlik), pastki sirtning tekismaslik xususiyatdir sirt qatlamida havo harakatiga ta'sir qiluvchi yuzalar, aks holda dag'llik parametri yoki dag'llik darajasi  $z_0$  deb nomlanadi.

dag'allik, uzunlik o'lchoviga ega, dag'allik sirti harakteriga bo'glik va umuman olganda, usulsizliklarning o'rtacha balandligi qanchalik katta bo'lsa. Dag'allik darajasida shamolning o'rtacha tezligi yo'qoladi hol'bo'ladi; quyida ushbu darajada faqat turbulent pulsatsiyalar o'rini bo'ladi.

3. Ekman spirali - shamol taqsimotining matematik tasviri koeffitsientni nazarda tutgan holda atmosfera chegara qatlamidagi balandlik bu qatlamidagi turbulentlik balandlik bilan o'zgarmaydi, harakat gorizontal holatda bo'ladi va barqaror, izobaralar to'g'ri chiziqli va parallel va geostrofikdir balandlik bilan shamol o'zgarmaydi. Egri (hodograf) bir nuqtadan chizilgan vektorlar uchlari joyi (

koordinata boshidan) va gorizontal shamol tezligi tasvirlangan ishqalanish qatlamidagi har xil balandliklar logarifimik spiral hisoblanadi.

4. Aylanish balandligi - shamol yo'nalishi o'zgaradigan balandlik masalan qarama-qarshi yoki qarama-qarshiga yaqin, masalan, umumiylor gorizontal barik gradientning katta miqyosda tegishli harorat o'zgarishi taqsimoti ta'sir qiladigan yoki shabada yoki tog 'shamolidan shamolning shamoliga o'tish oqim va boshqalar.

## 8.1. Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar

Atmosfera to'xtovsiz harakat holatida bo'ladi. Issiqlik almashinuvi jarayonlari bilan belgilanadigan bosimning notekis taqsimoti bu harakatning asosiy sababidir. Atmosfera harakatlarini yuzaga keltiruvchi kuchlarni ko'raylik.

Atmosferada ta'sir etayotgan kuchlar massa (hajm)ga va sirtga ta'sir etuvchi kuchlarga bo'linadi. Birinchi kuchlarga ko'rileyotgan havo zarrachasi bilan yondosh boshqa havo zarrachalarining bor-yo'qligidan qathiy nazar massa (yoki hajm)ning har bir elementiga ta'sir etuvchi kuchlar kiradi. Ularga *og'irlik kuchi* va *inersion* – Yer shari aylanishining chetlantiruvchi (*Koriolis*) va *markazdan qochma* kuchlar kiradi.

Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar ko'rileyotgan havo massasi (hajmi)ning atrof-muhit bilan o'zaro ta'siri natijasida yuzaga keladigan kuchlardir. Bu kuchlar ko'rileyotgan hajmning tashqi sirtidagi zarrachalarga qo'yilgan bo'ladi. Ularga *barik gradient* va *qovushqoq ishqalanish* kuchlari kiradi.

Yuqorida sanab o'tilgan kuchlarni ko'rib chiqaylik.

*Og'irlik kuchi g* – bu Yer shari markazi tomon yo'nalgan tortish kuchi  $\vec{F}$  va aylanish radius-vektori bo'yicha yo'nalgan markazdan qochma kuch  $\vec{C}$  larning perpendikulyar tashkil etuvchilari ayirmasidir:

$$g = G \frac{M}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \varphi,$$

bu yerda  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{c}^2$  – gravitasjon doimiy,  $M$  – Yer massasi,  $R$  – Yerning o'rtacha radiusi,  $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$  – Yer aylanishining burchak tezligi,  $\varphi$  – geografik kenglik.

Og'irlik kuchining eng katta qiymatlari qutblarda, eng kichik qiymati – ekvatororda kuzatiladi.

*Er aylanishining chetlantiruvchi kuchi (Koriolis kuchi).* Bu inersion kuch burchak tezligi  $\vec{\omega}$  ga teng bo'lgan Yerning sutkalik aylanishi bilan bog'liq. U faqat havo zarrachasi yer sirtiga nisbatan  $\vec{V}$  tezlik bilan harakatlanayotgandagina yuzaga keladi.

Umumiy holda, birlik havo hajmiga ta'sir etayotgan Koriolis kuchi quyidagiga teng bo'ladi:

$$\vec{K} = 2\rho(\vec{V} \times \vec{\omega}),$$

bu yerda  $\rho$  – havo zichligi,  $\omega$  – Yerning aylanish o'qi bo'yicha shimoliy qutb tomon yo'nalgan vektor.

Koriolis kuchining  $x, y, z$  o'qlariga proeksiyalari quyidagicha:

$$\left. \begin{aligned} K_x &= 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) \\ K_y &= 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) \\ K_z &= 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) \end{aligned} \right\},$$

bu yerda  $u, v, w$  –  $\vec{V}$  tezlik vektorining proeksiyalari,  $\omega_x, \omega_y, \omega_z$  –  $\vec{\omega}$  vektorning mos ravishda  $x, y, z$  o'qlarga proeksiyalari.

Qo'shiluvchilarining miqdorlarini taqqoslash ko'rsatadiki,  $K_z \ll K_x, K_z \ll K_y$  va  $w$  ning qiymati  $u$  va  $v$  larga nisbatan 2-3 tartibga kichikdir. Demak, quyidagini yozish mumkin:

$$K_x = 2\rho\omega_z v, \quad K_y = -2\rho\omega_z u.$$

Koriolis kuchining gorizontal tashkil etuvchisi quyidagiga teng bo'ladi

$$K_s = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_z V$$

bu yerda  $\omega_z = \omega \sin\varphi$  – Yer aylanishi burchak tezligining vertikal tashkil etuvchisi,  $V = \sqrt{u^2 + v^2}$ .

Havo zarrachasining harakat yo'nalishiga nisbatan koriolis kuchining ta'sir yo'nalishini aniqlaylik.  $X$  o'qining musbat yo'nalishini g'arbdan sharqqa,  $y$  o'qining musbat yo'nalishini esa – janubdan shimolga tanlaylik. Unda shamol g'arbdan sharqqa yo'nalgan bo'lsa  $u > 0$ , janubdan shimolga yo'nalgan bo'lsa  $v > 0$ . SHarqiy shamol uchun  $u < 0$ , shimoliy shamol uchun  $v < 0$ .

Mos ravishda Koriolis kuchining  $x$  va  $u$  o'qlariga proeksiyasining ishorasi tanlanadi. SHimoliy yarimsharda  $\omega_z > 0$ , janubiy yarimsharda –  $\omega_z < 0$ .

Endi,  $x$  o'qini shamol yo'nalishi bo'yicha yo'naltirsak, quyidagiga kelamiz:  $u > 0, v = 0$   $K_x = 0, K_y < 0$ . SHunday qilib, Koriolis kuchi harakatdagi havo zarrachasini shimoliy yarimsharda harakat yo'nalishiga nisbatan o'ng tomonga og'diradi. Mos ravishda janubiy yarimsharda havo zarrachasi chap tomonga og'adi.

*Barik gradient kuchi* – bu bosimning notekis taqsimoti natijasida yuzaga keluvchi kuchdir. Izobarik sirtlar sath sirtlariga nisbatan ma'lum burchak ostida joylashgan bo'ladi.

Rasmdan ko'rinish turibdiki, AVSD hajmga ta'sir etayotgan barcha bosim kuchlari natijalovchisining absolyut qiymati  $R - (R + d') = -d'$  ga teng bo'ladi.

Uning yo'nalishi izobarik sirtga perpendikulyarning musbat yo'nalishi bilan bir xil bo'ladi.

Birlik hajmga ta'sir etayotgan bosim kuchlari natijalovchisining moduli quyidagiga teng:

$$-\frac{dP}{dN} = G,$$

bu yerda  $dN$  – qo'shni izobarik sirtlar orasidagi masofa.

Bosim gradientining  $x$ ,  $u$  va  $z$  o'qlariga proeksiyasi quyidagicha bo'ladi:

$$-\frac{dP}{dx}, -\frac{dP}{dy}, -\frac{dP}{dz}.$$

Barik gradientining gorizontal tashkil etuvchisi quyidagicha yozilishi mumkin:

$$G_2 = -\frac{dP}{dn}.$$

Bu kuch ta'sirida havoning gorizontal harakati (shamol) yuzaga keladi.  $G_2$ , odatda, *barik gradient* deb ataladi.

*Qovushqoq ishqalanish kuchlari*. Harakatdagi havoning turli hajmlari har xil tezliklar bilan harakatlanganda qovushqoq ishqalanish kuchlari yuzaga keladi.

Atmosferada shamol tezligi vertikal gradientining qiymati uning gorizontal gradientidan bir necha tartibga katta bo'lganligi uchun, shamol tezligining balandlik bo'yicha o'zgarishi bilan bog'liq bo'lgan kuchlar eng katta ahamiyat kasb etadi.

Birlik havo hajmiga ta'sir etayotgan qovushqoq ishqalanish kuchi quyidagicha yoziladi:

$$\vec{R} = \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial \vec{V}}{\partial z},$$

bu yerda  $\eta$  – dinamik qovushqoqlik koeffisienti,  $A$  – turbulent qovushqoqlik koeffisienti.

Bu kuchning  $x$ ,  $u$ ,  $z$  o'qlariga proeksiyalari:

$$\left. \begin{aligned} R_x &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ R_y &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ R_z &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Miqdoriy baholashlar ko'rsatadiki, Yer sirti g'adir-budirligining ta'siri atmosferaning bir necha yuz metrlardan 1-1,5 km balandliklarga tarqaladi. Bu qatlama *atmosferaning chegaraviy qatlami* deb ataladi va bu yerda bosim gradienti hamda Koriolis kuchlari bilan bir qatorda qovushqoq ishqalanish kuchlarini ham hisobga olish lozim.

Erkin atmosferada boshqa kuchlarga nisbatan ishqalanish kuchlarining ta'siri katta emas. Lekin, shamol tezligining gradienti katta bo'lgan joylarda ishqalanishni hisobga olish kerak. Bu frontal zonalarga, tez havo oqimlariga va boshqa atmosfera obektlariga taalluqli.

*Markazdan qochma kuch* havo zarrachasi egri chiziqli traektoriya bo'ylab harakatlanganda hosil bo'ladi:

$$\vec{C} = \rho \frac{\vec{V}^2}{r},$$

bu yerda  $r$  – traektoriyaning egrilik ridiusi,  $\vec{V}$  – shamol tezligi.

## 8.2. Turubulent atmosfera uchun harakat teglamalari

Ng'yutonning ikkinchi qonuniga muvofiq jism massasining uning tezlanishiga ko'paytmasi shu jismga ta'sir etuvchi kuchlarning geometrik yig'indisiga teng:

$$\rho \frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{P} + \vec{R}$$

Bu tenglama *atmosferaning vektor ko'rinishidagi harakat tenglamasıdir*.

Kuchlarning  $x$ ,  $u$  va  $z$  o'qlari bo'yicha proeksiyalarini qo'llab, koordinata ko'rinishidagi atmosferaning harakat tenglamalari tizimini hosil qilamiz:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \rho g_x + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \rho \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \rho g_y + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ \rho \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) + \rho g_z + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Tenglamalar tizimini soddallashtirish maqsadida quyidagi fikrlarni hisobga olamiz:

- tezlikning vertikal tashkil etuvchisi  $w$  gorizontal tashkil etuvchilaridan ( $u$  va  $v$ ) kichik;
- tizimning uchinchi tenglamasi tarkibiga kirgan hadlarning tartib qiymatlarini hisobga olib, uni statika tenglamasi ko'rinishiga olib kelish mumkin;
- tenglamalarning chap va o'ng tomonlarini  $\rho$  ga bo'lib, chap tomonda tezlanish proeksiyalarini hosil qilamiz;
- $\eta$  va  $A$  larni  $v$  va  $k$  bilan almashtiramiz.

Unda tizim quyidagi ko'rinishda yozildi:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{\partial}{\partial z}(\nu + k) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u + \frac{\partial}{\partial z}(\nu + k) \frac{\partial v}{\partial z} \\ -\frac{\partial P}{\partial z} &= \rho g \end{aligned} \right\}$$

Havo ideal gaz kabi, muhit uzuliksizligi shartiga javob beradi. Fizik nuqtai nazardan bu gaz (suyuqlik) massasining yo'qolmasligini anglatadi. Uzuliksiz muhitlar uchun *uzuliksizlik tenglamasi* o'rini bo'ladi. Uni keltirib chiqaramiz.

Birlik vaqt ichida oqimga perpendikulyar bo'lgan birlik yuzadan havo massasining oqimi havo zichligi va oqim tezligi ko'paytmasiga teng bo'ladi.  $x$ ,  $u$  va  $z$  o'qlariga oqimning proeksiyalari  $\rho u$   $\rho v$  va  $\rho w$  ga teng bo'ladi.

Birlik vaqt ichida birlik hajmga havo massasining oqib kelishi teskari ishora bilan olingan oqim divergensiyasiga teng:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left( \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \text{ yoki } \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0$$

*Bu uzuliksiz muhit yoki uzuliksizlik tenglamasıdır.*

### 8.3. Geostrofik shamol. SHamolning barik qonuni

Agar havo zarrasiga faqat bosim gorizontal gradienti kuchigina ta'sir etganida, Ng'yutonning ikkinchi qonuniga muvofiq, uning harakati o'zgarmas tezlanishga ega bo'lardi. Son jihatdan birlik massaga nisbatan hisoblangan  $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$  gorizontal barik gradient kuchining qiymatiga teng bo'lgan bu tezlanishning tartibini aniqlaylik. Normal atmosfera sharoitida ( $R_0=1000$  gPa,  $T_0=273$  K) havo zichligi  $1,273$  kg/m<sup>3</sup> ga teng. Gorizontal barik gradientni  $1$  gPa/100 km ga teng deb olamiz. U holda,  $\rho$  va  $\frac{\partial P}{\partial n}$  larning son qiymatlarini  $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$  ifodaga qo'yib, tezlanish tahminan  $10^{-3}$  m/s<sup>2</sup> ga teng ekanligini topamiz.

Havo zarrasi past bosim tomonga harakatlanishni boshlashi bilan, tezlikka normal bo'ylab o'ngga yo'nalgan (shimoliy yarimsharda) Koriolis kuchi paydo bo'ladi. Koriolis kuchining paydo bo'lishi havo zarrasining o'z o'qi atrofida aylanayotgan Yerga nisbatan, ya'ni noinersion sanoq sistemasiga nisbatan harakatlanishiga bog'liq. Bu holda yer sirti, ya'ni harakatlanayotgan havo zarrasi bilan bog'liq bo'lgan koordinatalar sistemasi Yerning sutkalik aylanishi jarayonida harakatlanayotgan havoda buriladi. Bunda hosil bo'ladigan birlik massaga to'g'ri keluvchi tezlanish  $2\omega \sin \varphi \cdot V$  ga teng. SHamol tezligi  $V=10$  m/s bo'lganda  $30^\circ$  kenglik uchun bu tezlanishning tartibini aniqlaymiz. Yer aylanma harakatining burchak tezligi  $\omega=7,29 \cdot 10^{-5}$  s<sup>-1</sup> ekanligini hisobga olsak, Koriolis tezlanishi  $0,75 \cdot 10^{-3}$  m/s<sup>2</sup>, ya'ni bosim gorizontal gradienti kuchining tezlanishi tartibida bo'ladi.

Havo zarrasi Koriolis kuchi ta'siri ostida bu kuch bosim gorizontal gradienti kuchi bilan muvozanatga kelguncha o'ngga buriladi. Bunday holat havo izobaralar bo'ylab harakatlanishni boshlaganda yuz beradi. Bunday to'g'ri chiziqli bir tekisdagi ishqalanishsiz harakat *geostrofik shamol* deyiladi (14-rasm). Geostrofik shamol tezligini zarraga ta'sir etuvchi kuchlarning muvozanati shartidan aniqlash mumkin:

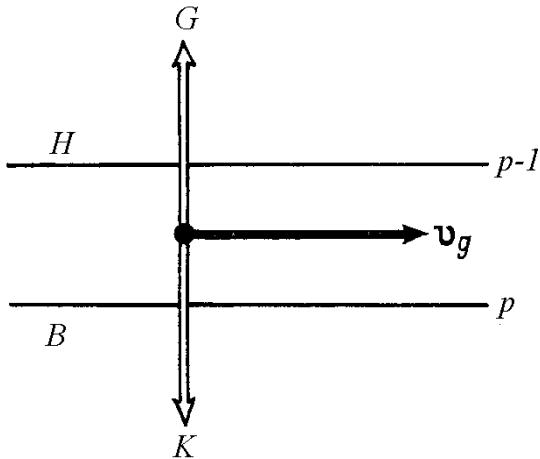
$$\vec{G} = \vec{K} \quad \text{yoki} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega \sin \varphi \cdot V_g$$

Bundan:

$$V_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \quad \text{yoki: } V_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}$$

ni hosil qilamiz, bu yerda  $l=2\omega \sin\varphi$  – koriolis parametri.

