

O‘ZBEKISTON RESPUBLIKASI  
OLIV VA O‘RTA MAXSUS TA‘LIM VAZIRLIGI  
O‘RTA MAXSUS, KASB-HUNAR TA‘LIMI MARKAZI

**B.M. XOLMATJANOV, YU.V. PETROV,  
H.T. EGAMBERDIYEV**

# **SINOPTIK VA KOSMIK METEOROLOGIYA**

*Kasb-hunar kollejlari uchun o‘quv qo‘llanma*

Toshkent  
«NISO POLIGRAF»  
2017

UO‘K: 551.5  
KBK 26.236  
C57

**Taqrizchilar:**

*G.f.d. Abdullayev A.K.*  
G.f.d., prof. *Hikmatov F.H.*

**Mas’ul muharrir:**

*G.f.n. Musayev J.F.*

**Xolmatjanov, B. va boshq.**

**Sinoptik va kosmik meteorologiya.** Kasb-hunar kollejlari uchun o‘quv qo‘llanma. /**B.M. Xolmatjanov, Yu.V. Petrov, H.T. Egamberdiyev.** O‘zbekiston Respublikasi Oliy va o‘rta maxsus ta’lim vazirligi – T.: «Niso Poligraf», 2017. – 152 b.

O‘quv qo‘llanmada sinoptik va kosmik meteorologiyaning asosiy bo‘limlari aks ettirilgan. Kitobda sinoptik va kosmik meteorologiya fanining nazariy savollari, sinoptik tahlilning asosiy amaliy usullari bayon qilingan. Sinoptik va kosmik meteorologiya fanlarining o‘zaro bog‘lanishiga katta e‘tibor qaratilgan. Yer meteorologik sun‘iy yo‘ldoshlari tizimi to‘g‘risida ma’lumotlar keltirilgan.

«Sinoptik va kosmik meteorologiya» o‘quv qo‘llanmasi gidrometeorologiya kasb-hunar kollejining «Meteorolog» yo‘nalishi bo‘yicha tahsil olayotgan o‘quvchilarga mo‘ljallangan, shuningdek, undan universitetlarning bakalavriat va magistratura bosqichi talabalari, gidrometeorologiya markazlar, aviametmarkazlar va aviametstansiyalar xodimlari ham foydalanishlari mumkin.

**UO‘K: 551.5**

**KBK 26.236**

*O‘zbekiston Respublikasi Oliy va o‘rta maxsus ta’lim vazirligi,  
O‘rta maxsus, kasb-hunar ta’limi markazi tomonidan kasb-hunar  
kollejarining «Meteorolog» yo‘nalishi bo‘yicha ta’lim olayotgan  
talabalari uchun o‘quv qo‘llanma sifatida tavsifiya etilgan.*

ISBN 978-9943-4869-4-2

© B. Xolmatjanov va boshq., 2017,

© «Niso Poligraf», 2017.

## SO‘ZBOSHI

Taqdim qilinayotgan «Sinoptik va kosmik meteorologiya» o‘quv qo‘llanmasi kasb-hunar kollejlari o‘quvchilari uchun davlat tilida sinoptik va kosmik meteorologiya asoslarini, bu sohada erishilgan yutuqlar va muhim natijalarni ifodalab berishga qaratilgan ilk o‘quv adabiyotidir.

Rus tilida sinoptik meteorologiyani mustaqil o‘rganish uchun adabiyotlar yetarli. Mavjud bo‘lgan bir nechta fundamental kitoblar bunga misol bo‘ladi:

1. С.П.Хромов «Основы синоптической метеорологии», Л., ГМИ, 1948. Bu kitobning chiqishidan oldin shu muallif tomonidan tayyorlangan «Введение в синоптический анализ» (1934) va «Синоптическая метеорология» (1940) kitoblari chop etilgan edi.

2. А.С.Зверев «Синоптическая метеорология», Л., ГМИ, 1977. Bu kitobning chiqishidan oldin 1957- va 1968-yillarda ushbu kitobning dastlabki ikkita variantlari nashr etilgan edi.

3. В.И.Воробьев «Синоптическая метеорология», Л., ГМИ, 1991.

Bu darsliklarning har biri o‘ziga xos qadr-qiyamatiga ega va hozirgi paytgacha o‘z kuchini yo‘qotmagan.

O‘zbek tilida kasb-hunar kollejlari talabalari uchun bu sohada birorta o‘quv adabiyoti tayyorlanmagan. Bu o‘quv qo‘llanma sinoptik va kosmik meteorologiyani o‘rganishda o‘zbek tilida yozilgan manba bo‘lib xizmat qiladi.

Yuqorida aytib o‘tilgan vaziyat sinoptik va kosmik meteorologiyadan o‘zbek tilida o‘quv qo‘llanma tayyorlash zaruriyatini yuzaga keltirdi.

Mazkur o‘quv qo‘llanma biror yakka manba tarjimasi bo‘lmay, mavjud darslik va monografiyalar hamda O‘zbekiston Milliy universitetida mualliflarning ushbu sohadagi ko‘p yillik ilmiy-pedagogik tajribasi asosida yozilgan.

# I BOB

## SINOPTIK METEOROLOGIYANING PREDMETI. METEOROLOGIK MA'LUMOTLAR

---

---

### 1.1. Ta'riflar. Sinoptik usul

Ob-havoni oldindan aytib berish maqsadida atmosferadagi jarayonlarning rivojlanish qonuniyatlarini o'rganadigan fan *sinoptik meteorologiya* deb ataladi.

*Ob-havo* deb, atmosferaning Yer sharining biror punkti yoki hududida vaqtning ma'lum paytida yoki oralig'idagi holatiga aytiladi. Ob-havo meteorologik kattaliklar qiymatlarining majmui va meteorologik hodisalar bilan belgilanadi. Havoning bosimi, harorati va namligi, shamol, bulutdorlik, yog'inlar va boshqalar *meteorologik kattaliklardir*. *Meteorologik hodisalarga* tuman, chaqmoq, qor, changli bo'ron va boshqalar misol bo'ladi.

Ob-havo to'xtovsiz o'zgarib turadi. Ob-havoning *davriy va nodavriy o'zgarishlarini* ajratish mumkin.

Ob-havoning davriy o'zgarishlariga meteorologik kattaliklar va ob-havo hodisalarining sutkalik va yillik o'zgarishlari kiradi.

Ob-havoning nodavriy o'zgarishlari xususiyatlari har xil bo'lgan havo massalarining almashishi bilan bog'liq. Bundan tashqari, ikkita qo'shni havo massalari orasidagi o'tish zonasida ob-havoning keskin o'zgarishlari kuzatiladi. Ular ham nodavriy o'zgarishlarga kiradi.

Sinoptik meteorologiyaning asosiy vazifasi ob-havoning o'zgarishlarini o'rganish va oldindan aytib berishdan iborat.

Ob-havo o'zgarishini oldindan aytib berish faqat ulkan hududdagi (qit'a va okeanlar o'lchamlariga teng bo'lgan) geografik hududlar ustida meteorologik kattaliklarning taqsimlanishiga asoslangan. Ulkan hududda ob-havoni tahlil qilish uchun geografik xaritalar blankasiga

maxsus shartli belgilar va raqamlar yordamida meteorologik kattaliklar tushiriladi. Bundan tashqari bu xaritalarda meteorologik stansiyalarda bir vaqtda kuzatilgan ob-havo hodisalari ham ko'rsatiladi. Bu xaritalar *sinoptik xaritalar* deb ataladi. «Sinoptik» atamasi grekcha «Sinoptikos» so'zidan kelib chiqqan bo'lib, «bir vaqtda kuzatuvchi» ma'nosini anglatadi. Hozirgi paytda «sinoptik xarita» atamasining o'rniga «ob-havo xaritasi» atamasi qo'llanilmoqda.

Ob-havo xaritalari Yer shari sathidagi kuzatishlar hamda har xil sathlar va yuzalar uchun aerologik kuzatishlar asosida tuziladi. Bu esa uch o'lchamli tahlil o'tkazishga imkon yaratadi.

Ob-havoni o'rganuvchi va oldindan aytib beruvchi sinoptik usul sinoptik xaritalar nomidan kelib chiqqan. Bu usul sinoptik xaritalar yordamida atmosfera jarayonlari rivojlanishining fizikaviy qonuniyatlarini aniqlashga asoslangan.

Sinoptik usul yirik masshtabli atmosfera jarayonlarini o'rganishda kuchli vositadir. Geografik shaklga ega bo'lgan bu usul chuqur fizikaviy mohiyatga ega: bu usul fizikaviy qonunlar asosida atmosferani tahlil qilishga va ob-havo o'zgarishi sabablarini aniqlashga imkoniyat yaratib beradi.

Sinoptikaviy usul muntazam rivojlanib, takomillashib bormoqda va bu jarayon davomida asta-sekin sifat tahlilidan miqdoriy tahlilga o'tilmoqda. Hozirgi kunda tahlilning obyektiv shakllari va meteorologik elementlarning maydonini oldindan aytib beruvchi gidrodinamik (miqdoriy) usulning yaratilishi unga yangi mazmun baxsh etmoqda.

Sinoptik tahlilning asosiy usuli bu ob-havo xaritalarga tushirilgan ob-havo xarakteristikalarini taqqoslashdan iboratdir. Uning asosiy qonun-qoidalari quyidagilardan iborat:

1. Tahlil kompleks bo'lishi kerak. Ob-havo xarakteristikalari bir-biriga bog'liq holda tahlil qilinishi lozim.

2. Tahlil uch o'lchamli bo'lishi kerak. Atmosferaning xususiyatlari nafaqat pastki gorizontol sathda, balki troposfera va pastki stratosferaning turli sathlarida ko'rilishi lozim.

3. Tahlil davomida tarixiy izchillik (ketma-ketlik) saqlanishi kerak. Keyingi tuzilgan ob-havo xaritasining sinoptik tahlili o'zidan oldin tuzilgan ob-havo xaritasining tahliliga muvofiq kelishi kerak. Atmosferada yuz beradigan hodisalar odatda uzoq vaqt davomida kuzatiladi va shu sababli bir nechta ketma-ket tuzilgan xaritalarda ko'zga ko'rinadi. Tahlil xatosiz bajarilgan bo'lsa, atmosfera jarayonlari rivojlanishining mantiqiy izchilligi buzilmasligi kerak. Sinoptik usulning alohida afzalligi uning ko'rgazmaliligida va tezkorligidadir. Bitta xaritaga katta geografik hudud, yarimshar yoki butun Yer shari bo'yicha meteorologik ma'lumotlarni tushirish mumkin va Yer sharining ixtiyoriy hududi bo'yicha (hatto bu hudud prognoz berilayotgan joydan uzoqda joylashgan bo'lsa ham) ob-havoni oldindan aytib berish mumkin. Bu, xususan, havo kemalarining uchishi uchun aviatrassalar bo'yicha prognoz tuzilgnada juda ham muhim ahamiyat kasb etadi.

Sinoptik usul meteorologik ma'lumotlarning yetishmasligi, ularning fazo va vaqt bo'yicha uzluksizligi ta'minlanmagan sharoitda yuzaga keladigan qiyinchiliklarni iloji boricha bartaraf qilishga imkon beradi. Bu maqsadda sinoptik tahlilda interpolyatsiya va ekstrapolyatsiya usullari keng qo'llaniladi. Interpolyatsiya va ekstrapolyatsiya fazoda (gorizontal va vertikal bo'yicha) hamda vaqt bo'yicha (kuzatish muddatlari orasida va bu oraliqdan oldinga) amalga oshirilishi mumkin. Ko'rilayotgan meteorologik kattalikni fazoda va vaqt bo'yicha o'zgarish qonuniyatlari qancha oddiy bo'lsa, interpolyatsiyalangan va ekstrapolyatsiyalangan qiymatlar haqiqatga shuncha yaqin bo'ladi.

Albatta, barcha ob-havo hodisalarini meteorologik stansiyalarda qayd etishning imkoni yo'q, chunki stansiyalar orasidagi masofa bir necha ming kilometrgacha yetishi mumkin. Sinoptik usulning o'ziga xos xususiyati shundaki, u yirik ko'lamdagi yoki boshqa sinoptik ko'lamdagi ob-havo hodisalarini o'rganadi.

Mezomasshtabli jarayonlarni (jala yog'inlari, momaqaldiraq, do'l va boshq.) o'rganish uchun mavjud bo'lgan sinoptik stansiyalar tarmog'i yetarli emas, chunki ularning orasidagi masofa mezomasshtabli ob-havo hodisalarining o'lchamlaridan ancha katta. Shu sababli qo'shimcha

kuzatish vositalari (radiolokatsion meteorologik stansiyalar va Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshlari) qo'llaniladi.

Ko'rilayotgan masalaga qarab sinoptik usul turli shakllarga ega bo'ladi. Masalan, qisqa muddatli va uzoq muddatli ob-havo prognozlarida qo'llanilayotgan sinoptik usullarda sezilarli farqlarni ko'rish mumkin.

## **1.2. Sinoptik meteorologiyaning asosiy tushunchalari.**

### **Sinoptik tahlilning obyektlari**

Ma'lum hududda yoki punkt uchun ob-havo prognozini tuzish uchun katta hududdagi atmosfera holatini o'rganish lozim. Atmosferadagi jarayonlar nafaqat vaqt bo'yicha, balki fazoda ham rivojlanayotganligi sababli ularning tahlilini turli balandliklarda o'tkazish kerak. Tajribadan ma'lum bo'ldiki, ob-havo prognozlarini tuzayotganda troposfera va balandligi 20–25 km bo'lgan pastki stratosferadagi atmosfera qatlami holatining tahlili kifoya.

Demak, ob-havo prognozi tuzilayotganda mutaxassis (sinoptik) keng fazodagi atmosfera holatini bilishi kerak. Atmosferada kuzatilayotgan fizikaviy jarayonlarning murakkabligiga qaramay, ob-havo xaritalari yordamida doimo bir qator sinoptik obyektlarni ajratish mumkin. Bu obyektlarning o'rganilishi katta hududda rivojlanayotgan jarayonlar haqida umumiy ma'lumot beradi. Bunday sinoptik obyektlarga havo massalari, atmosfera frontlari, barik tizimlar, yuqori planetar frontal zonalar va tez havo oqimlari kiradi.

Yer yaqini ob-havo xaritalarida doimo nisbatan bir jinsli, katta hududni egallagan havo massalarini ajratish mumkin. Bu havo massalariga gorizontaal bo'yicha kam o'zgaradigan havo harorati va namligi, bir xil bulutlilik va yog'inlar xosdir. Bir jinsli havo massalarining gorizontaal o'lchamlari bir necha ming kilometr ga teng bo'lishi mumkin, vertikal bo'yicha esa ular tropopauzagacha cho'zilishi mumkin.

Kundalik ob-havo xaritalarida xossalari turlicha bo'lgan bir nechta havo massalarini uchratish mumkin. Ikki qo'shni havo massalarining orasida nisbatan tor o'tish zonasi mavjud. Bu tor o'tish zonasida meteo-

rologik kattaliklar keskin o'zgaradi, vertikal bo'yicha qalin bulutlar tez-tez paydo bo'ladi, yog'ingarchilik kuzatiladi. Bunday tor o'tish zonalari atmosfera frontlari deb ataladi.

Atmosfera fronti uch o'lchamli obyekt bo'lib, u gorizontga nisbatan shunday og'ganki, bunda iliq havo massasi sovuq havo massasining ustini qoplagan bo'ladi. Yer yaqini atmosfera qatlamida o'tish zonasining eni, odatda, 100 km dan oshmaydi. Shu sababdan qabul qilingan mashtabdagi (1:1500000) ob-havo xaritalarida atmosfera fronti chiziq bilan belgilanadi. Vertikal kesimda o'tish zonasining qalinligi, asosan, 1 km dan oshmaydi. Shunday qilib, o'tish qatlamini sirt bilan tasvirlash mumkin. Bunday sirt *frontal sirt* deb ataladi. Uning gorizontga nisbatan og'ish burchagi 1° dan oshmaydi. Atmosfera frontlarining uzunligi havo massalarining gorizont o'lchami kabi bir necha ming kilometrgacha yetadi.

Yaqqol ifodalangan atmosfera frontlari odatda siklon va botiqliklarga bog'liq, chunki bu yerda har xil xususiyatli ikkita havo massalarining bir-biriga yaqinlashuvi natijasida meteorologik kattaliklarning katta farqlari kuzatiladi.

Butun troposferaga yoki uning katta qismiga cho'zilgan atmosfera frontlari troposfera yoki baland frontlar deb ataladi. Ulardan farqli ravishda atmosferaning faqat chegara qatlamiga cho'zilgan frontlar yer yaqini yoki past frontlar deyiladi.

Agar atmosfera fronti sovuq havo massasi tomoniga harakatlansa u iliq atmosfera fronti deb ataladi. Agar front iliq havo massasi tomonga harakatlansa – sovuq front, front o'z joylanishini deyarli o'zgartirmasa – statsionar front deb ataladi. Frontlarning harakati havo oqimlarining tizimi bilan aniqlanadi.

Iliq havoda front sirti yaqinida odatda havoning turg'un ko'tariluvchi harakati rivojlanadi va frontal bulutlar tizimining paydo bo'lishi va frontal yog'inlarning yog'ishi u bilan bog'liq bo'ladi.

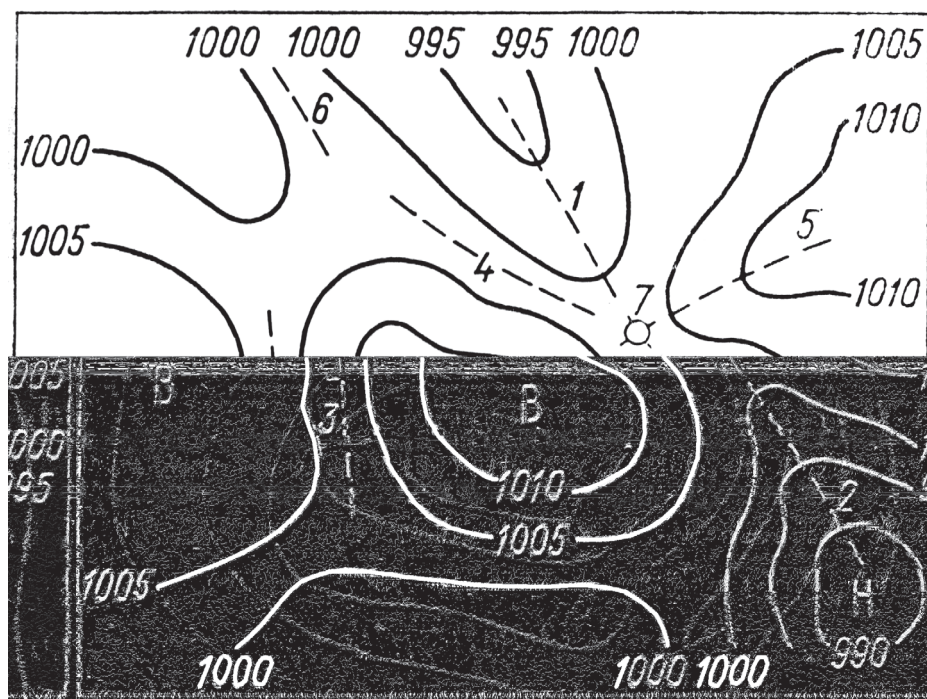
Ob-havoning keskin nodavriy o'zgarishlari atmosfera frontlarining ma'lum hudud yoki punktdan o'tishiga bog'liq. Bundan tashqari, siklonlarning paydo bo'lishi va rivojlanishi atmosfera frontlarida kuzatila-



di, shuning uchun ham ob-havo xaritalarida frontlarni aniqlash sinoptik tahlilning eng muhim masalasi hisoblanadi.

Barik tizimlar havo massalari va frontlarning harakat mexanizmlaridir. Bosimning notekis taqsimlanishi natijasida paydo bo'lgan atmosferaning bosimi past yoki yuqori sohalari barik tizimlar deb ataladi. Barik tizimlarga havo oqimlarning xarakterli taqsimoti xosdir, chunki bosim va shamol maydonlari bir-biri bilan uzviy bog'liq. Barik tizimlarning majmui barik relyefni tashkil qiladi (1.1-rasm).

Ob-havo xaritalarida barik tizimlar bosimi bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi izochiziqlarni o'tkazish yo'li bilan aniqlanadi. Bu izochiziqlar *izobaralar* deb ataladi. Past bosimli sohalarga siklon, botiqliklar, yuqori bosimli sohalarga antisiklon va o'rkach (cho'qqi)lar kiradi.



1.1-rasm. Yer sirti yaqini xaritasidagi asosiy barik tizimlar: P (*past*) – siklon, Yu (*yuqori*) – antisiklon, 1 – botiqlik, 2 – o'rkach, 3 – past bosimli soha, 4 – yashiringan botiqlik, 5 – o'rkach, 6 – yuqori bosimli soha, 7 – barik egar.

Siklon – bu bir nechta yopiq izobaralardan tashkil topgan, markazida eng past bosim kuzatiladigan barik tizimdir. Siklonda shimoliy yarimsharda gorizontal yuzada havo sirkulyatsiyasi soat strelkasiga teskari (janubiy yarimsharda – soat strelkasi bo‘ylab) bo‘ladi. Siklonda izobarik sirtlar chetdan markazga tobora pasayib boradilar. Siklonning diametri (gorizontal o‘qi) 1000–3000 km gacha yetadi, vertikal qalinligi – 15–20 km, o‘rta kengliklarda siklon markazida bosim 950 dan 1030 gPa gacha bo‘lishish mumkin. Siklon markazida bosim o‘rtacha 1000 gPa ga teng. Tropik kengliklarda paydo bo‘lgan siklonlar markazida bosim 900 gPa va undan past bo‘lishi mumkin.

Havo oqimlari maydonida (shamol maydonida) siklon – ulkan uyurmadir. Atmosferaning ishqalanish qatlamida havo oqimlari siklonning markazi tomon intiladi. Erkin atmosferada shamolning yo‘nalishi gradiyent shamolning yo‘nalishiga yaqinlashadi, ya‘ni oqim chiziqlari izobara (izogipsa) chiziqlari bilan mos keladi. Vertikal kesimda siklonga havoning ko‘tariluvchi harakatlari xosdir. Ob-havo ko‘pincha bulutli bo‘lib, yog‘inlar kuzatiladi.

Siklonning biror tomonga cho‘zilgan qismi *botiqlik* (ложбина) deb ataladi. Botiqlik – bu ikkita yuqori bosimli sohalar orasida joylashgan past bosimli zona. Botiqlikdagi eng past bosimli nuqtalardan tashkil topgan chiziq *botiqlikning o‘qi* deb ataladi. Izobarik sirtlar botiqlikda chetdan o‘qqa tomon pasayib boradi. Havo oqimlari maydoni siklonik xususiyatiga ega. Atmosferaning chegaraviy qatlamida havo oqimlarining yo‘nalishi botiqlikning o‘qi tomonga og‘igan bo‘ladi. Botiqlikda havoning ko‘tariluvchi harakati kuzatiladi. Ob-havo bulutli bo‘lib, yog‘inlar kuzatiladi.

Antisiklon – bu bir nechta yopiq izobaralardan tashkil topgan, markazida bosim eng yuqori bo‘lgan barik tizimdir. Antisiklonda shimoliy yarimsharda havo harakati (sirkulyatsiyasi) soat strelkasi bo‘yicha (janubiy yarimsharda – soat strelkasiga teskari) bo‘ladi.

Antisiklonda izobarik sirtlar chetdan markaz tomon borgan sari ko‘tarilib boradi. Antisiklonlarning o‘lchamlari siklonlarning o‘lchamlari bilan tenglashadi. Antisiklon markazida bosim 1020 gPa dan

1080 gPa gacha yetishi mumkin. Atmosferaning ishqalanish qatlamida antisiklonlarda havo oqimlari markazdan qochma bo'ladi. Erkin atmosferada havo oqimlari izobara chiziqlariga parallel bo'ladi. Antisiklonlarda havo oqimlari pastga yo'nalgan bo'ladi va shu sababli kam bulutli ob-havo kuzatiladi.

O'rkach bu ikkita past bosimli sohalar orasida joylashgan yuqori bosimli zona yoki antisiklonning biror tomonga cho'zilgan yuqori bosimli zonasidir. O'rkachda eng yuqori bosimli nuqtalardan tashkil topgan chiziq *o'rkachning o'qi* deb ataladi. Izobarik sirtlar chetdan o'qqa tomon ko'tarilib boradilar. Atmosferaning ishqalanish qatlamida havo oqimlari markazdan qochma bo'ladi. O'rkachda havo oqimlari pastga yo'nalgan bo'ladi, kam bulutli ob-havo kuzatiladi.

Egarsimon barik tizim bu ikkita qarama-qarshi joylashgan siklon va antisiklonlar orasidagi bosim sohasidir (1.1-rasm). Izobarik sirtlar antisiklon tomonga borgan sari ko'tariladi, siklon tomoniga esa pasayib boradi. Egarsimon barik maydon uchun kuchsiz shamollar xarakterli.

Barik topografiya xaritalarida ko'zga ko'rinadigan va sinoptik vaziyatning tahlili va prognozi uchun katta ahamiyatga ega bo'lgan yana bir sinoptik obyektini ko'raylik.

Havo massalari tropopauzagacha cho'zilgan bo'lishi mumkin, shuning uchun ham sovuq va iliq havo massalari orasidagi o'tish zonalar o'rta va yuqori troposferada kuzatilishi mumkin. Bu yerda ularning eni 500–1000 km gacha yetishi mumkin. O'tish zonasi harorat va bosimning (geopotensialning) katta gorizontallari va kuchli shamollar bilan xarakterlanadi. O'rta va yuqori troposferadagi sovuq siklonlar va iliq antisiklonlar orasidagi o'tish zonalar yuqoridagi frontal zonalar (YuFZ) deb ataladi. YuFZ ning uzunligi bir necha ming kilometrgacha yetishi mumkin. Ba'zan bir YuFZ ikkinchi YuFZ ning davomi bo'lishi mumkin. Bunda u butun yarimsharni o'rab oladi. Mazkur uzun YuFZ planetar yuqoridagi frontal zonasi (PYuFZ), uning tarkibida kuzatilayotgan kuchli shamollar esa tez havo oqimlari deb ataladi.

Mazkur bobda asosiy sinoptik obyektlar faqat sxematik ko'rib chiqildi. Keyinchalik ularning har biri mufassal o'rganiladi. Shuni alohida

ta'kidlab o'tish kerakki, havo massalari, atmosfera frontlari, siklonlar va antisiklonlar ob-havo o'zgarishlarining sababchilaridir. Sinoptik tahlil esa ushbu obyektlarni o'rganib, ob-havoni oldindan aytib berishga imkon yaratadi.

### **1.3. Meteorologik ma'lumotlarning turlari va manbalari, ularga qo'yiladigan talablar**

Atmosfera jarayonlari tahlilining to'g'riligi va tuzilayotgan prognozlarning muvaffaqiyatligi meteorologik ma'lumotlarning o'z vaqtida yetib kelishiga va uning sifatiga bog'liq.

Atmosfera yoki alohida ko'rilayotgan meteorologik kattaliklarning holati to'g'risida ma'lumotlar majmui *meteorologik ma'lumot* deb ataladi.

Meteorologik ma'lumotlar ikki turga bo'linadi:

1. Bevosita meteorologik kuzatishlar natijasida qabul qilingan ob-havo to'g'risidagi birlamchi ma'lumotlar;

2. Ikkilamchi ma'lumotlar – bu turli jadvallar, sinoptik xaritalar, aerologik diagrammalar, vertikal qirqimlar, yer sun'iy yo'ldoshlaridan qabul qilingan bulutlar xaritalari ko'rinishida kuzatilayotgan ob-havo to'g'risidagi meteorologik ma'lumotlardir. Bular ob-havoni oldindan aytib berish va tahlil qilishning vositalaridir.

Meteorologik prognozlar tuzishda atmosferaning holati bir qator parametrlar bilan xarakterlanadigan murakkab tizim sifatida qaralishi kerak. Bu parametrlarning kompleksiga atmosfera bosimi, havoning harorati va namligi, shamolning yo'nalishi va tezligi, bulutlilik, yog'inlar, tuman va turli atmosfera hodisalari (chaqmoq, changli bo'ron va h.k.) kiradi.

Ob-havo xizmati uchun kuzatishlar zichligini va optimal tezligini aniqlash muhim masala bo'lib, bunda o'lchash tarmog'ining zichligi ko'zda tutiladi. Bunday o'ta murakkab masalaning yechimi asosida boshlang'ich ma'lumotlar, bizni qiziqtiradigan atmosfera jarayonlarining vaqt va fazo bo'yicha tuzilishi, prognozlarning davri va ularning

oldindan aytib berilishi, texnik va iqtisodiy imkoniyatlar yotadi. Bu omillarni tahminan hisobga olinishi shuni ko'rsatadiki, qisqa muddatli meteorologik prognozlar (1–2 sutka) tuzishda tahminan  $10^7$  km<sup>2</sup> ga teng bo'lgan maydonda, kuzatish zichligi 200–300 km va bir sutkada 4–6 marta o'lchangan ma'lumotlar bo'lishi kerak.