Yuqoridagi mulohazalardan geostrofik shamol yo'nalishi izobaralar bilan mos tushishi kelib chiqadi. SHu bilan birga, agar shamol yo'nalishi tomonga yuzlanib turilsa, *past bosimli soha shimoliy yarimsharda chapda, janubiy yarimsharda o'ngda* joylashadi. Bu qoida *shamolning barik qonuni* deb yuritiladi.



14-rasm. Geostrofik shamolni aniqlashga doir.

' va '-1 – izobaralar,  $N$  – past atmosfera bosimi sohasi,  $V$  – yuqori atmosfera bosimi sohasi,  $G$  – bosim gorizontal gradienti kuchi,  $K$  – Koriolis kuchi,  $V_g$  - geostrofik shamol tezligi.

#### 8.4. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi

Erkin atmosferada haroratning notekis taqsimotiga bog'liq ravishda bosim gorizontal gradientining o'zgarishlari ta'sirida shamolning tezligi va yo'nalishi o'zgarib turadi.

SHunday qilib, ixtiyoriy  $z$  balandlikdagi geostrofik shamolni boshlang'ich sathdagi geostrofik shamol  $\vec{V}_g^{(1)}$  va  $z_1$  dan  $z$  gacha bo'lган qatlamdagi haroratning gorizontal gradientiga bog'liq shamollardan iborat bo'lган vektor yig'indi ko'rinishida ifodalash mumkin:

$$\vec{V}_g = \vec{V}_g^{(1)} + \Delta \vec{C}_H .$$

$\Delta \vec{C}_H$  – qo'shimcha *termik shamol* deb ataladi.

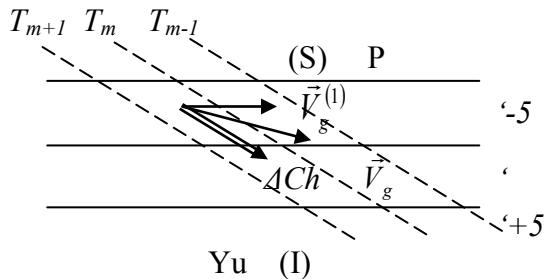
Termik shamol qatlamning o'rtacha harorat izotermalari bo'ylab yo'nalan, uning moduli esa qatlamdagi haroratning gorizontal gradienti va shu qatlamning qalinligiga proporsional.  $Z_1$  sathdagi gorizontal barik gradientning mutlaq qiymati va  $z-z_1$  qatlamdagi o'rtacha haroratning gorizontal gradienti, shuningdek bu gradientlar orasidagi burchakka bog'liq holda geostrofik shamolning turli vertikal profillari kuzatiladi. Alovida qiziqish uyg'otuvchi ikki holni ko'rib chiqamiz (15-rasm).

Birinchi holda (15a-rasm) iliq sohadan (i) sovuq sohaga (s) ko'chish yuz beradi, ya'ni *iliq adveksiya* kuzatiladi. SHamol tezligi vektori balandlik ortishi bilan o'ngga buriladi va yo'nalishi izotermalarga (uziq chiziqlar) yaqinlashadi.

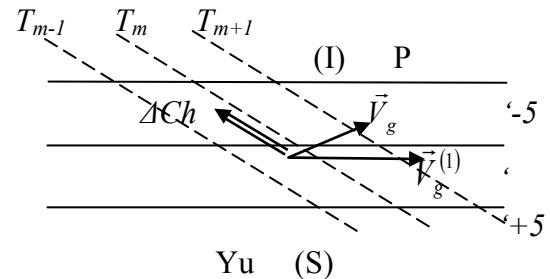
Ikkinchi holda (15b-rasm) sovuq sohadan (s) iliq sohaga (i) ko'chish yuz beradi, ya'ni *sovuq adveksiya* kuzatiladi. Bunda shamol tezligi vektori balandlik ortishi bilan chapga buriladi.

SHunday qilib, *erkin atmosferada shamolning o'ngga burilishi bilan iliq adveksiya, chapga burilishi bilan sovuq adveksiya bog'liq bo'ladi.*

a)



b)



15-rasm. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi.

- a) iliq adveksiyadagi o'ngga burilish,
- b) sovuq adveksiyadagi chapga burilish.

## 8.5. Siklon va antisiklonlarda gradient shamol

Ishqalanish bo'limgan holda havoning doiraviy izobaralar bo'ylab turg'unlashgan gorizontal harakatini ko'raylik. Bu holda havo zarrasiga bosimning gorizontal gradienti va Koriolis kuchlaridan tashqari markazdan qochma kuch ham ta'sir qiladi. Siklonda ham, antisiklonda ham kuzatilishi mumkin bo'lgan bunday harakat *gradient* yoki *geosiklostrofik shamol* deb ataladi.

Siklonda havo zarrachasi gorizontal barik gradient kuchi ta'sirida tezlanish olib, radius bo'ylab siklon markaziga intiladi. Harakat yuzaga kelgan zahoti havo zarrasini  $90^\circ$  burchak ostida o'ng tomonga (shimoliy yarimsharda) chetlantiruvchi Koriolis kuchi paydo bo'ladi. SHamol yo'nalishining o'zgarishi va tezlikning ortishi barik gradient, Koriolis va markazdan qochma kuchlar muvozanatga kelgunicha kuzatiladi. SHunday qilib, siklonda muvozanatlashgan harakatda havo zarrachasi izobaralar bo'ylab shimoliy yarimsharda soat miliga qarama-qarshi yo'nalishda (janubiy yarimsharda soat mili bo'yicha) harakatlanadi. Izobaralar bo'ylab yo'nalgan bu tekis harakat *gradient shamol* deb ataladi.

Siklondagi gradient shamolida uchta kuchning muvozanati yuzaga keladi: bosim gradienti Koriolis va markazdan qochma kuchlarni muvozanatlaydi (16a-rasm). Demak:

$$-\vec{G} = \vec{K} + \vec{C} \text{ yoki } -\frac{\partial P}{\partial r} = l\rho v_{gr} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r},$$

bu yerda  $r$  – siklon markazigacha masofa,  $v_{gr}$  – siklondagi gradient shamol tezligi.

Bu kvadrat tenglamaning  $v_{gr}$  ga nisbatan yechimi quyidagi ko'rinishga ega:

$$v_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}.$$

Siklon markazida ( $r=0$ ) gradient shamol doim nolga aylanishi ko'rinishib turibdi. Markazdan uzoqlashish bilan izobaralar quyuqligi saqlanganda gradient shamol tezligi ortadi.

Tropik ( $\phi$  kichik bo'lган) kengliklardagi siklonlarda Koriolis kuchi qiymati juda kichik bo'ladi va bu yerda barik gradient kuchi asosan markazdan qochma kuch bilan muvozanatlanadi. Noturg'un stratifikasiyalangan atmosferada yuzaga kelgan quyun, tornado va vertikal o'qli kichik uyurmалarda, zarrachalar traektoriyalari radiusi juda kichik bo'ladi (bahzida o'nlab metrlarga teng va undan kichik). Bu holda markazdan qochma kuchlarga nisbatan Koriolis kuchining ta'siri e'tiborga olinmaydi. Unda aylanishning ixtiyoriy yo'naliшlarida barik gradient va markazdan qochma kuchlar o'rtasida muvozanat kuzatilishi mumkin. SHuning uchun ham kichik uyurmалarda havo zarrachalari ham soat mili bo'ylab, ham unga teskari yo'naliшda harakatlanishi mumkin.

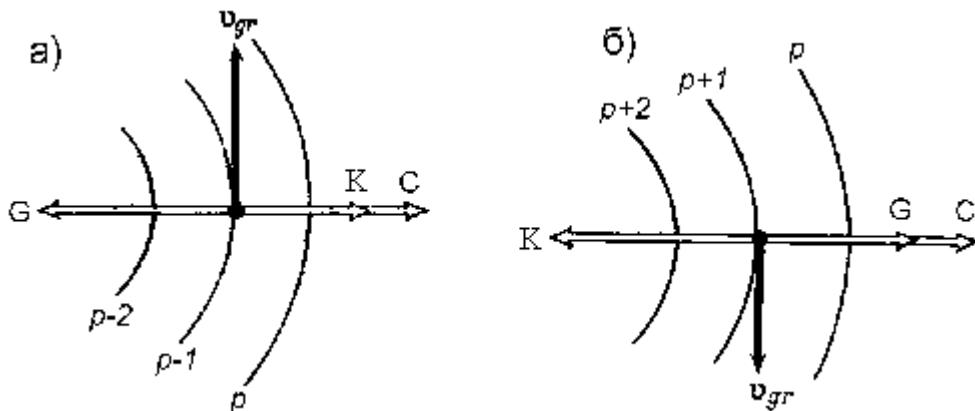
Antisiklonda ham uchta kuchning muvozanati kuzatiladi: koriolis kuchi bosimning gorizontal gradienti va markazdan qochma kuchlar yig'indisi bilan muvozanatlanadi (16b-rasm):

$$-\frac{\partial P}{\partial r} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r} = l\rho v_{gr} \text{ yoki } v_{gr}^2 - lr v_{gr} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0$$

Uning yechimi quyidagicha bo'ladi:

$$v_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}.$$

Stasionar antisiklon markazida ( $r=0$ ) shamol nolga tenglashishi kelib chiqadi. Markazdan uzoqlashganda shamol tezligi ortadi.



16-rasm. Siklon (a) va antisiklon (b) gradient shamol.  
'-1 va '-2 – izobaralar, G – bosimning gorizontal gradienti kuchi, K – Koriolis kuchi, S – markazdan qochma kuch,  $v_{gr}$  – gradient shamol tezligi.

Siklondan farqli antisiklonda gradient shamol tezligi cheklangan. Bu antisiklonda  $\frac{\partial P}{\partial r} < 0$  (markazdan uzoqlashgan sari bosim kamayadi) ekanligi bilan tushuntiriladi. SHu sababli tenglamada ildiz ostidagi ifoda  $\frac{\partial P}{\partial r}$  modulining juda katta qiymatlarida nolga tenglashishi mumkin.

16-rasmdan ko'rinib turibdiki, shimoliy yarimsharda siklonda havo doim soat miliga qarshi, antisiklonda esa soat mili bo'ylab harakatlanadi. Janubiy yarimsharda havo harakatining yo'nalishi qarama-qarshiga o'zgaradi.

## **8.6. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri**

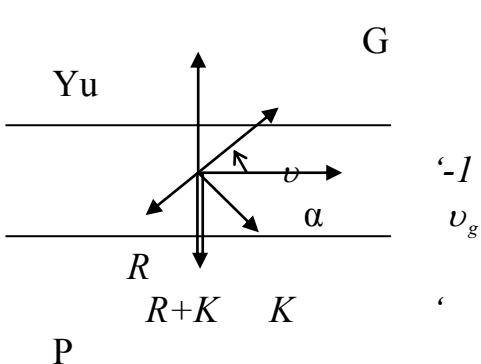
Er sirti yaqinida ishqalanish va yopishish kuchlari ta'sirida shamol kuchli susayadi, ya'ni shamol tezligi yer sirti va  $z_0$  qalinlikli ensiz qatlamda nolga aylanadi. Bu qatlam g'adir-budirlik qatlami deyiladi. G'adir-budir sirtda shamol tezligi quyidagi sababga ko'ra nolga aylanadi. Havo molekulalari sirt notekisliklariga uriladi va ilgarilama harakat tezligini yo'qotadi. Ular boshqa molekulalar bilan xaotik to'qnashib ularning harakat tezligini kamaytiradi. Molekulyar ishqalanish kuchi hosil bo'ladi.

Ishqalanish kuchi shamol yo'nalishiga qanday ta'sir ko'rsatishini ko'rib chiqamiz. Ishqalanish kuchi mavjud bo'lganda havoning to'g'ri chiziqli tekis harakatini faraz qilamiz. Bunday harakat uchta kuch: bosim gradienti, koriolis va ishqalanish kuchlarining muvozanatida yuz beradi (17-rasm). Ishqalanish kuchi doim tezlik vektoriga qarama-qarshi bo'lgani uchun bosim gradienti kuchi koriolis va ishqalanish kuchlarining vektor yig'indisi bilan muvozanatlanishi kerak. 42-rasmdan ko'rinib turibdiki, shamol tezligi izobaralar bo'ylab yo'nalmaydi, balki ular bilan kesishib, ulardan chapga past bosim tomonga buriladi. Siklonda havoning doiraviy izobaralar bo'ylab harakatlanishida siklonning pastki qatlamlarida shamol soat miliga qarshi esadi va izobaralarni kesib o'tib siklonning markaziga yo'naladi. Oqim chiziqlari o'tkazilsa, ular soat miliga qarshi buraluvchi va siklonning markazida yig'iluvchi spirallardan iborat bo'ladi. Ya'ni siklon markazi yig'ilish nuqtasi hisoblanadi (18a-rasm).

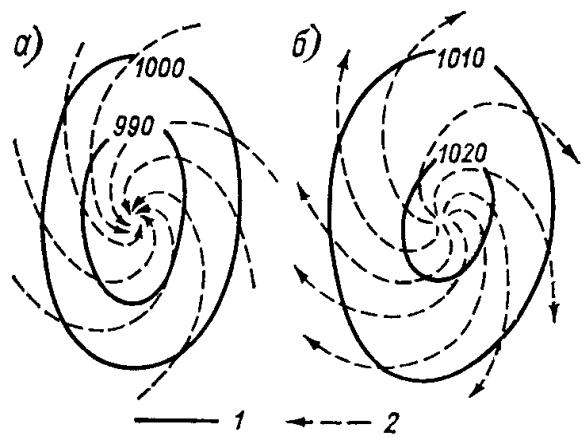
Antisiklonda havo soat mili bo'ylab aylanma harakatlanib, markazdan chetga yoyilishi, antisiklon markazi esa oqim chiziqlari uchun tarqalish nuqtasi bo'lishini tushunish qiyin emas (18b-rasm).

Janubiy yarimsharda ham siklon markazi yig'ilish nuqtasi, antisiklon markazi esa tarqalish nuqtasi bo'lib qoladi.

Er sirti yaqinida shamolning izobaralardan chetlanish burchagi quruqlikda o'rtacha  $30-40^\circ$ , dengiz ustida  $20-30^\circ$  ni tashkil qiladi. Balandlik ortishi bilan ishqalanish kuchi susayadi. Natijada tezlik modulining ortishi bilan birga koriolis kuchi ta'sirida shamol o'ngga burilib, geostrofik shamolga yaqinlashadi.

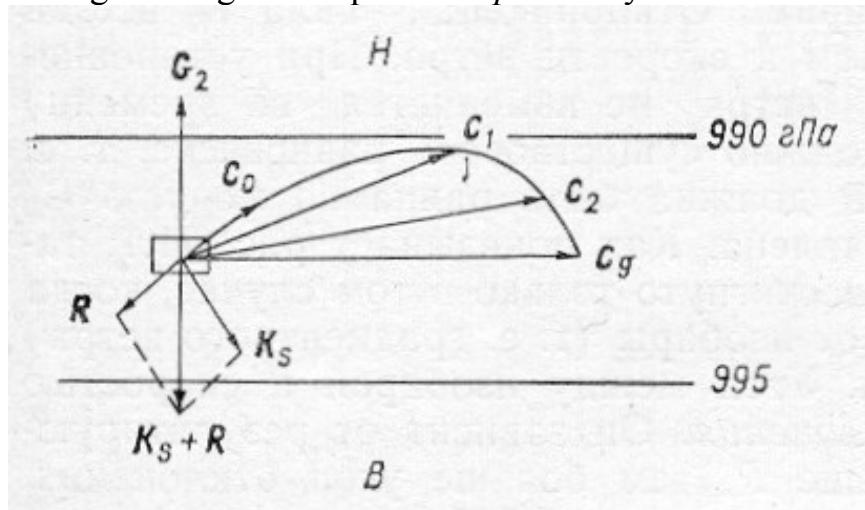


17-rasm. Ishqalanish qatlamidagi shamol (ishqalanish kuchi mavjud bo’lganda havoning to’g’ri chiziqli tekis harakati).  $G$  – bosimning gorizontal gradienti kuchi,  $K$  - Koriolis kuchi,  $R$  – ishqalanish kuchi,  $\vartheta_g$  - geostrofik shamol tezligi,  $\vartheta$  - shamol tezligi.



18-rasm. Siklon (a) va antisiklonning (b) quyi qismidagi izobaralar (1) va oqim chiziqlari (2).

Agar turli balandliklardagi shamol tezliklarini bitta tekislikka proeksiyalasak, yuqoriroq sathda tezlik moduli kattaroq va yo’nalish geostrofik shamolga yaqinroq ekanligini ko’rsatuvchi tezlik godografini hosil qilamiz (19-rasm). Hosil bo’lgan bu egri chiziq *Ekman spirali* deyiladi.



19-rasm. Atmosferaning chegaraviy qatlamida shamol tezligi va yo’nalishining balandlik bo’yicha taqsimoti (shimoliy yarimshar).

## 8.7. Mahalliy sirkulyasiyalar

To’shalgan sirtning xususiyatlari ta’sirida hosil bo’lувчи кatta bo’lmagan gorizontal masshtabga ega bo’lgan havo oqimlari *mahalliy sirkulyasiyalar* yoki *mahalliy shamollar* deb ataladi.

Er sirtining atmosferaga ikki turdag'i ta'siri mavjud: termik va mexanik. Yer sirtining yondosh qismlaridagi issiqlik, radasion va boshqa xossalarning farqi harorat gorizontal farqining hosil bo’lishiga olib keladi. O’z navbatida bu

farqlanish shamolning hosil bo'lishiga olib keluvchi bosimning gorizontal gradientini paydo qiladi. Bunday shamollarga brizlar, tog'-vodiya va muzliklar shamollari kiradi. Yirikroq masshtabdagi havo oqimining tezligi qanchalik kichik bo'lsa, mahalliy shamollar shunchalik yaxshi ifodalangan bo'ladi.

Mahalliy to'siqlar (tog'lar, balandliklar, o'rmonlar) tomonidan ko'rsatiladigan mexanik ta'sir ostida havo oqimi o'zgarishlarga uchraydi. Vodiylar, tog' daralarida oqim tezligi ularning ko'ndalang kesimiga bog'liq ravishda o'zgaradi. SHamolga qaragan yonbag'irlarda havoning yuqoriga yo'nalgan harakati, shamolga teskari yonbag'irlarda pastga yo'nalgan harakati kuzatiladi. Bunday shamollarga fyondalar, bora, pastlama oqim shamollari va tog'lar orasidagi o'tish joylari shamollari kiradi.

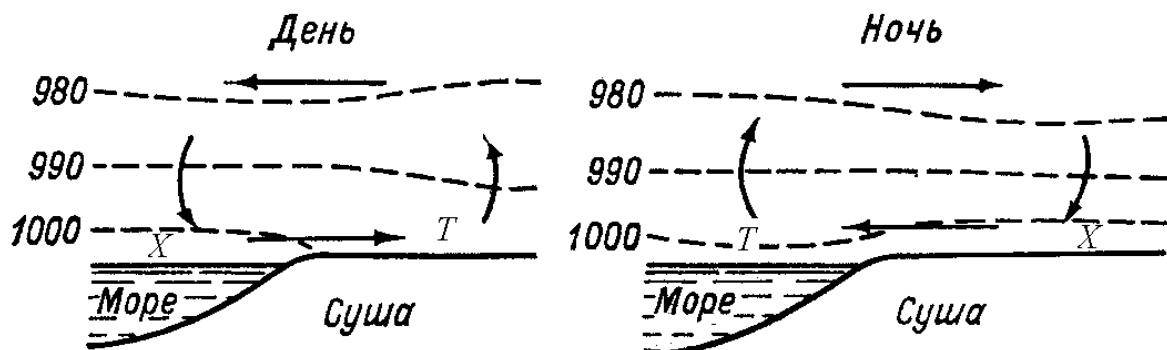
Ayrim hududlardagi tabiatan umumiy sirkulyasiya oqimlari hisoblangan kuchli va o'ziga xos xususiyatlarga ega bo'lgan shamollar ham mahalliy shamollarga kiradi. Ularning namoyon bo'lish intensivligi va qaralayotgan geografik hududga xosligi umumiy sirkulyasiya mexanizmining o'zi va sinoptik jarayonlar geografik taqsimotining oqibati hisoblanadi. Bunday shamollarga O'rta Yer dengizidagi *Sirokko*, O'rta Osiyoning janubi-sharqidagi *Afg'on shamoli*, Farg'ona vodisidagi *Qo'qon shamoli* va Yer sharining turli joylaridagi ko'p sonli boshqa shamollar kiradi.

Sanab o'tilgan guruhlarga kiruvchi asosiy mahalliy shamollarni ko'rib chiqamiz.

Termik kelib chiqishga ega bo'lgan mahalliy shamollar yaxshi ifodalangan sutkalik davriylikka ega.

a. *Brizlar* – bu quruqlik sirti haroratining sutkalik o'zgarishlari bilan bog'liq bo'lgan dengiz va katta ko'llarning sohil chizig'idagi shamollardir. Kunduzi quruqlik sirti isiydi va uning harorati dengiz sirti haroratiga nisbatan yuqoriroq bo'ladi. SHuning uchun quruqlik ustida izobarik sirtlar dengizga nisbatan balandroqqa ko'tariladi (20-rasm). Ma'lum balandlikda dengiz tomonga yo'nalgan bosim gorizontal gradienti hosil bo'ladi va havoning dengiz tomonga harakati boshlanadi. Balandlikda havoning bunday oqishi yer sirti yaqinida quruqlik ustida bosimning pasayishi va dengiz ustida uning ko'tarilishiga olib keladi. Natijada quyi izobarik sirtlar yuqoridagiga qarama-qarshi og'adi – quyi qatlamda dengizdan quruqlikka yo'nalgan bosim gradienti va unga mos havo oqimi hosil bo'ladi. Quyi qatlamdagi havoning bu oqimi kunduzgi *dengiz brizidir*.

Buning aksi bo'lgan sharoitlar tunda, quruqlik sovgan va dengizga nisbatan sovuqroq bo'lganda kuzatiladi. Bu holda quyi qatlamda havoning sohildan dengizga harakati – tungi *sohil brizi*, uning ustida esa qarama-qarshi oqim hosil bo'ladi. Kechki paytda dengiz brizining sohil briziga, ertalab esa aksinchalik almashish yuz beradi.

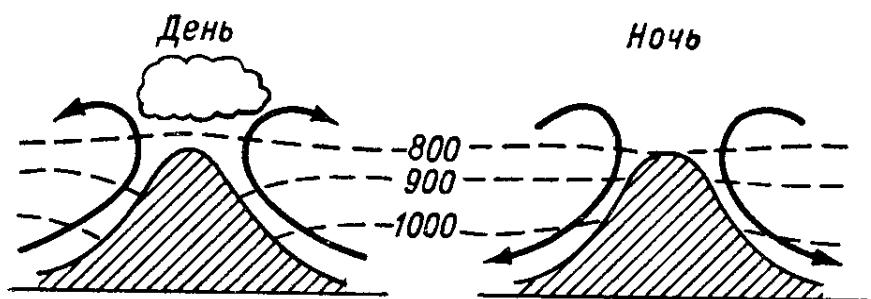


20-rasm. Brizlar sxemasi.

Brizlar ob-havo ochiq va havoning umumiy oqimi kuchsiz bo'lganda yaqqol ifodalanadi. Bunday sharoitlar kamgradientli barik maydonlarda, masalan, antisiklonlarning ichki qismida yuzaga keladi. Havoning umumiy oqimi brizlarning shakllanishini sezilarli buzishi mumkin. Brizlarda shamol tezligi 3-5 m/s ni, tropiklarda kattaroq qiymatlarni tashkil etadi.

b. *Tog'-vodiylar shamollari* – bu tog' yonbag'irlari va shu balandlikda vodiy ustidagi atmosfera havosi o'rtasidagi harorat gorizontal farqining ta'sirida hosil bo'lувchi shamollardir.

Kunduzi quyoshga qaragan tog' yonbag'irlari shu balandlikda vodiy ustidagi atomsfera havosiga nisbatan yuqoriroq haroratga ega bo'ladi, ya'ni tog' yonbag'ridan vodiyiga yo'nalgan haroratning gorizontal gradienti hosil bo'ladi. Bu gradientning ta'sirida havoning yopiq harakati yuzaga keladi. Quyi qatlamda shamol tog' yonbag'ri bo'ylab vodiydan toqqa, yuqori qatlamda tog' yonbag'ridan vodiyiga yo'naladi. (21-rasm). Tunda tog' yonbag'irlari shu balandlikda vodiy ustidagi atmosfera havosiga nisbatan tezroq soviydi. Natijada havoning kunduzgi yo'nalishiga qarama-qarshi harakat paydo bo'ladi.



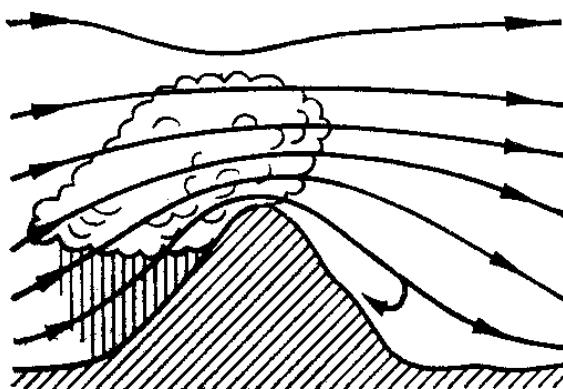
21-rasm. Tog'-vodiylar shamollari sxemasi.

Mexanik kelib chiqishga ega bo'lgan mahalliy shamollarning hosil bo'lish mexanizmini ko'rib chiqamiz.

a. *Fyon* – iliq, quruq, birdan kuchayuvchi shamol bo'lib, tog'dan vodiylarga esadi. Fyon tog' hududlarida yetarlicha ko'p tarqalgan hodisa hisoblanadi. Fyon hosil bo'lishining asosiy sabablarini ko'rib chiqamiz.

Havo oqimining tog'ni oshib o'tish jarayoni fyon shakllanishining klassik varianti hisoblanadi (22-rasm). Tog'ning shamolga qaragan yonbag'ri bo'ylab majburiy ko'tarilishda havo avval quruq adiabatik, so'ngra (kondensasiya

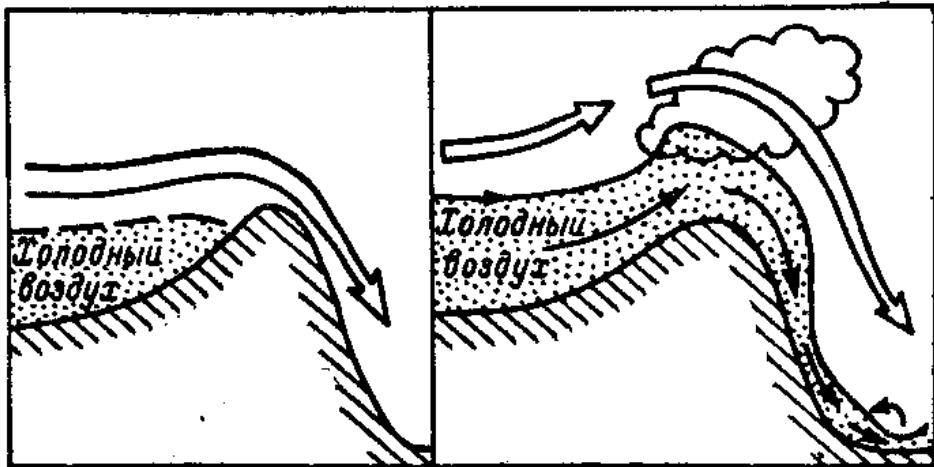
sathidan yuqorida) psevdoadiabatik soviydi. Tog'ning bu yonbag'rida shakllangan bulutdan yog'inlar yog'ishi mumkin. So'ngra tog'ning shamolga teskari yonbag'ri bo'ylab havoning tushishi quruq adiabatik qonuniyat bilan sodir bo'ladi. Negaki, pastga harakatlanayotgan havoning isishi oqibatida u to'yinish holatidan uzoqlashadi. Natijada tog'ning shamolga teskari yonbag'rining etagiga shamolga qaragan yonbag'irdagiga nisbatan iliqroq va quruqroq havo keladi. Tog'ning shamolga teskari yonbag'ridagi mana shu iliq va quruq havo oqimi fyon deb ataladi. Quyidagicha hisob-kitobni amalga oshiramiz. Faraz qilaylik tizma cho'qqisi vodiy tubi sathidan 3000 m balandlikda, fyon boshlanishiga qadar havoning harorati  $+10^{\circ}\text{S}$ , haroratning o'rtacha vertikal gradienti  $0,6^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  bo'lzin. CHo'qqi sathida harorat  $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^{\circ}\text{S}$  bo'ladi. SHamolga teskari yonbag'ir bo'ylab dastlabki sathgacha quruq adiabatik tushgan havoning harorati  $30^{\circ}\text{S}$  ga ko'tariladi va  $+22^{\circ}\text{S}$  ni tashkil etadi. SHunday qilib, tog'ni oshib o'tganda havoning harorati  $12^{\circ}\text{S}$  ga ortadi. SHu bilan birga havodagi namlik miqdori o'zgarmas qolgani holda cho'qqi sathida 100% ga teng bo'lgan nisbiy namlik 17% gacha pasayadi.



22-rasm. Fyon sxemasi.

Bunday turdag'i fyonlar odatda tog' tizmasining bir tomonida past bosim sohasi mavjud bo'lganda hosil bo'ladi. Tizmaning shamolga teskari tomonida yaqqol quyi chegaraga ega bo'lgan bulut uyumining shakllanishi ularning o'ziga xos xususiyati hisoblanadi. Fyon buluti tog' tizmasi ustida harakasiz osilib turgandek tuyuladi. Aslida esa bu bulutning to'xtovsiz yangilanib turishi yuz beradi. Fyon havosining shamolga teskari yonbag'ir bo'ylab tushishida bulutlardagi tomchilar bug'lanadi, shamolga qaragan yonbag'irda esa, aksincha, ular hamma vaqt yangidan hosil bo'ladi.

b. *Bora* – past tog' tizmalaridan yetarlicha iliq dengiz tomonga esuvchi sovuq va birdan kuchayuvchi kuchli shamol. Bu shamolning shakllanishida og'irlilik kuchi katta rol o'ynaydi. Bora asosan qishda, sovuq qitha ustida antisiklon, iliq suv havzasasi ustida past bosim sohasi turganida shakllanadi. U ustida zinch sovuq havo to'planuvchi qitha tog'ini baland bo'limgan tizma (300-600 m) dengizdan ajratib turadigan joyda kuzatiladi. Tog'ning shamolga qaragan tomonida yuqoriga yo'nalgan harakat rivojlanadi, shamolga teskari tomonida esa havoning o'pirilishi boshlanadi (23-rasm).



23-rasm. Borada sovuq havoning tog' tizmasining shamolga qaragan yonbag'rida yig'ilishi (chapda) va uning shamolga teskari yonbag'irda o'pirilishi (o'ngda) sxemasi.

Bora qitha ichkarisida sovuq havoning baland bo'limgan va uzun tizmaning shamolga qaragan tomonida yig'ilishi hamda tog'ning iliqroq va pastroq bo'lgan shamolga teskari tomonida o'pirilishi uchun sharoitlar bajariladigan bir qator joylarda kuzatilishi mumkin. G'arbiy Uralda hosil bo'ladigan *Kizel* borasi shunday turga mansub.

Boraning birinchi turiga Qora dengizning Novorossiysk buxtasida hosil bo'ladigan *Novorossiysk* borasi, Yugoslaviyaning Triesta hududida Adriatika dengizi sohilidagi *Adriatika* borasi, Yangi Yer borasi kiradi. Baykal ko'lidagi *Sarma*, Yaponiyaning okean sohillaridagi *Orosi*, Bokudagi *Nord*, Fransiyaning Monpelg'edan Tulongacha bo'lgan O'rtaer dengizi sohilidagi *Mistral*, Meksika ko'rfazidagi (Meksika, Texas) *Norser* shamollari bora tabiatiga ega.

v. Havo oqimi tor daralardan tekislikka chiqadigan joylarda o'ziga xos shamollar hosil bo'ladi. Bular *tog'lar orasidagi o'tish joylari shamollaridir*. Ular tekislik tomonga yo'nalgan katta bosim gradientlari kuzatilganda hosil bo'ladi. Bunday shamollarga Ebi-Nur ko'lidan Jungar darvozasi (SHarqiy Qozog'iston) orqali dovul kuchi bilan esuvchi sharqiy shamol – *Ebi* kiradi. Boom darasi orqali Issiq-ko'l ko'liga esuvchi *Ulan* shamoli, Farg'ona vodiysining chiqishida hosil bo'lувчи *Ursatev* shamoli va Yer sharining bir qator boshqa joylaridagi shamollar yuqorida ko'rsatilgan shamollar qatoriga kiradi.