Ob-havo hizmatida qo'llaniladigan birlamchi meteorologik ma'lumotlar ba'zi umumiy talablarga javob berishi kerak. Bu talablar, birinchidan, atmosfera jarayonlarining tuzulishi va rivojlanishi qonuniyatlari, tahlil va prognoz usullari bilan, ikkinchidan, meteorologik ma'lumotlarga iste'molchi tomonidan bildirilgan istaklar bilan belgilanadi. Shu talablarga binoan meteorologik ma'lumot **global, uch o'lchamli, kompleks, sinxron, muntazam va operativ** bo'lishi lozim. Alohida ta'kidlash kerakki, bu talablar majmuada bajarilishi kerak, chunki ulardan biron-tasining bajarilmasligi kelgan ma'lumotlarning qimmatini ancha pasaytiradi.

Meteorologik ma'lumotning globalligi bu ma'lumot qit'a va okeanlar bilan, ba'zida yarimsharga teng bo'lgan xuddudlardan olinishini anglatadi.

Meteorologik ma'lumotning uch o'lchamligi bu ma'lumot nafaqat Yer sirti yaqinidan, balki atmosferaning yuqori qatlamlaridan ham olinishini bildiradi.

Meteorologik ma'lumotning kompleksligi bu ma'lumot barcha meteorologik kattaliklar va hodisalarni qamrab olishi lozimligini bildiradi.

Meteorologik ma'lumotning sinxronligi deyilganda, barcha meteorologik stansiyalarda kuzatishlar bir xil vaqt momentida olib borilishi tushuniladi.

Meteorologik ma'lumotning muntazamligi kuzatishlar muntazam ravishda olib borilishini anglatadi.

Meteorologik ma'lumotning operativligi kuzatish natijalari mumkin bo'lgan qisqa vaqtda iste'molchiga yetkazib berilishining zarurligini bildiradi.

Meteorologik ma'lumotlarga qo'yilgan talablarning bajarilishi murakkab masaladir. Ularni bajarish uchun halqaro miqyosda tashkil

qilingan va mukammal meteorologik ma'lumotlarni kuzatish tizimi mavjud bo'lishi kerak.

Hozir meteorologik ma'lumotlarni olishning quyidagi tizimlari mavjud:

1. Yer usti sinoptik stansiyalari tarmog'i.
2. Yer usti aerologik stansiyalari tarmog'i.
3. Kemalarda o'rnatilgan, stasionar va erkin suzuvchi avtomatik dengiz gidrometeorologik stansiyalari.
4. Meteorologik radiolokatsion stansiyalar.
5. Kosmik meteorologik tizim.
6. Ob-havoni aviatsion kuzatish.

Meteorologik ma'lumotlarning asosiy manbalarini va turlarini ko'rib chiqamiz.

#### **1.4. Sinoptik stansiyalar tarmog'i**

Butun Yer shari gidrometeorologik stansiyalar tarmog'i bilan qoplangan (bir necha ming stansiyalar).

Aholi zich yashaydigan joylarda stansiyalar orasidagi masofa 100–150 km ni tashkil etadi, boshqa joylarda (sahro, tog'li hududlar, botqoqlik, o'rmonlar va h.k.) va Dunyo okeanida masofa ancha katta.

Bu stansiyalarda yer sirti yaqinida atmosfera holati sutkasiga 8 marta (o'rta grinvich vaqti bo'yicha soat 00, 03, 06, ..., 21 larda) kuzatiladi. Atmosferaning 15 ga yaqin xarakteristikalari vizual va asboblar yordamida aniqlanadi, jumladan, havoning bosimi, harorati va namligi, shamolning yo'nalishi va tezligi, bulutlarning turi, miqdori va quyi chegarasining balandligi, gorizontal yo'nalishdagi ko'rinuvchanlik masofasi, yog'inlarning turi va miqdori va shu bilan birga atmosferaning o'ziga xos hodisalari (tuman, chaqmoq, changli bo'ron, yaxmalak va h.k.) kuzatiladi. Gidrometeorologik stansiyalardan olingan meteorologik ma'lumotlar asosida yer yaqini ob-havo xaritalari tuziladi. Kuzatishlarning asosiy sinoptik muddatlarida (o'rtacha grinvich vaqti bo'yicha soat 00, 06, 12, 18) qit'alar o'lchamiga teng bo'lgan katta

hududlar bo'yicha ob-havo xaritalari tuziladi. Qo'shimcha kuzatish muddatlarida esa (soat 03, 09, 15, 21) kichik hududlar bo'yicha «halqa» ob-havo xaritalari tuziladi.

Yer sirtining 3/5 qismini dunyo okeani egallaydi. Dunyo okeani atmosferani suv bug'i bilan ta'minlab turuvchi asosiy manbadir. Dunyo okeani yozda o'zida issiqlikni to'plab, qishda uni atmosferaga beradi va shu sababli atmosferada rivojlanayotgan ob-havo jarayonlariga nihoyatda katta ta'sir ko'rsatadi. Atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasi, issiqlik va namlik almashinuvi jarayonlarida dunyo okeanining ahamiyati beqiyos. Shuning uchun ham dunyo okeanining akvatoriyasidan meteorologik ma'lumotlarga ega bo'lish nihoyatda katta ahamiyat kasb etadi.

Dunyo okeanidan muntazam ravishda meteorologik ma'lumotlarni yetkazib beradigan manbalar – bu orollarda tashkil qilingan gidrometeorologik stansiyalar va «ob-havo» kemalaridir.

Orollardagi gidrometeorologik stansiyalarda kuzatishlar tizimi va tartibi quruqliklarda joylashgan gidrometeorologik stansiyalar kabi olib boriladi.

«Ob-havo» kemalari – maxsus meteorologik kuzatish asboblari bilan jihozlangan dengiz kemalaridir. Bu kemalarda kuzatishlar to'liq dastur bo'yicha bajarilib, tezkorlik bilanda prognostik markazlarga jo'natiladi.

Tabiiyki, bu meteorologik ma'lumotlar yetarli emas. Meteorologik ma'lumotlar hajmini yanada orttirish maqsadida barcha yo'lovchi, yuk tashuvchi va baliq ovlovchi kemalarda avtomatik rejimda ishlaydigan gidrometeorologik stansiyalar o'rnatiladi. Hozirgi vaqtda Dunyo okeanida bunday kemalarning soni 7000 dan ortiq. Bundan tashqari, statsionar va erkin suzuvchi platformalarda ham avtomatik rejimda ishlaydigan kuzatish komplekslari o'rnatilib, meteorologik kuzatishlar olib boriladi. Kuzatish natijalari kodlangan holda radio orqali prognostik markazlarga yuboriladi.

Dunyo okeani akvatoriyasini meteorologik ma'lumotlar bilan yoritish maqsadida ko'rilayotgan choralar muammoni hal qilmaydi. Bu maqsadda keng ko'lamda Yer sun'iy yo'ldoshlarini qo'llash lozim.

## **1.5. Aerologik stansiyalar tarmog‘i**

Atmosferadagi jarayonlar uch o‘lchamli fazoda va vaqt bo‘yicha rivojlanganligi sababli ularni o‘rganish uchun faqat meteorologik stansiyalardan olingan ma‘lumotlar yetarli emas. Atmosfera parametrlarini turli balandliklarda o‘lchash uchun aerologik stansiyalarning tarmog‘i mavjud. Yer sharining aholi zich joylashgan hududlarida radiozondlash punktlari bir-biridan tahminan 350–500 km uzoqlikda joylashgan.

1930-yilda P.A.Molchanov tomonidan ixtiro qilingan radiozond asbobi yordamida atmosferaning vertikal tuzulishi bilvosita usullar yordamida emas (yer sirti kuzatishlari asosida), balki bevosita kuzatishlar natijasida aniqlanadigan bo‘ldi.

Aerologik stansiyalarda masofaviy vosita – radiozond yordamida atmosferani vertikal zondlash amalga oshiriladi. Yengil gaz bilan to‘ldirilgan rezina qobiqqa radiozond bog‘lanib uchiriladi. Yuqoriga ko‘tarilgan sari radiozond 30–35 km gacha turli balandliklardagi havoning bosimi, harorati va namligi, shamol yo‘nalishi va tezlik qiymatlarini avtomatik rejimda o‘lchab, radio orqali qabul markaziga yuboradi. Atmosferani radiozondlash bir sutkada 4 marta o‘tkaziladi. Bulardan o‘rtacha grinvich vaqti bo‘yicha soat 00 va 12 dagi kuzatish muddatlari asosiy, soat 06 va 18 dagilari esa qo‘shimcha muddat hisoblanadi.

Atmosferani radiozondlash natijasida olingan meteorologik ma‘lumotlar asosida barik topografiya, maksimal shamol, tropopauza xaritalari va atmosferaning vertikal qirqimlari tuziladi.

## **1.6. Meteorologik radiolokatsiya stansiyalari**

Yer sirtida joylashgan sinoptik va aerologik stansiyalar orasidagi masofa katta bo‘lganligi uchun atmosferada ro‘y berayotgan ba‘zi mezo-masshtabli meteorologik hodisalar kuzatilmasdan qolishi mumkin. Bularga, birinchi navbatda, to‘p-to‘p yomg‘irli bulutlar, jala yog‘inlar, mo-maqaldiroq va boshqa hodisalar kiradi. Meteorologik radiolokatsiya stansiyalari tarmog‘i ushbu muammoni bartaraf qilishga imkon beradi.



Zamonaviy meteorologik radiolokator o'z atrofida 150 km masofadagi fazoni kuzatishi mumkin. Meteorologik radiolokatsiya stansiyalarining yordamida bulutlar zonasi, ularning mikrotuzulishi, suvliligi, 0°C izoterma ning joylashishi, ya'ni bulutlilikning eng muhim fizikaviy xarakteristikalari hamda yog'inlarning jaddalligi aniqlanishi mumkin.

Meteorologik radiolokatsiya stansiyalari xavfli atmosfera hodisalarini aniqlash va prognoz qilishda, tropik siklonlarni aniqlab, ularning tuzulishini o'rganishda katta rol o'ynaydi.

Dopler radiolokatorlari yordamida shamol tezligi va yo'nalishi ham o'lchanishi mumkin.

Meteorologik radiolokatsiya stansiyalari tarmog'i birlamchi meteorologik ma'lumotlar beradigan tizimda o'ziga munosib muhim o'rinni egallaydi.

## **1.7. Kosmik meteorologik tizim**

Yer sun'iy yo'ldoshlarining (YeSY) yaratilishi va uchirilishi fan uchun, shu jumladan, meteorologiya fani uchun ham yangi keng ko'lamdagi imkoniyatlar ochdi. Yo'ldoshlardan olingan dastlabki ma'lumotlar nafaqat ilmiy maqsadlarda, balki ob-havo hizmatida ham qo'llanilishi mumkin.

Yer shariga yaqin joylashgan kosmik fazoda uchayotgan kosmik apparatlarni uchga bo'lish mumkin: navbatchi rejimda ishlaydigan avtomatik YeSY («Метеор», «Молния», «Радуга» va h.k.), boshqariladigan kosmik kemalar («Союз») va yashash mumkin bo'lgan va avtomatik rejimlarda ishlaydigan orbital kosmik stansiyalar («Салют»).

Meteorologiya fani, ob-havo xizmatining operativ faoliyati uchun to'g'ri keladigan va eng qulay ma'lumot – bu maxsus meteorologik avtomatik YeSY tizimidan olingan meteorologik ma'lumotdir.

Meteorologik kosmik tizim (MKT) ikkita tarmoqdan iborat: kosmik va Yerda joylashgan tizimlar. Kosmik tarmoqqa orbitada joylashgan maxsus YeSYlar kiradi, Yerda joylashgan tarmoq esa Yerdagi ma'lumotlarni qabul qiladigan, uni qayta ishlaydigan va tarqatadigan komplekslarni o'z ichiga oladi.

Meteorologik YeSY lar maxsus ilmiy qurilmalar bilan jihozlangan. Bu qurilmalar elektromagnit spektrning turli uchastkalarida (optik ko‘rinuvchan, infraqizil va radiodiapazon) atmosferani faol yoki passiv zondlash prinsiplarida ishlaydi. «Meteop» YeSYdan televizion va infraqizil diapazonlarda bulutlilik maydonlari, qor va muz qoplamlarining zonalari, yog‘inlar zonalari joylanishining rasmlari qabul qilinadi. Yo‘ldoshda o‘rnatilgan aktinometrik asboblarda Yer va atmosfera nurlagan va qaytargan oqimlar haqida ma‘lumotga ega bo‘lishga imkon beradi.

Kelajakda YeSYda spektral asboblarda yordamida havo harorati, namligi va bir qator boshqa meteorologik kattaliklarning vertikal kesimlarni (profilarni) qayta tiklash imkoniyati vujudga kelishi mumkin. Shu holdagina meteorologik ma‘lumotlar bilan ta‘minlash muammosi hal bo‘ladi va sinoptik va aerologik stansiyalar tarmog‘ining hojati qolmaydi. Bir nechta aylana qutbiy orbitalarda uchadigan YeSY lar qisqa muddat davomida deyarli butun Yer sharidan meteorologik ma‘lumotlarni ta‘minlab beradi, ya‘ni prognostik markazlar global meteorologik ma‘lumotga ega bo‘ladi.

YeSYlar ikkita rejimda ishlashi mumkin: eslab turish va bevosita uzatish rejimlarida.

Birinchi rejimda ishlayotgan YeSY bir nechta aylanishlarda (vitokda) meteorologik ma‘lumotni hotirasida ushlab, Yerdagi qabul punkti ustidan uchib o‘tganida meteorologik ma‘lumotni uzatadi. Bu ma‘lumot – global masshtabga ega bo‘lgan ma‘lumotdir.

Bevosita uzatish rejimida ishlayotgan YeSY o‘lchashlar bajarilgan zahoti uni Yerdagi qabul punktiga uzatadi. Katta hududlar qamrab olingan bo‘lsa ham, bu meteorologik ma‘lumot lokal (mahalliy) xarakterga ega bo‘ladi.

Yerdagi qabul punktlariga kelgan kosmik meteorologik ma‘lumot qayta ishlanib, tegishli tashkilotlarga jo‘natiladi.

YeSYdan olingan meteorologik ma‘lumot siklon, antisiklon, tropik tayfun va tez havo oqimlari tahlilida katta yordam beradi. Bundan tashqari sinoptik stansiyalar siyrak joylashgan hududlarda atmosfera holatini tahlil qilishda yo‘ldosh ma‘lumotlari bebaho hisoblanadi.

### 1.7.1. Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshlari

Kosmik texnikaning jadal sur'atda rivojlanishida erishilgan katta yutuqlar bir qancha mamlakatlarda meteorologik kosmik tizimni yaratish va muvaffaqiyatli faoliyat ko'rsatish imkoniyatini yaratdi. Bu tizimdagi yo'ldoshlar yordamida bulutlik qoplarning holati, «Yer-atmosfera» tizimining issiqlik rejimi, muzliklar holati, gidrologik rejim va shunga o'xshash boshqa holatlar haqidagi muhim ma'lumotlarni muntazam ravishda olishga erishildi.

Bulutlik rasmlari yordamida global miqyosda siklon, antisiklon, tez havo oqimlari, havo massalari, havo frontlari, konvergensiya zonalari va shunga o'xshash boshqa obyektlarning holati va ularning rivojlanish bosqichlari, siljishini muntazam ravishda kuzatib borish imkoni tug'ildi. Yerning sun'iy yo'ldoshlari yordamida birinchi marta erkin atmosferada ro'y beradigan fizik jarayonlar haqidagi yangi sifatli axborotlar olindi.

Yerning sun'iy yo'ldoshlari yordamida atmosferaning fizik holati va undagi meteorologik hodisalarni o'rganadigan meteorologiya fanining bo'limi *kosmik (sputnik) meteorologiya* deb ataladi.

Kosmik meteorologiyaning asosiy vazifasi – atmosferadagi jarayonlar va undagi meteorologik hodisalar, planetar miqyosda okean va Yer sirti holatlari haqidagi dastlabki ma'lumotlarni olish, shuningdek bu axborotlardan ob-havo tahlili va prognozi, atrof muhitning ekologik holati, iqlimni o'rganish uchun foydalanish usullarini ishlab chiqish hisoblanadi.

Kosmik meteorologiya predmeti bir qator fanlar bilan uzviy bog'langan, jumladan, astronomiya, meteorologiya, geografiya, fizika, matematika va sh.o'.

Atmosferaning yuqori qatlamlari va kosmik fazoni tadqiq qilish sohasida meteorologik raketalar va Yerning sun'iy yo'ldoshlari yangi davrni ochdi.

Meteorologik raketalar va Yerning sun'iy yo'ldoshlarida o'rnatilgan asboblardan yordamida olib borilgan kuzatishlar natijasida juda ko'p yangi ma'lumotlar olindi. Yer atmosferasining yuqori chegarasi 1000 km da emas, balki undan yuqoriroqdaligi, atmosferaning yuqori qatlamidagi

havoning zichligi aslida oldin hisoblanganidan ko'proq ekanligi aniqlandi.

Umuman aytganda, atmosferaning yuqori qatlamidagi havo zichligining Quyosh faoliyatiga bog'liq o'zgarib turishi, atmosferaning tarkibi va elektr holati, unda ionlashgan sohalarning borligi va shunga o'xshash jarayon va hodisalar haqida yangi natijalar olindi.

Bulardan tashqari, Yerning meteorologik yo'ldoshlari yordamida butun atmosferada bulutlarning taqsimlanishi, atmosfera obyektlaridan bo'lgan tayfunlar ustida kuzatishlar olib borish va ularning rasmini olish imkoniyati tug'ildi. Bunday ishlar o'z navbatida ob-havo prognozlarini masalasini yangicha hal etish yo'lini ochmoqda.

Kelajakda uchiriladigan kosmik meteostansiya tabiiy ofatlar (masalan, tayfunlar) hosil bo'ladigan hududlarni bilib olish hamda ularga qarshi choralarni ko'rib qo'yish imkonini beradi.

1957-yilning 4-oktabrida uchirilgan birinchi Yer sun'iy yo'ldoshi kosmik erani ochib bergan edi. Shu davrdan boshlab, sobiq Ittifoq kosmonavtikasi ko'pgina shonli muvaffaqiyatlarga erishdi. Birinchi katta texnikaviy g'alaba birinchi kosmik tezlikka erishish bo'ldi. Shu davrdan boshlab kosmosni o'rganish boshlandi.

Yerning sun'iy yo'ldoshi yordamida meteorologik kuzatishlar birinchi marta sobiq Ittifoqda 1958-yil 15-may kundan boshlandi. Bu yo'ldoshda atmosferaning yuqori qatlamlarini o'rganish uchun maxsus ilmiy apparatura o'rnatilgan edi.

1966-yil 25-iyun kuni esa birinchi marta maxsus meteorologik yo'ldosh («Kosmoc-122») uchirildi. Uning eng asosiy vazifalaridan biri atmosferadagi bulutlarning, yerning yoritilgan va soya tomonlaridagi qor va muz qatlamlarining tasviri, shu bilan bir qatorda tushayotgan va qaytayotgan radiatsiyalarni o'lchaydigan maxsus apparaturalarni qanchalik chidamliligini sinab ko'rish edi.

1967-yil 27-aprelda orbitaga «Kosmoc-156» chiqarildi. Shu vaqtdan boshlab fazoviy meteorologiya majmui ishlay boshladi.

«Meteop» deb nomlangan bu tizimning tarkibiga bundan ilgariroq uchirilgan (1967-yil 28-fevral) «Kosmoc-144» ham kiradi.

«Meteop» tizimining ishga tushishi atmosferani o'rganishda yangi ufqni ochib berdi.

Natijada istalgan balandlikdagi atmosfera tuzilishi va tarkibini, radioto'lqinlarning atmosferadagi tarqalish sharoitini, Quyosh radiatsiyasini, kosmik nurlarni, shunga o'xshash boshqa hodisalarni va jaryonlarni o'rganish imkoniyatiga ega bo'ldik.

Eng asosiysi, Yer sharining istalgan nuqtasidan atmosfera holati to'g'risidagi ma'lumotni olish imkoniyatiga ega bo'ldik.

Yer sun'iy yo'ldoshlarini uchish balandligi bo'yicha uch guruhga ajratish mumkin:

- past orbitali;
- o'rta orbitali;
- yuqori orbitali.

Yer sun'iy yo'ldoshlariga uchish balandligi 200 km dan 500 km gacha past orbitalar, uchish balandligi 500 km dan bir necha ming kilometrgacha o'rta orbitalar, uchish balandligi o'nlab ming kilometrgacha yuqori orbitalar tegishli bo'ladi.

Orbita balandligi  $H \approx 36000$  km bo'lgan ekvatorial Yer sun'iy yo'ldoshlarining aylanish davri Yerning aylanish davriga teng bo'ladi. Yo'ldosh va Yer bir xil burchakli tezlikda aylanadi, ya'ni yo'ldosh doimo Yerning ma'lum bir kuzatuv punkti ustida joylashgan bo'ladi. Bunday Yer sun'iy yo'ldoshlarini *statsionar* yoki *geostatsionar* deyiladi. Yer sharining ma'lum bir hududini doimiy kuzatuv olib borish zarur bo'lganda, geostatsionar yo'ldoshlaridan foydalanish juda qulaylik yaratadi.

1.2-rasmda turli mamlakatlar uchirgan Yerning sun'iy meteorologik yo'ldoshlarining uchish orbitalari keltirilgan.

Birinchi marta keng miqyosda atmosfera holati haqidagi ma'lumotni qisqa vaqt ichida to'plash imkoni tug'ildi.

Yer meteorologik sun'iy yo'ldoshlarining asosiy vazifasi atmosfera va yer sirti holati haqidagi ma'lumotlarni butun yer shari miqyosida olishdan iborat. Ayni paytda ma'lum bir hududni aniq bir davriylik bilan kuzatuv olib borish juda muhim sanaladi.



1.2-rasm. Yerning sun'iy meteorologik yo'ldoshlari tizimi.

Fazoga ko'plab uchirilayotgan Yer meteorologik sun'iy yo'ldoshlarida olib borilgan ilmiy tadqiqot va bajarilgan tajribalar natijalarini inobatga olgan holda, hozirgi paytda meteorologik kuzatuvlarni o'rtacha uchish balandligi 900 km ni tashkil etgan qiya orbitali yo'ldoshlardan foydalanish maqsadga muvofiq deb topildi. Yer meteorologik sun'iy yo'ldoshlarining orbitalari ekvator bo'ylab tekis taqsimlab chiqiladi.

### 1.7.2. O'zbekiston Respublikasida kosmik meteorologiya xizmati

1967-yildan boshlab O'zbekiston gidrometeorologiya xizmatida Yerning meteorologik yo'ldoshi yuborayotgan axborotlarni kunduzi 1–2 marta qabul qilish va uni tahlil qilish guruhi tashkil etildi. Bu guruhning vazifasi bulutlar, qor va muzliklarning umumiy tasvirini tez qabul qilish va tahlil etishdan iborat.

Shu vaqtdan boshlab axborotlarni Rossiyaning «METEOR», AQShning «ESSA» va «NOAA» turidagi Yerning meteorologik yoʻldoshlaridan qabul qilina boshlandi.

1970–1975-yillarda meteorologik yoʻldoshlarning ikkinchi avlodi uchirila boshlandi. Natijada Yerning meteorologik yoʻldosh axborotlarini ikki toʻlqin uzunligida, yaʼni televizion (TV) va infraqizil (IK) boʻyicha kechayu-kunduz qabul qilish imkoni tugʻildi.

Oʻtgan asrning 80-yillari boshlarida Toshkentda Yerning meteorologik yoʻldoshlaridan kelayotgan axborotlarni qabul qilish va tahlil etish avtonom regional markazi (APPI) tashkil etildi (1.3-rasm).

Markaz ixtisoslashtirilgan hisoblash texnikalari bilan jihozlandi. Natijada Yerning meteorologik yoʻldoshidan olinayotgan axborotlar tahlili yangi imkoniyatlarni ochib berdi.

1992-yildan boshlab Toshkentda Yevropa Ittifoqining METEOSAT meteorologik yoʻldoshdan analog axborotlarni (ASI) muntazam qabul qilina boshlandi. Maʼlumki, Oʻrta Osiyo hududida ob-havoning keskin oʻzgarishiga olib keladigan, kuchli yogʻinlar kuzatiladigan jarayonlardan janubiy kaspiy, murgʻob, yuqori amudaryo siklonlari Iroq, Eron, Afgʻoniston hududlarida rivojlanadi.



1.3-rasm. Yerning meteorologik yoʻldoshi axborotlarini qabul qilish punkti.

Bu hududlarda esa aerologik stansiyalarning kamligidan bulutlarning rivojlanishi va siljishini aniqlash mushkul. Ana shu sharoitda yo'ldoshlardan sutkasiga 8 marta olinayotgan axborotlarning qimmatini bebahodir.

Bular asosida hozir har kuni bulutlar tizimining bir kundan keyingi holatining prognozi 2 marta tuzilmoqda. Bu ma'lumotlar yordamida kutiladigan ob-havoning xavfli hodisalari prognoz qilinib tez ogohlantirish beriladi.

1995-yilning sentabr oyida Qo'shma Qirollikning tabiiy resurslar (boylıklar) instituti Respublika bosh gidrometeorologiya markaziga (O'zgidromet) NOAA yo'ldoshidan raqamli axborotlarni qabul qiluvchi LARST (Local Application of Remote Sensing Techniques) apparatdasturlari majmuini o'rnatdi. Bu majmua yordamida geopotensial, harorat, namlik, shamol kabi meteorologik elementlarni balandlik bo'yicha tiklash imkonini tug'ildi.

Bundan tashqari, yo'ldosh axborotlaridan foydalanib fanning turli yo'nalishlarida keng qamrovli ilmiy izlanishlar olib borilmoqda.

Xususan, Orol dengizi, katta-katta suv havzalaridagi resurslarni, cho'l yaylovlardagi o'simliklar zahirasini, boshqoli don ekinlari holatini baholash va hosilini prognoz qilishda qo'l kelmoqda.

## **1.8. Butunjahon ob-havo xizmati**

O'tgan asrning 60-yillarida ilmiy-texnika imkoniyatlarining mislsiz rivojlanib, meteorologiya fanining tarraqiyotida yangi imkoniyatlar ochilishi munosabati bilan, Butunjahon ob-havo xizmatini tashkil etish haqida fikrlar yuzaga keldi. Butunjahon ob-havo xizmatini tashkil etish rejalarini ishlab chiqishda dunyodagi barcha yirik olimlar, shu jumladan, V.A.Bugaev, E.K.Fedorov, K.Ya.Kondratyev va boshqalar ishtirok etdi.

Butunjahon ob-havo xizmati oldida sanoat, qishloq xo'jaligi, aviatsiya, suv va quruqlikdagi transportlarning meteorologik ta'minotini yaxshilash va o'ta xavfli ob-havo hodisalarini yanada aniqroq va vaqtida ogohlantirish imkoniyatlarini yaratish maqsad qilib qo'yilgan.

1967-yilda Butunjahon meteorologik anjumani Butunjahon ob-havo xizmatini tashkil etish haqidagi rejani qabul qildi.



Hozirgi vaqtdagi Butunjahon ob-havo xizmati faoliyati Butunjahon meteorologik tashkiloti tomonidan muvofiqlashtiriladigan milliy moliyalashtirish va xizmatlardan tashkil topgan jahon meteorologik tizimidir. Bu tizim Butunjahon meteorologik tashkilotiga a'zo bo'lgan mamlakatlarning ilmiy va operativ ishlari uchun kerak bo'lgan birlamchi va qayta ishlangan meteorologik ma'lumotlar bilan ta'minlaydi.

Butunjahon ob-havo xizmati uchta asosiy tarkibiy qismlardan iborat.

1. Kuzatishlar global tizimi. Bunga sinoptik va aerologik stansiyalar tarmog'i va meteorologik ma'lumotlarni yetkazib beradigan boshqa vositalar kiradi.

2. Meteorologik ma'lumotlarni qayta ishlash global tizimi. Bunga ma'lumotlarni qayta ishlaydigan va saqlaydigan xizmatlarni o'z ichiga olgan meteorologik markazlar kiradi.

3. Telealoqa global tizimi. Bu tizim kuzatish va qayta ishlangan meteorologik ma'lumotlar bilan tezkor almashish maqsadida tuzilgan.

*Kuzatishlar global tizimi* 4000 ga yaqin sinoptik va aerologik stansiyalarni o'z ichiga oladi. Yerdagi stansiyalar orasidagi masofa 500 km dan oshmaydi. Okeanlarda stansiyalarning bunday zichligiga yerishish mumkin emas. Okeanlardan meteorologik ma'lumot orollardan, kemalardan, statsionar va suzuvchi platformalardan keladi. Aerologik ma'lumotlarga alohida katta e'tibor berilayapti. Butunjahon meteorologik tashkiloti hozir maxsus ASAM dasturini amalga oshirayapti (avtomatik aerologik kuzatishlar tizimi). Bu maqsadda dengiz kemalari avtomatik aerologik zondlash stansiyalar bilan jihozlanmoqda.

YeSYdan olinayotgan meteorologik ma'lumot katta ahamiyatga ega. Butunjahon meteorologik tashkilotining rejaları bo'yicha kamida 5 ta geliostatsionar va 2 ta qutbiy orbitali yo'ldoshlar uchirilishi kerak. Bundan tashqari «Тайпос» Yer sun'iy yo'ldoshidan atmosferani tezkor vertikal zondlash reja oshirilgan.