Bu shamollarning tezligi 30-40 m/s, ayrim hollarda esa 50-60 m/s ga yetadi va qatorasiga bir necha sutka davom etishi mumkin.

Uchinchi guruhga kiruvchi mahalliy shamollarga bir nechta misol keltiramiz.

*Afg'on shamoli* – sharqiy Qoraqum, O'zbekiston va Tojikistonning janubida kuzatiladigan g'arbiy yoki janubi-g'arbiy juda kuchli changli shamol. U Termizda yil davomida 70 kun kuzatiladi. Afg'on shamoli Turon pasttekisligiga shimoli-g'arbdan sovuq havoning kirib kelishi bilan bog'liq ravishda hosil bo'ladi. SHamolning susayishida bosimning keskin ortishi va havoning biroz sovishi yuz beradi.

*Qo'qon shamoli* – Farg'ona vodiysining g'arbiy qismidagi kuchli (20-30 m/s gacha) g'arbiy yoki janubiy-g'arbiy shamol. U Qo'qonda yil davomida 85 kun kuzatiladi. Qo'qon shamoli siklon ortidan sovuq arktik havoning janubiy kengliklarga kirib kelishida hosil bo'ladi.

*Samum* – Kichik Osiyo, Arabiston, Sahroi Kabir cho'llarida, O'rtaer dengizining janubiy sohillari, Afrikaning shimoli-g'arbiy sohillari va Marokashda to'satdan boshlanuvchi issiq, quruq chang bo'ronidir. Samum O'rtaer dengizi bo'ylab sharqqa harakatlanuvchi siklonning iliq sektorida hosil bo'ladi va faol atmosfera frontiga bog'liq. Samumning hosil bo'lishi shuningdek termik depressiyada kuchli konveksianing rivojlanishi bilan ham bog'liq bo'ladi.

## 8.8. Qasirg'a va changli bo'ronlar

Qasirg'a va kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornadolarni mahalliy sirkulyasiyaning ko'rinishlari deb hisoblash mumkin.

a. *Qasirg'a* – qisqa vaqt davomida tezligi va yo'nalishi birdan keskin o'zgaruvchi shamol. Qasirg'ada shamol tezligi ko'pincha 20-30 m/s dan ortadi. Odatda qasirg'a bir necha minut davom etadi. Bahzida shamol tezligi va yo'nalishining keskin o'zgarishi takrorlanadi. Qasirg'ada atmosfera bosimi (barogrammada o'ziga xos ko'ngura – momaqaldiroq burni hosil bo'ladi) va nisbiy namlikning sakrashi hamda haroratning tez pasayishi yuz beradi. Qasirg'a vaqtida ko'pincha jala va momaqaldiroq kuzatiladi.

b. *Kichik masshtabli uyurmalar* - *quyun, tromb, tornado* – kuchli vayron qiluvchi uyurma bo'lib, bir necha metrdan bir necha yuz metrgacha (kam hollarda 1-3 km) diametrli deyarli vertikal (egilgan) o'qqa ega bo'lgan qora ustun ko'rinishidagi kuchli yomg'irli to'p-to'p (ona) bulutdan yergacha tushadi. Bahzida deyarli gorizontal o'qli yoysimon qasirg'a hosil bo'ladi.

Quyun qutbiy kengliklardan boshqa hamma kengliklarda uchraydi. Quyunlar katta takrorlanishga ega bo'lgan hududlar ma'lum. Masalan, AQSHning markaziy shtatlari va Qozog'istondagi Markansu vodiysi (Quyunlar vodiysi).

Quyunning qaerda hosil bo'lishi va nimani so'rib olishiga (chang, qum yoki suv) bog'liq holda changli, qumli va suvli quyunlar farqlanadi.

CHangli va qumli quyunlar asosan cho'l va dashtlarda kuzatiladi va ko'pincha yomg'irli qatlamlı bulutlar bilan bog'liq bo'lmasligi bilan o'rta kengliklar quyunlaridan farq qiladi.

Quyunlarning shakli turli-tuman: hartumsimon, ustunsimon, ilonsimon, buqasimon, arqonsimon, konussimon, yoyilgan, yer bag'irlab yoyilgan va zinch shakllari mavjud. Bu shakllar quyunning rivojlanishiga va ularni hosil qilgan bulut va havo oqimining tuzilishiga bog'liq ravishda o'zgaradi.

Quyunlar asosan quyi troposferadagi hukmron shamol yo'nalishida odatda 10-20 m/s tezlik bilan murakkab egri chiziq bo'ylab harakatlanadi. Ularning harakati to'lqinsimon bo'lib, goh ko'tariladi, goh tushadi. Yakka quyun yo'lining uzunligi o'rtacha 5-10 km ni, u vayron qilgan hududning eni bir

necha o'n metr, uzunligi esa bir necha yuz metrni tashkil qiladi. Quyun ta'siriga tushgan jami hududning uzunligi yuzlab kilometrga yetishi mumkin.

Quyunning o'qi bo'y lab atmosfera bosimining tez, keskin va kuchli pasayishi (100-200 gPa dan ko'p) kuzatiladi. Natijada quyun daryo yoki ko'l suvini o'ziga so'rib oluvchi kuchli nasosga aylanadi. Quyunlarda uning voronkasi devorida shamolning katta tezligiga sabab bo'luvchi 10 gPa/100 km gacha bo'l gan bosim gradientlari hosil bo'ladi. Bu vaqtida quyun atrofida shtil kuzatilishi mumkin. Quyundagi aylanma harakat soat mili bo'y lab ham, unga qarama-qarshi yo'nalishda ham yuz berishi mumkin.

v. *CHangli bo'ron* – bu o'rta va kuchli shamollar bilan havoga ko'tarilgan ko'p miqdordagi chang va qumlarning siljishidir. Bu hodisa yuz bergenida ko'rinvchanlikning kuchli yomonlashishi kuzatiladi.

CHangli bo'ronlar, odatda, qurg'oqchil ob-havoda shamol kuchayishida yuzaga keladi. CHangli bo'ronlarning paydo bo'l shiga tuproq tuzilishi va namanganlik darajasi, o'simliklar qoplamining mavjudligi va orografiya katta ta'sir ko'rsatadi. Bu omillarga bog'liq ravishda changli bo'ron qamrab olgan hududning gorizontal o'lchami bir necha yuz metrdan yuzlab kilomertgacha o'zgarishi mumkin.

CHangli bo'ronlar, odatda, yilning iliq davrida yuzaga keladi. Agar qor qoplami yupqa yoki umuman bo'lmasa, ular qishda ham kuzatilishi mumkin. Bunday "qora bo'ronlar" past haroratli va kuzdan boshlab tuproqlarning namanganligi yetarli bo'l magan yillarda SHimoliy Kavkaz va Ukraina janubida kuzatiladi.

CHangli bo'ronlarning davomiyligi 15 minutdan bir necha sutkagacha bo'l shi mumkin.

CHangli bo'ronlarda atmosferaga ko'tarilgan chang va qumlarning miqdori bir necha mln. tonnagacha yetishi mumkin. Masalan, 1928 yil 27-28 aprelda Ukraina janubida kuzatilgan «qora bo'ronda» tahminan 1 mln. km<sup>2</sup> maydondan 15 mln. tonnaga yaqin qora tuproqli chang havoga ko'tarilgan. Qum va chang 9-10 km va undan ham balandroq ko'tarilishi mumkin. 1968 yil 16 yanvarda Erondan Ashxobodga 34 m/s tezlikli shamol bilan kelgan chang bulutining balandligi 9 km ga yetgan. Bu changli bo'ron davomida har bir gettar yerga 20-30 tonna chang va qum tushgan. Erkin atmosferada chang zarrachalarining to'plami yerdan ko'rindigan g'ubor qatlamini hosil qiladi. Bu qatlamlar samolyotdan ham yaxshi ko'rindi.

CHangli bo'ronlar Afrika, Amerika va Osiyodagi cho'l va chala cho'llarning ulkan maydonlarini egallaydi. O'rta Osiyoda changli bo'ronlar Qoraqum va Qizilqum, Kopetdog' tog'i etaklarida, Kaspiy dengizining shimoliy va sharqiy qirg'oqlarida, Orol dengizi qirg'oqlarida kuzatiladi.

CHangli bo'ronlar atmosferani kuchli ifloslantiradi, iqtisodiyotning turli tarmoqlariga, birinchi navbatda qishloq xo'jaligiga katta moddiy zarar keltiradi.

### Asosiy xulosalar

1. Havo zarrachasining atmosferadagi harakati atmosferaning vektorli va koordinatali shakllarda harakatlanis tenglama bilan tavsiflanadi. Ushbu

tenglamalar va uzluksizlik tenglamasi atmosfera fizikasining asosiy tenglamalariga ham tegishlidir.

2. Atmosferada havo zarrachasi harakatining sababi gorizontal barik gradienti . Unga keyingi harakatiga qarab Koriolis kuchi ta'sir qila boshlaydi. Atmosfera chegara qatlamaida yopishqoq ishqalanish kuchlarini ham hisobga olishi kerak. Erkin atmosferada, bu kuchlar ahamiyatsiz va harakat kvazi-geostrofik bo'ladi. Gorizontal harakat yo'nalishi (shamol) barik shamol qonuni asosida o'rnataladi.

3. Vertikal shamol profili atmosferaning chegaraviy qatlami chegaralarida shuningdek, iliq yoki sovuq havo massasining adektsiyasi natijasida , er yuzasining dag'alligi ta'sirida hosil bo'ladi .

4. Mahalliy miqyosda atmosfera aylanishining ob'ektlaridan biri termal va mexanik tabiatli bo'lgan mahalliy aylanishlar hisoblanadi. Birinchi guruhga shamollar, tog 'vodiysi va muzlik shamollar kiradi, ikkinchi guruhga - fen , bora, assimilyatsiya shamollari. Mahalliy aylanishlarni turlariغا, shuningdek, shovqinlarni, changli bo'ronlarni va mezomashtabli uyurmalar - tornado, qon quyqalari, tornado

#### Nazorat savollari

1. Atmosferadagi havo zarrasiga qanday kuchlar ta'sir qiladi?
2. Koriolis kuchi havo zarrasiga qanday ta'sir qiladi?
3. Yopishqoq ishqalanish kuchlari qanday?
4. Atmosfera harakati tenglamalarini chiqaring.
5. Uzluksizlik tenglamasini chiqaring? Uning ma'nosi nima?
6. Oqim yo'llari va traektoriya nimani harakterlaydi?
7. Geostrofik shamol qanday sharoitlarda yuz beradi? Barik shamol qonunini shakllantiring.
8. Geostrofik shamol balandligi bilan qanday va nima uchun o'zgaradi?
9. Issiq va sovuq advektsiya paytida geostrofik shamol qanday va nima uchun o'zgaradi?
10. Siklonlar va antisiklonlarda qanday sharoitda shamol gradient hosil bo'ladi?
11. Atmosferaning chegara qatlamlarida ishqalanish shamol tezligi va yo'nalishiga qanday va nima uchun ta'sir qiladi?
12. Mahalliy shamollarga qanday shamollar kiradi?
13. Termal kelib chiqadigan mahalliy shamollarni tavsiflang (shabada, tog 'vodiysi, muzlik)?
14. Mexanik tabiatli mahalliy shamollarini tavsiflang (fen, bora)va boshq.).
15. Qaqshatqichlar, tornadolar, changli bo'ronlarni tasvirlab bering.

#### **MAVZUNI O'RGANISH UCHUN TAVSIYА ETILADIGAN ADABIYOTLAR RO'YXATI**

1. Atmosfera. Spravochnik. -L.: Gidrometeoizdat, 1991. – 512 s.
2. Kedrolivanskiy V.N., Sternzat L.S. Meteorologicheskie priborq. –L.: Gidrometeoizdat, 1955. – 544 s.

3. Matveev L.T. Kurs obo'ey meteorologii/fiziki atmosferq. -L.: Gidrometeoizdat, 2000. – 778 s.
4. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Meteorologiya i klimatologiya. Uchebnik. Tashkent, NUUz, 2005. – 333 s.
5. Petrov Yu.V., Egamberdiev X.T., Xolmatjanov B.M. Sbornik zadach i uprAjneniy po fizike atmosferq. Uchebnoe posobie. Tashkent, NUUz, 2007. – 120 s.
6. Rukovodstvo k laboratornym rabotam po eksperimental'noy fizike atmosferq. Pod red. L.G.Kachurina, A.I.Merjeevskogo. –L.: Gidrometeoizdat, 1969. – 512 s.
7. Xrgian A.X. Fizika atmosferq. V 2-x t. -L.: Gidrometeoizdat, 1978. T.I – 247 s., T.II – 319 s.
8. Xromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologichesiy slovarg'. -L.: Gidrometeoizdat, 1963. – 620 s.

## **SEMINAR MASHG'ULOTLARI MABZULARI (18soat)**

Mavzu: ATMOSFERA TO'G'RISIDA UMUMIY  
MA'LUMOTLAR(2soat)

1. Nam havoning holat tenglamasi. Virtual harorat
2. Atmosferaning vertikal tuzilishi
3. Atmosferaning gorizontal birjinsli emasligi. Havo massalari va atmosfera frontlari haqida tushincha

Mavzu: ATMOSFERADA BOSIM TAQSIMOTI(2soat)

1. Barometrik formulalarning qo'llanilishi
2. Geopotensial tushinchasi. Izobarik sirtlarning mutlaq va nisbiy balandligi
3. Barik tizimlar

Mavzu: ATMOSFERA TERMODINAMIKASI ASOSLARI (2soat)

1. Nam adiabatik jarayonlar
2. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikasiyası
3. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar

Mavzu: ATMOSFERANING RADIASIYFa REJIMI(2soat)

1. Quyosh radiasiyaning qaytarilishi. Albedo
2. Yer sirti va atmosferaning uzun to'lqinli nurlanishi. Effektiv nurlanish
3. Yer sirti va atmosferaning radiasiya balansi

Mavzu: YeR SIRTI VA ATMOSFERANING ISSIQLIK HOLATI(2soat)

1. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi
2. Yer sirti yaqinida havo haroratining o'zgarishi
3. Atmosferadagi harorat inversiyalari
4. Haroratning troposferadagi taqsimoti

Mavzu: ATMOSFERANING SUV REJIMI(4soat)

1. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti
2. Bulutlar. Bulutlarning tasnifi
3. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi
4. Yer sirti gidrometeorlari

Mavzu: ATMOSFERA DINAMIKASI ASOSLARI (4soat)

1. Siklon va antisiklonlarda gradient shamol
2. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri
3. Mahalliy sirkulyasiyalar
4. Qasirg'a va changli bo'ronlar

## LABORATORIYA ISHI №1

### Aspirasion psixrometr yordamida havo namligini o'lchash

Havo namligi gigrometrik kattaliklar yordamida harakterlanadi. Bular suv bug'ining parsial bosimi (yoki elastikligi), mutlaq va nisbiy namlik, suv bug'ining massa ulushi (yoki solishtirma namlik), aralashma nisbati, shudring nuqtasi harorati, bosim va shudring nuqtasi defisiti.

Sanab o'tilgan havo namligi harakteristikalarining barchasi va ular orasidagi munosabatlar meteorologiya bo'yicha dasrliklarda keltirilgan (qarang: L.T. Matveev. Fizika atmosferq. S-Pb.: Gidrometeoizdat. – 2000 g.).

Mutlaq namlik, nisbiy namlik va shudring nuqtasi harorati bevosita asboblar yordamida o'lchanadi. Quruq va xo'llangan termometrlar haroratini o'lchashga asoslangan psixrometrik usul namlikni o'lchashning eng sodda va aniq usuli hisoblanadi. Bu usulning nazariyasiga asosan suv bug'ining parsial bosimi « $e$ » quyidagi formula orqali aniqlanadi:

$$e = E' - Ap(t - t')$$

bu yerda  $t$  va  $t'$  – quruq va xo'llangan termometrlar harorati;  $E'$  – xo'llangan termometr haroratidagi to'ynish bosimi;  $r$  – havo bosimi;  $A$  – asbobning tuzilish xususiyatlari va havo oqimining harorat datchiklarini aylanib o'tish tezligi (aspirasiya)ga bog'liq bo'lgan psixrometrik koeffisient.

Bu formula parsial bosimni, shuningdek maxsus tayyorlangan "Psixrometrik jadvallar" yordamida nisbiy namlik va bosim defisitini hisoblashda foydalaniladi.