*Ma'lumotlarni qayta ishlash global tizimi* uch xil meteorologik markazlardan iborat: jahon meteorologik markazlar (JMM), regional meteorologik markazlar (RMM) va milliy meteorologik markazlar (MMM).

Butunjahon meteorologik tashkiloti qoshida uchta jahon meteorologik markazlari Vashington, Moskva va Melburnda tashkil qilingan Jahon meteorologik markazlari butun Yer sharidan meteorologik ma'lumotlarning barcha turlarini qabul qiladi, sinoptik tahlil va prognozlarini tayyorlab, telealoqa global tizimi orqali boshqa meteorologik markazlarga tarqatadi. Meteorologik ma'lumotlarni boshqarish (standartlarga muvofiqligini tekshirish, kodlash, saqlash va tegishli manzillarga tarqatish) vazifasi ham JMM larga yuklatilgan.

Regional meteorologik markazlarining vazifalari JMMLarning vazifalari bilan bir xil. Farq shundaki, RMMLar faqat o'z hududi bo'yicha xizmat ko'rsatadi. Jahon meteorologik markazlariga qarashli 24 regional meteorologik markazlar tashkil qilingan, ulardan 4 tasi MDH hududida: Moskva, Toshkent, Novosibirsk va Xabarovskda joylashgan. Misol tariqasida Toshkent regional meteorologik markaziga qarashli hududni ko'rsataylik: O'rta Osiyo, Kavkazorti, Shimoliy Kavkaz, MDH ning Yevropadagi katta qismi, Sibirning bir qismi, Turkiya, Yaqin Sharq mamlakatlari, Pokiston, Afg'oniston, Hindistonning bir qismi.

Milliy meteorologik markazlar milliy meteorologik dasturlar bilan belgilanadigan vazifalarni bajaradi. Milliy meteorologik markazlar o'zi bo'ysinuvchi regional meteorologik markaz bilan bog'lanib, u bilan meteorologik ma'lumotlar, tahlil va prognozlar bilan almashadi.

*Telealoqa global tizimi* meteorologik kuzatish natijalarini yig'ish va tarqatish, qayta ishlangan ma'lumotlar bilan markazlararo almashish maqsadida tuzilgan.

Telealoqa global tizimi uch pog'onali asosda tashkil qilingan.

1. Bosh magistrat zanjir jahon meteorologik markazlarini boshqa meteorologik markazlar bilan bog'laydi.

2. Regional telealoqa tarmoqlari.

3. Milliy telealoqa tarmoqlari.

Bosh magistrat zanjir markazlararo meteorologik ma'lumotlar bilan tez va ishonchli almashuvni ta'minlab beradi. Barcha meteorologik markazlar Bosh magistrat zanjir bilan bog'langan.

Regional telealoqa tarmog'i punktlararo aloqani ta'minlab berish tizimidir. Bu tarmoq yordamida hudud ichida meteorologik ma'lumot

motlarni yig'ish va tarqatilishi, qayta ishlangan ma'lumotlar bilan almashinuv amalga oshadi.

Milliy telealoqa tarmog'ini tuzish tegishli mamlakatlarning zimmasiga yuklatilgan. Lekin, milliy telealoqa tizimi shunday tashkil qilinishi kerakki, magistral va regional telealoqa tarmoqlari bilan bog'lanish hech qanday qiyinchiliksiz bajarilishi kerak.

O'zbekiston Respublikasida ob-havo hizmati bo'yicha bosh tashkilot – bu O'zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasi huzuridagi Hidrometeorologiya Xizmati Markazidir (O'zgidromet). O'zgidromet gidrometeorologiya va atrof-muhitning ifloslanish darajasini kuzatish sohasida tarmoqlararo boshqaruvni amalga oshiradi.

O'zgidrometning asosiy vazifalariga gidrometeorologik kuzatishlar davlat tizimini rivojlantirish va takomillashtirish, halq xo'jaligining barcha tarmoqlarini gidrometeorologik ma'lumotlar bilan ta'minlash, ob-havo va atrof-muhit holatini prognozlash va bir qator boshqa vazifalar kiradi.

O'zgidromet kuzatuv tarmog'iga 400 ga yaqin turli meteorologik, aviameteorologik, agrometeorologik, aerologik, gidrologik, baland meteorologik kompleks – gidrometeorologik stansiyalar va postlar kiradi.

O'zgidrometga gidrometeorologiya bo'yicha 13 viloyat boshqarmasi, ob-havo prognozlari bilan halq ho'jaligi va aholini ta'minlaydigan Hidrometeorologiya Ta'minoti Xizmati (Gidrometeomarkaz), meteorologik ma'lumotlarni yig'adigan, qayta ishlov beradigan va tarqatadigan muassasa – informatsion-texnik boshqarma «Meteoinfosistem», O'rta Osiyoda yagona gidrometeorologik asboblarni ishlab chiqaradigan korxonalar – «Gidrometasboblar kiradi.

O'zgidromet qoshida «Gidrometeorologiya ilmiy-tadqiqot instituti» (GMITI) va yagona o'rta maxsus o'quv yurti – Toshkent gidrometeorologiya kasb-hunar kolleji mavjud. 1994-yildan boshlab gidrometeorologiya kolleji BJMT ga qarashli regional meteorologik o'quv markazi sifatida faoliyat ko'rsatmoqda.

O'zgidromet uchun oliy ma'lumotli mutaxassislar O'zbekiston Milliy universitetida «Atmosfera fizikasi» va «Quruqlik gidrologiyasi» kafedralarida tayyorlanadi.

## 1.9. Meteorologik ma'lumotlarni kodlash. KN-01 kodi

Butunjahon Meteorologik Tashkilotining (BJMT) reglamentiga ko'ra Yer yuzida kuzatishlar 8 muddatda olib boradigan meteorologik tarmoq, Yer yuzidan 30 km va undan yuqori balandlikkacha bo'lgan qatlamdagi atmosferaning holatini bilish uchun hech bo'lmaganda sutkasiga 2 ta muddatli kuzatishlar olib boriladigan aerologik stansiyalar tarmog'i (harorat, shamolni zondlash) bo'lishi kerak.

Hozirgi vaqtda dunyoda har 3 soatda Yer yuzida kuzatish olib boradigan 10000 ga yaqin meteorologik stansiyalar hamda 800 dan ko'proq aerologik zondlash stansiyalari mavjud. Bundan tashqari Yer yuzida 350 ta avtomatlashtirilgan yoki qisman avtomatlashtirilgan meteorologik stansiyalarda kuzatishlar olib borilayapti, shuningdek, Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshlari yordamida har kuni o'rtacha 8 marta katta hudud bo'yicha bulutlarning fotosurati, boshqa muhim ma'lumotlar olinmoqda.

Ob-havo haqidagi ma'lumotlar radio va telegraf orqali so'z bilan emas, balki sonli belgi – *kod* bilan prognostik markazlarga uzatiladi. Meteorologik kodni bilgan har bir kishi telegrammaning qaysi mamlakatdan kelganiga qaramay, unda nimalar yozilganligini bilishi mumkin. Meteorologik stansiyalardan kod bilan berilgan ob-havo haqidagi har bir axborot beshta sondan iborat bo'lgan, bir necha sonlar guruhi bilan ifodalanadi. Natijada so'z bilan yozilganda 20 satrni egallaydigan ob-havo ma'lumoti bir satrga joylashadi.

Dunyoning barcha meteorologik stansiyalarida bir xil dastur asosida, bir vaqtda kuzatilgan ob-havo ma'lumotlari teleradioaloqa yordamida butun Yer shari bo'ylab tarqatiladi.

Bu ma'lumotlarni JMM va RMM (yoki MMM) lari qabul qilib, ularni qayta ishlaydi.

Barcha ma'lumotlarni qabul qilish va uzatish uchun zamonaviy texnika uskunalariga ega bo'lgan aloqa va ma'lumotlarni qayta ishlash boshqarmalari mavjud.

Quyida KN-01 kod tizimi va uning tavsifi keltirilgan.

0 BO'LIM	$M_i M_i M_j M_j$	$Y Y G G i_w$	$I i i i$	
1 BO'LIM	$i_{R_x} h V V$	$N d d f f$	$1 s_n T T T$	$2 s_n T_d T_d T_d$
	$\underline{\underline{3 P_o P_o P_o P_o}}$	$\left\{ \begin{array}{c} 4 P P P \\ \text{yoki} \\ 4 a 3 h h h \end{array} \right\}$	$5 a p p p$	$\underline{\underline{6 R R R t_R}}$
	$7 w w W_1 W_2$	$8 N_h C_L C_M C_H$		
3 BO'LIM	$3 3 3$	$\underline{\underline{1 s_n T_x T_x T_x}}$	$\underline{\underline{2 s_n T_n T_n T_n}}$	$\underline{\underline{4 E'///}}$
	$\underline{\underline{5 5 S S S}}$	$8 N_s C h_s h_s$	$9 S_p S_p S_p S_p$	
5 BO'LIM	$5 5 5$	$\underline{\underline{1 E s_n T'_g T'_g}}$	$\underline{\underline{2 s_n T_n T_n T_n}}$	$\underline{\underline{1 E s_n T_g T_g}}$
	$\underline{\underline{4 E' s s s}}$	$\underline{\underline{5 2 s_n T_2 T_2}}$	$\underline{\underline{6 R R R t_R}}$	$\underline{\underline{7 R_{24} R_{24} R_{24}/}}$
	$\underline{\underline{8 8 R_{24} R_{24} R_{24}}}$			

E s l a t m a .

1. Tagi chizilmagan guruhlar barcha kuzatuv muddatlari uchun beriladi.

2. Tagi bir chiziq bilan chizilgan guruhlar ilovada ko'rsatilgan kuzatuv muddatlari uchun beriladi.

3. Tagi ikki chiziq bilan chizilgan guruhlar kuzatuv muddatlari o'rtacha grinvich vaqti (O'GV) bilan soat 00 va 12 da, faqat asosiy tarmoqqa kiruvchi stansiyalar uchun beriladi (balandligi 1000 m dan yuqorida joylashgan stansiyalardagi  $3 R_o R_o R_o R_o$  guruh ma'lumotlari barcha kuzatuv muddatlari uchun beriladi). «Asosiy» tarmoq deganda O'GV bilan soat 00 va 12 da (boshqa muddatlar uchun ham yoki faqat o'sha ikki muddatlar uchun) yuborilishi uchun jalb qilingan stansiyalar tushuniladi.

## 1.10. Sinoptik meteorologiyaning rivojlanish tarixidan qisqacha ma'lumot

Atmosferada ro'y berayotgan jarayonlarni o'rganish meteorologik kattaliklarni o'lchaydigan asboblarni ixtiro qilingandan so'ng boshlandi (XVII–XVIII asrlar). Bu davrni sinoptik meteorologiyadan oldingi davr deb atash mumkin. Bunda ko'pgina davlatlarning qator markazlaridan muntazam ravishda ob-havoni kuzatish imkoni yaratilgan edi. Bu davrda shamol yo'nalishlarining (passatlar) taqsimlanish qonuniyatlari ochilgan, birinchi shamol xaritalari, keyinchalik esa atmosfera umumiy sirkulyatsiyasining birinchi sxemalari tuzilgan edi.

Ob-havo va uni oldindan aytib berish haqidagi fan bo'lib sinoptik meteorologiya XIX asrdan rivojlana boshladi. Ob-havo tahlilining vositalarini, yoki oldindan aytib berish usullarini, yoki ikkovining bir yo'la muhim takomillanishini hisobga olgan holda bir nechta davrlarni ajratish mumkin.

Davrlarni aniq chegaralab bo'lmaydi. Ko'pincha bir davrda tug'ilgan fikrlar faqatgina keyingi davrda rivojlangan. Bundan tashqari, har bir mamlakatda fan har xil rivojlanadi. Shuning uchun ham quyida keltirilgan davrlarga bo'linishni shartli deb qabul qilish kerak.

Birinchi davr (1860–1920-yy.) ob-havo xizmatini tashkil etishdan boshlab to atmosfera frontlarining tahlilini operativ ishlarga kiritgunga qadar davrni qamrab oladi.

1854-yil 14-noyabrda Qora dengizda ro'y bergan hammaga mashhur bo'lgan Balaklava bo'ronidan keyin fransuz olimi U.Levere meteorologik ma'lumotlar bo'lganda, bu bo'ronni oldindan aytib berish mumkin bo'lar edi, degan fikrni aytgan edi. Bo'ron natijasida Qrim urushi vaqtida Rossiyaga qarshi hujum qilayotgan ingliz-fransuz flotining ko'pgina kemalari cho'kib ketgan edi. U.Leverening xulosasi ko'pgina mamlakatlarda meteorologik ma'lumotlarni yig'ish va ob-havo xizmatini tashkil qilishga turtki bo'lgan.

Bu vaqtlarda dengiz kemalari yelkanli bo'lganligi sababli, ob-havo xizmatining tashkil qilinishida avvalom bor dengiz floti manfaatdor edi. Shuning uchun ham ob-havo xizmati oldin dengiz bo'yidagi mam-

lakatlarda yuzaga kelib rivojlana boshladi va birinchi sinoptiklar dengizchilardan chiqqan edi. Dengiz portlariga birinchi navbatda shtorm haqida bildirish, so'ngra shtorm ogohlantirishlar ham yuboriladigan bo'ldi.

1860–1876-yy. O'sha davr olimlarining tashabbusi va ishtirokida ko'pgina mamlakatlarda (Fransiya, Gollandiya, Angliya, Italiya, Norvegiya, AQSH, Daniya, Germaniya) ob-havo xizmatlari tashkil etildi. 1872-yil 19-yanvarda Rossiyada rasmiy ob-havo xizmatining faoliyati boshlangan kun deb hisoblanadi. Shu kundan boshlab 1849-yilda tashkil etilgan Bosh geofizik observatoriyada (BGO) (hozirgi A.I.Voeykov nomli Bosh geofizik observatoriyasi), kundalik ob-havo ma'lumotnomasi muntazam chiqa boshladi.

1889-yilda M.M.Pomorsevning (1851–1916-yy.) sinoptik meteorologiyadan birinchi qo'llanmasi nashr etildi. Bu davrda Rossiyada M.A.Rikachev (1840–1919), P.I.Braunov (1852–1927), B.I.Sreznevskiy (1857–1934)lar sinoptik meteorologiyaning rivojlanishiga katta hissa qo'shdilar.

Birinchi davrda siklon va antisiklonlarning ko'chishini asosiy qonuniyatlari, ob-havoni oldindan aytib berishning birinchi usullari yaratildi. Ob-havo prognozlarini yer yaqini sinoptik xaritalari yordamida tuzilar edi. Asosiy e'tibor barik tizimlarning tahliliga qaratilgan. Chunki barik maydonlarning qonuniyatlari o'sha davrning takomillashmagan ob-havo xaritalarida ham yaqqol ko'ringan.

Siklonda, asosan, bulutli, yog'in-sochinli ob-havo, antisiklonda esa ko'proq kam bulutli ochiq havoni kuzatilishi aniqlandi.

Ikkinchi davr (1920–1940-yy.) operativ ishlarga atmosfera frontlarining tahlilini kiritish davridir. 1918–1928-yy. V.Berknes rahbarligidagi Bergen sinoptika maktabining olimlari guruhi (V.Berknes, S.Sulberg, T.Berjeron) tomonidan yangi frontologik sinoptikaga asos solindi. Ular troposfera havosi gorizontali bo'yicha bir jinsli emasligini aniqladilar. Troposfera havosi o'ziga xos xususiyatga ega bo'lgan bir nechta mustaqil havoni massalariga ajraladi. Bir havoni massasi ikkinchisidan atmosfera fronti deb ataluvchi ingichka o'tish zonasi bilan ajralib turadi. Front

zonasida meteorologik kattaliklarning, umuman, ob-havoning keskin o'zgarishlari kuzatiladi.

Sobiq Ittifoq olimlari birinchilardan bo'lib (1922-yildan buyon) Bergen sinoptika maktabining ishlarini rivojlantira boshladilar. 1926-yilda A.I.Askinaziyaning frontologik sinoptikaning yangi tushinchalar haqidagi izohlar berilgan broshyurasi nashr etildi. 1980-yildan boshlab ob-havo xaritalarining frontologik tahlili ob-havo xizmatidagi sinoptiklarning amaliy ishlariga chuqur kirib keldi.

Bu davrda atmosfera frontlari va siklonlar nazariyasi yanada rivojlandi, havo massalarining transformatsiyasi ta'limoti (A.I.Askinaziya, S.P.Xromov, A.F.Dyubyuk va boshqalar) ishlab chiqildi. Bugungi kungacha o'z ahamiyatini saqlab qolgan buyuk nazariy tadqiqotlar A.A.Fridman va I.E.Kochin (1901–1941-yy.) tomonidan bajarilgan edi. Yangi sinoptika asoslari S.P.Xromovning «Sinoptik tahlilga kirish» (1934-y.) asarida birinchi marta tizimli ravishda bayon qilindi.

1930-yilda Moskvada ob-havo byurosi ochildi, keyinchalik u Markaziy ob-havo institutiga aylantirilgan. Ob-havo prognozlari yanada aniq, batafsil bo'lib, nisbatan ko'paydi. Aviatsiyaning meteorologik ta'minlanishi, jumladan, ob-havo haqidagi ma'lumotni muntazam ravishda radio orqali aholiga va tashkilotlarga yetkazish keng yo'lga qo'yildi. Ammo atmosfera jarayonlarining o'lchamli fazoda rivojlanishi ma'lum bo'lsa-da, ob-havo prognozlari tuzish uchun hamon yer yaqini sinoptik xaritalari asos bo'lar edi.

Uchinchi davr (1940–1960-yy.) – balandliklardagi ob-havo xaritalarini keng operativ qo'llanilish davridir.

1930-yilda P.A.Molchanov tomonidan radiozondning ixtiro qilinishi sinoptik meteorologiyaning rivojlanishida yangi davrni ochdi. Atmosferaning vertikal tuzilishini bilvosita usullar bilan emas, balki atmosferani radiozondlash natijalari orqali o'rganish imkoniyati yaratildi. Aerologik markaz tarmoqlari tashkil etildi, barik topografiyaning birinchi xaritalarini tuzish boshlandi (1937-y.). Bu yo'nalishning rivojlanishida, barik topografiya usulini operativ ishlar amaliyotiga kiritishda N.L.Taborovskiy, X.P.Pogosyan, V.A.Bugayevlarning, Germaniyada I.R.Sherxagning xizmatlari nihoyatda katta.



Barik topografiya xaritalarini keng operativ qo'llash natijasida atmosfera jarayonlarining sinoptik tahlili haqiqatdan uch o'lchamli bo'ldi. Bu esa nafaqat turli rivojlanish bosqichlaridagi siklon va anti-siklonlarning, havo massalari va frontlarning tuzilishini, balki yuqori frontal zonalar va asosan balandliklardagi ob-havo xaritalari yordamida aniqlangan va o'rganilgan tez havo oqimlari kabi sinoptik obyektlarni ham yanada mukammal o'rganish imkonini yaratdi.

Havo oqimlari maydonining xususiyatlari va barik tizimlarning ko'chishi hamda evolyutsiyasi o'rtasida aloqalar aniqlandi. Regional sinoptika va aviatsion meteorologiya keng rivojlandi. Sinoptik tadqiqotlarning xarakteri o'zgardi. Ular yanada mustahkam nazariyaga asoslandi.

Bu davrda sinoptik va dinamik meteorologiya sohalarida nazariy izlanishlar N.E.Kochin, A.M.Obuxov, I.A.Kibel, A.S.Monin va boshqa bir qator olimlarning ishlarida rivoj topdi.

1940-yilda I.A.Kibelning havo harorati va bosimi lokal o'zgarishlarini operativ hisoblashga bag'ishlangan nazariy asari yaratildi. I.A.Kibelning bu asari va keyingi izlanishlari prognoz sonli (gidrodinamik) usullarining rivojlanishiga turtki bo'ldi.

To'rtinchi davr (1960-yildan boshlab bugungi kungacha) – yo'ldosh meteorologik ma'lumotlaridan foydalanish va operativ ishlarda ob-havoning sonli usullarini keng tatbiq qilish davridir.

60-yillarning oxirida meteorologik kosmik tizimlar tashkil qilindi. Shu vaqtdan beri ularning ma'lumotlari ob-havo xizmatining operativ ishlarida qo'llanilmoqda.

Sutkaning istalgan vaqtida Yer sharining har qanday hududi uchun bulutlilik fotosuratini muntazam ravishda olish yo'lga qo'yildi. Bu esa, ayniqsa, meteorologik ma'lumotlar bilan kam yoritilgan hududlarda, sinoptik tahlilni yanada obyektiv o'tkazish, xavfli tropik siklonlarni o'z vaqtida aniqlash va hokazolar imkonini yaratdi. Montaj qilingan yo'ldosh fotosuratlari bo'yicha u yoki bu sinoptik obyektlarga tegishli turli masshtabdagi bulut tizimlarining xususiyatlari aniqlanadi.

Yo'ldoshlardan meteorologik ma'lumotlar olish imkoniyatlari hali tugamagan. Yaqin kelajakda harorat va namlikning vertikal o'zgarishi

shining ko‘rinishi, yog‘ingarchilik zonalarini aniqlash va h.k. kabi zarur xususiyatlarni ochish ko‘zda tutilmoqda.

1960-yillarda prognoz sonli usullarining rivojlanishi davom etdi. Bunga 40–50-yillarda taklif etilgan mukammallashmagan atmosfera modellaridan voz kechish natijasida erishildi. Elektron hisoblash mashinalarida sonli usullar yordamida hisoblangan prognostik barik topografiya xaritalarining muvaffaqiyatliligi ancha yuqori darajaga yetganligi sababli, 1962-yildan boshlab rasmiy prognostik barik topografiya xaritalari sub‘ektiv xatolardan holi bo‘lgan sonli usullar bo‘yicha hisoblanadi.

Sobiq Ittifoqda N.I.Buleev, G.I.Marchuk, A.M.Obuxov, I.M.Yudin, V.I.Gubin shuningdek, chet elda Fertoft, Charni, Bushbi, Fillips, Shuman kabi olimlarning tadqiqotlari tufayli sonli usullar tez rivojlana boshladi va sezilarli yutuqlarga erishildi. So‘zsiz, bunga elektron hisoblash texnikasi mislsiz rivojlanishi ham sabab bo‘ldi.

Hozirgi vaqtga qadar ham birlamchi, ham ikkilamchi meteorologik ma’lumotlarni olish, yig‘ish, qayta ishlash va uzatish avtomatlashtirilgan tizimlarining rivojlanishi va takomillanishi davom etmoqda.

### **Nazorat savollari**

1. Sinoptik meteorologiya fanining predmetini ta’riflab bering.
2. Sinoptik meteorologiyada tahlilning asosiy usuli nimadan iborat?
3. Sinoptik tahlilning obyektlariga nimalar kiradi?
4. Ob-havo deganda nima tushuniladi?
5. Ob-havo prognozi sinoptik usulining mazmuni nimada?
6. Meteorologik ma’lumot deganda nima tushuniladi?
7. Meteorologik ma’lumot qanday turlarga bo‘linadi?
8. Birlamchi meteorologik ma’lumotga qanday talablar qo‘yiladi?
9. Meteorologik ma’lumotni olishning asosiy tizimlariga nimalar kiradi?
10. Meteorologik stansiyalar tarmog‘ining vazifalari nimada?
11. Aerologik stansiyalarning vazifalari nimadan iborat?
12. Radiolokatsion stansiyalarning vazifalariga nimalar kiradi?
13. Meteorologik kosmik tizim nimadan iborat?
14. Meteorologik kosmik tizim tashkil etuvchilarining vazifalariga nimalar kiradi?

## II BOB

# ATMOSFERA OB-HAVO XARITALARI, AEROLOGIK DIAGRAMMALAR VA VERTIKAL QIRQIMLARNING BIRLAMCHI TAHLILI

---

---

### **2.1. Yer yaqini ob-havo xaritalarini tuzish va ularga ishlov berish**

Ob-havoni oldindan aytib berish maqsadida atmosfera holatini o'rganish uchun maxsus vositalar mavjud. Ular yordamida meteorologik va aerologik stansiyalardan, meteorologik radiolokatsiya stansiyalaridan (MRL) va Yer meteorologik sun'iy yo'ldoshlaridan qabul qilingan birlamchi meteorologik ma'lumotlar (bosim, harorat, namlik, shamol, bulutlar yog'in va h.k.) tahlil uchun qulay ko'rinishga keltiriladi.

Ob-havoni oldindan aytib berish va tahlil qilishning asosiy vositalariga sinoptik xaritalar deb ataluvchi yer yaqini va balandliklar uchun ob-havo xaritalari kiradi.

Tahlilning qo'shimcha vositalariga aerologik diagrammalar, atmosferaning vertikal qirqimlari, bulutlarning fotomontajlari, ekstremal (maksimal yoki minimal) haroratlar va yog'inlar xaritalari va MRL ning kompleks xaritalari kiradi.

Quyida yer yaqini ob-havo xaritalarini tuzish va tahlil qilish sxemasi ko'rib chiqiladi. Meteorologik stansiyalarda kuzatishlar sutkasiga 8 marta (O'GV bo'yicha soat 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 larda) olib borilganligi uchun yer yaqini ob-havo xaritalari ham sutkasiga 8 marta tuziladi. 00, 06, 12 va 18 soatdagi muddatlar asosiy muddatlar hisoblanadi va bu muddatlarda yer yaqini xaritalari katta hudud ( $s=10^7$  km<sup>2</sup>) uchun tuziladi. 03, 09, 15 va 21 soatdagi muddatlar qo'shimcha muddatlar hisoblanadi va yer yaqini xaritalari halqa ob-havo xaritalari deb nomlanib, nisbatan kichik hudud uchun tuziladi.

Yer yaqini xaritalari geografik xarita blanklarida tasvirlanadi, bu blanklarda xalqaro tarmoqqa kiruvchi barcha asosiy meteorologik stansiyalarning joylanishi indekslar orqali ko'rsatiladi. Kuzatish natijalari shifrovkadan chiqarilganidan keyin raqamlar va belgilar yordamida stansiya atrofiga maxsus sxemaga mos holda qat'iy belgilangan tartibda xaritada tasvirlanadi (2.1a-rasmga qarang).

Bu rasmda:  $N$  – bulutlilikning umumiy miqdori (ballda);

$S_n$  – yuqori yarus bulutlarning turi (Si, Ss, Cc);

$S_m$  – o'rta yarus bulutlarning turi (As, Ac) va yomg'irli qatlamdor bulutlar (Ns);

$C_L$  – quyi yarus bulutlarning turi (St, Sc) va vertikal o'suvchan bulutlar (Cu, Cv);

$N_h$  –  $C_L$  turdagi bulutlarning miqdori (kod raqamlarida);

$h$  – bulutlarning quyi chegarasi balandligi (kod raqamlarida);

$S_n T T T$  – havo haroratining ishorasi va o'ndan bir (0,1) aniqlikdagi qiymati (gradusda);

$S_n T_d T_d T_d$  – shudring nuqtasi haroratining ishorasi va o'ndan bir (0,1) aniqlikdagi qiymati (gradusda);

WW – kuzatish muddatidagi ob-havo hodisalari;

VV – gorizontal ko'rinuvchanlik (kod raqamlarida);

RRR – dengiz sathiga keltirilgan o'ndan bir aniqlikdagi (0,1) havo bosimi (gPa da, birinchi 9 yoki 10 raqami tushiriladi);

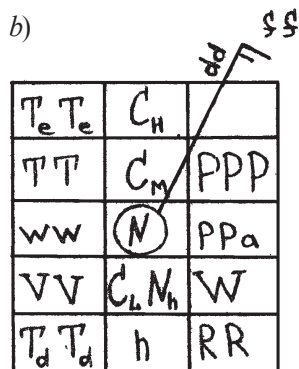
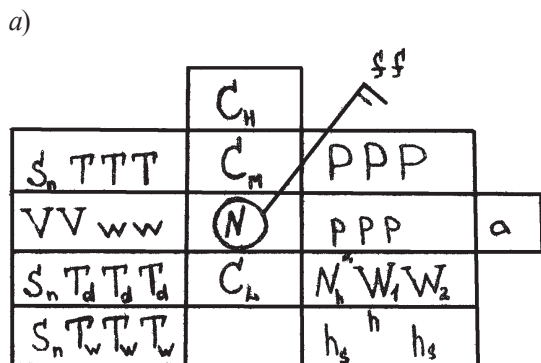
rrr – barik tendensiya (bosimning oxirgi uch soatdagi o'zgarishi) o'ndan bir aniqlikda (gPa da);

a – barik tendensiya xarakteristikasi (bosim o'zgarishining chizig'i);

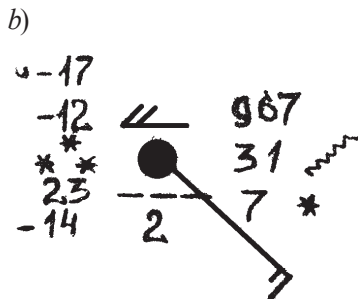
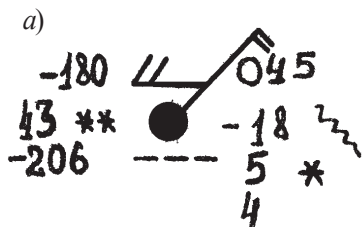
$W_1 W_2$  – bo'lib o'tgan (avvalgi kuzatish muddatidagi) ob-havo hodisalari;

dd, ff – shamolning yo'nalishi va tezligi.

Ob-havo xaritalarga  $N_h$ ,  $h$  va VV kod raqamlarida tushiriladi. 1982-yil 1-yanvargacha ob-havo xaritalariga kuzatish natijalarini tushirishining boshqa sxemasi mavjud edi. Amaliy ishlarda, ayniqsa, ilmiy tadqiqot ishlarida, 1982-yilgacha tuzilgan ob-havo xaritalaridan foydalanishga zaruriyat tug'ilishi mumkin, shu sababli eski sxemani ham o'rganish lozim. U 2.1b-rasmda ko'rsatilgan:



2.1-rasm. Yer yaqini ob-havo xaritasiga meteoma'lumotlarni tushurish sxemasi:  
a) yangisi, b) eskisi.



2.2-rasm. Yangi (a) va eski (b) sxemalar bo'yicha meteoma'lumotlarni ob-havo xaritasiga tushurish namunalari.

Eski sxema yangisidan ko'p farq qilmaydi – farqi quydagida:

$T_E T_E$  – ekstremal harorat (kunduzgi maksimum yoki tungi minimum, gradusda), RR – 12 soat mobaynida yog'ingarchilik miqdori (mm da),  $T_E T_E$ , TT va  $T_d T_d$  kattaliklar  $1^\circ$  aniqlikda beriladi. Kod raqamida faqat  $N_h$  ko'rsatiladi.

Yer yaqini ob-havo xaritalariga belgilar va raqamlar shaklida ko'p miqdordagi meteorologik ma'lumotlar tushiriladi. Tahlil qilinmagan (ishlanmagan) xaritani «o'qish» qiyin. Bunday xaritalardan atmosferadagi jarayonlarning rivojlanishi to'g'risida xulosa chiqarish va ob-havoni oldindan aytib berish amalda mumkin emas. Shuning uchun tahlil

qilinganda birinchi navbatda xaritani ko'rgazmali qilish zarur. Bu masalani hal qilish jarayonida meteorologik kattaliklarning taqsimot qonuniyatlari va sinoptik obyektlarning, ya'ni siklon va antisiklonlar, havo massalari va frontlarning geografik joylashishlari aniqlanadi, shuningdek, avval tuzilgan ob-havo xaritalarining tahlilida va meteoroma'lumotlar tushirilganida xatolar ham yaqqol namoyon bo'ladi. Bu masala xaritani birlamchi tahlili (ishlovi) jarayonida hal qilinadi.

Ikkinchi masala sinoptik obyektlarning tuzilishi, ularning rivojlanishi va harakati, sinoptik jarayonlar rivojlanishining tenedensiyalarini va ob-havo sharoitlarining o'zgarishini aniqlashdan iborat.

Yer yaqini ob-havo xaritalarining birlamchi tahlili (ishlovi) quyidagi amallarni bajarishdan iborat:

1. Izobara chiziqlari o'tkaziladi va ustidan yozib qo'yiladi;
2. Izotendensiya chiziqlari (3 soat mobaynida bosim o'zgarishlari bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi chiziqlar) o'tkaziladi va ustidan yozib qo'yiladi;
3. Yog'ingarchilik va boshqa ob-havo hodisalari aniqlanib, rangli qalamlar bilan ko'rsatiladi;
4. Atmosferadagi front chiziqlari o'tkaziladi.

Izobara chiziqlarini o'tkazish – yer yaqini ob-havo xaritalarining ishlovida eng muhim amallardan biridir. Izobaralar dengiz sathida fazoda bosim taqsimoti qonuniyatlarini hamda siklonlar, antisiklonlar va boshqa barik tizimlarning joylashishini yaqqol tasavvur qilishga yordam beradi. Bu bilan atmosfera sirkulyatsiyasining asosiy mexanizmlari ochiladi.

Izobaralar oddiy qora qalam yordamida har 5 gPa dan uzluksiz tekis ko'rinishdagi chiziqlar bilan o'tkaziladi (5 ga qoldiqsiz bo'linishi kerak, masalan, 995, 1000, 1005 gPa va h.k.). Yirik masshtabdagi qo'shimcha (halqaviy) ob-havo xaritalarda izobaralar har 2,5 gPa dan o'tkaziladi.

Izobaralar chizilganida ikkita qo'shni stansiyalardagi bosim qiymatlari orasida interpolyatsiya bajariladi va shamol tezligi va yo'nalishi hisobga olinadi.

Ob-havo xaritalarini tahlil qilishni tezlashtirish maqsadida izobaralar chizilganida interpolyatsiya tahminan bajariladi.

Bunda albatta, xatoliklar amaliy hisoblashlar uchun zarur bo'lgan aniqlik chegrasidan chiqmasligi kerak. Sinoptikning diqqatini asosiy masalaga jalb etish maqsadida izobaralar ortiqcha egri-bugrisiz chiziqlar bilan o'tkaziladi. Ammo, izobaralarning silliqqlanishi ularning to'g'ri o'tkazilishini iloji boricha buzmasligi kerak. Izobaralarning haddan tashqari silliqqlanishida izobaralarning nisbatan kichik og'ishidan boshlanadigan yangi siklon yoki antisiklonning paydo bo'lishini «ko'rmay» qolish mumkin.

Bosim maydonining uzluksizligi tufayli izobaralar o'zaro kesishmaydilar. Butun Yer shari uchun har qanday izobara yopiq egri chiziqni tashkil qiladi. Biroq chegaralangan hududdagi ko'p izobaralar yopiq bo'lmaydi, ya'ni xaritaning chetlarida uziladi, faqatgina shu hududda joylashgan siklon va antisiklonlardagi izobaralar yopiq bo'ladi.

Xaritalarning ishlovida barcha izobaralarning ustidan to'liq sonli gPa lari yozilishi, yopiq izobaralar esa, boshqa ma'lumotlardan xoliroq bo'lgan biror joyida ko'rsatilishi kerak. Xarita chetlaridagi izobaralar uzilishini bitta to'g'ri chiziq bo'ylab bajarish, yozuvlarni esa bir-birining ostida yozish tavsiya qilinadi. Bu batartiblikni saqlabgina qolmay, biror izobara bosimini tez aniqlashga imkon beradi.

Ob-havo xaritasida har qanday siklonning markazida oddiy qora qalam bilan «P» harfi, antisiklonning markazida «Yu» harfi yoziladi. Bu «past» va «yuqori» bosimni bildiradi.

Siklon yoki antisiklon markazlarini aniqlashda ko'proq ular har 5 gPa o'tkazilgan birinchi yopiq izobaraning markazi bilan ustma-ust degan tahmin bilan chegaralanib qolishadi. Agar markazni aniqroq topish kerak bo'lsa, u holda yana har 2,5 yoki 0,1 gPa dan o'tkazilgan izobaralar chiziladi. Bu izobaralar asosiy izobaralarga nisbatan ingichkaroq chiziqlar bilan o'tkaziladi.

Asosiy ob-havo xaritalarida, odatda, siklon va antisiklonlar markazlarining avvalgi kuzatish muddatidagi joylashishi ko'rsatiladi,

ularning ko'chish trayektoriyalari va kutilayotgan harakat yo'nalishlari aks ettiriladi. Buning uchun, tahlil qilinayotgan ob-havo xaritasiga oldin tuzilgan ob-havo xaritasidan siklon yoki antisiklon markazining joyi ko'chiriladi. Bu markazlar siklon uchun qora doira bilan, antisiklon uchun oq doira bilan ko'rsatiladi. Doirachalarni to'g'ri chiziq bo'laklari bilan tutashtirsak, markazning ko'chish trayektoriyasi kelib chiqadi. Oxirgi bo'lak strelka sifatida chizilib, tahlil qilinayotgan xaritada markaz joyini belgilagan «P» yoki «Yu» harflariga taqaladi. 12 yoki 24 soatdan keyin markazning kutilayotgan ko'chishi uzilishli strelka bilan ko'rsatiladi. U markazdan boshlanib, kutilayotgan ko'chish nuqtasida to'xtatiladi.

Izotendensiyalar har 1 gPa dan oddiy qora qalam bilan uziq chiziqlar yordamida chiziladi. Xaritada xilma-xil izochiziqlar ko'p bo'lgani tufayli izotendensiyalar bosilmasdan ingichka chiziqlar bilan chiziladi. Agar izotendensiyalar haddan tashqari zich joylashgan bo'lsa, ular har 2 gPa dan o'tkazilishi mumkin. Odatda, 0 ga teng bo'lgan izotendensiya ko'rsatilmaydi.

Izotendensiya chiziqlarining ustidan yozib qo'yiladi, manfiy izotendensiyalar «minus» ishora bilan belgilanadi. Bosim pasaygan joyning markazida qizil qalam bilan «T» harfi yoziladi, uning o'ng tomoniga bosim tushishining eng katta qiymati gPa da o'ndan bir aniqlikda yozib qo'yiladi. Bosim ko'tarilgan joyning markazida esa qalam bilan «K» harfi yoziladi va bosim maksimal ko'tarilishining qiymati yozib qo'yiladi.

Ob-havo xaritalarining birlamchi tahlilida bir qator amallar rangli qalamlar yordamida bajariladi. Bu ob-havoning muhim xususiyatlariga diqqatni tortadi. Bu amallar xaritani «ko'tarish» deb ataladi. Burkama yog'inlar zonasi – yashil qalam, tumanlar zonasi – sariq qalam bilan bo'yaladi. Qolgan ob-havo hodisalari shartli belgilar bilan ko'rsatiladi.

Atmosfera frontlarini aniqlash – sinoptik tahlilning eng mas'uliyatli amallaridan biridir. Front chiziqlarini o'tkazishda bir qator alomatlar-dan foydalanishadi.



1. Front chiziqlari ko'proq barik botiqliklarning o'qi bo'ylab o'tadi.

2. Front chizig'i bo'ylab shamolning yaqinlashishi yoki konvergensiya-si kuzatiladi: frontning ikki tomonidagi shamol yo'nalishi vektorlari davom ettirilsa, ular kesishadi. Eng ko'p uchraydigan shamolning yaqinlashish varianti – bu front orqasida front chizig'iga shamolning perpendikulyar, front oldida esa front chizig'iga parallel esishidir.

3. Front chizig'idan o'tilganda havo haroratining keskin o'zgarishi kuzatiladi, tahminan 3–5° va undan ortiq.

4. Barik tendensiya frontning ikki tomonida turlicha bo'ladi. Iliq front oldida, odatda, bosimning yaqqol ifodalangan pasayish joyi, sovuq front orqasida – bosimning ko'tarilish joyi joylashadi; okklyuziya frontning oldida bosimning pasayishi, orqasida esa – bosimning ko'tarilishi kuzatiladi.

5. Front chiziqlari bo'ylab, qaralayotgan front turiga xarakterli bo'lgan, bulutlar tizimlari va yog'in zonalari kuzatiladi. Iliq frontga frontning oldida As, Ns bulutlar tizimi va burkama yog'inlar zonasi xosdir. Sovuq front bo'ylab yomg'irli to'p-to'p (Sb) bulutlar va yog'inlar frontning ikkala tomonida joylashgan bo'ladi, bu yerda burkama va jala yog'inlar kuzatilishi mumkin.

Frontlarning yuqorida ko'rsatilgan alomatlari faqat juda keskin ifodalangan frontlarda aniq va bir vaqtda kuzatiladi. Ko'p hollarda alomatlarning bir qismi uncha aniq ifodalanmagan va umuman mavjud bo'lmasligi mumkin. Shuning uchun frontlar tahlilida komplekslikka, uch o'lchamlikka va davriy ketma-ketlikka rioya qilish muhimdir. Yer yaqini xaritasida iliq front chizig'i qizil qalam bilan, sovuq front chizig'i – ko'k, okklyuziya fronti chizig'i – jigarrang qalam bilan o'tkaziladi. Ikkilamchi frontlar esa mos rangdagi uzuq chiziqlar bilan ko'rsatiladi. Statsionar (kam harakatlanayotgan) frontlar qizil va ko'k rangdagi ikkita chiziqlar bilan chiziladi.

## 2.2. Balanddagi ob-havo xaritalarini tuzish va tahlil qilish

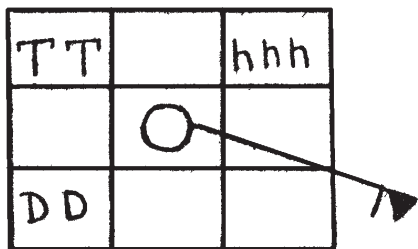
Balanddagi asosiy xaritalarga barik topografiya xaritalari (BT) kiradi. Barik topografiya xaritalari ikki turga bo'linadi:

- mutlaq topografiya (MT) xaritalari;
- nisbiy topografiya (NT) xaritalari.

Mutlaq topografiya xaritalari biror izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan topografiyasini ko'rsatadi. Nisbiy topografiya xaritasida esa ko'rilayotgan izobarik sirtning boshqa biror izobarik sirtga nisbatan topografiyasi ko'rsatiladi. Balanddagi xaritalar atmosferani radiozondlash ma'lumotlari asosida tuziladi. Asosiy kuzatish muddatlari uchun (O'GV bo'yicha 00 va 12 soat) barik topografiya xaritalari katta hudud uchun ( $S > 10^7 \text{ km}^2$ ), qo'shimcha kuzatish muddatlari uchun (O'GV bo'yicha 06 va 18 soat) – nisbatan kichik hudud uchun tuziladi.

Mutlaq va nisbiy topografiya xaritalarida radiozondlash natijalari 2.3-rasmda tasvirlangan sxema bo'yicha tushiriladi.

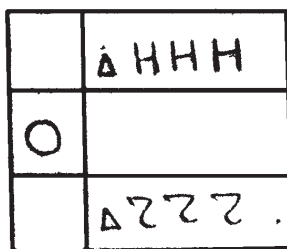
a)



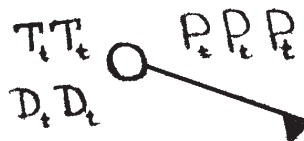
d)



b)



e)



2.3-rasm. Balanddagi xaritaga meteoma'lumotlarni tushirish sxemasi:

a) – MT, b) – NT, d) – MShX, e) – TX.

Bu rasmda: NNN – mutlaq geopotensial (izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan dekametrlarda ko'rsatilgan balandligi); TT – havo harorati (butun graduslarda); DD – shudring nuqtasi haroratining de-fitsiti (kod raqamlarida).

hhh – ko'rilayotgan izobarik sirt va uning ostidagi sirt orasidagi havo qatlamining qalinligi (dekametrlarda).

$\Delta HHH$  – nisbiy geopotensial, ikkita ko'rilayotgan izobarik sirtlar orasidagi havo qatlami qalinligi (dekametrlarda).

$\Delta rrr$  – 12 yoki 24 soatdagi nisbiy geopotensialning o'zgarish qiymati.

dd, ff – shamol yo'nalishi va tezligi, ular oddiy usul bilan ifodalanadi.

Mutlaq topografiya haritalarining ishlovida quyidagi amallar bajariladi:

1. Izogipsalar (ko'rilayotgan izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan bir xil balandliklarini tutashtiruvchi chiziqlar) o'tkaziladi va ustidan yozib chiqiladi. Izogipsalar uzluksiz qora chiziq bilan har 4 gp. dam oraliq bilan chiziladi.

Izogipsalar izobaralardan farqli o'laroq, shamol vektoriga nisbatan qiya emas, balki bu vektorga parallel chiziladi, chunki shamol vektori ishqalanish qatlamidan yuqorida izogipsaga urinma bo'lib yo'nalgan bo'ladi.  $AT_{400}$  va undan yuqoridagi haritalarda izogipsalar har 8 gp. dam oraliqda o'tkaziladi.

2. Balandlikdagi siklonlar va antisiklonlar markazlari aniqlanadi va «P» va «Yu» harflari bilan belgilanadi. Kerakli hollarda, markazning joyini aniqroq ko'rsatish uchun oraliq izogipsalar ingichkaroq chiziqlar bilan o'tkazilishi mumkin.

3. Qizil rangli qalam bilan (ustidan yozilmasdan) har  $2^{\circ}C$  dan izotermalar chiziladi. Iliq joyning markazi «I» harfi bilan (qizil rangda), sovuq joyning markazi esa – «S» harfi bilan (ko'k rangda) belgilanadi.

4. Front chiziqlari faqat  $MT_{850}$  xaritalarida o'tkaziladi, chunki undan balandroq joylashgan xaritalarda frontal va izobarik sirtlarning kesishish zonolari aniq ko'rinmaydi, ayrim hollarda frontal sirtlar balandlikda joylashgan izobarik sirtlarga yetib bormaydi.

$MT_{850}$  xaritalarida front chiziqlari izotermalardan tubdan farq qilishi uchun ular bir xil rangli nashrning shartli belgilari bilan ko'rsatiladi.

Iliq front



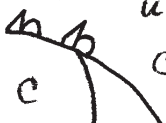
Sovuq front



Statsionar front



Okklyuziya fronti



MT<sub>850</sub> xaritasida, faqatgina shu xaritada front alomatlari orqali topiladigan front chiziqlari o'tkaziladi, ya'ni front chiziqlari yer yaqini xaritasidan MT<sub>850</sub> xaritasiga mexanik ko'chirilmaydi. Ammo bu ikkala xaritalarda front chiziqlarining joylashishi bir-biriga mos kelishi shart. MT<sub>850</sub> xaritasida front izotermalar zich bo'lgan joyning markaziy qismidan izotermalar bo'ylab o'tkaziladi. Front ishorasi (iliq, sovuq, kam harakatlanuvchi) uning yo'nalishiga asoslanib belgilanadi. Front ko'chishining yo'nalishi havo oqimlari yoki izogipsalar yo'nalishidan (shimoliy yarimsharda geopotensialning kichik qiymatlari chap tomonda qolishi kerak) mutlaq topografiya xaritalarining fizikaviy ma'nosiga qarab aniqlanadi.

5. MT<sub>700</sub> xaritalarida izallogipsalar oxirgi 12 yoki 24 soatdagi 700 gPa izobarik sirt geopotensial balandliklarining bir xil o'zgarishlarini tutashtiruvchi chiziqlar o'tkaziladi va ustidan yozib chiqiladi. Izallogipsalar har 4 gp.dam oraliqda qora uzoq chiziqlar bilan bosmasdan chiziladi.

Izotendensiyalarga o'xshab, sirt tushish joyining markazida qizil rang bilan «T» harfi qo'yilib, yoniga maksimal tushish qiymati yoziladi, sirt ko'tarilish joyining markazida esa ko'k rangda «K» harfi qo'yiladi va yoniga maksimal ko'tarilish qiymati yoziladi.

Odatda, nisbiy topografiya xaritalaridan faqat HT<sub>1000</sub><sup>500</sup> xaritasi tuziladi va uning tahlilida (ishlovida) quyidagilar bajariladi:

1. Har 4gp. dam oraliqda qora rangda izogipsalar o'tkaziladi va ustidan yozib qo'yiladi, bu esa quyi 5 km li atmosfera qatlami o'rtacha haroratining har 2°C dan o'tkazilgan izotermalariga ekvivalentdir (nisbiy topografiya xaritalarining fizik ma'nosiga qarang).

2. Nisbiy geopotensialning kichik qiymatlari markazida qora rangda «sovuq» so'zi, geopotensialning katta qiymatlari markazida «iliq» so'zi yoziladi.

3. Yer yaqini xaritasidan rangli qalamlar bilan  $HT_{1000}^{500}$  xaritasiga front chiziqlari ko'chiriladi.

Troposferaning pastki yarmida iliqlik va sovuqlik adveksiyasi zonalari ajratish maqsadida termobarik xarita tuziladi va tahlil qilinadi. Termobarik xaritalar  $HT_{1000}^{500}$  xaritalaridagi izogipsalarni  $MT_{700}$  xaritasiga ustma-ust qo'yilganda hosil bo'ladi.

$HT_{1000}^{500}$  dagi izogipsalar (qizil rangda)  $MT_{700}$  dagi izogipsalar bilan kesishgan joyda harorat adveksiyasi kuzatiladi, ya'ni vaqt o'tishi bilan harorat o'zgarishi ro'y beradi.  $HT_{1000}^{500}$  va  $MT_{700}$  xaritalaridagi izogipsalar bir-biriga parallel bo'lgan joylarda harorat adveksiyasi kuzatilmaydi.

Termobarik xaritalarning ishlovi issiqlik (och qizil rangga bo'yaladi) va sovuqlik adveksiyasi (och ko'k rangga bo'yaladi) zonalari aniqlashdan iborat.

Agar izotermalar ( $HT_{1000}^{500}$  dagi izogipsalar) oqim chiziqlariga ( $AT_{700}$  dagi izogipsalar) nisbatan o'ng tomonga og'sa, u holda bu yerda issiqlik adveksiyasi kuzatiladi.

Agar izotermalar oqim chiziqlariga nisbatan chap tomonga og'sa, u holda bu yerda sovuqlik adveksiyasi ro'y beradi. Izotermalar ( $HT_{1000}^{500}$  dagi izogipsalar) va oqim chiziqlarining ( $MT_{700}$  dagi izogipsalar) yo'nalishi shunday aniqlanadiki, shimoliy yarimsharda sovuq joy («sovuq») va geopotensialning kichik qiymatlari mos holda chap tomonda qolishi kerak.

Biror izobarik sirtidagi va termobarik xaritadagi harorat adveksiyasini farqlay olish lozim. Har qanday mutlaq topografiya xaritasida (masalan,  $MT_{850}$  da) izotermalar o'tkazish va ularni izogipsalar bilan taqqoslash

natijasida issiqlik va sovuqlik adveksiyasi zonalarini ajratish mumkin. Ular faqatgina ko'rilayotgan izobarik sirt yaqinidagi haroratning o'zgarishini ifodalaydi.

Termobarik xaritalarda esa harorat adveksiyasi zonolari 1000 va 500 gPa li izobarik sirtlar orasidagi, ya'ni troposferaning pastki yarmidagi havo o'rtacha haroratining o'zgarishlarini xarakterlaydi.

Balandlik xaritalariga yana maksimal shamol xaritalari (MSHX) va tropopauza xaritalari (TX) kiradi, ular atmosferani radiozondlash ma'lumotlari natijalari asosida tuziladi. MSHX va TXlarga meteo-ma'lumotlar 2.3 *b, e* – rasmlarda ko'rsatilgan sxema bo'yicha tushiriladi. 2.3, *d*-rasmda  $f_m f_m$  va  $d_m d_m$  – maksimal shamolning tezligi (m/s) va yo'nalishi (gradusda),  $P_m P_m P_m$  – maksimal shamol sathidagi bosim (10 gPa da) yoki balandlik (0,1 km da); 2.3e-rasmda tropopauza sathidagi harorat ( $T_t T_t$ ), shudring nuqtasi defitsiti ( $D_t D_t$ ), bosim ( $P_t P_t P_t$ ), shamol tezligi ( $f_t f_t$ ) va yo'nalishi ( $d_t d_t$ ) ko'rsatilgan.

MSHXlarda qora chiziq bilan har 10 m/s da izotaxalar chiziladi (shamol tezligi bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi chiziqlar). Ular izobaralar va izogipsalar kabi ustidan yozib chiqiladi. Shamol tezligining eng katta qiymatlari kuzatiladigan yopiq joyning markazida «maksimal shamolning joyi – MSHJ» deb yozib qo'yiladi.

Shamol tezligining eng katta qiymatlari kuzatilgan nuqtalar yo'g'on chiziq bilan tutashtiriladi va uchida qo'yilgan strelka havo oqimi yo'nalishini ko'rsatadi. Bu yo'g'on chiziq tez havo oqimi o'qiga to'g'ri keladi.

TX da quyidagilarni o'tkazish lozim:

– har 25 gPa dan qora rangli qalam bilan izobaralar o'tkaziladi, ular yer yaqini xaritasidagi izobaralar kabi yozib chiqiladi;

– har 5° dan qizil rangda izotermalar o'tkaziladi va harorat qiymatlari yozib chiqiladi;

Past bosimli joyning markazida «P» harfi, yuqori bosimli joyning markazida «Yu» harfi yoziladi. Iliq joyning markaz qismi qizil rangga, sovuq joyning markaz qismi esa ko'k rangga bo'yaladi. MSHX va TX lar samolyotlarning uchishiga meteo-xizmat ko'rsatishda keng qo'llaniladi.

### 2.3. Geopotensialning barometrik formulasi.

#### Mutlaq va nisbiy topografiya xaritalarining fizik ma'nosi

Barik topografiya xaritalari yordamida turli balandliklardagi atmosfera jarayonlari tahlil qilinadi. Shuning uchun mutlaq va nisbiy topografiya xaritalar tuzilishining prinsipial asoslarini va fizik ma'nosini bilish zarur.

Atmosferadagi jarayonlar Yerning tortish kuchi maydonida ro'y beradi, bu esa geopotensial maydonini hisobga olishga olib keladi.

Yer sharining tortish kuchi maydonida dengiz sathiga nisbatan ko'rilayotgan  $z$  nuqtada (dengiz sathida, odatda, geopotensial nolga teng deb olinadi) birlik massaning potensial energiyasi *geopotensial*  $F$  deb ataladi:

$$\Phi = gz. \quad (2.1)$$

Odatda, amaliy hisoblashlarda, bir nuqtadan ( $z_1$ ) ikkinchisiga ( $z_2$ ) ko'chishdagi geopotensial o'zgarishidan foydalaniladi:

$$d\Phi = g dz. \quad (2.2)$$

(2.1) va (2.2) formulalarda massa aniq formada yozilmagan bo'lsa-da (bu yerda  $u$  1 ga teng), geopotensial va uning o'zgarishi energetik xususiyatlarni ifodalaydi.

Atmosfera statikasi tenglamasi

$$dP = -\rho dz \quad (2.3)$$

ga holat tenglamasi

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (2.4)$$

dan zichlik ifodasini kiritamiz. (2.2) formuladan foydalanib, quyidagini yozish mumkin:

$$dP = -\frac{P}{RT} d\Phi, \quad d\Phi = -\frac{RT}{P} dP. \quad (2.5)$$

(2.5) formulani integrallaymiz:

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = - \int_{P_1}^{P_2} RT \ln P. \quad (2.6)$$

Agar (2.6) dagi balandlik bilan o'zgaruvchan  $T$  haroratni  $R_1$  va  $R_2$  izobarik sirtlar orasida joylashgan havo qatlami o'rtacha harorati ( $\bar{T}$ )ga almashtirsak, (2.6) ning o'ng tomoni oson integrallanadi:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = -R\bar{T} \ln \frac{P_1}{P_2}. \quad (2.7)$$

Balandlikka ko'tarilgan sari bosimning pasayishi munosabati bilan  $P_2 < P_1$  va  $\ln \frac{P_2}{P_1} < 0$ , unda

$$\Phi_2 - \Phi_1 = R\bar{T} \ln \frac{P_1}{P_2} \quad (2.8)$$

bo'lganidan foydalanib, (2.8) ni hisoblash uchun qulay holatga keltiramiz. (2.8) da  $\ln \frac{P_1}{P_2} = 2,3 \lg \frac{P_1}{P_2}$  va  $R = 287 \text{ m}^2 \cdot \text{c}^{-2} \cdot \text{grad}^{-1}$  ni qo'yib, tenglamaning ikkala tomonini 9,8 ga bo'lamiz.

Geopotensialning hosil qilingan ifodalarini  $H_2$  va  $H_1$  orqali belgilaymiz, ularning qiymatlari  $Z_2$  va  $Z_1$  ga teng bo'ladi:

$$H_2 - H_1 = 67,4 \lg \frac{P_1}{P_2} \bar{T}. \quad (2.9)$$

Bu formula geopotensialning barometrik formulasi deyiladi. Geopotensialning o'lchov birliklari geopotensial metrlarda ifodalanadi (gp.m). Unga muvofiq, ixtiyoriy ikki izobarik sirt ( $R_1$  va  $R_2$ ) orasidagi qatlamning qalinligi ( $H_1^2 = H_2 - H_1$ ) shu ikki izobarik sirtlarning orasidagi havoning o'rtacha haroratiga ( $\bar{T}$ )ga bog'liq. O'rtacha haroratni ( $\bar{T}$ ) bilib, bir izobarik sirtni ( $R_2$ ) ikkinchi izobarik sirtga ( $R_1$ ) nisbatan topografiyasi ( $H_2 - H_1$ )ni topish mumkin, ya'ni (2.9) formula yordamida nisbiy topografiya xaritalarni hisoblash mumkin.



Har qanday juft izobarik sirtlar uchun  $\bar{T}$  oldida turgan « $K_1^2$ » koeffitsient o'zgarimas kattalikdir. Shuningdek,  $HT_{1000}^{500}$  xaritasida geopotensialni hisoblash uchun  $K_1^2 = 20,3$  ni e'tiborga olsak:

$$H_{1000}^{500} = H_{500} - H_{1000} \approx 20\bar{T}. \quad (2.10)$$

(2.10) dan ko'rinib turibdiki,  $HT_{1000}^{500}$  xaritalarida har 4 gp.dam (40gp.m.) dan o'tkazilgan izogipsalar har  $2^\circ$  dan o'tkazilgan havoning o'rtacha harorati izotermalariga teng kuchlidir. (2.9) ga asosan, har qanday nisbiy topografiya xaritasida izogipsalar havoning o'rtacha harorati izotermalariga mos keladi.  $R_1$  va  $R_2$  izobarik sirtlar orasidagi havoning o'rtacha harorati qancha katta bo'lsa, nisbiy geopotensialning ( $\Delta H = H_2 - H_1$ ) qiymati ham shuncha katta bo'ladi. Shuning uchun nisbiy topografiya xaritalarning tahlilida geopotensial qiymati kichik bo'lgan joyning markazida «sovuq» so'zi, geopotensial qiymati katta bo'lgan joyning markazida «iliq» so'zi yoziladi, izogipsalarning zich zonasi esa iliq havo massasini sovuq havo massasidan ajratadigan frontal zonaga mos keladi. Termobarik xaritada  $MT_{700}$  xaritasiga ko'chirilgan  $HT_{1000}^{500}$  xaritaning izogipsalari qizil rangda chiziladi va troposferaning pastki yarmi o'rtacha haroratlari izotermalari sifatida ko'riladi.