**Ishning maqsadi:** aspirasion psixrometr yordamida namlikni o'lchash uslubiyati va psixrometrik jadvallardan foydalanib gigrometrik kattaliklarni hisoblash bilan tanishish.

#### **Ishni bajarish tartibi:**

1. Aspirasion psixrometrning tuzilishi bilan tanishish;
2. O'lchash uslubiyati bilan tanishish;
3. Quruq va xo'llangan termometrlar harorati o'lchanadi hamda olingan natijalarga shkala tuzatmalarini kirtiladi; havo bosimi o'lchanadi;
4. Psixrometrik jadvalning tuzilishi va mazmuni bilan taninshish;
5. Psixrometrik jadval asosida suv bug'ining parsial bosimi, nisbiy namlik va bosim defisiti qiymatlari aniqlanadi, gigrometrik kattaliklar orasidagi munosabatlar formulalari bo'yicha mutlaq namlik, suv bug'ining massa ulushi, aralashma nisbati, shudring nuqtasi harorati va uning defisiti hisoblanadi;
6. Qoshimcha sifatida quruq va xo'llangan termometrlar uchun ixtiyoriy olingan yana 4-5 ta harorat ko'rsatkichlari uchun barcha gigrometrik kattaliklarni hisoblash tavsiya etiladi;

7. Bajarilgan ish yuzasidan barcha olingan natijalar kiritilgan hisobot tayyorlash.

## LABORATORIYA ISHI №2

### Barometr-aneroid yordamida havo bosimini o'lchash

Atmosfera bosimi turli usullar bilan o'lchanadi. Ularning ichida simobli barometrlar yordamida gidrostatik o'lchash va barometr-aneroidlar yordamida deformasiyon o'lchash usullari keng tarqalgan hisoblanadi.

Deformasiyon usul mobil hisoblanib, barometr-aneroid ko'chma variantda tayyorlangani uchun undan ixtiyoriy sharoitlarda foydalanish mumkin.

**Bosimning o'lchov birliklari.** Dengiz sathida  $45^{\circ}$  kenglikda  $0^{\circ}\text{S}$  haroratda 760 mm simob ustuniga teng bo'lgan bosim normal atmosfera bosimi deyiladi.

SGS o'lchov birliklari tizimida birlik bosim kattaligi 1 millibar deb qabul qilingan:

$1 \text{ mb} = 10^{-3} \text{ bar}$ ,  $1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dina/sm}^2$ . Demak,  $1 \text{ mb} = 10^{-3} \text{ dina/sm}^2$  yoki  $1 \text{ mb} = 10^2 \text{ Pa}$  bo'lgani uchun  $1 \text{ mb} = 1 \text{ gPa}$ .

$1 \text{ gPa}$  SI tizimida bosimning o'lchov birligi hisoblanadi.

$1 \text{ mm s.u.} = 1,33 \text{ gPa}$  yoki  $1 \text{ gPa} = 0,75 \text{ mm s.u.}$  ekanligini keltirib chiqarish oson.

1000 gPa ga teng bosimni standart bosim deb atash qabul qilingan.

**Ishning maqsadi:** barometr-aneroid yordamida havo bosimini o'lchash uslubiyati bilan tanishish.

#### ***Ishni bajarish tartibi:***

1. Barometr-aneroidning tuzilish bilan tanishish;
2. Barometr-aneroid yordamida bosimni o'lchash uslubiyati bilan tanishish;
3. Barometr-aneroid yordamida bosimni o'lchash;
4. O'lchangan bosim qiymatlariga statistik tuzatmalar kiritish (harorat va shkala);
5. Zarurat tug'ilsa mm s.u. da o'lchangan bosimni gektopaskallarga o'tkazish;
6. Bajarilgan ish yuzasidan olingan natijalar kiritilgan hisobot tayyorlash.

## LABORATORIYA ISHI №3

### **Faol qatlam issiqlik balansi tashkil etuvchilarini hisoblash**

Tuproq, suv, o'simlik yoki qorning yupqa qatlami shartli ravishda ***faol qatlam*** yoki ***faol sirt*** deb ataladi. Unda kelayotgan quyosh va atmosfera nurlanishining yutilishi, uning issiqlikka aylanishi va xususiy nurlanishning shakllanishi sodir bo'ladi.

Faol qatlam ***issiqlik balansi*** energiya saqlanish qonunining xususiy holi bo'lgan issiqlik balansi tenglamasi bilan tavsiflanadi:

$$R + P + L + V = 0, \text{ bu yerda}$$

$R$  – faol qatlamning radiasiya balansi, ' $\cdot$ ' – tuproqdagi issiqlik oqimi,  $L$  – atmosferaning yer yaqini qatlamidagi issiqliknинг turbulent oqimi,  $V$  – faol qatlamdan bug'lanishga issiqlik sarfi va bu qatlamda kondensasiya bo'lganida ajralgan issiqlik. Tenglama tarkibiga kiruvchi hadlar faol qatlam ***issiqlik balansining tashkil etuvchilari*** deb ataladi. SI birliklar tizimida barcha kattaliklar  $\text{kVt/m}^2$  da o'lchanadi.

### *Faol qatlam issiqlik balansi tashkil etuvchilarini hisoblash*

1. Tuproqning  $z$  chuqurligidagi issiqlik oqimi  $R$  quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$P = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z}, \text{ bu yerda}$$

$\lambda$  – issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisienti ( $\text{J/m} \cdot \text{c} \cdot \text{grad}$ );  $\lambda = C \cdot a$  ( $S$  – harorat o'tkazuvchanlik koeffisienti,  $a$  – mutlaq issiqlik sig'imi);  $\frac{\partial t}{\partial z} \approx \frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1}$  – haroratning tuproqdagi gradienti,  $t_1$  va  $t_2$  –  $z_1$  va  $z_2$  chuqurliklardagi tuproq harorati.

$\tau$  vaqt oralig'ida tuproqdagi o'rtacha issiqlik oqimi quyidagiga teng:

$$P = \frac{C}{\tau} z \cdot \Delta t_{\bar{y}p}, \text{ bu yerda}$$

$z$  – chuqurlik,  $\Delta t_{\bar{y}p}$  –  $z$  chuqurlikkacha tuproq qatlamining vaqt oralig'inining boshlanishi va oxiridagi o'rtacha haroratlari farqi.

0, 5, 10, 15 va 20 sm standart chuqurliklarda o'tkazilgan gradient o'lhash ma'lumotlariga asosan tuproq sirti sathidagi o'rtacha issiqlik oqimi quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$P = \frac{C}{\tau} S,$$

2. Issiqliknинг turbulent oqimi  $L$  va bug'lanishga issiqlik sarfi  $V$  **turbulent diffuziya usuli** va **issiqlik balansi usuli** yordamida aniqlanadi. Hisoblash usullarining formulalari va zarur bo'lgan yordamchi materiallar "Rukovodstvo

po teplo-balansovqm nablyudeniyam, -L.: Gidrometeoizdat, 1977" da keltirilgan.

**Ishning maqsadi:** mavjud usullar yordamida faol qatlam issiqlik balansi tashkil etuvchilarini hisoblash ko'nikmasini hosil qilish.

**Ishni bajarish tartibi:**

1. Faol qatlam issiqlik balansi tashkil etuvchilarini hisoblashning mavjud usullari bilan tanishish;
2. O'qituvchi taklif qilgan ma'lumotlar bo'yicha tuproqdagi issiqlik oqimini hisoblash;
3. O'qituvchi taklif qilgan ma'lumotlar bo'yicha atmosferaning yer yaqini qatlamidagi issiqlik oqimlari va bug'lanishga issiqlik sarflarini hisoblash;
4. Olingan natijalarni tahlil qilish;
5. Bajarilgan ish yuzasidan hisobot tayyorlash.

## LABORATORIYA ISHI №4

### Atmosferaning integral shaffoflik harakteristikalarini hisoblash

**Atmosfera shaffofligi** – bu uning quyosh radiasiyasini o'tkazish qobiliyatidir. Atmosferaning integral shaffofligi integral aktinometrik asboblar (aktinometr, pirgeliometr) yordamida to'g'ri quyosh radiasiyasining kuchsizlanishini o'lchash ma'lumotlaridan aniqlanadi.

Ko'pincha integral shaffoflik harakteristikalarini sifatida quyidagi parametrlar qo'llaniladi:

1. Quyidagi formula asosida hisoblangan shaffoflik koeffisienti  $R$ :

$$I_{30} = I_0 \cdot P^m, \text{ bu yerda}$$

$m$  – atmosferaning optik massasi;

$I_0$  – quyosh radiasiyasining  $1,367 \text{ kVt/m}^2$  ga teng bo'lган о'rtacha qiymati;

$I_{30}$  –  $m=2$  optik massaga keltirilgan, quyosh nurlariga perpendikulyar yuzaga tushayotgan to'g'ri quyosh radiasiysi .

2. Linke xiralik omili:

$$T = 11.5 \cdot \lg \frac{I_0}{I_{30}}.$$

Son jihatidan xiralik omili quyosh radiasiyasini real atmosfera kabi kuchsizlantiruvchi ideal (suv bug'i va aerosol zarralar bo'limgan) atmosferalar soniga teng. Xiralik omilining son qiymati doim birdan katta.

3. Atmosferaning kuchsizlantirish parametri:

$$P_a = \frac{I_0 - I_{30}}{I_0}.$$

Bu parametr optik massa ikkiga teng bo'lganda atmosferada quyosh radiasiyasining qanday qismi kuchsizlanishini ko'rsatadi.

Barcha sanab o'tilgan shaffoflik harakteristikalari quyidagi munosabatlar bilan o'zaro bog'langan:

$$T = 11.5 \cdot \lg P^{-2}; \quad P_a = 1 - P^2 \quad \text{yoki} \quad P = \sqrt{1 - P_a}; \quad T = 11.5 \cdot \lg[(1 - P_a)^{-1}]$$

Atmosferaning integral shaffofligi undagi suv bug'i va aerozol zarralar miqdoriga bog'liq. SHu sababli u havo massalarining muhim harakteristikalaridan hisoblanadi.

SHaffoflikka shuningdek kuzatish joyining dengiz sathidan balandligi va geografik kenglik ham ta'sir ko'rsatadi.

Atmosferadagi namlik miqdori va aerozol zarralar konsentrasiyasining o'zgarishi barcha shaffoflik harakteristikalarining yaxshi ifodalangan kunlik va yillik o'zgarishiga olib keladi.

**Ishning maqsadi:** turli fizik-geografik sharoitlarda atmosfera integral shaffoflik harakteristikalarining kunlik va yillik o'zgarishi xususiyatlarini o'rGANISH.

**Ishni bajarish tartibi:**

1. Iqlimiylar ma'lumotnomaga bo'yicha 2-3 punkt uchun havo ochiq kunlarda alohida kuzatish vaqtлari (yilning 2-3 oy)da perpendikulyar sirtga tushuvchi to'g'ri quyosh radiasiyasi hamda uning oylik miqdorlari tanlanadi (o'qituvchi tanlovi asosida);
2. Maxsus jadval asosida barcha tanlangan radiasiya miqdorlari ikkiga teng bo'lgan optik massaga keltiriladi;
3. Yuqorida ko'rsatib o'tilgan atmosferaning integral shaffoflik harakteristikalari hisoblanadi;
4. barcha shaffoflik harakteristikalari uchun kunlik va yillik o'zgarish grafiklari tuziladi;
5. Olingan natijalar tahlil qilinadi;
6. Bajarilgan ishlar yuzasidan hisobot tayyorlanadi.

## **LABORATORIYA ISHI №5**

### **Asosiy meteorologik kattaliklarning davriy o'zgarishlari**

Havo va tuproq sirti harorati, havo namligi harakteristikalarini va boshqa asosiy meteorologik kattaliklar yaxshi ifodalangan sutkalik va yillik o'zgarishga ega.

**Ishning maqsadi:** asosiy meteorologik kattaliklarning sutkalik va yillik o'zgarishlari xususiyatlarini o'rganish.

**Topshiriq 1.** Tuproq sirti haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlarini o'rganish.

**Topshiriq 2.** Psixrometrik budka balandligidagi havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlarini o'rganish.

**Topshiriq 3.** Suv bug'i parsial bosimi (elastikligi) va havo nisbiy namligining sutkalik va yillik o'zgarishlarini o'rganish.

**Topshiriq 4.** Havo bosimining sutkalik va yillik o'zgarishlarini o'rganish.

**Topshiriq 5.** Yog'inlarning yillik o'zgarishini o'rganish.

**Topshiriq 6.** SHamol tezligining sutkalik va yillik o'zgarishlarini o'rganish.

**Topshiriq 7.** SHamol yo'nalishining takrorlanuvchanligini o'rganish.

#### **Ishni bajarish tartibi:**

1. O'qituvchi taklif etgan materiallar asosida sanab o'tilgan meteorologik kattaliklarning muddatli o'lchash ma'lumotlarini tanlash.
2. Bu ma'lumotlar asosida sutkalik o'zgarish grafigini tuzish.
3. Sutkalik o'zgarishda ekstremumlarga, meteorologik kattaliklarning sutkalik amplitudalariga e'tibor qaratgan holda hosil qilingan grafiklarni tahlil qilish. Olingan natijalarni tushintirib berish.
4. O'qituvchi taklif etgan materiallar asosida meteorologik kattaliklarning o'rtacha oylik qiymatlari to'g'risida ma'lumotlarni tanlash.
5. Tanlangan ma'lumotlar asosida bu kattaliklarning yillik o'zgarish grafiklarini tuzish. Yog'inlarning yillik o'zgarishini diagramma ko'rinishida tuzish tavsiya etiladi.
6. SHamol yo'nalishi takrorlanuvchanligini shamol guli ko'rinishida tasvirlash.
7. Hosil qilingan grafiklarni tahlil qilish va yillik o'zgarish xususiyatlarini tushintirib berish.
8. Olingan natijalar yuzasidan hisobot tayyorlash.

**Eslatma:** Barcha laboratoriya ishlarining natijalarini bitta daftarga yozib borish tavsiya etiladi.

## **MUSTAQIL TAHLIM UCHUN SAVOLLAR**

1. Atmsofera fizikasining predmeti nima? Ob-havo, meteorologik kattalik va meteorologik hodisa kabi tushinchalarga tahrif bering.
2. Atmosfera fizikasi qanday vazifalarini hal qiladi?
3. Atmosfera fizikasining tadqiqot usullarini tushintiring.
4. Meteorologik kattaliklar qanday xususiyatlarga ega?
5. Atmosfera fizikasi qaysi fan sohalari bilan uzviy bog'liq? Nima uchun?
6. Atmosfera fizikasi qaysi mustaqil ilmiy fan sohalariga bo'linadi?
7. Atmosfera fizikasining amaliy ahamiyati nimada?
8. BJMT va BJOX lari nima?
9. Atmosfera qaysi asosiy gazlardan tashkil topgan? Balandlik bo'yicha uning tarkibi qanday o'zgaradi?
- 10.Ozon va uglerod diokoksidi gazlari atmosfera jarayonlarida qanday rolg' o'ynaydi?
11. Atmosfera aerozoli nima? Aerozolning tabiiy va antropogen manbalari qaysilar?
12. Atmosfera aerozoli atmosfera jarayonlarida qanday rolg' o'ynaydi?
13. Havoning namligi atmosfera jarayonlarida qanday rolg' o'ynaydi?
14. Havo namligining barcha harakteristikalarini sanang va ular orasidagi munosabatlarni ko'rsatib bering.
15. Quruq va nam havo uchun holat tenglamalari qanday sharoitlar uchun keltirib chiqariladi? Virtual harorat nima?
16. Atmosfera vertikal bo'yicha qaysi belgilar asosida qatlamlarga bo'linadi?
17. Haroratning balandlik bo'yicha o'zgarishi asosida ajratilgan atmosferaning asosiy qatlamlariga harakteristika bering.
18. Havo massasi nima? Asosiy havo massalarini sanang va ularga harakteristika bering.
19. Atmosfera frontlari nima? Ularning qanday turlari mavjud?
20. Statika asosiy tenglamasi qaysi farazlar asosida keltirib chiqariladi? Uning fizik mahnosи qanday?
21. Birjinsli, izotermik va politrop atmosfera uchun barometrik formulalarni keltirib chiqaring. Ularning farqi nimada?
22. Havo zichligining balandlik bo'yicha o'zgaradigan sharoit uchun barometrik formulani keltirib chiqaring. Gravitasion konveksiya qanday sharoitlarda rivojlanadi?
23. Real atmosfera uchun Laplas barometrik formulasini keltirib chiqaring.
24. Barik pog'ona nima? Havoning bosimi va haroratiga bog'liq holda u qanday o'zgaradi?
25. Barometrik formulalar qaysi maqsadlarda qo'llaniladi?
26. Standart atmosfera nima va u qaysi maqsadlarda qo'llaniladi?
27. Mutlaq va nisbiy geopotensial uchun formulalarni keltirib chiqaring. Ular nima maqsadlarda qo'llaniladi?
28. Asosiy barik tizimlarga harakteristika bering.