Atmosfera bosimining maydoni ikki xil yo'l bilan grafik usulda tasvirlanishi mumkin:

- o'zgarimas sathdagi izobaralar yordamida;
- dengiz sathiga nisbatan ko'rilayotgan izobarik sirtning bir xil balandliklarini tutashtiruvchi chiziq bo'lgan izogipsalar yordamida.

Birinchi usulga misol sifatida yer yaqini xaritasi olinishi mumkin. U yerda izobaralar dengiz sathiga nisbatan olingan bosimning bir xil qiymatlarini tutashtiruvchi chiziqni ifodalaydi.

Barcha mutlaq topografiya xaritalari bosim maydonini grafik tasvirlashning ikkinchi usulini ifodalaydi. Rasman ixtiyoriy mutlaq topografiya xaritalarining izogipsalari ko'rilayotgan izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan balandligini ko'rsatsa ham, ular shu sirt yaqinidagi o'zgarimas sathning ( $N$ ) atmosfera bosimi maydonini aks ettiradi.

$M$  punkti ustida  $R_4$  izobarik sirtning balandligi  $N_m$ ,  $K$  punkti ustida –  $N_k$  bo‘lsin ( $N_k > N_m$ ).  $R_4$  izobarik sirt yaqinidagi  $N_4$  sathda bosimning taqsimoti geopotensial taqsimotiga mos kelishini, ya’ni  $R_k > R_m$  ekanligini isbotlaylik (2.4-rasm).

2.4-rasmdan ko‘rinib turibdiki,  $N_4$  sathda  $K$  punkti ustidagi bosim ( $R_k$ )  $R_4$  dan katta, chunki  $N_4$  sathi  $R_4$  izobarik sirdan pastroq joylashgan.  $M$  punkti ustida  $N_4$  sathi  $R_4$  izobarik sirdan balandroq joylashgani tufayli,  $N_4$  sathida  $R_m$  bosim  $R_4$  dan kichik. Bu yerdan  $R_k > R_m$  bo‘lib chiqadi. Bu ikkala punktlar orasidagi bosimning farqi ( $R_m - R_k$ ) geopotensial farqi ( $N_k - N_m$ ) ga to‘g‘ri keladi:

$$R_k = R_4 + v(N_k - N_4), \quad (2.11)$$

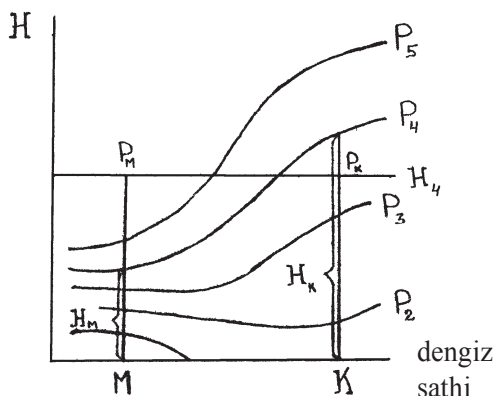
$$R_m = R_4 - v(N_4 - N_m), \quad (2.12)$$

$$R_k - R_m = v(N_k - N_m). \quad (2.13)$$

Bu yerda:  $v$  –  $N_4$  sathdagi barik pog‘ona qiymatining kattaligi.

Shunday qilib, ixtiyoriy mutlaq topografiya xaritasidagi geopotensial maydoni ko‘rilayotgan izobarik sirtga yaqin joylashgan sathdagi bosim maydoniga mos keladi. Shuning uchun ham mutlaq topografiya xaritalarida bosim xaritalaridagidek, barik relyef formalari uchrab turadi.

Mutlaq topografiya xaritalarining yana bir muhim fizik xususiyati – izogipsalarning oqim chiziqlariga mos tushishidir.



2.4-rasm. Geopotensial ( $N$ ) taqsimotining bosim ( $R$ ) taqsimotiga mosligi.

Erkin atmosferada (ishqalanish qatlamidan yuqorida) havo zar-rachasiga ta'sir etadigan kuchlar va uning harakat yo'nalishini ko'raylik. Asosiy harakatlantiruvchi kuch – bu barik gradiyent kuchidir ( $\vec{G}$ ). U doimo izobaralarga perpendikulyar bo'ylab bosim past bo'lgan tomonga yo'nalgan bo'ladi. Bu kuch ta'sirida zarracha shu yo'nalishda ko'cha boshlaydi, lekin harakat boshlanishi bilan zarrachaga ikkinchi kuch (Koriolis kuchi) ta'sir eta boshlaydi. Koriolis kuchi ( $A=2\vec{V}*\vec{\omega}$ ) shimoliy yarimsharda doimo shamol vektoriga nisbatan perpendikulyar bo'ylab o'ng tomonga yo'nalgan bo'ladi. Koriolis kuchi ta'sirida zarracha o'ng-ga burila boshlaydi. Shamol vektori yo'nalishining o'zgarishi Koriolis kuchi ( $\vec{A}$ ) barik gradiyent kuchiga ( $\vec{G}$ ) tenglashgunga qadar davom etadi. Turg'unlashgan harakatda  $\vec{G}$  va  $\vec{A}$  kuchlar bir-biriga teng bo'lib qarama-qarshi yo'nalgan bo'ladi. Shamol vektori  $\vec{V}$  izobara bo'y-lab yo'naladi va shimoliy yarimsharda past bosimli soha harakat yo'nalishidan chap tomonda qoladi.

Asosiy harakatlantiruvchi kuch ( $\vec{G}$ ) qancha katta bo'lsa, ya'ni izo-baralar qancha zich bo'lsa, shamol tezligi shuncha katta bo'ladi.

Shunday qilib, erkin atmosferada izobaralar oqim chiziqlariga teng kuchli.

Yuqorida ko'rsatilganidek, mutlaq topografiya xaritalaridagi izo-gipsalar ko'rilayotgan izobarik sirt yaqinida o'zgarmas sathdagi izoba-ralarga mos tushganligi bilan, mutlaq topografiya xaritalaridagi izo-gipsalar oqim chiziqlari bilan teng kuchlidir. Demak, mutlaq topogra-fiya xaritalaridagi izogipsalar maydonidan ixtiyoriy nuqtada oqim tezligi va yo'nalishini aniqlash mumkin.

Shamol tezligini aniqlash geostrofik shamol tezligi formulasi asosida qurilgan gradiyent chizg'ich yordamida o'tkaziladi:

$$V_g = \frac{5.4}{\sin \varphi} \frac{dP}{dn}. \quad (2.14)$$

Oqimlar yo'nalishi quyidagicha aniqlanadi: shimoliy yarimsharda shamol izogipsalar bo'ylab esadi va geopotensialning kichik qiymatlari harakat yo'nalishidan chap tomonda qolishi kerak.

## 2.4. Aerologik diagrammalarni tuzish va ularga ishlov berish

Turli balandliklardagi atmosfera jarayonlarini to'liq o'rganish uchun barik topografiya xaritalari yetarli emas, chunki mutlaq topografiya xaritalari asosiy izobarik sirtlar uchun (850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 gPa) tuziladi, ular esa bir-biridan bir necha kilometr gacha uzoqlashgan.

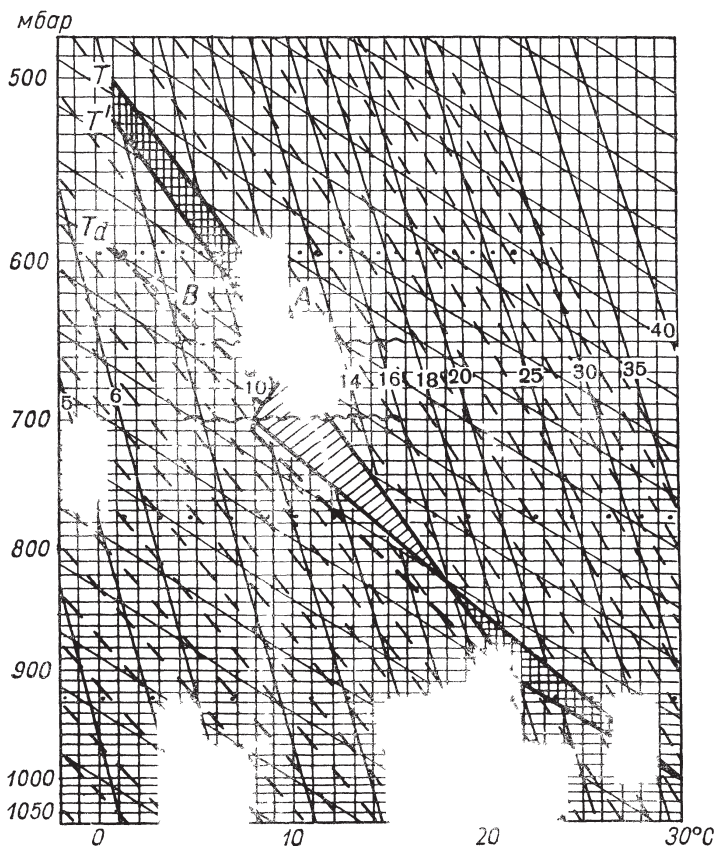
Shu maqsadda aerologik diagrammalar (AD) tuziladi va tahlil qilinadi. Adiabatik diagrammalar aerologik diagrammalar deb ham ataladi. Ular atmosferani zondlash ma'lumotlarini qayta ishlash, atmosferaning stratifikatsiya sharoitlarini aniqlashga va boshqa masalalarni yechishga mo'ljallangan.

Bir-biridan asosiy izochiziqlari bilan farq qiluvchi, turli xil AD lar mavjud. Ulardan eng ko'p qo'llaniladiganlari quyidagilar:

1. Refsdal emagrammasi ( $X=T, Y=-RT \ln P$ ).
2. Shou tefigrammasi ( $X=T, y=\varphi$ ).
3. Refsdal aerogrammasi ( $X=\ln T, Y=-RT \ln P$ ).
4. Rossbigramma ( $X=S, Y=\theta$ ).
5. Shtyuvegramma ( $X=T, Y=P^{\frac{AR}{C_p}}$ ).
6. Layxtman zondogrammasi ( $X=\ln T, Y=T\varphi$ ).

Bu yerda  $T$  – harorat,  $R$  – bosim,  $\varphi$  – entropiya,  $S$  – solishtirma namlikka yaqin bo'lgan aralashma nisbati,  $\theta$  – potensial harorat,  $R$  – gaz doimiysi,  $S_r$  – bosim o'zgarish bo'lganida havoning solishtirma issiqlik sig'imi,  $A$  – ishning issiqlik (termik) ekvivalenti.

Butunjahon meteorologik tashkiloti (BJMT) tavsiyasiga muvofiq, MDH da hozirgi kunda AD ning  $X=T, Y=R^{0,288}$  koordinatali uchta blanki qo'llaniladi. Ikkita AD blankalari egri chizikli koordinatalar tizimida chizilib, atmosferaning 1050 dan 100 gPa gacha bo'lgan qatlamida haroratning vertikal bo'yicha o'zgarishini tahlil qilish uchun mo'ljallangan. Bittasida haroratning o'zgarishi 40°C dan -25°C gacha bo'lib, bu aerologik diagramma (ADKT) yilning iliq davrida ishlatiladi. Ikkinchisida esa haroratning o'zgarishi 10°C dan -55°C gacha va bu AD yilning sovuq davrida ishlatiladi (ADKX) (2.5-rasm).

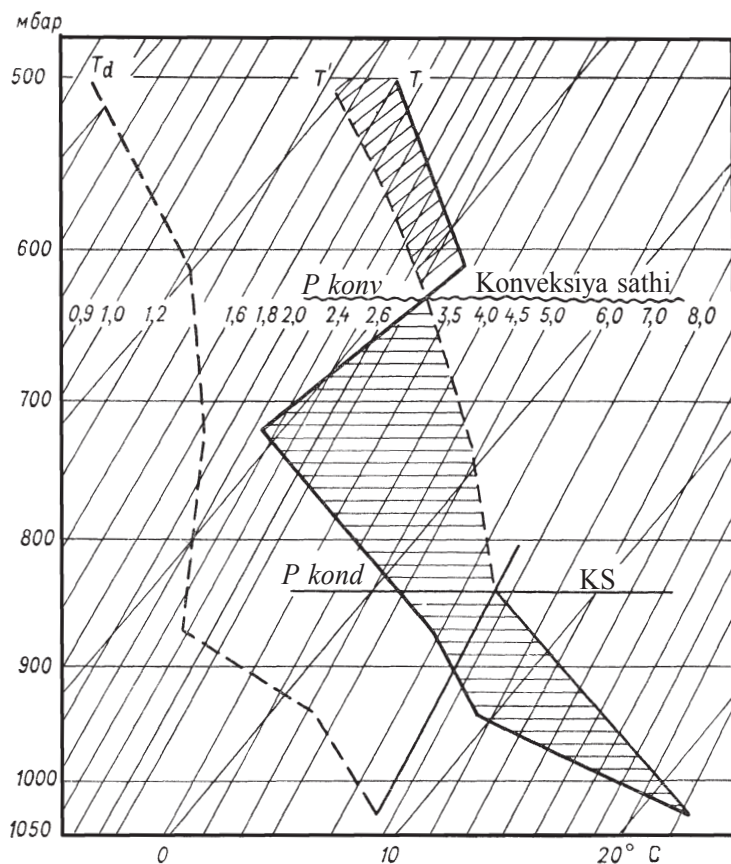


2.5-rasm. ADKT aerologik diagrammasining bir bo'lagi.

Bu AD blankalarida quyidagi izochiziqlar chizilgan:

- izobaralar – jigarrang gorizontal to'g'ri chiziqlar;
- izotermalar – izobaralarga nisbatan  $50^\circ$  burchak ostida o'ng tomonga og'gan jigarrang to'g'ri chiziqlar;
- izogrammalar (qiymatlari bir xil bo'lgan aralashma nisbati chiziqlari) – o'ng tomonga og'gan yashil rangdagi uzluksiz to'g'ri chiziqlar;
- quruq adiabatlar (potensial haroratning qiymatlari bir xil bo'lgan chiziqlar) – chap tomonga og'gan jigarrang to'g'ri chiziqlar;
- nam adiabatlar (pseudopotensial haroratning qiymatlari bir xil bo'lgan chiziqlar) – yashil uzuq chiziqlar.

Bundan tashqari, AD blankalarida quyidagi o'qlar tushirilgan: haroratga virtual qo'shimcha, asosiy izobarik sirtlar orasidagi masofa, noturg'unlik energiyasi, standart atmosfera balandliklari (SA-64) va standart atmosfera uchun haroratning stratifikatsiya (vertikal bo'yicha o'zgarishi) chizig'i. Bu ikkita asosiy diagrammalar radiozondlash ma'lumotlarining termodinamik tahlilida yilning istalgan faslida 1050-10 gPa li qatlam tahliliga mo'ljallangan to'g'ri burchakli koordinata tizimida (ADP) tuzilgan AD larga nisbatan aniqroq ko'rsatkichlarga erishish imkoniyatini beradi (2.6-rasm). ADP blankasida harorat diapazoni 40°C dan -80°C gacha.



2.6-rasm. ADP aerologik diagrammasining bir bo'lagi.

AD ma'lum punkt uchun radiozondlash ma'lumotlari asosida tuziladi. Bunda AD blankasida quyidagi chiziqlar o'tkaziladi:

1) Stratifikatsiya egri chizig'i – balandlik bo'yicha havo harorati o'zgarishining egri chizig'i (qizil rangli qalam bilan o'tkaziladi).

2) Depegramma – balandlik bo'yicha shudring nuqtasi harorati o'zgarishining egri chizig'i (uzuq qora chiziqdan iborat).

3) Holat egri chizig'i – ko'tarilayotgan zarracha harorati o'zgarishini ko'rsatadi. U yer yaqinidagi haroratni xarakterlaydigan nuqtadan boshlanib, quruq adiabat bo'yicha, yer yaqinidagi shudring nuqtasi haroratidan o'tgan izogramma bilan kesishgan joygacha o'tkaziladi. Bu balandlikda kondensatsiya sathi (KS) joylashgan bo'ladi. Kondensatsiya sathidan yuqorida holat egri chizig'i nam adiabat bo'yicha o'tkaziladi. Zaruriyat tug'ilganida avvalgi kuzatish muddatidagi stratifikatsiya chizig'i uzuq qizil chiziq bilan o'tkaziladi.

Shu yo'l bilan tuzilgan AD ishlanadi yoki tahlil qilinadi.

1. Harorat inversiyasi qatlamlari, ya'ni haroratning balandlik bo'yicha ortgan qatlamlari ajratiladi. Inversiya qatlamining quyi va yuqori chegaralari gorizontaal chiziqlar bilan ajratiladi va ularning oralig'i sariq rangga bo'yaladi. Harorat inversiyasi qatlamining «chuqurligi» (quyi va yuqori chegaralardagi haroratlar ayirmasi,  $DT = T_2 - T_1$ ) va «qalinligi» (qatlamning qalinligi  $Dh = h_2 - h_1$ ) aniqlanadi. Hisoblangan kattaliklar  $DT$  va  $Dh$  oddiy qora qalam bilan inversiya qatlamining ichiga yozib qo'yiladi.

2. Tropopauzadan balandroq joylashgan stratosferada harorat inversiyasi qatlami sariq rangga bo'yaladi.

3. Tropopauza jigarrang gorizontaal chiziq bilan ajratiladi. Tropopauzadan yuqorida haroratning vertikal gradiyenti  $0,2^\circ/100$  m dan kichik yoki 2 km va undan qalinroq qatlamda manfiy bo'lishi kerak.

4. Rangli qalamlar bilan front qatlamlari ajratiladi (iliq front – qizil, sovuq – ko'k). Bu qatlamlarda haroratning vertikal gradiyenti keskin kamayishi yoki inversion xarakterga ega bo'lishi kerak.

Ba'zida haroratning frontal inversiyasini ko'tarilgan cho'kish inversiyasidan farq qilish qiyin bo'lib qoladi. Bunday hollarda namlikni

tahlil qilish yordam beradi. Frontal inversiyasida shudring nuqtasi haroratining defitsiti kamayadi (stratifikatsiya egri chizig'i shudring nuqtasi egri chizig'iga yaqinlashadi), cho'kish inversiyalarida, aksincha, defitsit ortadi (egri chiziqlar o'zaro uzoqlashadi).

5. Bulutlarning quyi va yuqori chegaralari to'liqsimon ko'k chiziqlar bilan ajratiladi. Bulut qiymatlari siyrak og'ma chiziqlar bilan chiziladi va bulutlarning qisqartirilgan nomlari qo'yiladi (Ns, As, Sc, Cb va h.k.). Bulut qatlamlari chegaralarida shudring nuqtasi haroratining defitsiti keskin o'zgaradi, lekin ba'zida chegaralarni qat'iy aniqlashning imkoni bo'lmaydi. Bunday hollarda yer yaqini ob-havo xaritalaridan yoki boshqa qo'shimcha ma'lumotlardan foydalanish kerak.

6. Agar bulutlardan yog'inlarning yoqqani ma'lum bo'lsa, ular AD va bulutlarning quyi chegarasidan chiqqan vertikal yashil chiziqlar bilan belgilanadi.

7. Atmosferaning turg'unligi – muhim xarakteristikalaridan biri hisoblanadi. U stratifikatsiya va holat egri chiziqlarini o'zaro taqqoslash yo'li bilan aniqlanadi. Stratifikatsiya egri chizig'i holat egri chizig'iga nisbatan o'ng tomonga og'gan bo'lsa, atmosfera qatlami turg'un deb hisoblanadi va egri chiziqlar orasidagi yuza ko'k rangga bo'yaladi. Stratifikatsiya egri chizig'i holat egri chizig'iga nisbatan chap tomonga og'gan bo'lsa, qatlam noturg'un stratifikatsiyalangan bo'ladi va qizil rangga bo'yaladi.

8. Noturg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlamining yuqori chegarasi, ya'ni stratifikatsiya va holat egri chiziqlari kesishgan joy konveksiya sathi deyiladi. Konveksiya sathi to'liqsimon qizil chiziq va uning ustiga «konveksiya sathi» so'zni yozish bilan belgilanadi.

9. AD larda kondensatsiya sathi ko'k gorizontaal chiziq bilan belgilanadi va yoniga «KS» harflari yoziladi.

Aerologik diagramma yordamida quyidagi bir qator amaliy masalalar yechilishi mumkin:

1. Ixtiyoriy balandlikda aralashma nisbati ( $q$ ) yoki solishtirma namlik ( $S$ ) kattaliklarini aniqlash. Bu kattaliklar  $R_z$  izobara va shudring nuqtasi harorati egri chiziqlari o'zaro kesishgan nuqtadan o'tuvchi izogrammadan topiladi.



2. Ushbu sathda berilgan haroratda solishtirma namlikning maksimal qiymati ( $q_{max}$ ) stratifikatsiya egri chizig'i va  $R$  izobarasi o'zaro kesishgan nuqtadan o'tgan izogrammadan topiladi.

3.  $R_z$  sathdagi nisbiy namlik quyidagi formula yordamida aniqlanadi:

$$f = - \frac{q}{q_{max}} \times 100\%,$$

yoki  $R_z$  sathdagi  $T$  va  $T_d$  kattaliklarni topib, psixrometrik jadval yordamida  $f$  ning qiymati aniqlanadi.

4. Potensial harorat ( $\theta$ )ni bevosita  $A$  nuqtadan  $\theta = \text{const}$  izochiziqlar o'tgan quruq adiabatlar orasidan interpolyatsiya yo'li bilan aniqlash mumkin.

Shuningdek,  $A$  nuqtadan quruq adiabata bo'ylab 1000 gPa izobaragacha ko'chib, shu yerda harorat o'qida  $\theta$  ni aniqlash mumkin.

5. Aerologik diagrammalar yordamida asosiy izobarik sirtlarning balandliklari, ularning orasidagi masofa va asosiy izobarik sirtlar orasidagi havoning o'rtacha haroratini ham hisoblash mumkin.

## **2.5. Atmosferaning vertikal qirqimini tuzish va tahlil qilish**

Samolyotlarning uchishiga meteorologik xizmat ko'rsatish va ilmiy tadqiqot ishlarida atmosferaning holatini o'rganishi vositalaridan biri – atmosferaning vertikal qirqimlari keng qo'llaniladi.

Atmosferaning vertikal qirqimlari ikki turga bo'linadi: fazo va vaqt bo'yicha qirqimlar.

Atmosferaning fazoviy vertikal qirqimi deb, ma'lum vaqtda  $xOz$  tekisligidagi atmosferaning xususiyatlarini xarakterlovchi grafikka aytiladi. Bu yerda  $x$  o'qining yo'nalishi ixtiyoriy bo'lishi mumkin. Havo yo'li (trassa) bo'yicha ob-havoni oldindan aytib berishning grafik yordamida tasvirlanishi fazoviy qirqimlarning bir turidir.

Vaqtga bog'liq bo'lgan yoki seriyali qirqimlar deb, ma'lum bir punkt ustidagi turli balandliklarda ketma-ket vaqt oraliqlaridagi atmosfera

xususiyatlarini xarakterlovchi grafikka aytiladi. Termoizopletalar (haroratning turli balandliklardagi vaqt bo'yicha o'zgarishi) grafigi vaqt bo'yicha qirqimlarning bir turidir.

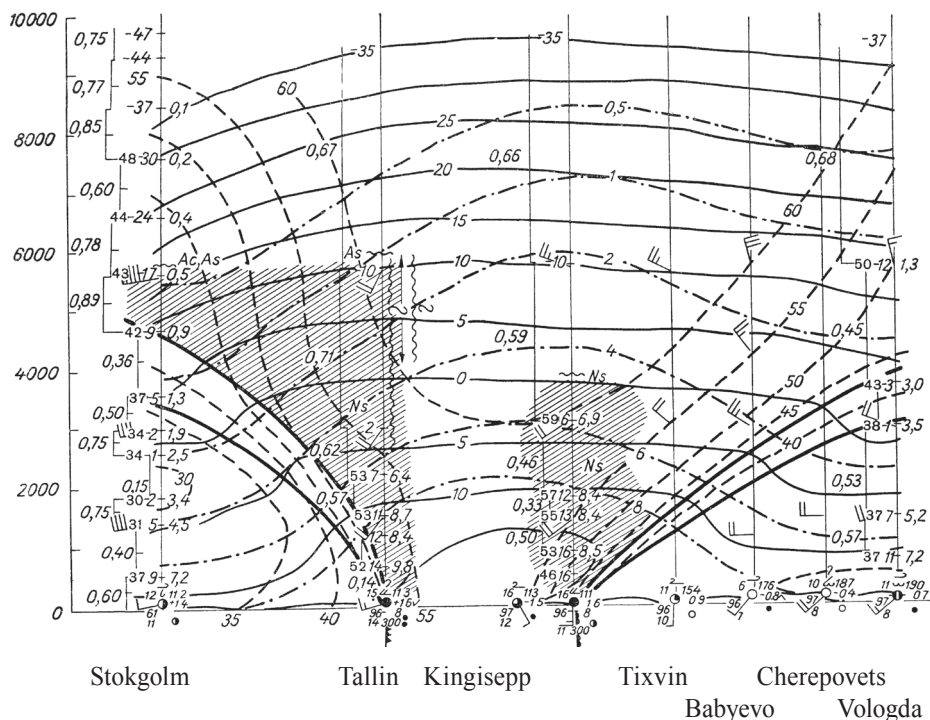
Vertikal qirqimlar ko'pincha ilmiy-tadqiqot maqsadlarida atmosfera frontlari, siklonlar, antisiklonlar, tez havo oqimlari va boshqalarni o'rganish uchun tuziladi.

### 2.5.1. Fazoviy qirqimlar

Qirqimlarning yo'nalishi ko'rilayotgan vazifaga qarab (ko'proq, front chizig'iga perpendikulyar holda) tanlanadi, aviatsiyaga meteorologik xizmat ko'rsatishda esa aviatrassa bo'ylab yo'naladi.

Maxsus blankda yoki millimetrlangan qog'ozda  $x$  o'qi bo'ylab oraliq masofa 1 sm : 50 km,  $z$  o'qi bo'ylab balandlik 1 sm : 0,5 km masshtabda belgilanib, gorizont tomonlari ko'rsatiladi, (chapda – g'arb ( $G'$ ), o'ngda – sharq ( $Sha$ ), shuningdek, shimol ( $Sh$ ) va janub ( $J$ ), janubiy-g'arb ( $JG'$ ), shimoliy-sharq ( $ShSha$ ) va h.k.) (2.7-rasm).

Yo'nalish tanlangandan so'ng, qirqimning boshlang'ich va oxirgi punktlari ( $N$  va  $K$ ) aniqlanadi va ular har bir mutlaq topografiya xaritasida aniqlanib, bir-biri bilan tutashtiriladi ( $NK$  bo'lagi). Bo'lak o'tkazilayotganida radiozondlash punktlarining joylashishini hisobga olgan holda, tanlangan yo'nalishdan biroz chetlanishga ruxsat beriladi (radiozondlash punktlari to'g'ri chiziqdan  $\pm 100$  km dan uzoq bo'lmagan masofada bo'lishi kerak, radiozondlash tarmog'i siyrak bo'lsa,  $\pm 300$  km dan oshmasligi kerak). Qirqim tuzilayotganida har bir radiozondlash punkti  $NK$  bo'lakka proeksiyalanadi (perpendikulyar ko'tariladi) va xaritaning masshtabi hisobga olingan holda boshlang'ich punktdan ( $N$ ) qolgan radiozondlash punktlarining proeksiyasigacha masofa aniqlanadi. Aniqlangan masofalar  $x$  o'qi bo'ylab  $N$  punktdan boshlab (koordinatalar boshi) vertikal qirqimga tushuriladi. Har bir radiozondlash punktida perpendikulyar o'tkaziladi (vertikal chiziq) va uning atrofida turli balandliklardagi radiozondlash ma'lumotlari yozib boriladi. Ushbu chiziqning o'ng tomonida geopotensial (gp.m. da) yoki bosim (gPa da), chapda – harorat ( $^{\circ}C$  da) qo'yiladi. Shamol esa oddiy usul bilan, yer



2.7-rasm. 1951-yil 15-sentabr 06 soatdagi atomosferaning fazoviy qirqimi.

yaqini yoki mutlaq topografiya xaritalaridagi kabi belgilanadi. Qirqim chizig'i bo'ylab, ya'ni  $x$  o'qi bo'yicha, mahalliy relyefni xarakterlaydigan chiziq o'tkaziladi.  $x$  o'qining ostiga qirqim chizig'i bo'ylab joylashgan meteostansiyalardagi ma'lumotlar yoziladi.