- 29.Sovuq va iliq sikkon va antisiklonlarda bosim balandlik bo'yicha qanday o'zgaradi?
- 30.Bosimning yillik va sutkalik o'zgarishlari qanday xususiyatlarga ega?
- 31.Termodinamikaning atmosfera fizikasida qo'llaniladigan birinchi qonuni tenglamasini keltirib chiqaring.
- 32.Qanday jarayonlar adiabitik, quruq adiabitik deb ataladi? Quruq adiabata uchun Puasson tenglamasini keltirib chiqaring.
- 33.Potensial harorat nima? U qanday xossalarga ega?
- 34.Havo zarrachasining to'liq energiyasi uchun tenglamani keltirib chiqaring.
- 35.Potensial energiya entropiya bilan qanday bog'langan? Izoetropik tahlil qanday maqsadda qo'llaniladi?
- 36.Nam va psevdoadiabatik jarayonlarni harakterlab bering.
- 37.Konveksiya tenglamasining mazmunini tushintirib bering. Quruq va nam to'yingan havoga nisbatan turg'unlik mezonlarini hosil qiling.
- 38.Atmosfera stratifikasiyasi qanday sutkalik o'zgarishga ega? Turli havo massalarida-chi?
- 39.Atmosferada potensial noturg'unlik va potensial turg'unlik qachon va qanday yuzaga keladi?
- 40.Noturg'unlik energiyasi nima?
- 41.Termodinamik grafiklar nima? Ular qanday maqsadlarda qo'llaniladi?
- 42.Quyosh radiasiyasi qanday tarkibga ega? Quyosh doimiysi nima? U qanday omillarga bog'liq?
- 43.Quyosh radiasiyasining atmosferadagi yutilishi qanday sodir bo'ladi?
- 44.Quyosh radiasiyasining atmosferadagi sochilishi nima? Qaysi optik hodisalar u bilan bog'liq?
- 45.Minoxramatik radiasiya uchun quyosh radiasiyasining atmosferadagi kuchlanishi tenglamasini keltirib chiqaring.
- 46.Atmosferaning integral shaffoflik harakteristikalarini tushintirib bering. Forbs effekti nima?
- 47.To'g'ri quyosh radiasiyasining yer yuzasiga kelishi qaysi omillarga bog'liq?
- 48.Sochilgan va yig'indi quyosh radiasiyalarining yer yuzasiga kelishi qaysi omillarga bog'liq?
- 49.Turli sirtlarning alg'bedosi qaysi omillarga bog'liq? Tabiiy sirtlar, bulutlar va Yerning sayyoraviy alg'bedosini aytib bering.
- 50.Er yuzasi va atmosferaning uzun to'lqinli radiasiyasi hamda effektiv nurlanish qaysi omillarga bog'liq?
- 51.Er yuzasi radiasiya balansi qanday tashkil etuvchilardan iborat? Yer yuzasi radiasiya balansi tenglamasi nima?
- 52.Er yuzasi radiasiya balansining sutkalik va yillik o'zgarishini harakterlab bering.
- 53.Atmosfera va yer yuzasi-atmosfera tizimi radiasiya balanslarini harakterlab bering.
- 54.Er yuzasi issiqlik blanasi tenglamasi qanday tashkil etuvchilardan iborat?
- 55.Er yuzasi harorat rejimi qaysi omillar ta'sirida shakllanadi?

- 56.Tuproqda issiqlik tarqalishi qanday yuz beradi? Furg'e qonunlari nimani anglatadi?
- 57.Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari nima?
- 58.Turbulent atmosferada issiqlik uzatilishi tenglamasini keltirib chiqaring. Uning alohida tashkil etuvchilarini tahlil qilib bering.
- 59.Advektiv va konvektiv issiqlik uzatilishi nima? Atmosferaning issiqlik o'tkazuvchanlik tenglamasi?
- 60.Er sirti yaqinidagi havo haroratining sutkalik o'zgarishlari qaysi omillarga bog'liq?
- 61.Atmosferaning chegaraviy qatlamidagi havo harorati qanday va nima uchun o'zgaradi?
- 62.Atmosferada harorat inversiyalarining qanday turlari vujudga keladi? Ularning kelib chiqishi qanday?
- 63.Troposfera va stratosfera issiqlik rejimlarini harakterlab bering.
- 64.Erdagi suv aylanishi to'g'risida umumiy ma'lumotlarni bering.
- 65.Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasini keltirib chiqaring va tahlil qiling.
- 66.Tabiiy sharoitlardagi bug'lanish qanday omillarga bog'liq? Bug'lanuvchanlik nima?
- 67.Er yuzasi yaqinida havo namligining qanday sutkalik o'zgarish turlari kuzatiladi?
- 68.Yil va balandlik bo'yicha havo namligi qanday o'zgaradi?
- 69.Suv bug'ining atmosferadagi kondensasiysi va sublimasiysi qaysi omillarga bog'liq?
- 70.Suv bug'ining atmosferadagi kondensasiysi zaruriy va yetarli fizik shartlarini harakterlab bering.
- 71.Tumanlar tasnifini aytib bering.
- 72.Advektiv, radiasion va bug'lanish tumanlarining shakllanishi uchun qulay meteorologik sharoitlar qaysilar?
- 73.Tumanlar qaysi fizik kattaliklar bilan harakterlanadi?
- 74.Bulutlar qaysi fizik kattaliklar bilan harakterlanadi?
- 75.Bulutlarning morfologik tasnifi nima?
- 76.Bulutlarning genetik tasnifi nima?
- 77.Bulutlar miqdori qanday o'lchanadi? Ularning sutkali o'zgarishi qanday?
- 78.Bulut hosil bo'lishi jarayonining asosida qaysi fizik sabablar yotadi?
- 79.Bulutlar klassifikasiyasini aytib bering.
- 80.Yog'inxilarning yillik o'zgarishi qanday xususiyatlarga ega? Yog'inxilarning jadalligi nima?
- 81.Er usti gidrometeorlari qaysilar? Ular qanday sharoitlarda yuzaga keladi?
- 82.Atmosferada havo zarrachasiga qanday kuchlar ta'sir etadi?
- 83.Koriolis kuchi havo zarrachasiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
- 84.Qovushqoq ishqalanish kuchi nima?
- 85.Atmosfera harakat tenglamasini keltirib chiqaring.
- 86.Uzluksizlik tenglamasini keltirib chiqaring? U qanday mahnoga ega?
- 87.Oqim chiziqlari va traektoriyalari nima?

88. Geostrofik shamol qanday sharoitlarda yuzaga keladi? SHamolning barik qonunini aytib bering.
89. Geostrofik shamol balandlik bo'yicha nima uchun va qanday o'zgaradi?
90. Geostrofik shamol issiqlik va sovuqlik adveksiyasida nima uchun va qanday o'zgaradi?
91. Qanday sharoitlarda siklon va antisiklonlarda gradient shamol yuzaga keladi?
92. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanish shamol tezligi va yo'nalishiga nima uchun va qanday ta'sir etadi?
93. Qaysi shamollar mahalliy sirkulyasiga mansub?
94. Termik kelib chiqishga ega bo'lgan mahalliy shamollarni harakterlab bering (brizlar, tog'-vodiylar, muzlik shamollari).
95. Mexanik tabiatga ega bo'lgan mahalliy shamollarni harakterlab bering (fyon, bora va boshq.).
96. Qasirg'a, tornado, changli bo'ronlarni harakterlab bering.

## **JORIY NAZORAT UCHUN SAVOLLAR**

1. Fanning predmeti va vazifalari. Meteorologik jarayonlarning xususiyatlari.
2. Atmosfera fizikasining tadqiqot usullari.
3. Er sirti yaqinida atmosfera tarkibi va uning balandlik bo'yicha o'zgarishi.
4. CO<sub>2</sub> ning atmosfera va biologik jarayonlardagi roli.
5. Havo namligi harakteristikalarini.
6. Atmosfera aerozoli: manbalari, atmosfera jarayonlaridagi roli.
7. Atmosferaning gorizontal birjinsli emasligi: havo massalari, atmosfera frontlari.
8. Barometrik formulalar. Barik pog'ona.
9. Asosiy barik tizimlar.
10. Atmosferada quyosh radiasiyasining yutilishi va sochilishi. Osmon rangi.
11. Quyosh radiasiyasining turlari: ularni belgilovchi omillar, sutkalik va yillik o'zgarishi.
12. Er sirti va atmosferaning nurlanishi: uni belgilovchi omillar, sutkalik va yillik o'zgarishi.
13. Er sirti issiqlik balansi tenglamasi.
14. Issiqlikning tuproqda tarqalishi. Furg'e qonunlari.
15. Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonunu (keltirib chiqarish).
16. Nam adiabatik va psevdoadiabatik jarayonlar.
17. Harorat inversiyalari, ularning turlari.
18. Bulutlar hosil bo'lishining fizik va meteorologik sharoitlari. Bulutlarning genetik tasnifi.
19. Tumanlar hosil bo'lishining fizik va meteorologik sharoitlari. Ularning tasniflari.
20. Havo zarrasiga ta'sir etuvchi kuchlar. Harakat tenglamalari.
21. Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri.

## **ORALIQ NAZORAT UCHUN SAVOLLAR**

1. Ob-havo. Meteorologik kattaliklar va hodisalar.
2. Meteorologik o'lchash tarmog'i. Kuzatish vaqlari.
3. Ozonning atmosfera va biologik jarayonlardagi roli.
4. Suv bug'ining atmosfera va biologik jarayonlardagi roli.
5. Quruq va nam havoning holat tenglamalari. Virtual harorat.
6. Atmosferaning vertikal tuzilishi. Qatlamlarga ajratish belgilari.
7. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi (keltirib chiqarish).
8. Barometrik formulalarning qo'llanilishi.
9. Quyosh radiasiyasi, uning spektri. Quyosh doimiysi.
10. Quyosh radiasiyasining kuchsizlanish qonuni. Atmosfera shaffofligi.
11. Qaytgan quyosh radiasiyasi. Alg'bedo.
12. Effektiv nurlanish. Yer sirti va atmosferaning radiasiya balansi: uni belgilovchi omillar, sutkalik va yillik o'zgarishi.
13. Tuproq sirti harorati: uni belgilovchi omillar, sutkalik va yillik o'zgarishi.
14. Havo harorati. Uning davriy va nodavriy o'zgarishlari sababi.
15. Quruq adiabatik jarayonlar. Puasson tenglamasi. Potensial harorat.
16. Atmosfera stratifikasiyasi. Zarra usuli bo'yicha noturg'unlik mezonlari.
17. Tabiiy sharoitlarda bug'lanish. Bug'lanuvchanlik.
18. Bulutlarning morfologik (halqaro) tasnifi.
19. Yog'inlar hosil bo'lishining fizik va meteorologik sharoitlari. Ularning turlari.
20. Geostrofik shamol. SHamolning barik qonuni.
21. Issiqlik va sovuqlik adveksiyasining geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishiga ta'siri.

## YaKUNIY NAZORAT UCHUN TEST SAVOLLARI

**1. Atmosferada qaysi gaz tarkibi hajmi bo'yicha 78% ni tashkil etadi?**

- a. azot
- b. kislород
- c. argon
- d. ozon

**2. Atmosferada kislород таркеби хамми бойича қанча?**

- a. 21%
- b. 78%
- c. 0,94%
- d. 40%

**3. Atmosfera jarayonlarida azotning asosiy roli nimadan iborat?**

- a. atmosferaning asosiy bosimini hosil qiladi
- b. ulg'rabinafsha radiasiyani 0,22-0,29 mkm diapazonda yutadi
- c. yerning uzun to'lqinli radiasiyasini yutadi
- d. atmosferaning uzun to'lqinli radiasiyasini yutadi

**4. Atmosfera jarayonlarida ozonning asosiy roli nimadan iborat va uning о'rtacha tarkibi (qatlami) qancha?**

- a. ulg'rabinafsha radiasiyani yutadi, 0,3 mm
- b. ulg'rabinafsha radiasiyani yutadi, 1 mm
- c. yerning infraqizil radiasiyasini 9,6-9,8 mkm diapazonda yutadi, 0,1 sm
- d. atmosferaning infraqizil radiasiyasini yutadi, 6 mm

**5. atmOsfera jarayonlarida karbonat angidrid gazining asosiy roli nimadan iborat va uning о'rtacha tarkibi hajmi bo'yicha qancha?**

- a. yer sirtining infraqizil radiasiyasini yutadi, 0,036%
- b. ulg'rabinafsha radiasiyani 0,22-0,29 mkm diapazonda yutadi, 0,036%
- c. atmosferaning infraqizil radiasiyasini yutadi, 0,066%
- d. troposferada issiqlikning gorizontal ko'chishida ishtirok etadi, 0,066%

**6. Ozonning asosiy massasi qaysi balandlikda joylashgan?**

- a. 20-30 km
- b. 0-10 km
- c. 10-20 km
- d. 30-40 km

**7. Atmosferaning eng yuqori qatlamlarida qaysi gazlar va qanday holatda ko'proq uchraydi?**

- a. vodorod va geliy, ionlashgan
- b. azot va kislород, molekulyar
- c. vodorod va geliy, molekulyar
- d. vodorod va kislород, molekulyar

**8. Atmosferani gomosfera va geterosferalarga bo'linishiga qaysi belgilar asos bo'lган?**

- a. gaz tarkibi hajm bo'yicha 95-100 km balandlikkacha o'zgarmaydi
- b. havo zichligi balandlik bo'yicha o'zgarmaydi
- c. havo harorati balandlik bo'yicha o'zgarmaydi

d. havo namligi balandlik bo'yicha o'zgarmaydi

**9. Atmosferaning qatlamlari vertikalga bo'yicha qaysi ketma-ketlikda joylashgan?**

- a. troposfera, stratosfera, mezosfera, termosfera, ekzosfera
- b. troposfera, mezosfera, termosfera, stratosfera, ekzosfera
- c. troposfera, stratosfera, ekzosfera, mezosfera, termosfera
- d. stratosfera, troposfera, mezosfera, termosfera, ekzosfera

**10. Atmosfera massasi bo'yicha 50%, 80% va 99% lari o'rtacha qaysi qatlamlarda joylashgan?**

- a. 5,5 km, 12,0 km, 31,5 km
- b. 5,0 km, 15,0 km, 50 km
- c. 6,0 km, 13,0 km, 30 km
- d. 5,0 km, 10,0 km, 20 km

**11. Kumushrang bulutlar qaysi balandliklarda hosil bo'ladi?**

- a. 82-85 km
- b. 22-30 km
- c. 8-10 km
- d. 4-6 km

**12. Sadafrang bulutlar qaysi balandliklarda hosil bo'ladi?**

- a. 22-30 km
- b. 82-85 km
- c. 8-10 km
- d. 4-6 km

**13. Agar harorat vertikal gradienti  $0,5 \text{ km}^{-1}$  ga ko'tarilganda  $3^\circ\text{S}$  ga pasaysa, uning kattaligi qancha?**

- a.  $0,6^\circ\text{S}/100 \text{ m}$
- b.  $-0,6^\circ\text{S}/100 \text{ m}$
- c.  $0,3^\circ\text{S}/100 \text{ m}$
- d.  $-0,3^\circ\text{S}/100 \text{ m}$

**14. Troposferada harorat vertikal o'zgarishining asosiy xususiyatlari qanaqa?**

- a. o'rtacha gradient  $0,65^\circ\text{S}/100 \text{ m}$  ga teng
- b. harorat balandlik bo'yicha ko'tariladi
- c. harorat vertikal bo'yicha har 1 km da o'rtacha  $2^\circ\text{S}$  ga pasayadi
- d. harorat balandlik bo'yicha o'zgarmaydi

**15. Stratosferada harorat vertikal o'zgarishining asosiy xususiyatlari qanaqa?**

- a. o'rtacha gradient  $-0,2^\circ\text{S}/100 \text{ m}$  ni tashkil etadi
- b. o'rtacha gradient  $0,2^\circ\text{S}/100 \text{ m}$  ni tashkil etadi
- c. harorat balandlik bo'yicha o'zgarmaydi
- d. harorat balandlik bo'yicha pasayadi