Agar atmosferaning vertikal qirqimi aviatrassa bo'ylab qurilsa, u holda reys bajarayotgan samolyotlardan olingan ob-havo ma'lumotlari ham vertikal qirqimga kiritiladi.

Vertikal qirqimlarga ishlov berishda quyidagi amallar bajariladi:

1) Qora qalam bilan har  $10^{\circ}\text{C}$  da, tropopauza yaqinida har  $5^{\circ}\text{C}$  da, izotermalar o'tkaziladi;

2) Yashil qalam bilan har 40 km/soat (yoki har 10 m/s) oraliqda izotaxalar (shamolning tezligi bir xil bo'lgan chiziqlar) o'tkaziladi. Shamol tezligi eng katta bo'lgan joyda uning maksimal qiymati yoziladi;

3) Jigarrang qalam bilan stratosferadagi inversiya, izotermiya yoki haroratning kichik gradiyentlari ( $0,2^\circ/100$  m dan kam) qatlamlarining quyi chegarasi bo'ylab tropopauza chizig'i o'tkaziladi;

4) Front turiga qarab rangli qalamlar bilan frontal qatlamning quyi va yuqori chegaralari belgilanadi. Frontning gorizontga nisbatan  $45^\circ$  og'ishi  $\text{tg}\alpha=0,01$  ga to'g'ri keladi, ya'ni frontal sirtning gorizontga og'ishi  $\alpha=0^\circ34''$ ga teng bo'ladi ( $0,5^\circ$  dan biroz katta);

5) Sariq qalam bilan harorat inversiyasi qatlamining quyi va yuqori chegaralari belgilanadi;

6) Bulutlar qatlamlari ko'k chiziqlar bilan chegaralanib, ko'k rangga bo'yaladi;

7) Yog'in zonolari vertikal yashil chiziqlar bilan belgilanadi;

8) Tumanlar zonasi sariq rangga bo'yaladi;

9) Samolyotlarni muz qoplashi qatlami qizil rangli  $\Psi$  belgi bilan ajratiladi, bu belgidan yuqoriga va pastga strelkalar chiqarilib, qatlam qalinligi ko'rsatiladi;

10) Xuddi shunga o'xshash silkinish qatlami  $\Lambda$  belgi bilan belgilanadi.

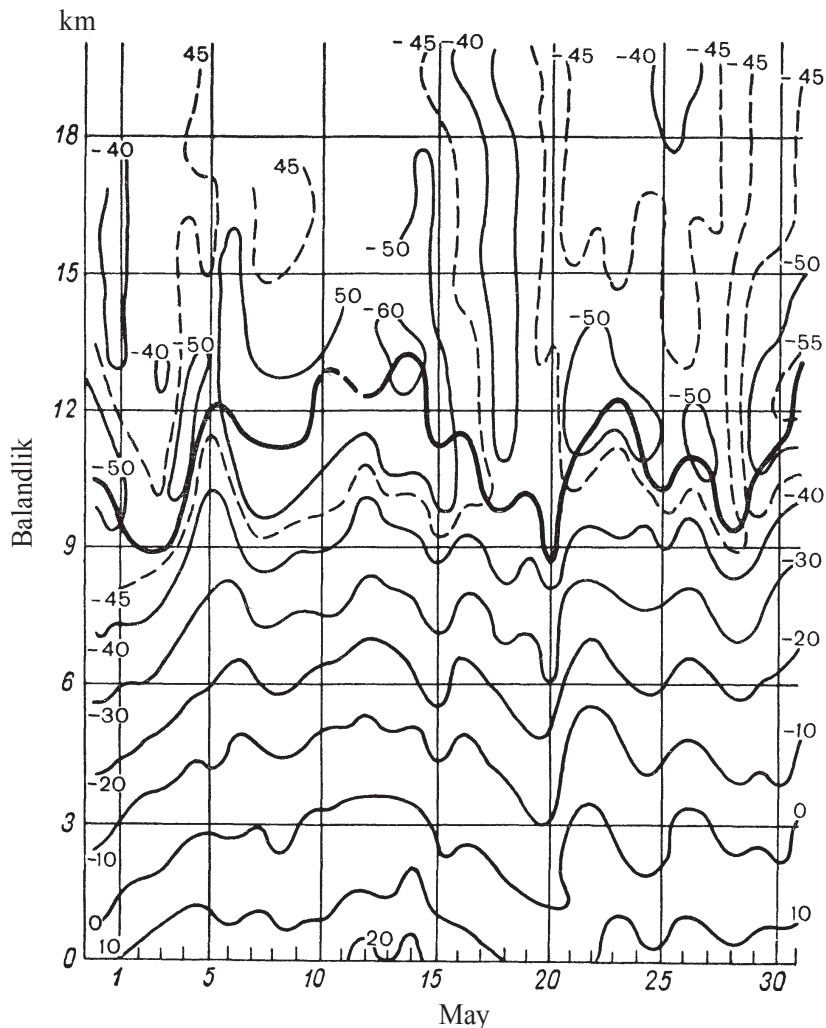
Agar ko'rilayotgan yoki boshqa qatlamda haroratning o'rtacha vertikal gradiyenti ( $\gamma$ ) hisoblansa, u stansiyaning vertikal chizig'idan, gradiyent qiymatiga proporsional bo'lgan (1 sm da  $0,5^\circ/100$  m) masofada qatlam bo'ylab vertikal qora chiziq bilan chiziladi. Bunda  $\gamma$  ning musbat qiymatlari vertikal chiziqning chap tomonida, manfiy qiymatlari (harorat inversiyalarida) – o'ng tomonida joylashtiriladi. Ketma-ket kelgan qatlamlardagi  $\gamma$  ning vertikal chiziqlari gorizont chiziqlar bilan tutashtiriladi. Natijada  $\gamma$  ning balandlikka bog'liq o'zgarishini xarakterlovchi umumiy chiziq hosil bo'ladi.

### 2.5.2 Vaqt bo'yicha qirquimlar

Millimetrlangan qog'ozda gorizont o'q bo'yicha 1 sm da 3 soat olingan masshtabda har bir zondlash muddatiga mos keluvchi vertikal o'tkaziladi. Vertikal bo'ylab kuzatish natijalari xuddi vertikal fazoviy qirquimlardagidek yozib chiqiladi.

Vaqt bo'yicha vertikal qirqimlarga ishlov berish xuddi fazoviy qirqimlarning ishlashiga o'xshab olib boriladi.

Turli vaqt uchun chizilgan izotermalar termoizopletalar deyiladi (2.8-rasm). Termoizopletalar har  $5^{\circ}$  dan qora rangli qalam bilan chiziladi va yozib qo'yiladi. Berilgan punktda ko'rilayotgan sathda vaqt o'tishi bilan termoizopletalarning pasayishi haroratining pasayishiga, ko'tarilishi –



2.8-rasm. Termoizopletalar grafigi.

haroratning ortishiga mos keladi. Vaqt bo'yicha vertikal qirqimlarda shudring nuqtasi haroratining bir xil qiymatlarini birlashtiruvchi chiziqlar ham o'tkaziladi. Bu chiziqlar 850 gPa sirt yaqinida 2°, 4° va 8°C uchun, 700 gPa sirt yaqinida 2°, 5°C va 500 gPa sirt yaqinida 2°, 7° va 15°C qiymatlar uchun o'tkaziladi. Zarur bo'lgan sharoitda shudring nuqtasi haroratlarning izochiziqlari har 10°C dan chiziladi.

Ko'pincha izotaxalar yashil qalam bilan har 10 m/s da o'tkaziladi.

### Nazorat savollari

1. Meteorologik stansiyalarda asosiy kuzatish muddatlarini sanab bering.
2. Yer yaqini ob-havo xaritalariga qanday meteorologik kattaliklar va qanday tartibda tushuriladi?
3. Yer yaqini ob-havo xaritalarining birlamchi ishlovi nimalardan iborat?
4. Izobara chiziqlari nima va ularni o'tkazishda qanday qoidalarga rioya qilish lozim?
5. Izobaralar qanday maqsadda o'tkaziladi?
6. Izotendensiya chiziqlari nima va ular qanday o'tkaziladi?
7. Izotendensiyalar qanday maqsadda o'tkaziladi?
8. Xaritani «ko'tarish» nima va u qanday maqsadda bajariladi?
9. Yer yaqini ob-havo xaritalarida atmosfera frontlari o'tkazilganda qanday alomatlarga rioya qilish zarur?
10. Barik topografiya xaritalariga qanday meteorologik kattaliklar va qanday tartibda tushuriladi?
11. Izogipsa chiziqlari nima va barik topografiya xaritalarida ular qanday o'tkaziladi?
12.  $MT_{850}$  xaritasining birlamchi ishlovi nimadan iborat?
13.  $MT_{850}$  xaritasida atmosfera frontining joylashishi qanday aniqlanadi?
14. Geopotensial tushunchasiga ta'rif bering.
15. Mutlaq geopotensial nima?
16. Nisbiy geopotensial nima?
17. Barik topografiya xaritalarining fizik ma'nosi nimada?
18. Atmosferada havo zarrasiga qanday kuchlar ta'sir ko'rsatadi?
19. Geostrofik shamol nima, uning ifodasini yozib bering.
20. Aerologik diagrammalar nima va ular qanday maqsadda tuziladi?
21. Aerologik diagrammalarning ishlovi va tahlili nimadan iborat?
22. Aerologik diagrammalardan atmosfera muvozanati qanday aniqlanadi?

# III BOB

## SINOPTIK MIQYOSDAGI METEOROLOGIK MAYDONLARNING ASOSIY XARAKTERISTIKALARI

---

---

### 3.1. Harorat maydoni

Mutlaq noldan yuqori haroratga ega bo'lgan barcha jismlar o'zidan radiatsiya nurlaydi. Meteorologiyada ko'pincha nurlanayotgan jism harorati va uning nurlanish qobiliyati orqali aniqlanuvchi issiqlik radiatsiyasi bilan ishlashga to'g'ri keladi. Bizning sayyoramiz bunday radiatsiyani Quyoshdan oladi, yer sirti va atmosfera bir vaqtda issiqlik radiatsiyasini nurlaydi, biroq uning to'liq uzunliklari boshqa diapozonda yotadi.

Quyoshning nurli energiyasi Yer sirti va atmosfera uchun yagona issiqlik manbaidir. Nurli energiya qisman atmosferaning o'zida, asosan yer sirtida issiqlikka aylanadi. Radiatsiya tuproq va suvning yuqori qatlamlarini qizdirishga va undan havoning isishiga sarflanadi.

Quyosh radiatsiyasining kelishi quyosh nularining tushish burchagiga bog'liq: tushish burchagi qancha katta bo'lsa, yer sirtiga Quyoshdan shuncha ko'p energiya yetib keladi. Shuning uchun haroratning taqsimoti geografik kechlikka va yil mavsumiga bog'liq. Yozda qishdagiga nisbatan va quyi kengliklarda yuqori kengliklardagiga nisbatan harorat yuqori bo'ladi.

Agar yer sirti bir jinsli bo'lganida, izotermalar kenglik doiralariga parallel bo'lar edi. Ammo yer sirti bir jinsli emas. Bir tomondan okean va dengizlarning suv sirtlari, ikkinchi tomondan quruqliklar ajratiladi.

Suv havzalarning yuqori qatlamlari va tuproq qatlamlarining isishi va issiqlikni tarqalish xususiyatlarida o'zaro keskin farqlar mavjud. Tuproqda issiqlik vertikal bo'yicha molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik

yo'li bilan tarqaladi, yengil harakatlanuvchi suvda esa suv qatlamlarning turbulent aralashishi ham qo'shiladi. Bu esa molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlikka nisbatan ancha samaralidir. Suvdagi turbulentlik, avvalo, oqimlar va to'liqlar sharoitida yuzaga keladi. Sutkaning tungi vaqtida va yilning sovuq davrida bunga termik konveksiya ham qo'shiladi: sirtida sovigan suv zichligining ortishi natijasida u pastga tushadi, uning o'rniga quyi qatlamlardan nisbatan iliq suv ko'tariladi. Bundan tashqari, radiatsiya suvda tuproqdagiga nisbatan chuqurroqqa tarqaladi. Nihoyat, suvning issiqlik sig'imi tuproqqa nisbatan katta. Natijada tuproqning sirtidagi harorat yozda va kunduzi suvning sirtidagiga nisbatan yuqori, qishda va tunda pastroq bo'ladi. Demak, haroratning sutkalik va yillik o'zgarishlari tuproqda suv sirtidagiga nisbatan kattaroq bo'ladi.

Issiqlik tarqalishining yuqoridagi farqlaridan ko'rinib turibdiki, suv havzasi yilning iliq davri mobaynida suvning yetarlicha katta qatlamida katta miqdordagi issiqlikni to'playdi va sovuq mavsumda atmosferaga uzatadi. Tuproq esa aksincha, iliq mavsumda kunduzgi to'plagan issiqligini tunda atmosferaga uzatadi va qishga juda oz miqdorda issiqlikni to'playdi.

Yuqorida aytilgan farqlardan kelib chiqadiki, dengiz ustida quruqlikka nisbatan havo harorati yozda pastroq, qishda esa balandroq bo'ladi.

Shunday qilib, quyosh radiatsiyasining notekis kelishi oqibatida shakllanadigan harorat taqsimotida uning kenglik va mavsumga bog'liqligiga to'shalgan sirtning xarakteriga bog'liq bo'lgan farqlar ham qo'shiladi. Natijada harorat maydoni murakkab xarakterga ega bo'ladi.

Kundalik ob-havo xaritalarida, o'z xususiyatlariga ko'ra, ayniqsa, harorati bilan bir-biridan farq qiluvchi havo massalari yonma-yon joylashadi. Bunday havo massalari orasida tor o'tish zonasi hosil bo'ladi va bu zonada gorizont bo'yicha haroratning katta gradiyentlari kuzatiladi. Bu zonalar *atmosfera frontlari* deyiladi, ularning yer yaqinidagi eni 100 km atrofida bo'ladi, uzunligi esa havo massalarining o'lchamlariga mos holda – bir necha ming kilometrni tashkil qiladi.

Erkin atmosferada yer yaqinidagiga nisbatan harorat maydoni ancha tekis. O'rta va yuqori troposferada joylashgan  $AT_{700}$  va  $AT_{400}$  kundalik



xaritalarida haroratning katta gorizontal gradiyentlari mavjud bo'lgan ikkita yoki uchta zonalar aniqlanadi, bu zonalar *yuqori frontal zonalar* (YuFZ) deb ataladi. Ularning eni 100 km ga yaqin, uzunligi bo'yicha esa yarimsharni o'rab olishi mumkin. Bunday hollarda ular *planetar yuqori frontal zonalar* (PYuFZ) deb ataladi. Havo massalari, atmosfera frontalari va PYuFZ lar fazoda to'xtovsiz ko'chadi. Ularning bir joydan ikkinchisiga ko'chishi vaqt o'tishi bilan ma'lum punktdagi harorat o'zgarishiga olib keladi. Haroratning havoning gorizontal ko'chishi bilan bog'liq bo'lgan o'zgarishlari *advektiv o'zgarishlar* deb ataladi.

Haroratning 12 soatdagi advektiv o'zgarishlari o'rtacha bir necha gradusni tashkil qiladi, lekin atmosfera frontlari o'tayotgan vaqtda, ayniqsa yer sirti yaqinida, ular 10° gacha yetishi mumkin (hatto, vaqtning 12 soatdan kichik oralig'ida). Ob-havo xaritalarida haroratning advektiv o'zgarishlarini quyidagi formula bo'yicha miqdoriy baholash mumkin:

$$\frac{dT}{dt}_{adv} = k \left| \frac{d\vec{T}}{dn} \right| |\vec{V}| \cos \beta, \quad (3.1)$$

bu yerda  $\frac{d\vec{T}}{dn}$  va  $\vec{V}$  harorat gradiyenti va shamol vektorlari,  $\beta$  – shu vektorlar orasidagi burchak,  $k$  – tanlangan birliklarga bog'liq bo'lgan koeffitsiyent.

Erkin atmosferada, bundan tashqari, haroratning o'zgarishlari havoning vertikal harakatlariga ham bog'liq. Bunda ko'rilayotgan sathda (aniqroq, izobarik sirtida) haroratning o'zgarishlari quyidagi formula bilan tavsiflanadi:

$$\frac{dT}{dt}_{vert} = -W (\gamma_o - \gamma), \quad (3.2)$$

bu yerda  $W$  – vertikal tezlik,  $\gamma_a$  va  $\gamma$  – haroratning quruq adiabatik va haqiqiy vertikal gradiyentlari.

Atmosferaning turg'un stratifikatsiyasida ( $\gamma < \gamma_a$ ) ko'tariluvchi harakatlar ( $W > 0$ ) ko'rilayotgan sathda haroratning pasayishiga, no-turg'un stratifikatsiyasida ( $\gamma < \gamma_n$ ) – haroratning ortishiga olib keladi. Havoning pastga tushuvchi harakatlari ( $W > 0$ ) atmosferaning turg'un

stratifikatsiyasida haroratning ortishiga, noturg'un stratifikatsiyasida esa – pasayishiga olib keladi.

Agar uzoq vaqt mobaynida (bir necha sutka davomida) vertikal tezlik ishorasining saqlanishiga sharoit mavjud bo'lsa, masalan, atmosfera frontlarida yoki rivojlangan siklon va antisiklonlarning markaziy qismlaridan joy olgani kabi, bu holda havoning vertikal harakatlari harorat maydonining tubdan o'zgarishiga olib kelishi mumkin.

Haroratning haqiqiy va advektiv o'zgarishlari orasidagi farq havoning vertikal harakatlari bilan aniqlanadi. Issiqlik adveksiyasida  $\Delta T_{haq} - \Delta T_{adv} < 0$ , sovuqlik adveksiyasida  $\Delta T_{haq} - \Delta T_{adv} > 0$ . Erkin atmosferada ko'pincha turg'un stratifikatsiya ( $\gamma < \gamma_a$ ) kuzatilgani uchun (3.2) dan kelib chiqadiki, issiqlik adveksiyasida havoning ko'tariluvchi harakati, sovuqlik adveksiyasida – pastga tushuvchi harakati kuzatiladi.

Yer sirti yaqinida havo va yer sirti orasida kuchli issiqlik almashinuvi mavjud. Yer sirti yaqinida vertikal tezlikni nolga teng deb qabul qilish mumkin. Unda haroratning lokal o'zgarishlari ikki omil: adveksiya va issiqlik almashinishi bilan aniqlanadi.

Havo massasining bizni qiziqtiruvchi punkt tomonga ko'chishida ma'lum vaqt mobaynida yer sirti bilan issiqlik almashinuvi hisobiga o'z issiqlik holatini o'zgartiradi. Tabiiyki, ko'chish yo'lida havo massasining harorati ham o'zgaradi. Haroratning bunday o'zgarishi transformasion o'zgarishi ( $\Delta T_{tr}$ ) deb ataladi.

Haroratning transformasion o'zgarishlarini miqdoriy baholash ancha murakkab masaladir, chunki  $\Delta T_{tr}$  ko'p omillarga, jumladan, yer sirti xarakteriga hamda havo va yer sirti orasidagi haroratlarning farqiga bog'liq.

Bundan tashqari haroratning atmosferadagi suvning fazaviy aylanishlar bilan bog'liq bo'lgan o'zgarishlari ham mavjud. Bu o'zgarishlar atmosferaning yer sirtiga yaqin qatlamlarida hamda deyarli butun troposferada kuzatiladi. Ma'lumki, kondensatsiya va muzlash jarayonlarida yashirin issiqlik ajralib chiqadi, bug'lanish va erish jarayonlarida esa, aksincha, – sarflanadi.

Xulosa qilib quyidagilarni aytish mumkin. Harorat o'zgarishlarining asosiy sababi – bu havo massalarining gorizontal ko'chishidir. Erkin atmosferada haroratning o'zgarishlariga qulay sharoitlarda havoning vertikal harakatlari, yer sirti yaqinida esa – issiqlikning turbulent almashinuvi ma'lum hissa qo'shadi. Sinoptik tahlilda asosan haroratning bu o'zgarishlari hisobga olinadi.

### 3.2. Atmosfera bosimi maydoni

Har qanday gaz, uni o'rab turgan devorlarga bosim beradi, ya'ni ana shu devorga perpendikulyar bo'yicha yo'nalgan ma'lum bosim kuchi bilan ta'sir qiladi. Birlik yuza ( $S$ ) ga to'g'ri keluvchi ana shu bosim kuchining ( $F$ ) miqdoriy qiymati bosim ( $P$ ) deb ataladi:

$$P = \frac{F}{S}. \quad (3.3)$$

Gazning bosimi undagi molekullarning harakati bilan aniqlanadi. Agar atmosferaning ichida biror hajm ajratilsa, bu hajmning hayoliy devorlariga uni o'rab turgan atmosfera tomonidan bosim ta'sir qiladi. Hajm ichidagi havo o'z tomonidan uni o'rab turgan havoga xuddi shunday bosim bilan aks ta'sir qiladi.

Ajratilgan hajm juda kichik bo'lishi, hatto bitta nuqtaga keltirilishi mumkin. Shunday qilib, atmosferaning har bir nuqtasida ma'lum atmosfera bosimi yoki havo bosimi mavjud.

Atmosfera bosimi maydoni – skalyar uzluksiz bosim maydoni hisoblanadi. Vaqtning ixtiyoriy momentida bosim  $R$  koordinatalar funksiyasi bo'ladi:

$$R = P(x, y, z), \quad (3.4)$$

ya'ni, bosim maydoni uch o'lchamli.

Har qanday skalyar maydon kabi, bosim maydonini ekviskalyar izobarik sirtlar bilan xarakterlash qulaydir. Bunda ularning tenglamasi quyidagi ko'rinishda bo'ladi:

$$R(x, y, z) = \text{const}. \quad (3.5)$$

Umuman, izobarik sirtlar sathiy sirtlar bilan mos tushmasligi va bir-biriga nisbatan juda kichik burchak ostida joylashgan bo'lishi mumkin. Sathiy sirtlarga nisbatan izobarik sirtlarning og'ish burchagi tangensi taxminan  $10^{-4} - 10^{-5}$  ga teng. Geostrofik shamol orqali izobarik sirtlarning og'ish burchagi quyidagi formuladan aniqlanadi:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{l}{g} V_g, \quad (3.6)$$

bu yerda:  $\beta$  – og'ish burchagi,  $l=2\omega\sin\varphi$  – Koriolis parametri,  $g$  – yerkin tushish tezlanishi,  $V_g$  – geostrofik shamol tezligi. Agar  $\varphi=45^\circ$ ,  $V_g=10$  m/s bo'lsa, u holda  $\beta=24''$  bo'ladi.

Tekislikda (sathiy sirt) bosim maydonini sathiy va izobarik sirtlar kesishmasining izi bo'lgan izobara chiziqlari  $R(x, y, z) = \text{const}$  bilan tavsiflash qulay. Yer yaqinidagi ob-havo xaritalarida izobaralar izobarik sirt va sathiy sirt kesishmalarining izi bo'ladi.

Yuqorida aytilganidek, turli balandliklardagi bosim maydonini xarakterlash uchun past va baland bosim bo'lgan joylarda izobarik sirtlarni balandligi turlicha bo'lganiga asoslangan barik topografiya usulidan foydalaniladi. Bu maydon izogipsalar, ya'ni biror izobarik sirtning balandligi bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi chiziqlar yordamida tavsiflanadi.

Bosim maydonining muhim xarakteristikasi – bu barik gradiyentdir:  $G = dP/dz$ . Gradiyent izobarik sirtga (izobaraga yoki izogipsaga) perpendikulyar ravishda bosim kamayayotgan tomonga yo'nalgan bo'ladi.

Umuman, ko'rilayotgan hududda bosim vaqt o'tishi bilan o'zgaradi. Bosim o'zgarishining sababi turli sabablarga ko'ra zichlikning lokal o'zgarishidadir.

$z$  sathda vaqt o'tishi bilan bosim o'zgarishining asosiy sabablarini ko'rib chiqaylik. Atmosfera statikasi tenglamasi

$$dP = -\rho g dz \quad (3.7)$$

da havо zichligi  $\rho$  ni holat tenglamasi

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (3.8)$$

yordamida almashtiramiz. U holda

$$dP = -\frac{g}{RT} dz, \quad (3.9)$$

bundan esa

$$\frac{dP}{P} = -\frac{g}{RT} dz. \quad (3.10)$$

(3.10) ning chap tomonini  $P_1$  dan  $P_2$  gacha, o'ng tomonini  $z_1$  dan  $z_2$  gacha integrallab, quyidagini hosil qilamiz:

$$\ln P_2 - \ln P_1 = -\int_{z_1}^{z_2} \frac{g}{RT} dz. \quad (3.11)$$

Agar balandlik bo'yicha o'zgaruvchi harorat  $T$  ning o'rniga  $P_1$  va  $P_2$  izobarik sirtlar orasida ( $\Delta z = z_2 - z_1$  qatlamda) joylashgan qatlamning o'rtacha haroratini kiritsak, (3.11) ning o'ng tomoni oson integrallanadi:

$$\ln P_1 = \ln P_2 + g \frac{\Delta z}{RT}. \quad (3.12)$$

Bizni  $z_1$  sathda vaqt o'tishi bilan bosim o'zgarishi qiziqtirganligi uchun, (3.12) ni vaqt bo'yicha differensiallaymiz:

$$\frac{dP_1}{dt} = \frac{P_1}{P_2} \frac{dP_2}{dt} - \frac{g \Delta z \times P_1}{RT^2} \times \frac{d\bar{T}}{dt}. \quad (3.13)$$

(3.13) dan ko'rinib turibdiki, sathdagi bosim o'zgarishi vaqt o'tishi bilan havo qatlamining o'rtacha harorati o'zgarishiga  $\frac{d\bar{T}}{dt}$  va yuqoridagi sathda ( $z_2$ ) bosim o'zgarishiga  $\frac{dP_2}{dt}$  bog'liq bo'ladi.  $\frac{d\bar{T}}{dt}$  ning oldidagi kattaliklar ( $g, \Delta z, P_1, R, \bar{T}^2$ ) musbat bo'lganligi uchun,  $\Delta z$  qatlamdagi o'rtacha harorat ko'tarilishi ( $\frac{d\bar{T}}{dt} > 0$ , issiqlik adveksiyasi) pastda joylashgan  $z_1$  sathda bosimning tushishiga, haroratni pasayishi esa ( $\frac{d\bar{T}}{dt} < 0$ , sovuqlik adveksiyasi) bosimning ko'tarilishiga olib keladi.

O'rtacha haroratning o'zgarishi  $\frac{d\bar{T}}{dt}$  va  $z_2$  sathdagi bosimning o'zgarishi  $\frac{dP_2}{dt}$  orasidagi bog'lanishni aniqlash uchun (3.13) dagi ikkinchi hadni chap tomonga o'tkazish kifoya. Shunda bosim  $\frac{dP_2}{dt}$  va harorat  $\frac{d\bar{T}}{dt}$  o'zgarishlarining ishoralari o'zaro mos tushadi.

Shunday qilib, bosim maydoni harorat maydonining ta'siri ostida vujudga keladi. Havoning ba'zi qatlamlaridagi haroratning o'zgarishi bosim o'zgarishlariga mos holda ro'y beradi. (3.13) tenglamaning o'ng tomonidagi birinchi hadning fizik ma'nosini ochamiz, u quyidagi  $z_1$  sathdagi bosimning o'zgarishi yuqoridagi  $z_2$  sathdagi bosim o'zgarishiga  $\frac{dP_2}{dt}$  bog'liqligini ko'rsatadi. Bunda  $z_2$  sathdagi bosimning kichik o'zgarishlari quyi  $z_1$  sathdagi bosimning katta o'zgarishlariga mos keladi, chunki  $\frac{P_1}{P_2} > 1$ .

(3.7) ifodani  $z_2$  sathdan (bosim  $P_2$  ga teng) atmosferaning yuqori chegarasigacha  $Z \rightarrow \infty$  ( $P=0$  ga teng) integrallaymiz:

$$\int_{P_2}^0 \frac{dP}{P} = - \int_{Z_2}^{\infty} g \rho dZ \quad (3.14)$$

va vaqt bo'yicha differensiallaymiz:

$$\frac{dP_2}{dt} = - \int_{Z_2}^{\infty} g \frac{d\rho}{dt} dz. \quad (3.15)$$

(3.15) ning o'ng tomonidagi  $\frac{d\rho}{dt}$  ni uzluksiz tenglamasidan

$$\frac{d\rho}{dt} = -\text{div}(\rho \vec{V}) \quad (3.16)$$

kelib chiqadigan ifodasi bilan almashtiramiz. Natijada quyidagiga kelamiz:

$$\frac{dP_2}{dt} = - \int_{Z_2}^{\infty} g \times \text{div}(\rho \vec{V}) dz. \quad (3.17)$$

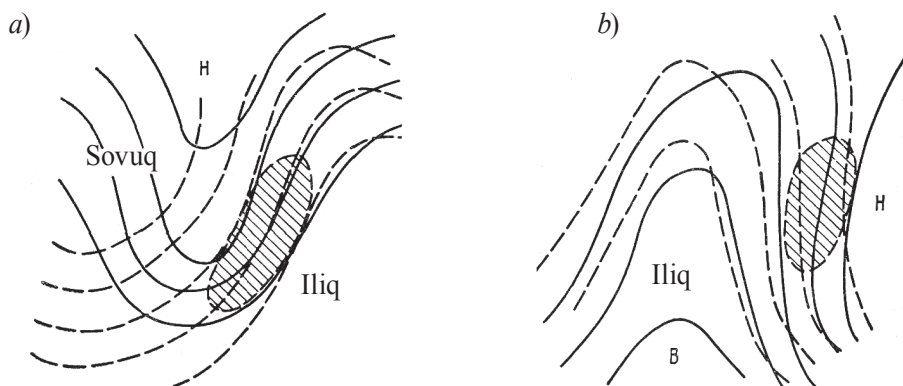
(3.17) ifoda shuni ko'rsatadiki, bosimning vaqt o'tishi bilan  $z_2$  sathdagi o'zgarishi  $\frac{dP_2}{dt}$  atmosferaning yuqori qatlamidagi massa divergensiyasiga bog'liq. Divergensiya musbat bo'lganida ( $\text{divp}\vec{V} > 0$ , oqimlarning tarqalishi) bosim pasayadi, manfiy divergensiyada ( $\text{divp}\vec{V} < 0$ , oqimlarning yaqinlashuvi yoki konvergentsiyasi) bosim ko'tariladi.

Shunday qilib, bosimning vaqt bo'yicha o'zgarishining ikkinchi muhim omili – bu yuqoridagi havo oqimlarining divergensiyasidir. (3.13) va (3.17) tenglamalardan olingan xulosalarni jamlab, quyida joylashgan  $z_1$  sathda (dengiz sathida) bosim o'zgarishini baholash uchun ba'zi sifat qoidalarini bayon qilish mumkin.

Tarqaluvchi oqimlar mavjud bo'lgan, issiqlik adveksiyasi kuzatiladigan balandlikdagi botiqlikning old qismi ostida bosim pasayadi.

Yaqinlashuvchi oqimlar mavjud bo'lgan, sovuqlik adveksiyasi kuzatiladigan balandlikdagi botiqlikning orqa qismi ostida bosim ko'tariladi.

Bunday sharoitlarni termobarik xaritalardan, ya'ni  $OT_{1000}^{500}$  xaritalardagi (---) va  $AT_{700}$  xaritalardagi (→) izogipsalarni ustma-ust qo'yilgandan hosil bo'lgan xaritadan ko'rish mumkin (3.1-rasm).



3.1-rasm. Termobarik xarita: a – yer sirti yaqinida bosim pasayishi zonasi, b – yer sirti yaqinida bosim ko'tarilishi zonasi.

Har bir vaqt oralig'ida yer sirti yaqinidagi atmosfera bosimi maydoni murakkab shaklga ega. Unda turli barik tizimlarni, ya'ni siklonlar, antisiklonlar, botiqliklar va o'rkachlarni ajratish mumkin.

O'rta va yuqori troposferada turli barik tizimlar uchrasada, barik maydon nisbatan oddiy ko'rinishga ega. Bu yerda izobarik sirtlar quyi kengliklardan yuqori kengliklar tomonga og'adi. Izobarik sirtlarning eng katta og'ish burchaklari PYuFZ da kuzatiladi.

### **3.3. Shamol maydoni**

Agar bosim maydonida gorizontal farqlar (bosim gradiyenti) mavjud bo'lsa, u holda havo gorizontal yo'nalishda ko'chadi. Havoning bu gorizontal harakati shamol deb ataladi. Yer sirti yaqinidagi shamolning o'rtacha tezligi 5–10 m/s ga yaqin. Ba'zida kuchli atmosfera uyurmalarida shamol tezligi 50 m/s gacha yetishi mumkin. Atmosferaning yuqori qatlamlaridagi tez havo oqimlarida shamolning tezligi ko'pincha 100 m/s gacha yetadi.

Havoning gorizontal harakatiga vertikal tashkil etuvchilar ham qo'shiladi. Odatda, ular gorizontal tezliklarga nisbatan kichik, taxminan bir necha sm/s tartibida bo'ladi. Faqat konveksiya sharoitida, tropik siklonlarda va tez harakatlanuvchi sovuq frontlar zonasida shamolning vertikal tashkil etuvchisi bir necha m/s gacha yetishi mumkin.

Shamol faqatgina tezligi bilan emas, balki yo'nalishi bilan ham xarakterlanadi. Ma'lum nuqtada vaqtning aniq muddatida shamolning tezligi va yo'nalishi bosim maydonidan shamolning barik qonuni asosida aniqlanishi mumkin. Erkin atmosferada (yer sirtiga yaqin joylashgan ishqalanish qatlamidan yuqori) shamol izobaralar (izogipsalar) bo'y-lab esadi va shimoliy yarimsharda past bosim chapda, janubiy yarimsharda – o'ngda qoladi. Boshqacha aytganda, izobara (izogipsa) chizig'i bir paytda oqim chizig'i ham bo'ladi. Ular nafaqat oqim yo'nalishini, izobara (izogipsa)lar zichligiga qarab gradiyent chizig'ich yordamida o'lchanadigan tezlik kattaligini ham ko'rsatadi.



Bu usul bilan (barik maydonidan) aniqlangan shamol gradiyent shamol deyiladi (to'g'ri chiziqli izobaralar maydonida – geostrofik shamol). Erkin atmosferada gradiyent (geostrofik) shamol ham yo'nalishi, ham tezligi bo'yicha haqiqiy shamol bilan bir xil bo'ladi. Faqat, termobarik maydonning keskin qayta tuzilishi kuzatiladigan joylarda haqiqiy va gradiyent (geostrofik) shamollar katta farq qilishi mumkin.

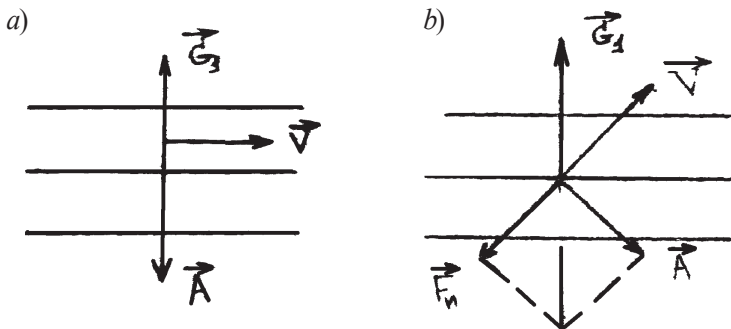
Shunday qilib, erkin atmosferada shamol maydoni bosim maydoni asosida vujudga keladi va tegishli barik tizimlarda ularga mos xarakterli havo sirkulyatsiyasi kuzatiladi. Siklonlarda shimoliy yarimsharda havo soat strelkasiga qarshi, janubiy yarimsharda soat strelkasi bo'ylab aylanadi; antisiklonlarda, aksincha, shimoliy yarimsharda soat strelkasi bo'ylab, janubiy yarimsharda esa soat strelkasiga qarshi (1.1-rasmga qarang).

Botiqliklarda (siklonning cho'zilgan qismi) va o'rkachlarda (antisiklonning cho'zilgan qismi) ularga mos bo'lgan havo aylanishi kuzatiladi (1.1-rasmga qarang).

O'rta va yuqori troposferada bosimning (geopotensialning) gorizontaal taqsimotiga mos holda yuqori va o'rta kengliklar ustida havoning g'arbiy ko'chishi hukmronlik qiladi (havo zarrachalari g'arbdan sharqqa ko'chadi). Havoning g'arbiy ko'chishi to'lqinsimon bo'lib shimoliy va janubiy tashkil etuvchilariga, ayrim joylarda siklonik va antisiklonik uyurmalarga yoyiladi.

Havoning g'arbiy ko'chishida shamolning eng katta tezliklari PYuFZ larda kuzatiladi. Bu yuqori troposferadagi kuchli shamollar tez havo oqimlari deb ataladi.

Yer sirti yaqinidagi shamol maydoni erkin atmosferadagidan ancha murakkabroq ko'rinishda bo'ladi, chunki bu yerda harakatlanayotgan havo zarrachalariga barik gradiyent kuchi ( $\vec{G}_1$ ) va Koriolis kuchi ( $\vec{A}$ ) bilan bir qatorda yer sirtining ishqalanish kuchi ( $\vec{F}_u$ ) ham o'z ta'sirini ko'rsatadi. Shuning uchun shamol vektori ( $\vec{V}$ ) izobaralarga parallel bo'lgan yo'nalishdan (izobaraga urinma) bosim past bo'lgan tomonga og'adi. Yer sirtining ishqalanish kuchi ( $\vec{F}_u$ ) qancha katta bo'lsa, og'ish



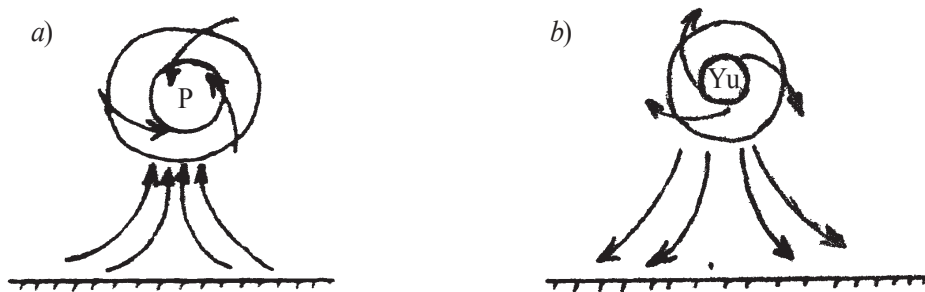
3.2-rasm. Erkin atmosferada (a) va yer sirti yaqinida (b) harakatlanayotgan havo zarrachasiga ta'sir qiladigan kuchlar.

burchagi  $\alpha$  ham shuncha katta bo'ladi. Suv sirti ustidagi og'ish burchagi  $\alpha_c$  o'rtacha  $10^\circ-15^\circ$  ga, quruqlik ustida esa  $\alpha_k$  o'rtacha  $30^\circ-45^\circ$  ga teng bo'ladi (3.2-rasm).

Yer sirti yaqinida haqiqiy shamolning tezligi yer sirtining ishqalinish kuchlari hisobiga geostrofik shamol tezligidan ancha kichik:  $V_c = 0,7V_g$ ,  $V_k = 0,5V_g$ .

Yer sirti yaqinida siklonlarda oqim chiziqlari siklonal egrilanib, markazga intiladi, antisiklonlarda esa – antisiklonal egrilanib, markazdan qochma bo'ladi (3.3-rasm).

Oqim chiziqlarining bunday xususiyatlari siklonlarning markaziy qismlarida ko'tariluvchi havo harakatiga, antisiklonlarning markazlarida esa – pastga tushuvchi havo harakatiga olib keladi (3.3-rasm). Bu tartiblangan havoning tik harakatlari bulutlarning paydo bo'lishi (sik-



3.3-rasm. Yer sirti yaqinida siklonlarda (a) va antisiklonlarda (b) oqim chiziqlari.

lonlarda) va ularning yemirilishi (antisiklonlarda) jarayonlarida muhim ahamiyat kasb etadi.

Shamol doimo turbulent xossaga ega. Demak, shamol oqimida havoning ayrim miqdorlari parallel bo'lmagan yo'nalishlardan ko'chadi. Havoda ko'plab turli kattalikdagi tartibsiz harakatlanuvchi uyurmalar va tez oqimlarga qo'shilgan havoning ayrim miqdorlari turli yo'nalishlarda, shuningdek, umumiy yoki o'rtacha yo'nalishga perpendikulyar va hatto unga qarama-qarshi yo'nalishda harakatda bo'lishi mumkin. Bu turbulentlik elementlari molekulyar emas, balki havoning yirik hajmlaridir, ularning kattaligi santimetr, metr va bir necha o'n metrlarda o'lchanadi. Shunday qilib, ma'lum tezlik va yo'nalishga ega bo'lgan havoning ko'chishiga murakkab, chigallashgan traektoriyaga ega bo'lgan ayrim turbulentlik elementlarining xaotik, tartibsiz harakatlar tizimi qo'shiladi.

Qor uchqunlarning shamolda uchib tushishiga qarab, havo harakatining turbulent xususiyatini bimalol ko'rish mumkin. Qor uchqunlari pastga tik yoki tik chiziqqa nisbatan bir xil burchak ostida tushmaydi: ular goh yuqoriga uchib, goh pastga tushib, murakkab zanjirchalar chizgan holda pirpirab tushadi. Bu esa qor uchqunlari aynan o'sha turbulent harakat elementlarida ishtirok etayotganligi bilan tushuntiriladi. Shamolning turbulent xususiyatini atmosferada tutunning tarqalishini kuzatishda ham ko'rsa bo'ladi.

### **3.4. Yog'in va bulutlar maydoni**

Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi natijasida kondensatsiya mahsulotlari – tomchi va kristallar to'plami paydo bo'ladi. Ular *bulutlar* deb ataladi. Tomchi va kristallar shunchalik kichikki, ular ishqalanish kuchlari bilan muvozanatlanadi. Harakatsiz havoda tomchilarning o'zgarmas tushish tezligi sekundiga santimetrning ulushlariga to'g'ri keladi, kristallarning tushish tezligi esa undan ham kichik. Turbulent harakat mavjudligida tomchi va kristallar muvozanat holatda qolib goh pastga, goh yuqoriga ko'chadi.

Bulutlar havo oqimlari ta'sirida ko'chadi. Agar havoning nisbiy namligi kamaysa, u holda bulutlar bug'lanib yo'q bo'lib ketadi. Ma'lum sharoitda bulut elementlarining bir qismi shunday yiriklashadiki, natijada ular bulutdan yog'in ko'rinishida tusha boshlaydi. Shu yo'l bilan suv atmosferadan yer sirtiga qaytadi.

Bulutlar ba'zida juda qisqa vaqt davomida mavjud bo'ladi. Masalan, alohida turgan to'p-to'p bulut 10–15 daqiqagina yashashi mumkin. Ammo, bulut uzoq muddat yashaganida ham u o'zgaras holatda bo'ladi, desak noto'g'ri bo'ladi. Haqiqatda, bulut elementlari doimo bug'lanadi va qayta vujudga keladi. Bulutning hosil bo'lish jarayoni uzoq muddatga cho'ziladi. Bulut – ana shu jarayonda qatanashayotgan umumiy suv massasining qaralayotgan vaqtda ko'rinadigan qismidir. Tog'lar ustida bulutlar tog' tizmasi cho'qqisiga bog'langandek, harakatsizdek tuyuladi.

Haqiqatda esa bulutlar havo bilan birga ko'chadi va tog'ni oshib o'tgan havo pastga qarab tushgan joyda (tog' tizmasining shamolga teskari tomonida) bulutlar bug'lanadi, tog' tizmasining shamolga qaragan tomonida ko'tarilayotgan havo bilan kelgan suv bug'idan yana bulutlar paydo bo'ladi. Bulutlarning muallaqligi aldamchi. Agar bulutlar o'z balandligini o'zgartirmasa, uni tashkil etuvchi elementlar pastga tushmaydi degani emas. Bulutda tomchilar pastga tushishi mumkin, ammo bulutning quyi chegarasiga yetganidagina ular to'yinmagan havoga o'tadi va bu yerda bug'lanadi. Natijada, bulut uzoq muddat bir joyda turib qolganek tuyuladi.

Bulut maydoni murakkab diskret maydon bo'lib, vaqt bo'yicha katta o'zgaruvchanlikka ega. U ham vizual (bulut miqdori va turi), ham instrumental (quyi va yuqori balandlik chegaralari) aniqlangan bir qator xususiyatlar bilan tavsiflanadi. Bulut maydonlari uchun qator, uyurma kabi turli miqyosdagi bulut tizimlari xarakterlidir.

Bulutlar amalda butun troposferada vujudga kelishi mumkin va ularning balandligi katta diapozonda o'zgaradi.

Bulut tizimlarning cho'zilganligi juda keng – 10 km dan  $10^4$  km gacha chegaralarda o'zgaradi.

Turli o'lchamdagi bulutlar tizimining paydo bo'lishi, takrorlanuvchanligi bulutlarning o'lchamlariga bog'liq.

Bulutli ob-havo zonasining takrorlanuvchanligi zona yuzasining kengayishi bilan umuman kamayadi. Yozda ham, qishda ham juda ko'p hollarda bulutli zonalar yuzasi 5 mln. km<sup>2</sup> dan oshmaydi, katta yuzali zonalar qishda yozga nisbatan sezilarli darajada ko'proq uchraydi. O'lchami 2 mln. km<sup>2</sup> dan ziyod bo'lgan bulut zonalarini qishda barcha hollarning 59,5%, yozda esa 36,6% ni tashkil qiladi. Bu qishda atmosfera sirkulyatsiyasining xususiyatlari ta'sirida o'rta kengliklarda faol siklonik faoliyatning kuzatilishi bilan tushuntiriladi. Yuza jihatidan katta bulut tizimlarining vujudga kelishi siklonik faoliyat bilan bog'liq. Boshqa tomondan yozda o'lchami kichikroq bo'lgan bulutlar zonalarining ko'proq takrorlanishi yozgi oylarda konvektiv bulutlarning intensiv rivojlanishi bilan belgilanadi.

Sinoptik tahlilda bulutlar tizimlari frontal va havo massasi ichidagi tizimlarga bo'linadi.

Frontal bulutlar tizimlari atmosfera frontlaridagi nam havoning tik ko'tariluvchi harakatida, asosan, bosim pasaygan joylardagi (siklonlar va botiqliklarda) yirik zonalarda hosil bo'ladi. Keng frontal bulutlar tizimining asosiy qismini baland – qatlamli (As), yomg'irli qatlamdor (Ns), patsimon qatlamdor (Cs) va patsimon (Si) bulutlar tashkil qiladi. Bu bulutlar tizimining gorizontaal cho'zilganligi 10<sup>3</sup> km, vertikal o'lchami esa 9–10 km gacha yetadi. Frontal bulutlar tizimlari shunday xarakterli xususiyatlarga egaki, bu sinoptik tahlilda va ob-havoni oldindan aytib berishda keng foydalaniladigan frontal bulutlilikning tipik sxemasini ishlab chiqishi imkonini berdi.

Havo massasi ichidagi bulutlar tizimlarini ikki turga bo'lish mumkin: qatlamli va konvektiv bulutlar tizimlari.

Qatlamdor bulutlar tizimlari bu qatlamli (St) yoki to'p-to'p qatlamli (Sc) bulutlar bo'lib, ularning gorizontaal o'lchamlari frontal bulutlar tizimlaridagidek, vertikal o'lchamlari esa ancha kichik – 1–2 km gacha yetadi. Ular ko'proq sovuq to'shlangan sirt ustida nisbatan iliq va turg'un stratifikatsiyalangan nam havoning harkatida vujudga keladi.

Mezomasshtabli (o'rta masshtabli) qatlamli bulutlar tizimlari (gorizontaal o'lchami 100 km gacha) antisiklonlarda balandliklarda yuzaga kelgan inversiyalar ostida paydo bo'ladi.

Konvektiv bulutlar tizimlari – bu to‘p-to‘p (Su), kuchli to‘p-to‘p va yomg‘irli to‘p-to‘p (Sv) bulutlar bo‘lib, noturg‘un stratifikatsiyalangan nam havoda vujudga keladi.

Yog‘inlar maydoni bulutlar maydonidan ancha murakkabroq. Burkama yog‘inlar, odatda, frontal kelib chiqishga ega bo‘lib tizimlar shaklida vujudga keladi, jala yog‘inlar esa o‘choq xususiyatiga ega.

Burkama yog‘inlar, ko‘pincha frontal kelib chiqishga ega bo‘lgan As-Ns bulutlar tizimlaridan yog‘adi. Bu yog‘inlarning jadalligi bulutlarning qalinligiga bog‘liq.

Jala yog‘inlari ham frontal kelib chiqishga ega bo‘lgan hamda havo massasi ichidagi Sb bulutlaridan yog‘adi.

### Nazorat savollari

1. Meteorologik kattalik maydoni deganda nima tushuniladi?
2. Harorat maydoni o‘zgarishining asosiy sababi nimada?
3. Haroratning advektiv o‘zgarishlari deganda nima tushuniladi?
4. Haroratning konvektiv o‘zgarishlari deganda nima tushuniladi?
5. Haroratning transformatsion o‘zgarishlari deganda nima tushuniladi?
6. Suv bug‘ining fazaviy o‘tishlari natijasida havo harorati qanday o‘zgaradi?
7. Atmosferada bosim maydoni nima orqali xarakterlanadi?
8. Barik gradiyent nima, uning yo‘nalishi va qiymati qanday aniqlanadi?
9. Izobarik sirtlarning qiyaligi qanday?
10. Bosim va harorat maydonlari o‘zaro qanday bog‘liq?
11. Bosim maydonining o‘zgarishi havo oqimlari bilan qanday bog‘liq?
12. Shamol xarakteristikalarini sanab bering.
13. Gradiyent shamol nima?
14. Haqiqiy va gradiyent shamollar orasida qanday farqlar mavjud?
15. Shamol turbulenti deyilganda nima tushuniladi?
16. Atmosferada qanday jarayonlar natijasida bulutlar hosil bo‘ladi?
17. Atmosferada bulutlar maydonining o‘zgarishi nima bilan bog‘liq?
18. Frontal bulutlar nima? Ularga qanday bulutlar kiradi?
19. Havo massasi ichidagi bulutlarga qanday bulutlar kiradi?
20. Atmosferada yog‘inlar yog‘ishi nima bilan bog‘liq?
21. Burkama yog‘inlar qanday bulutlar bilan bog‘liq?
22. Jala yog‘inlari qanday bulutlar bilan bog‘liq?

## IV BOB

# ASOSIY SINOPTIK OBYEKTLAR. HAVO MASSALARI

---

---

Biror hudud yoki punktdagi keyingi sutka davomida kuzatilishi kutilayotgan ob-havoni oldindan aytib berish uchun qit'a yoki okean o'lchamlariga taqqoslasa bo'ladigan yirik hudud ustidagi atmosfera holatini o'rganish lozim. Shuning uchun sinoptik xaritalar (yer yaqini va balandlikdagi) yordamida atmosferada bir qator sinoptik obyektlar ajratiladi, ular o'z navbatida, o'rganilayotgan yirik hududlardagi atmosfera holatini tasavvur qilishga imkoniyat yaratadi.

*Sinoptik obyektlarga* quyidagilar kiradi:

havo massalari:

atmosfera frontlari:

planetar yuqori frontal zonalar va tez havo oqimlari:

barik tizimlar (siklonlar va antisiklonlar).

Ob-havoning ahamiyatga ega bo'lgan o'zgarishlari sinoptik obyektlarning vujudga kelishi, rivojlanishi va ko'chishiga bog'liq.

### **4.1. Ta'riflar. Havo massalarining shakllanishi sharoitlari**

Troposferada havo gorizontaal bo'yicha bir jinsli emas. U nisbatan bir jinsli mustaqil massalardan iborat bo'ladi. Har bir *havo massasining* ichida harorat, namlik va chang miqdori kabi atmosferaning asosiy kattaliklari gorizontaal bo'yicha juda kam o'zgaradi, ya'ni bu meteorologik kattaliklarning gorizontaal gradiyentlari juda kichik, ularning balandlik bo'yicha taqsimlanishi esa tegishli havo massasi uchun xarakterli ma'lum bir qonuniyatga ega.

Havo massalarining gorizontaal o'lchami minglab kilometrlarda, vertikal o'lchami esa bir necha kilometrlarda o'lchanadi.

Ayrim hollarda havo massalari yer yuzidan tropopauzagacha yoyiladi, baʼzida bir-biriga ustma-ust (odatda, iliq havo massasi sovuq havo massasining ustida) joylashadi.

Qoʻshni havo massalari orasidagi oʻtish zonasi yetarlicha keng (200–500 km) yoki tor (30–100 km) boʻlishi mumkin – ular *atmosfera frontlari* deyiladi. Bunday oʻtish zonasida meteorologik kattaliklarning keskin oʻzgarishlari kuzatiladi.

Shunday qilib, atmosferada oʻz xossalari bilan bir-biridan keskin farq qiluvchi havo massalarining yonma-yon joylanishini koʻplab uchratish mumkin.

Katta hududda nisbatan bir jinsli havo massasining shakllanish sharoitlarini koʻrib chiqaylik.

*Bir jinsli havo massasi shakllanishining birinchi zaruriy sharti* quyosh radiatsiyasining kelishi, aniqrogʻi, quyosh nurlarning tushish burchagi, yaʼni joyning geografik kengligi bilan bogʻliq. Quyosh radiatsiyasi yuqori kengliklarda quyi kengliklardagiga nisbatan ancha kam miqdorda yetib keladi va shunga mos ravishda turli kengliklarda yer sirti turlicha isiydi. Shuning uchun bir jinsli havo massalari kengliklarning kichik diapozonida ( $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ ) vujudga keladi. Birinchi zaruriy shartga muvofiq havo massalari kengliklar doiralari boʻylab choʻzilgan boʻladi (havo massalarining kenglik doiralari boʻyicha gorizontal oʻlchamlari meridian boʻyicha oʻlchamlaridan katta boʻladi). Meridian boʻylab havo harorati katta oʻzgarishlarga ega boʻlganligi uchun, qutbdan ekvatorga qadar toʻrt turdagi – *arktik, moʻtadil, tropik* va *ekvatorial* havo massalarini uchratish mumkin.

*Bir jinsli havo massasi shakllanishining ikkinchi zaruriy sharti* – bu bir jinsli yer sirtining mavjudligidir, yaʼni bir jinsli havo massalari bir jinsli yer sirti ustidagina vujudga keladi. Troposfera havosi issiqlikning asosiy qismini, namlikning esa barchasini yer sirtidan oladi. Shuning uchun, havo massalarining xossalari uning ostidagi yer sirti xarakteri bilan chambarchas bogʻliq. Avvalo, yer sirti (quruqlik) va suv sirtini ajratish kerak. Masalan, qishda oʻrta kengliklarda okean va dengizlar ustida sovuq va nam, quruqlik ustida esa sovuq va nisbatan qu-



ruqroq havo massalari vujudga keladi. Yozda esa aksincha, okeanlar ustida sovuq va nam, quruqliklar ustida iliq va nisbatan quruq havo massalari shakllanadi. Shuning uchun havo massalarining qayerda shakllanganligiga ko'ra ular dengiz va kontinental havo massalariga bo'linadi.

Quruqlik yuzasi ham bir jinsli emas, uning albedosi 15% dan (qora tuproq) 80% gacha (yangi yoqqan qor) o'zgarishi mumkin. Shuning uchun suv sirti ustida (quruqlik ustidagiga nisbatan) bir jinliroq havo massalari vujudga keladi.

Nihoyat, *havo massalari vujudga kelishining uchinchi zaruriy sharti* ma'lum geografik hudud ustidagi havo sirkulyatsiyasi xarakteri va uning ko'chish tezligi bilan bog'liq.

Ma'lumki, havo massalari shakllangan hududlarda, ya'ni atmosfera sirkulyatsiyasi turg'un sharoitlar bilan xarakterlanadigan geografik joyda, bir vaqtning o'zida turli xil havo massalari yuzaga kelishi mumkin.

Atmosfera sirkulyatsiyasi sharoitlari o'zgarishi bilan havo massalari shakllangan hududdan boshqa qo'shni hududlarga ko'chadi. Ko'chish jarayonida u xossalari butunlay boshqa bo'lgan havo massalari bilan to'qnashadi va o'zaro ta'sirda bo'ladi.

Ko'chish davomida o'zgargan radiatsiya balansi sharoitlari ta'sirida va to'shalgan sirt bilan ta'sirlanishi natijasida havo massalarining xossalari uzluksiz o'zgarib boradi. Bu evolyutsion jarayon *havo massalarining transformatsiyasi* deyiladi va u yangi hududda muvozanatga yerishguncha, ya'ni havo massasi shakllanguncha davom etadi. Bir jinsli havo massalari shakllanishining biz ko'rib chiqqan shartlari real vaziyatni to'liq tasvirlab bera olmaydi. Real atmosferada havo massalarining shakllanishi murakkab termodinamik jarayon bo'lib, u faqat yuqorida ko'rilgan omillarga emas, balki boshqa turli omillarga ham bog'liq.

Sinoptik tahlilning vazifasi havo massalari rivojlanishining barcha bosqichlaridagi fizikaviy xossalarni o'rganish hamda havo massalarining ko'chishi, evolyutsiyasi va o'zaro ta'sirlari natijasida ob-havoning kelajakdagi o'zgarishlarini aniqlashdan iboratdir.

## 4.2. Havo massalarining termodinamik tasnifi

Havo massalarining ikki xil – *termodinamik* va *geografik* tasniflari mavjud.

Termodinamik tasniflash asosida havo massalarining termodinamik xossalari yotadi. Bu tasnif bo'yicha havo massalari *iliq*, *sovuq* va *neytral (mahalliy)* turlarga bo'linadi.

Havo massalarining har bir turi o'z navbatida *turg'un*, *noturg'un* va *befarq* holatdagi havo massalariga bo'linadi.

Agar havo massasining harorati kundan kunga pasayib borsa, biroq uning o'rtacha sutkalik harorati muvozanat haroratidan doimo yuqori bo'lsa, bunday havo *iliq havo massasi* deb ataladi.

Agar havo massasining harorati kundan-kunga ko'tarilib borsa, biroq uning o'rtacha sutkalik harorati muvozanat haroratidan past bo'lsa, bunday havo *sovuq havo massasi* deb ataladi.