**16. Mezosferada harorat vertikal o'zgarishining asosiy xususiyatlari qanaqa?**

- a. o'rtacha gradient  $0,35^\circ\text{S}/100 \text{ m}$  ni tashkil etadi

b. o'rtacha gradient  $-0,35^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ . ni tashkil etadi

c. harorat balandlik bo'yicha o'zgarmaydi

d. harorat vertikal bo'yicha har 1 km da  $6^{\circ}\text{S}$  ga pasayadi

**17.Termosfera yuqori chegarasining balandligi qancha va uning yuqori qismida harorat qanday tartibda?**

a. 450 km, 1500-1800 K

b. 600 km, 1500-1800 K

c. 450 km, 1000-1200 K

d. 300 km, 1000-1200 K

**18. Atmosfera chegara qatlaming o'rtacha balandligi qanaqa?**

a. 1-1.5 km

b. 0.5-1 km

c. 1.5-2 km

d. 2-2.5 km

**19. Quyidagi tenglamalarning qaysi biri nam havo holat tenglamasi hisoblanadi?**

a.  $\dot{v} = \rho r_c t_v$

b.  $\dot{v} = r_c t$

c.  $\dot{v} = 287\rho t$

d.  $\dot{v} = 461\rho t_v$

**20. Quruq havo solishtirma gaz doimiysining sonli qiymati qanaqa?**

a.  $r_c = 287 \text{ J/kgK}$

b.  $r_c = 461 \text{ J/kgK}$

c.  $r_c = 287 \text{ kJ/kgK}$

d.  $r_c = 8,31 \text{ kJ/molg}^{-1}\text{k}$

**21. Quruq havo zichligi nam havo zichligiga teng bo'lishi uchun, quruq havo haroratini qanday o'zgartirish kerak?**

a. quruq havoni virtualg' qo'shimcha darajasigacha isitish

b. quruq havoni virtualg' qo'shimcha darajasigacha sovitish

c. nam havoni virtualg' qo'shimcha darajasigacha isitish

d. nam havoni virtualg' qo'shimcha darajasigacha sovitish

**22. Agar  $\dot{v} = 1000 \text{ gPa}$ , suv bug'i esa to'yinish holatida bo'lsa, u holda virtualg' qo'shimcha qiymati  $T = -20^{\circ}\text{S}$  va  $T = +20^{\circ}\text{S}$  larda nimaga teng?**

a. 0,12 va 2,6

b. 0,12 va 3,5

c. 0,6 va 2,6

d. 0,01 va 8,9

**23. Formulalarning qaysi biri suv bug'inining promilledagi massa ulushini xususiyatlaydi?**

a.  $s = 622e/\dot{v}$

b.  $s = 0,622e/\dot{v}$

c.  $s = 0,622e/(\dot{v}-e)$

d.  $s = 622/(\dot{v}-e)$

**24.Birlik havo hajmiga ta'sir etayotgan, muvozanat shartidagi qaysi ikki kuch atmosfera statistikasi tenglamasini ifodalaydi?**

- a. og'irlilik kuchi va bosimning vertikal gradient kuchi
- b. arximed kuchi va og'irlilik kuchi
- c. koriolis kuchi va og'irlilik kuchi
- d. ishqalanish kuchi va vertikal barik gradient kuchi

**25.Bir jinsli atmosferada bosim qanday o'zgaradi?**

- a. chiziqli qonun bo'yicha pasayadi
- b. balandlik bo'yicha o'zgarmaydi
- c. ixtiyoriy ravishda pasayadi
- d. eksponensialg' qonun bo'yicha pasayadi

**26.Havo zichligi balandlik bo'yicha ortishi mumkinmi?**

- a. ha, agar haroratning vertikal gradienti  $3,42^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan yuqori bo'lsa
- b. yo'q, agar haroratning vertikal gradienti  $3,42^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan yuqori bo'lsa
- c. ha, agar haroratning vertikal gradienti  $3,42^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan past bo'lsa
- d. yo'q, agar haroratning vertikal gradienti  $3,42^{\circ}\text{S}/100 \text{ m}$  dan past bo'lsa

**27.Izotermik atmosferada bosim qanday o'zgaradi?**

- a. eksponensialg' qonun bo'yicha pasayadi
- b. chiziqli qonun bo'yicha pasayadi
- c. balandlik bo'yicha o'zgarmaydi
- d. ixtiyoriy ravishda pasayadi

**28.Qaysi hollarda atmosferani politrop deyiladi?**

- a. haroratni balandlik bo'yicha chiziqli pasayishi
- b. bosimni balandlik bo'yicha chiziqli pasayishi
- c. harorat balandlik bo'yicha o'zgarmaydi
- d. bosimni logarifmik qonun bo'yicha pasayadi

**29.Agar havo bosimi  $1000 \text{ gPa}$  bo'lsa, u holda barik pog'ona ( $\text{m/gPa}$ )  $T = -20^{\circ}\text{S}$  va  $T = +20^{\circ}\text{S}$  larda nimaga teng?**

- a. 7,4 va 8,6
- b. 8,0 va 8,6
- c. 15,0 va 18,6
- d. 6,7 va 8,0

**30.Barometrik nivelirlash uchun barometrik formulani qo'llanish mohiyati nimadan iborat?**

- a. ikki sath orasidagi balandlik farqini aniqlash
- b. qatlarning o'rtacha barometrik haroratini aniqlash
- c. ixtiyoriy balandlikda bosimni aniqlash
- d. bosimni dengiz sathiga keltirish

**31.Havo bosimi dengiz sathiga nisbatan har xil balandliklarda joylashgan meteostansiyalarda o'lchanadi. Yer yaqini haritasida bosimni qaysi qiymati va qanday birliklarda yoziladi?**

- a. real atmosfera uchun barometrik formula asosida dengiz sathiga keltirilgani,  $\text{gPa}$
- b. stansiyada o'lchangani,  $\text{mm.simob ust}$
- c. stansiyada o'lchangani,  $\text{gPa}$

d. bir jinsli atmosfera uchun barometrik formula asosida dengiz sathiga keltirilgani, gPa

**32.Er atmosferasi massasi nimaga teng?**

- a.  $5,27 \cdot 10^{18}$  kg
- b.  $6 \cdot 10^{21}$  kg
- c.  $3,6 \cdot 10^{24}$  kg
- d.  $5 \cdot 10^{15}$  kg

**33.Agar barik pog'ona 10 m/gPa ni tashkil esa, bosimning vertikalgi gradienti nimaga teng?**

- a. 10 gPa/100 m
- b. 12,5 Pa/m
- c. 1 Pa/m
- d. 8 gPa/100 m

**34.Quyosh radiasiyasining spektralg' tarkibi qanday?**

- a. 0,1-4,0 mkm
- b. 0,4-4,0 mkm
- c. 0,2-8,0 mkm
- d. 0,1-10 mkm

**35.Quyosh doimiysining sonli qiymati qanday?**

- a.  $1,37 \text{ kvt/m}^2$
- b.  $1,15 \text{ kvt/m}^2$
- c.  $1,90 \text{ kal/sm}^2 \text{ min}$
- d.  $2,05 \text{ kal/sm}^2 \text{ min}$

**36.Quyosh radiasiyasining maksimumi qaysi to'lqin uzunligiga to'g'ri keladi?**

- a. 0,47 mkm
- b. 0,40 mkm
- c. 0,55 mkm
- d. 0,62 mkm

**37.Toza quruq atmosferada osmonning ko'k-moviy rangi qaysi omillarga bog'liq?**

- a. quyosh radiasiyasining 0,45-0,50 mkm diapazonida kuchli tarqalishi
- b. ulg'trabinafsha radiasiyasining yutilishi
- c. infraqizil radiasiyasining yutilishi
- d. quyosh radiasiyasining 0,50-0,70 mkm diapazonida yutilishi

**38.Quyoshning ufqdagi (gorizontdagi) holatida nima uchun osmon rangi qizg'ish tus oladi?**

- a. quyosh radiasiyasining 0,39-0,58 mkm diapazonida tarqalishi
- b. quyosh radiasiyasining 0,39-0,58 mkm diapazonida yutilishi
- c. quyosh radiasiyasining 0,58-0,76 mkm diapazonida tarqalishi
- d. quyosh radiasiyasining 0,58-0,76 mkm diapazonida yutilishi

**39.Quyosh radiasiyasining jadalligi va tarkibi atmosferadan o'tishda qanday o'zgaradi?**

- a. kuchsizlanadi va uzunto'lqinli spektr qismiga siljiydi

- b. kuchsizlanadi va qisqato'lqinli spektr qismiga siljiydi
- c. jadalligi va spektri bo'yicha o'zgarmaydi
- d. kuchsizlanadi, lekin spektral tarkibi o'zgarishsiz qoladi

**40. Bevosita Quyosh radiasiyasi  $0,89 \text{ kVt/m}^2$  ga teng bo'lganda, quyosh zenitda joylashganda atmosferaning tiniqlik koeffisienti qanchaga teng bo'ladi?**

- a. 0.65
- b. 0.50
- c. 0.55
- d. 0.60

**41. Tropik havo massalar uchun xiralik omilni tartibi qanday?**

- a.  $T = 3-3.5$
- b.  $T < 1$
- c.  $T = 1-2$
- d.  $T = 2-3$

**42. Quyidagi sirlarni alg'bedosi qanchaga teng: yangi quruq qor, paxta dalasi, saxro?**

- |                 |              |      |
|-----------------|--------------|------|
| a. 0.80 – 0.90, | 0.15 - 0.20, | 0.25 |
| b. 0.40 – 0.50, | 0.10 - 0.15, | 0.30 |
| c. 0.80 - 0.90, | 0.20 - 0.25, | 0.30 |
| d. 0.80 – 0.90, | 0.15 - 0.20, | 0,25 |

**43. Astronomik omillardan tashqari bevosita quyosh energiyani kelishi nimaga bog'liq?**

- a. atmosfera tiniqligi va bulutlarni turi va miqdoriga
- b. Yer sirti alg'bedosi va atmosfera tiniqligiga
- c. bulutlarni turi va miqdoriga va yer sirtining alg'bedosiga
- d. YEr sirti alg'bedosi va havoning namdorligiga

**44. «Atmosfera tiniqlik uchastkasi» qaysi spektral intervalda joylashgan?**

- a. 8.5 – 12 mkm.
- b. 2-4 mkm.
- c. 4-8 mkm.
- d. 12-17 mkm.

**45. Er sirtining nurlanishi qanday spektral intervalga to'g'ri keladi?**

- a. 0.4 – 120 mkm.
- b. 0.4 – 4.0 mkm.
- c. 0.2 – 8.0 mkm.
- d. 10 – 100 mkm.

**46. Er sirtining radiasision balansini qaysi tenglama ifodalaydi?**

- a.  $R = Q(1-A) - Be$
- b.  $R = I'(1-A) + Be$
- c.  $R = Q(1-A) + Be$
- d.  $R = Istr + Be$

**47. Er sirti radiasision balansini qisqa to'lqinli qismi astronomik omillardan tashqari yana qanday omillarga bog'liq?**

- a. yer sirtining alg'bedosi, atmosfera tiniqligi, bulutlarning turi va miqdoriga

- b. atmosfera tiniqligi, bulutlarning turi va miqdori, havo haroratiga
- c. atmosfera tiniqligi, tuproq harorati, bulutlarning turi va miqdoriga
- d. bulutlarni turi va miqdori, havo harorati, havo namligiga

**48.Er sirti radiasion balansini uzun to'lqinli qismi astronomik omillardan tashqari yana qanday omillarga bog'liq?.**

- a. bulutlarni turi va miqdori, havo va tuproq harorati, havo namligiga
- b. YEr sirti alg'bedosi, havo harorati, atmosfera namdorligiga
- c. atmosfera tiniqligi, tuproq harorati, bulutlarni turi va miqdoriga
- d. havo harorati, yer sirti alg'bedosi, havo namligiga

**49.Quruq havo uchun termodinamika asosiy qonuni sifatida qaysi tenglama qo'llaniladi?**

- a.  $dq = C_p \cdot dT_i - R_c T_i \cdot \frac{dP}{P}$
- b.  $dq = C_m \cdot dT_i - R_c T \cdot \frac{dP}{P}$
- c.  $dq = C_m \cdot dT_i - R_c T_m \cdot \frac{dP}{P}$
- d.  $dq = C_p \cdot dT_i - R_r T_i \cdot \frac{dP}{P}$

**50.Quruq adiabatik siljishlarda havo zarrachaning harorati qanchaga o'zgaradi?**

- a. har 100 m.ga ko'tarilishda  $1^\circ$  ga kamayadi
- b. har 100m.ga ko'tarilishda  $1^\circ$  ga ortadi
- c. o'zgarmaydi
- d. har 100 m ga pastga tushishda  $1^\circ$  ga kamayadi

**51.500 m.ga adiabatik ko'tarilishda, 300 m.ga adiabatik tushishda havo zarrachasi harorati qanchaga o'zgaradi?**

- a.  $5^\circ$  ga pasayadi,  $3^\circ$  ga ko'tariladi
- b.  $3^\circ$  ga ko'tariladi,  $5^\circ$  ga pasayadi
- c.  $5^\circ$  ga ko'tariladi,  $3^\circ$  ga pasayadi
- d.  $3^\circ$  ga pasayadi,  $5^\circ$  ga ko'tariladi

**52.Quyilagi tenglamalardan Puasson tenglamasi qaysi?**

$$a. \frac{T_i}{T_{io}} = \left( \frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}$$

$$b. RT = \text{const}$$

$$c. \left( \frac{P}{P_0} \right) = \left( \frac{T}{T_0} \right)^{\frac{1}{\gamma-1}}$$

$$d. 'T\gamma = \text{const}$$

**53.Adiabatik siljishlarda havo zarrachasining to'liq energiyasi qanday o'zgaradi?**

- a. o'zgarmaydi
- b. vertikal ko'tarilishda ortadi
- c. vertikal pastga tushishda kamayadi

d. vertikal pastga tushishda ortadi

**54. Noturg'un stratifikasiyada potensial harorat yuqoriga ko'tarilgan sari qanday o'zgaradi?**

- a. ma'lum qonun bo'yicha kamayadi
- b. ixtiyoriy ortadi
- c. ixtiyoriy kamayadi
- d. o'zgarmaydi

**55. Nam adiabatik gradientining qiymati qanday asosiy parametrlarga bog'liq?**

- a. harorat va bosim
- b. harorat va nisbiy namlik
- c. harorat va nam havoning solishtirma namligi
- d. bosim va nam havoning solishtirma namligi

**56. Kondensasion sathida havo bosimi 800 gPa harorat 0°S va 30°S larga teng bo'lganda nam adiabatik gradientini tartibi qanday?**

- a. 0.66°S/100 m va 0.90°S/100 m
- b. 0.50°S/100 m va 0.90°S/100 m
- c. 0.40°S/100 m va 0.85°S/100 m
- d. 0.45°S/100 m va 0.95°S/100 m

**57. Havo zarrachaning psevdopotensial harorati qanday aniqlanadi?**

- a. kondensasiya sathgacha quruq adiabatik, suv bug'i butunlay kondensasiya bo'lguncha nam adiabatik ko'tarib, keyin boshlang'ich sathgacha quruq adiabatik tushirish kerak
- b. kondensasiya sathgacha quruq adiabatik ko'tarib, 1000gPa ga teng bo'lgan sathgacha quruq adiabatik tushirish kerak
- c. kondensasiya sathgacha quruq, adiabatik ko'tarib, 1000gPa ga teng bo'lgan sathgacha nam adiabatik tushirish kerak
- d. kondensasiya sathgacha quruq, adiabatik ko'tarib, boshlang'ich sathgacha nam adiabatik tushirish kerak

**58. Konveksiya tezlanishining tenglamasi qaysi?**

- a.  $\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{(T_i - T_e)}{T_e}$
- b.  $\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{(T_e - T_i)}{T}$
- c.  $\frac{dT}{dz} = \frac{(T_i - T_e)}{T_e}$
- d.  $\frac{1}{T} \frac{dT}{dz} = \frac{(T_e - T_i)}{T_e} dz$

**59. Quruq adiabatik siljishlarda havo zarrachasining massa ulushi qanday o'zgaradi?**

- a. o'zgarmaydi
- b. ko'tarilganda kamayadi
- c. ko'tarilganda ortadi
- d. ko'tarilganda ma'lum qonun bo'yicha kamayadi

**60. Quyidagi qaysi holatda stratifikasiya shartli turg'un bo'ladi?**

- a.  $\gamma_a > \gamma > \gamma'_{\text{a}}$
- b.  $\gamma > \gamma_a > \gamma'_{\text{a}}$
- c.  $\gamma_a = \gamma > \gamma'_{\text{a}}$
- d.  $\gamma_a > \gamma = \gamma'_{\text{a}}$

**61. Katta hajmdagi havoning adiabatik ko'tarilishida qanday holatda uning stratifikasiysi noturg'un bo'ladi?**

- a. ushbu hajmning nisbiy namligi yuqoriga ko'tarilgan sari kamayganda
- b. ushbu hajmning nisbiy namligi yuqoriga ko'tarilgan sari ortganda
- c. ushbu hajmning nisbiy namligi yuqoriga ko'tarilgan sari o'zgarmaganda
- d. suv bug'ining massaviy ulushi yuqoriga ko'tarilgan sari ortganda

**62. Tuproqni issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisienti qanday asosiy parametrlarga bog'liq?**

- a. tuproq namligi, tuproq g'ovakligi, tuproqning mineral tarkibiga
- b. Yer sirti harorati, tuproq g'ovakligi, tuproq namligiga
- c. tuproq namligi, tuproqning mineral tarkibi, tuproqda haroratning gradientiga
- d. tuproq g'ovakligi, tuproqda namdorlik gradienti, tuproq haroratiga

**63. Tuproqni turli chuqurliklarida haroratning sutkalik tebranish davri qanday?**

- a. 24 soat
- b. 8 soat
- c. 12 soat
- d. 36 soat

**64. Mo'htadil kengliklarda o'zgarmas sutkalik va yillik haroratlarni qatlamlari qanday chuqurlikda joylashgan?**

- a. 70–100 sm va 15-20 m
- b. 5-10 sm va 15-20 m
- c. 40-60 sm va 25-30 m
- d. 60-70 sm va 5-10 m

**65. Atmosferani chegara qatlamida, o'rta troposferada va yuqori troposferada haroratni vertikal gradientining o'rtacha qiymati qanday?**

- a.  $0,3-0,4^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,5-0,6^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,65-0,75^{\circ}/100\text{m}$ .
- b.  $0,65-0,75^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,5-0,6^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,3-0,4^{\circ}/100\text{m}$ .
- c.  $0,3-0,4^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,65-0,75^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,5-0,6^{\circ}/100\text{m}$ .
- d.  $0,3-0,4^{\circ}/100\text{m}$ ,  $1^{\circ}/100\text{m}$ ,  $0,65-0,75^{\circ}/100\text{m}$ .

**66. Haroratni radiasion inversiyasi paydo bo'lishi uchun qanday meteorologik sharoitlar qulay?**

- a. kam bulutli (ochiq) tun, yer sirti yaqinida kuchsiz shamol
- b. bulutli tun, yer sirti yaqinida kuchsiz shamol
- c. kam bulutli (ochiq) tun, yer sirti yaqinida kuchli shamol
- d. bulutli kun, yer sirti yaqinida kuchsiz shamol

**67. Haroratning advektiv inversiyasi qanday sharoitda paydo bo'ladi?**

- a. sovuq to'shalgan sirtga iliq havo yetib kelganda
- b. sovuq to'shalgan sirtga sovuq havo yetib kelganda

- c. sovuq to'shalgan sirtga sovuq havo yetib kelganda
- d. sovuq to'shalgan sirtga iliq havo yetib kelganda

**68. Haroratni orografik inversiyasi paydo bo'lishi uchun relg'efni qanday shakllari qulay?**

- a. keng botiqliklar
- b. alohida joylashgan qirlar
- c. notekis joylar
- d. alohida joylashgan pastliklar

**69. Suv sirtidan bug'lanish uchun eng qulay sharoitlar qanday?**

- a. cheklangan suv ombori, kuchli shamol, katta namlik yetishmasligi
- b. cheklangan suv ombori, kuchsiz shamol, kichik namlik yetishmasligi
- c. cheksiz suv ombori, kuchli shamol, katta namlik yetishmasligi
- d. cheksiz suv ombori, kuchsiz shamol, kichik namlik yetishmasligi

**70. Quruqlik sirtidan bug'lanish uchun eng qulay sharoitlar qanday?**

- a. sovuq va nam yer sirti, katta namlik yetishmasligi
- b. iliq va nam yer sirti, kichik namlik yetishmasligi
- c. o'simliklar bilan qoplangan iliq va nam yer sirti, katta namlik yetishmasligi
- d. qor bilan qoplangan sovuq va nam yer sirti, katta namlik yetishmasligi

**71. Bug'lanuvchanlik, yog'inlar va bulutlar miqdori qanday birliklarda o'lchanadi?**

- a. 1 mm suv qatlamida, mmda, ballda (10 ball shkala bo'yicha)
- b. sm suv qatlamida, mm, smda, ballda (5 ball shkala bo'yicha)
- c. mm qatlamda, smda, ballda (10 ball shkala bo'yicha)
- d. sm qatlamda, smda, ballda (10 ball shkala bo'yicha)

**72. Troposferada suv bug'ining elastikligi va nisbiy namlik qanday o'zgaradi?**

- a. logarifmik qonun bo'yicha kamayadi, balandlik bilan asta-sekin kamayadi
- b. balandlik bilan o'zgarmaydi, balandlik bilan o'zgarmaydi
- c. logarifmik qonun bo'yicha kamayadi, bilandlik bilan o'zgarmaydi
- d. logarifmik qonun bo'yicha ortadi, balandlik bilan asta-sekin kamayadi

**73. Qishda suv yoki kuchli namlangan yer sirti ustida suv bug'i elastikligining sutkalik o'zgarishi qanday?**

- a. minimum (ozonda), maksimum (peshinda)
- b. sutka davomida 2 minimum va 2 maksimum
- c. minimum (peshinda), maksimum (tunda)
- d. minimum (ertalab), maksimum (kechqurun)

**74. Qanday sharoitlarda radiasion tumanlar hosil bo'ladi?**

- a. bulusiz ob-havo, katta nisbiy namlik, kuchsiz shamol
- b. bulusiz ob-havo, kichik nisbiy namlik, kuchsiz shamol
- c. bulusiz ob-havo, katta nisbiy namlik, kuchli shamol
- d. pastki yarusli bulutlar, kichik nisbiy namlik, kuchsiz shamol

**75. Qanday sharoitlarda advektiv tumanlar hosil bo'ladi?**

- a. sovuq to'shalgan sirtga iliq havoning adveksiyasida, katta nisbiy namlik, o'rta turg'un stratifikasiya

- b. sovuq to'shalgan sirtga iliq havoning adveksiyasida, kichik nisbiy namlik, turg'un stratifikasiya
- c. sovuq to'shalgan sirtga iliq havoning adveksiyasida, katta nisbiy namlik, noturg'un stratifikasiya
- d. iliq to'shalgan sirtga iliq havoning adveksiyasida, katta nisbiy namlik, noturg'un stratifikasiya

**76.Orografik tumanlar hosil bo'lishi uchun qanday sharoitlar qulay?**

- a. katta nisbiy namlik, botiq shakldagi relg'ef, turg'un stratifikasiya
- b. katta nisbiy namlik, qabariq shakldagi relg'ef, turg'un stratifikasiya
- c. katta nisbiy namlik, yassi shakldagi relg'ef, turg'un stratifikasiya
- d. katta nisbiy namlik, botiq shakldagi relg'ef, noturg'un stratifikasiya

**77.Tumanlarda ko'rinvchanlik uzoqligi va havoning maksimal suvdorligi musbat haroratda qanday?**

- |                 |                           |
|-----------------|---------------------------|
| a. $\leq 1$ km, | 1-1,5 g/m <sup>3</sup>    |
| b. 2-4 km,      | 1-1,5 g/m <sup>3</sup>    |
| c. $\leq 1$ km, | 0,1-0,5 g/m <sup>3</sup>  |
| d. $\leq 1$ km, | 0,1-0,5 kg/m <sup>3</sup> |

**78.Konvektiv bulutlar hosil bo'lishi uchun qanday sharoitlar zarur, ularning turi?**

- a. atmosfera quyi qatlamida noturg'un stratifikasiya, Si
- b. atmsofera quyi qatlamida noturg'un stratifikasiya, St
- c. atmsofera quyi qatlamida turg'un stratifikasiya, Cb
- d. atmsofera quyi qatlamida turg'un stratifikasiya, Cu

**79.To'lqinsimon bulutlar hosil bo'lishi uchun qanday sharoitlar zarur, ularning turi?**

- a. inversiya yuqori chegarasida ajratish sirti, Sc
- b. atmosfera quyi qatlamida noturg'un stratifikasiya, Sc
- c. inversiya yuqori chegarasida ajratish sirti, Cu
- d. atmosfera quyi qatlamida turg'un stratifikasiya, Ns

**80.Tog' to'lqinlarda to'lqinsimon bulutlar hosil bo'lishi uchun qanday sharoitlar zarur, ularning turi?**

- a. turg'un stratifikasiyada tog'larni havo oqimi bilan oqib o'tishi, Ac lent
- b. noturg'un stratifikasiyada tog'larni havo oqimi bilan oqib o'tishi, Ac lent
- c. turg'un stratifikasiyada tog'larni havo oqimi bilan oqib o'tishi, As
- d. noturg'un stratifikasiyada tog'larni havo oqimi bilan oqib o'tishi, As

**81.Sirpanuvchi ko'tariluvchan bulutlar hosil bo'lishi uchun qanday sharoitlar zarur, ularning turi?**

- a. frontal sirti, Ns-As-Cs
- b. konvektiv harakatlar, Cb
- c. tog'larni havo oqimi bilan oqib o'tishi, St
- d. inversiya yuqori chegarasida ajratish sirti, St

**82.SHivalama yog'inlar yog'shi uchun qanday sharoitlar qulay va qanday bulutlardan ular yog'adi?**

- a. turg'un stratifikasiyalangan havo massasi, St-Sc
- b. turg'un stratifikasiyalangan havo massasi, Cu

- c. noturg'un stratifikasiyalangan havo massasi, Ns
- d. noturg'un stratifikasiyalangan havo massasi, As

**83.Burkama yog'inlar qor, yomg'ir yog'ishi uchun qanday sharoitlar qulay va qanday bulutlardan ular yog'adi?**

- a. atmosfera frontlarda ko'tariluvchan harakatlar, Ns-As
- b. konvektiv harakatlar, Cb
- c. ajratish sirtda to'lqinsimon harakatlar, Sc
- d. atmosfera frontlarda ko'tariluvchan harakatlar, Ac lent

**84.Do'l yog'ishi uchun qanday sharoitlar qulay va qanday bulutlardan u yog'adi?**

- a. konvektiv harakatlar, Cb
- b. turg'un stratifikasiyalangan havo massasi, Ns
- c. turg'un stratifikasiyalangan havo massasi, Cb
- d. noturg'un stratifikasiyalangan havo massasi, Sc

**85.Qanday asosiy sharoitlarda yog'inlar hosil bo'ladi?**

- a. o'takondensasiya va koagulyasiya
- b. sovish va kondensasiya
- c. isish va bug'lanish
- d. sovish va koagulyasiya

**86.Kondensasiya balandligi sathini aniqlash uchun yer sirti yaqinida qanday havo harakteristikalarini bilish zarur?**

- a. harorat, bosim, shudring nuqta harorati
- b. bosim, harorat, harorat gradienti
- c. harorat, namlik, issiqlik sig'imi
- d. zichlik, bosim, solishtirma hajmi

**87.Aerologik diagrammada qanday yuza noturg'unlik energiyani harakterlaydi?**

- a. stratifikasiya, holat chiziqlari va izobarlar orasidagi
- b. izobarlar va izotermalar orasidagi
- c. quruq adiabata, nam adiabata va izogrammalar orasidagi
- d. stratifikasiya, holat chiziqlari va izogrammalar orasidagi

**88.SHimoliy yarim sharda tekis va to'g'ri chiziq bo'ylab harakatlanayotgan havo massasiga nisbatan Yer aylanishining chetlantiruvchi kuch qanday yo'nalgan bo'ladi?**

- a. harakat yo'nalishiga nisbatan  $90^\circ$  burchak ostida o'ngga
- b.  $45^\circ$  burchak ostida
- c.  $30^\circ$  burchak ostida
- d. shamol yo'nalishi bo'yicha

**89.Atmosferaning qanday qatlamlarida turbulent ishqalanish kuchi barik gradient va Koriolis kuchlariga bir tartibli bo'ladi?**

- a. atmosferaning chegara qatlamida
- b. erkin atmosferada
- c. stratosferada
- d. troposferada

**90.Harakat tenglamasi qanday fizikaviy qonunni ifodalaydi?**

- a. Ng'yutonning 2-qonuni
- b. energiya saqlash qonuni
- c. massa saqlash qonuni
- d. hech qanday qonunni ifodalamaydi

**91. Geostrofik shamol qanday yo'nalgan?**

- a. izobara bo'ylab
- b. izobaralarga nisbatan  $45^\circ$  burchak ostida o'ngga
- c. izobaralarga nisbatan  $45^\circ$  burchak ostida chapga
- d. izobaralarga nisbatan  $90^\circ$  burchak ostida o'ngga

**92. Geostrofik harakatda qanday kuchlar muvozanatda bo'ladi?**

- a. gorizontal barik gradienti va Koriolis kuchlari
- b. og'irlik va gorizontal barik gradient kuchlari
- c. Koriolis va og'irlik kuchlari
- d. vertikal gradienti va markazga intilish kuchlari

**93. Termik shamolning tezligi nimaga bog'liq?**

- a. haroratning gorizontal gradientiga, qatlam qalinligiga va geografik kenglikka
- b. bosimning gorizontal gradientiga, geografik kenglikka va qatlam qalinligiga
- c. haroratning gorizontal gradientiga, bosimning gorizontal gradientiga va qatlamning qalinligiga
- d. haroratning gorizontal gradientiga va geografik kenglikka

**94. Geostrofik shamolning tezligi nimaga bog'liq?**

- a. bosimning gorizontal gradientiga, geografik kenglikka va havoning zichligiga
- b. haroratning gorizontal gradientiga, qatlam qalinligiga va geografik kenglikka
- c. bosimning gorizontal gradientiga, geografik kenglikka va qatlam qalinligiga
- d. haroratning gorizontal gradientiga, bosimning gorizontal gradientiga va qatlamning qalinligiga

**95. Harorat va bosimning gorizontal gradientlari bir-biriga parallel bo'lsa, balandlik bilan geostrofik shamol qanday o'zgaradi?**

- a. yo'nalishni o'zgartirmay ortadi
- b. yo'nalishni o'zgartirmay kamayadi
- c. yo'nalishni o'zgartirib kamayadi
- d. yo'nalishni o'zgartirib ortadi

**96. Harorat va bosimning gorizontal gradientlari bir-biriga antiparallel bo'lsa, balandlik bilan geostrofik shamol qanday o'zgaradi?**

- a. yo'nalishni o'zgartirmay kamayadi
- b. yo'nalishni o'zgartirmay ortadi
- c. yo'nalshni o'zgartirib kamayadi
- d. yo'nalshni o'zgartirib ortadi

**97. Sovuqlik adveksiyasida shamol yo'nalishi balandlik bilan qanday o'zgaradi?**

- a. shamol chap tomonga buriladi
- b. shamol o'ng tomonga bo'riladi
- c. o'zgarmaydi
- d. bog'lanish yo'q

**98. Iliq adveksiyasida shamol yo'nalishi balandlik bilan qanday o'zgaradi?**

- a. shamol o'ng tomonga buriladi
- b. shamol chap tomonga buriladi
- c. o'zgarmaydi
- d. bog'lanish yo'q

**99. Termik shamol qanday yo'nalgan?**

- a. izoterma bo'y lab past haroratlar chap tomonda qoladi
- b. izotermaga nisbatan  $90^\circ$  burchak ostida
- c. izoterma bo'y lab past haroratlar o'ng tomonda qoladi
- d. izotermaga nisbatan  $45^\circ$  burchak ostida

**100. Harorat va bosim gradientlar orasidagi qanday burchakda adveksiya maksimal bo'ladi?**

- a.  $90^\circ$
- b.  $30^\circ$
- c.  $45^\circ$
- d.  $60^\circ$

## **MUNDARIJA**

1. So'z boshi
2. Fan bo'yicha mahruza, amaliy va laboratiya mashg'ulotlari, joriy va oraliq nazoratlarning taqsimoti
3. Fanning mazmuni
4. Baholash tartibi va grafigi
5. Kirish
6. Atmosfera to'g'risida umumiylar ma'lumotlar
7. Atmosferada bosim taqsimoti
8. Atmosfera termodinamikasi asoslari
9. Atmosferaning radiasiya rejimi
10. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati
11. Atmosferaning suv rejimi
12. Atmosfera dinamikasi asoslari
13. Seminar mavzulari mashgulotlari
13. Laboratoriya ishlari
14. Mustaqil tahlim uchun savollar
15. Joriy nazorat uchun savollar
16. Oraliq nazorat uchun savollar
17. YAkuniy nazorat uchun test savollari