Agar havo massasining harorati deyarli o'zgarmasa va uning o'rtacha sutkalik harorati muvozanat haroratiga teng yoki unga juda yaqin bo'lsa, bu havo *neytral (mahalliy) havo massasi* deb ataladi.

*Muvozanat harorati* – bu ko'p yillik o'rtacha harorat bo'lib, u ma'lum bir hudud yoki punktdagi ma'lum yil fasli uchun xarakterlidir.

Amalda, sinoptik meteorologiyada havo massalarining *iliq* va *sovuq* turlarga ajratilishi ularni bir-biriga nisbatan taqqoslashga asoslangan. Qo'shni havo massasiga nisbatan iliqroq havo massasi «*iliq*» havo massasi, sovuqrog'i esa – «*sovuq*» havo massasi deb ataladi. Bundan tashqari, havo massalarining geografik joylanishini ham hisobga olish lozim. Masalan, qish oylarida O'rta Osiyo ustidagi harorati  $-10^{\circ}\text{C}$  ga teng bo'lgan havo massasi «*sovuq*» havo massasi deb hisoblanadi. Lekin bu havo massasi Qozog'iston va G'arbiy Sibir ustidagi havo massalariga nisbatan *iliq* bo'ladi.

Havo massalarining muhim termodinamik xossalaridan biri bo'lgan *turg'unligini* aniqlash ancha qiyin. Agar havo massasining zarrachasi tashqi kuchlar ta'sirida muvozanat holatidan chiqarilib, tashqi kuchlar ta'siri to'xtatilgandan so'ng o'zining boshlang'ich holatiga qaytib kelsa,

bunday havo massasi atmosferaning ko‘rilayotgan qatlamida *turg‘un havo massasi* deb hisoblanadi.

Agar havo massasining zarrachasi tashqi kuchlar ta‘sirida muvozanatdan chiqarilib, tashqi kuchlar ta‘siri to‘xtatilgandan so‘ng ham zarracha o‘z ko‘chish yo‘nalishini o‘zgartirmay harakatni davom ettirsa, bunday havo massasi *noturg‘un havo massasi* deyiladi.

Agar havo massasining zarrachasi tashqi kuchlar ta‘sirida muvozanatdan chiqarilib, tashqi kuchlar ta‘siri to‘xtatilgandan so‘ng ko‘chib o‘tgan joyida qolsa, u *befarq havo massasi* deyiladi.

Havo massalarining turg‘unligini bu usul bilan aniqlash atmosferada yuz beradigan fizikaviy jarayonlarni aks ettirsa-da, amalda undan foydalanish noqulay. Shuning uchun atmosferaning turg‘unligi amalda *aerologik diagramma* yordamida *stratifikatsiya chizig‘i* (qizil chiziq) va *holat chiziqlarini* (uzluksiz qora chiziq) taqqoslash orqali aniqlanadi.

Agar ko‘rilayotgan atmosfera qatlamida stratifikatsiya chizig‘i holat chizig‘iga nisbatan chap tomonda joylashgan bo‘lsa, u holda atmosferaning bu qatlami *noturg‘un stratifikatsiyalangan*, o‘ng tomonda joylashgan bo‘lsa – *turg‘un stratifikatsiyalangan* deb ataladi.

Agar stratifikatsiya va holat chiziqlari o‘zaro parallel bo‘lsa, u holda bu qatlam *befarq stratifikatsiyalangan* bo‘ladi.

Real atmosferada vertikal bo‘yicha harakatlarda suv bug‘iga to‘yinmagan havo zarrachalari bilan birga suv bug‘iga to‘yingan havo zarrachalari ham ishtirok etadi. Shu sababli haroratning turli vertikal taqsimotlari uchun *nam* (suv bug‘iga to‘yingan) va *quruq* (suv bug‘iga to‘yinmagan) *havo* uchun atmosferaning turg‘unlik darajasi turlicha bo‘ladi.

Agar atmosferaning ko‘rilayotgan qatlamida quruq yoki nam to‘yinmagan havo uchun holat chizig‘i haroratning quruq adiabatik vertikal gradiyenti ( $\gamma_a$ ), nam to‘yingan havo uchun – haroratning nam adiabatik vertikal gradiyenti ( $\gamma_{na}$ ), stratifikatsiya chizig‘i uchastkasi uchun – haroratning haqiqiy vertikal gradiyenti ( $\gamma$ ) orqali ifodalansa, u holda stratifikatsiya va holat chiziqlarining o‘zaro joylashishi 5 xil ko‘rinishda bo‘lishi mumkin. Demak, real atmosferada turg‘unlikning 5 ta variantini uchratish mumkin:

1) quruq va nam noturg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlami ( $\gamma > \gamma_a > \gamma_{na}$ ) – aerologik diagrammada stratifikatsiya chizig'i quruq adiabataga chizig'iga nisbatan chap tomonda joylashgan bo'ladi (*mutlaq noturg'unlik*);

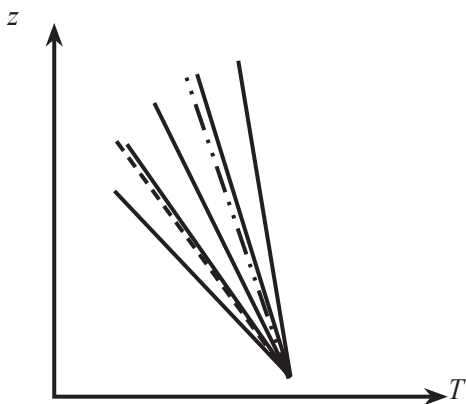
2) quruq befarq, nam noturg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlami ( $\gamma_a = \gamma > \gamma_{na}$ ) – stratifikatsiya chizig'i quruq adiabataga chizig'iga parallel, nam adiabataga chizig'iga nisbatan chap tomonda joylashgan bo'ladi;

3) quruq turg'un, nam noturg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlami ( $\gamma_a > \gamma > \gamma_{na}$ ) – stratifikatsiya chizig'i quruq va nam adiabataga chiziqlari orasida joylashgan bo'ladi;

4) quruq turg'un, nam befarq stratifikatsiyalangan atmosfera qatlami ( $\gamma_a > \gamma = \gamma_{na}$ ) – stratifikatsiya chizig'i nam adiabataga chizig'iga parallel, quruq adiabataga chizig'iga nisbatan o'ng tomonda joylashgan bo'ladi;

5) quruq va nam turg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlami ( $\gamma < \gamma_{na} < \gamma_a$ ) – stratifikatsiya chizig'i quruq va nam adiabataga chiziqlariga nisbatan o'ng tomonda joylashgan bo'ladi (*mutlaq turg'unlik*).

Yuqorida ko'rsatilgan atmosfera turg'unligining 5 xil varianti quyida ko'rsatilgan (4.1-rasm).



4.1-rasm. Real atmosferada haroratning vertikal bo'yicha o'zgarish variantlari.

Atmosferaning turg'unligini aniqlash bulut, tuman, momaqaldiroq va yog'ingarchilikni tahlil qilishda va oldindan aytib berishda muhim ahamiyat kasb etadi. Noturg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlamida vertikal rivojlanish bulutlari (Su va Cb), momaqaldiroq va jala yomg'irlar kuzatilishi mumkin. Turg'un stratifikatsiyalangan atmosfera qatlamida esa, aksincha, bunday bulutlar rivojlanmaydi, qishda tumanlar va inversiya osti havo

massalar ichidagi St va Sc turi dagi bulutlar kuzatiladi va ulardan shivalama yomg'irlar yog'adi. Yilning iliq qismida, odatda bulutsiz, gorizontal ko'rinuvchanlik yomonlashgan ob-havo kuzatiladi. Shuning uchun yer sirti yaqini xaritalaridagi bulutlar, yog'inlar va ob-havo hodisalaridan atmosferaning turg'unligi to'g'risida fikr yuritish mumkin.

Qishda mo'tadil kengliklarda yer sirti yaqinida shunday kuchli harorat inversiyasi qatlamlari rivojlanadiki, ular xatto kunduzi ham yo'qolmaydi. Odatda, bu holatlarda  $MT_{850}$  dagi havo harorati yer sirtidagi haroratdan past bo'lmaydi. Bu esa atmosfera qatlamining turg'un stratifikatsiyalanganidan dalolat beradi.

### **4.3. Havo massalarining geografik tasnifi.**

#### **Havo massalari turlarining shakllanish o'choqlari**

*Havo massalarini geografik tasniflashning* asosida ular shakllanadigan geografik hududlar yotadi. Bu tasnif bo'yicha havo massalari to'rt turga bo'linadi:

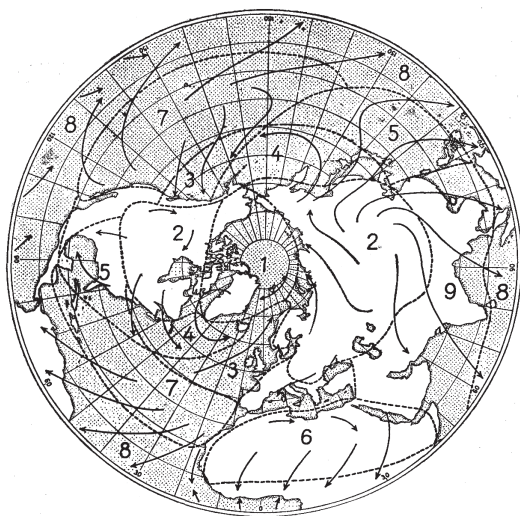
- 1) arktik havo (AH);
- 2) mo'tadil kengliklar havosi (MH)
- 3) tropik kengliklar havosi (TH)
- 4) ekvatorial havo (EH)

O'z navbatida, havo massalarining dastlabki uchta turi ular shakllangan to'shalgan sirtning xarakteriga bog'liq holda *quruqlik* (q) va *dengiz* (d) havo massalariga bo'linadi (dAH, qAH, dMH, dTH, qTH). Ekvatorial havo o'z xossalariga ko'ra dengiz ustida vujudga kelgan tropik havoga yaqin, shuning uchun u dengiz va quruqlik havo massalariga ajratilmaydi.

4.2- va 4.3-rasmlarda havo massalari turlarining shakllanish o'choqlari tasvirlangan.

*Arktik havo* qishda Norvegiya dengizi va Barents dengizining muzlamaydigan qismidan tashqari Qutb doirasining ichkarisida, yozda esa asosan Arktika muzlarining ustida vujudga keladi.

Arktik havoning mo'tadil kengliklarga kirib kelishi asosan siklonlardagi sovuq frontlar orqasida va antisiklonlar rivojlanishida frontlar orqasida ro'y beradi.



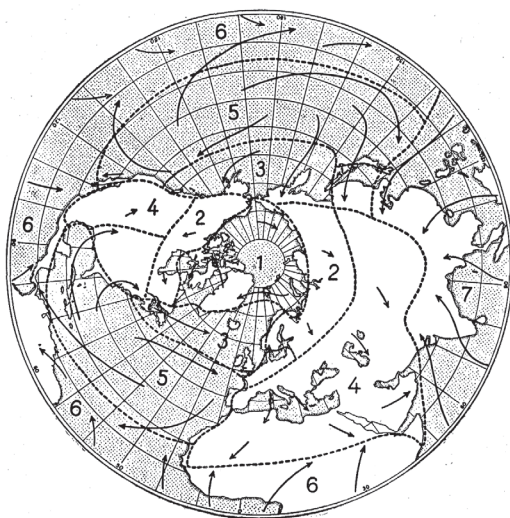
4.2-rasm. Qishda havo massalari turlarining shakllanish o'choqlari: 1 – arktik havo; 2 – quruqlik mo'tadil kengliklar havosi; 3 – dengiz mo'tadil kengliklar havosi; 4 va 5 – o'tish zonasi havosi; 6 – quruqlik tropik kengliklar havosi; 7 – dengiz tropik kengliklar havosi; 8 – ekvatorial havo; 9 – musson havosi.

Antisiklonlarning shimoliy-g'arbdan janubiy-sharqqa yo'nalgan va shimoliy-sharqdan janubiy-g'arbga yo'nalgan yoki B.P.Multanovskiy bo'yicha normal qutbiy o'qli va ultraqutbiy o'qli traektoriyalari ajratiladi.

G'arbiy Yevropaga dengiz Arktik havosi xarakterli. Osiyo va Shimoliy Amerikaga quruqlik arktik havosi xarakterli, chunki bu qit'alarga arktik havosi qor yoki muz bilan qoplangan sirtlar ustidan o'tib keladi. Janubda arktik havo Alp, Kavkaz va O'rta Osiyogacha yetib kelishi mumkin.

*Quruqlik mo'tadil havosi* mo'tadil kenglikliklardagi qit'alarning markaziy va sharqiy qismlarida vujudga keladi, qishda bu hudud  $30^\circ$  va  $50^\circ$  shimoliy kengliklar orasida, yozda esa  $50^\circ$  va  $70^\circ$  shimoliy kengliklar orasida joylashgan bo'ladi.

*Dengiz mo'tadil havosi* okeanlar ustida vujudga keladi. Dengiz mo'tadil havosining xarakteristikalari ular shakllangan okeandagi o'choqlarning kengliklar zonasiga va siklonlar traektoriyasiga bog'liq bo'lib,



4.3-rasm. Yozda havo massalari turlarining shakllanish o'choqlari: 1 – arktik havo; 2 – quruqlik mo'tadil kengliklar havosi; 3 – dengiz mo'tadil kengliklar havosi; 4 – quruqlik tropik kengliklar havosi; 5 – dengiz tropik kengliklar havosi; 6 – ekvatorial havo; 7 – musson havosi.

ba'zi hollarda dengiz arktik havosining xususiyatlariga, ba'zi hollarda esa dengiz tropik havosining xususiyatlariga yaqin bo'ladi.

*Quruqlik tropik havosi* yozda qit'alar ustida  $15^{\circ}$  dan  $50^{\circ}$  shimoliy kengliklar zonasida, qishda esa Afrikaning shimoliy qismi ustida vujudga keladi.

Yevropaga kirib keladigan *dengiz tropik havosining* asosiy shakllanish o'chog'i qishda O'rtayer dengizi basseyni bo'lsa, yozda Atlantika okeanining subtropik kengliklaridir. Umuman, dengiz tropik havosi ekvatorga yaqin sohalarni o'z ichiga oluvchi okeanlarning tropik qismlarida vujudga keladi. Lekin, ekvatorga yaqin sohalarda shakllangan havo yer sirti yaqinida mo'tadil kengliklargacha yetib kelmaydi.

Shuningdek, quyi kengliklar ustida shakllanadigan, o'z xususiyatlariga ko'ra yozda dengiz tropik havosiga, qishda quruqlik tropik havosiga yaqin bo'lgan mavsumiy *musson havosi* ajralib chiqadi. Yozda musson havosi okeandan qit'aga qarab yo'naladi, shuning uchun uning

tarkibida suv bug'i juda ko'p bo'ladi, bu esa momaqaldiroqlar va kuchli jala yomg'irlariga olib keladi. Qishda musson havosi nisbatan iliq va quruq bo'lib, quruqlikdan okeanga yo'nalgan bo'ladi. Mo'tadil kengliklar ustida (masalan, Uzoq Sharqda) musson havosi qishda quruqlik mo'tadil havosi, yozda esa dengiz mo'tadil havosi bo'ladi. Yaqin atrofda joylashgan dengizlarning past haroratlari ta'sirida bu yerda yozgi musson nisbatan sovuq bo'ladi.

4.1-jadvalda Rossiya Yevropa qismining markaziy hududi havo massalari asosiy turlarining xarakteristikalari ko'rsatilgan. Tabiiyki, boshqa hududlar uchun harorat xarakteristikalari boshqacha bo'ladi, lekin turli havo massalari o'rtasidagi haroratning o'zaro nisbati saqlanib qoladi.

4.1-jadval

**Rossiya Yevropa qismining markaziy hududi havo massalari asosiy turlarining xarakteristikalari**

Xarakteristika	Havo massasi					
	qAH	dAH	qMH	dMH	qTH	dTH
Vertikal balandligi (km)	1–3	2–5	Odatda tropopauzagacha			
Yer sirti yaqinida o'rtacha harorat (°C): Yanvar	–20	+10	–8	–1	Xarakt. emas	+3
Iyul	+8	+10	+20	+15	+25	Xarakt. emas
Gorizontal ko'rinuvchanlik (km)	20–50	50	4–10	10–20	2–6	2–6
Xarakterli kondensatlanish tizimlari: Qish	Bulut-siz	Sc	Bulut-siz	Cb, Sc	-	St
Yoz	Cu	Cb	Bulut-siz, Cu	Cb	Bulutsiz, Cb	Xarakt. emas



Havo massalari atmosfera havosining uchta parametri – harorat, namlik va chang bilan xarakterlanganda shuni ko‘rish mumkinki, eng past haroratlar qishda quruqlik arktik havosi va quruqlik mo‘tadil havosida, yozda esa – quruqlik arktik havosida, eng yuqori haroratlar quruqlik tropik havosida kuzatiladi. Dengiz tropik havosi eng katta namlikka ega, namlikning eng kichik qiymatlari quruqlik arktik havosi va quruqlik tropik havosida kuzatiladi. Eng chang havo massasi – quruqlik tropik havosidir, eng tiniq havo massasi dengiz arktik havosidir.

#### **4.4. Iliq havo massalarining xarakteristikalari**

Yuqorida ta’kidlab o‘tganimizdek, agar ko‘rilayotgan hududda havo massasining harorati kundun-kunga pasayib, uning o‘rtacha sutkalik harorati muvozanat haroratidan yuqori saqlanib qolsa, bunday havo massasi iliq havo massasi deyiladi. Iliq havo massasi ko‘p hollarda turg‘un holatda bo‘ladi.

*Iliq turg‘un havo massasi*, odatda, qit‘alar ustida yilning sovuq yarmida kuzatiladi. Bu havo massasi nisbatan iliq okeanlar ustida uzoq muddat harakatlanib, qit‘alarga yetib keladi (dengiz tropik havosi yoki dengiz mo‘tadil havosi). Okean va dengizlar ustida bunday havo massasi yilning iliq yarmida, ya’ni iliq havo (quruqlik tropik havosi yoki quruqlik mo‘tadil havosi) qit‘adan nisbatan sovuq suv sirti ustiga kelganida kuzatiladi.

Iliq turg‘un havo massasining ko‘rilayotgan hududga kirib kelishi-ning sinoptik (sirkulyatsion) sharoitlari turlicha bo‘lishi mumkin. Iliq turg‘un havo massasi siklonlarning iliq sektorlariga va ularga qo‘shni bo‘lgan antisiklonlarning shimoliy qismlari uchun xarakterlidir.

Iliq turg‘un havo massasiga xos ob-havo: butunlay qatlamdor (St) yoki qatlamdor to‘p-to‘p (Sc) bulutdorlik, ba’zan shivalama yog‘inlar yog‘adi yoki advektiv tumanlar paydo bo‘ladi. Yozda iliq turg‘un havo massasi quruqlik ustida, ya’ni quruqlik tropik havosi mo‘tadil kengliklardagi quruqlikka kirib kelganda ham kuzatiladi. Bunday iliq turg‘un havo massasida bulutsiz ochiq ob-havo kuzatiladi, lekin

atmosferaning yer sirtiga yaqin qatlamida chang to'planganidan gori-zontal ko'rinuvchanlik yomonlashadi.

Dastlab yilning sovuq yarmida qit'aga kelgan iliq havo massasi noturg'un bo'lishi mumkin, lekin qit'a ichiga siljigan sari uning holati turg'un bo'lib qoladi. Buning sababi shundaki, havo massasining sovuq to'shalgan sirtidan sovishi oqibatida atmosferaning pastki qatlamida haroratning vertikal gradiyenti tez kamayadi va inversiya qatlami paydo bo'ladi. Inversiya atmosferaning pastki qatlamida yuzaga kelmasa ham, bir necha yuz metr balandlikda ro'y berishi mumkin.

Ma'lum balandlikda vujudga kelgan inversiya qatlami havo mas-sasining to'shalgan sirtidan qattiq soviyotgan quyi qatlamini yuqorida joylashgan atmosfera qatlamlaridan ajratib turadi.

Inversiya qatlami vertikal bo'yicha harakatlanayotgan havo zar-rachalarini to'xtatuvchi (to'sqinlik qiluvchi) qatlam hisoblanadi. Dar-haqiqat, ko'tarilayotgan havo zarrachasi adiabatik qonun bo'yicha so-viydi. Agar bunday zarracha dastlab atrofdagi havodan issiqroq bo'l-sa, inversiya qatlamida u atrofdagi havo haroratiga tez moslashadi va Arximed kuchi ta'sirida ko'tarilish imkoniyati yo'qoladi. Shuning uchun inversiya qatlami ostida pastdan ko'tarilayotgan uyumlarning yoyilishi va suv bug'i hamda chang zarrachalarining to'planishi ro'y beradi. Bu esa inversiya osti qatlami yuqori chegarasining qo'shimcha radiatsion sovishiga olib keladi. Natijada suv bug'ining kondensatsiyasi boshlanadi va inversiya qatlami balandligiga bog'liq ravishda St yoki Sc bulutlari yoki tuman paydo bo'ladi.

Iliq turg'un havo massasida meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishi juda kichik bo'ladi. Bundan tashqari kuchli issiqlik adveksiya bilan bog'liq bo'lgan, masalan, tunda sovish o'rniga ba'zida haroratning ko'tarilishi kuzatiladi.

*Iliq noturg'un havo massasi* qit'alarda yozda (dengiz tropik havosi, quruqlik tropik havosi), dengiz qirg'oqlari yaqinida qishda ham ku-zatilishi mumkin (dengiz mo'tadil havosi). Okean va dengizlar ustida bunday havo massasi, odatda, yilning sovuq yarmida, ayniqsa nisbatan iliq havoning (dengiz mo'tadil havosi) issiqroq suv sirti ustiga kirib ke-lishida kuzatiladi. Havo massasi pastdan, suv sirtidan isiganligi uchun,

qishda qit'alardan okeanlarga sovuq havo kirib kelganida, suv sirtlari ustida noturg'un havo massalarining shakllanishi uchun qulay sharoitlar yuzaga keladi.

Subtropik va tropik kengliklarda suv sirti ustida hatto yozda ham noturg'un holatda bo'ladigan eng iliq havo massalari (dengiz mo'tadil havosi) shakllanadi.

Iliq havo massasi turli sinoptik sharoitlarda, shuningdek siklonlarning iliq sektorlarida va antisiklonlarning g'arbiy chekkalarida noturg'un holatda bo'lishi mumkin.

Iliq noturg'un havo massalarga tez-tez momaqaldiraqlar, jala yog'inlari, to'p-to'p (Cu) va ba'zida yomg'irli to'p-to'p (Cb) bulutlar, shuningdek, yomg'irlardan keyin yuzaga keladigan tungi radiatsion tumanlar xosdir. Meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishlari iliq turg'un havo massalaridagilardan biroz katta bo'ladi xolos.

Qit'alar ustida hatto shimolga siljigan sari iliq havo massasi vaqt o'tishi bilan noturg'unroq bo'lib qolishi mumkin. Bunga yer sirtidan havo massasi kunduzgi isishining davom etishi va bug'lanish hisobidan namlikning ortishi sabab bo'ladi.

Ayrim hollarda yer sirtining tungi radiatsion sovishi tunda konveksiyaning rivojlanishiga olib keladi. Natijada kuchli yomg'irli to'p-to'p bulutlar hosil bo'ladi, momaqaldiraqlar va jala yog'inlari kuzatiladi.

Umuman olganda, iliq havo massasi ko'pincha turg'un havo massasi bo'ladi (ayniqsa yilning sovuq yarmida quruqliklar ustida).

#### **4.5. Sovuq va mahalliy (neytral) havo massalarining xarakteristikalari**

Agar ko'rilayotgan hududda havo massasining harorati kun sayin ko'tarilib, o'rtacha sutkalik harorati muvozanat haroratidan past saqlanib qolsa, bunday havo massasi *sovuq havo massasi* deyiladi. Sovuq havo massasi turg'un yoki noturg'un holatda bo'lishi mumkin.

*Sovuq noturg'un havo massasi* quruqlik ustida, odatda yilning iliq yarmida, ayniqsa dengiz mo'tadil havosi va dengizi arktik havosi

quruqlikka kirib kelishida kuzatiladi. Okean va dengizlar ustida bunday havo massasi, asosan yilning sovuq yarmida kuzatiladi. Biroq, u yozda, nisbatan sovuq havo massasi (arktik havo yoki mo'tadil havo) iliqroq suv sirti ustiga kelganida ham hosil bo'lishi mumkin.

Sovuq noturg'un havo massasining kirib kelishi uchun siklonlarning sovuq frontlar orqasidagi qismlari va ularga qisman tutashgan antisiklonlarning chegara qismlari qulay sinoptik sharoitlar hisoblanadi.

Sovuq noturg'un havo massasidagi tipik ob-havo sharoitlari: to'p-to'p bulutlar (kunduzgi soatlar ular uchun eng qulay), tez-tez takrorlanadigan jala yog'inlari, ba'zi paytda kunduzi momaqaldiroq, kechasi esa quruqliklar ustida radiatsion tumanlar.

*Sovuq turg'un havo massalari* (quruqlik mo'tadil havosi va quruqlik arktik havosi) quruqliklar ustida asosan qishda, Arktika va Antarktika muzliklari ustida yozda ham kuzatilishi mumkin. Bunday havo massalari okean va dengizlar ustida vujudga kelmaydi.

Sovuq turg'un havo massalari uchun eng qulay sinoptik sharoitlar – bu antisiklonal tizimlar va ayniqsa ularning markaziy qismlaridir.

Sovuq turg'un havo massalaridagi xarakterli ob-havo: a) ba'zida radiatsion tumanlar kuzatiladigan bulutsiz sovuq ob-havo (asosiy turi); b) ba'zida kuchsiz qor yog'ishi kuzatiladigan katta miqdordagi to'liq qatlamdor yoki to'p-to'p qatlamdor bulutli ob-havo (qo'shimcha turi).

Ob-havoning qo'shimcha turi antisiklonlarning g'arbiy va shimoliy qismlarida sovuq havoning quyi qatlami ustidan nisbatan iliq va nam havo adveksiyasi kuzatilganida yuz beradi.

Bulutsiz ob-havoda sovuq turg'un havo massasida meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishi iliq turg'un massadagidan katta, noturg'un havo massasidagidan esa kichik bo'ladi.

O'rta va baland kengliklarda qishda, odatda, yer sirtining radiatsiya va issiqlik balansi manfiy bo'ladi va quruqlik ustida radiatsion tumanlar paydo bo'ladi. Tumanlar faqat havo massalarining namligi katta bo'lganida paydo bo'lishi mumkin.

Meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishi sovuq noturg'un havo massalarida juda katta bo'ladi. Masalan, kechasi kuchsiz sha-

mollar bilan bulutsiz sovuq ob-havo, kunduzi esa kuchli bulutlilik, yog'in-sochin, shamolning kuchayishi va haroratning 10–15° ga ortishi kuzatilishi mumkin.

Havo massasining noturg'unligi nafaqat havo massasi va to'shalgan sirt orasidagi haroratlar o'zaro nisbatiga, balki havo namligiga ham bog'liqdir. Havoning namligi qancha katta bo'lsa, havo massasi shuncha noturg'un bo'ladi. Havo massasining turg'unligiga to'shalgan sirt relyefi va sinoptik sharoitlar, ayniqsa, havo massasining asosiy oqimlarida konvergensiya yoki divergensiya zonalarining mavjudligi katta ta'sir ko'rsatadi.

Konvergensiya bo'lgan oqimlarda divergensiya bo'lgan oqimlardagiga nisbatan noturg'unlik katta bo'ladi. Tog'ning shamolga qaragan tomonida noturg'unlik shamolga teskari bo'lgan tomonidagidan katta-roq bo'ladi. Yer sirtining bir jinsli bo'lmagan relyefida sovuq va zich havo pastliklarni egallab, past haroratli mahalliy o'choqlarni hosil qiladi. Pastliklarda ayrim hollarda harorat atrofdagi tepaliklarga nisbatan 10°–20° ga past bo'lishi mumkin (balandliklar farqi bir necha o'n metr bo'lishiga qaramay).

Sovish jarayonida kun sayin kuchli sovigan qatlamning vertikal cho'zilganligi ortadi va 1–2 km yoki undan kattaroq bo'lishi mumkin. Dastlab, sovuq noturg'un havo (dengiz arktik havosi va dengiz mo'tadil havosi) quruqlik ichkarisiga siljigan sari turg'un havo massasiga aylanadi. Antisiklonlarning vujudga kelishi bilan havoning pastga harakati rivojlanadi va havo massasi turg'unligining tez ortishiga imkon beradi.

Mahalliy havo massalari ixtiyoriy mavsumda turg'un yoki noturg'un xolatda bo'lishi mumkin. Havo massasining turg'unligi uni hosil qilgan havo massasining dastlabki xususiyatlariga va transformatsiya yo'nalishiga bog'liq.

Agar mahalliy havo massasi yer sirtidan boshlab sovish natijasida iliq havo massasidan hosil bo'lgan bo'lsa, bu havo massasi turg'un havo massasi xususiyatlariga ega bo'ladi.

Agar mahalliy havo massasi yer sirtidan boshlab isish natijasida sovuq havo massasidan hosil bo'lgan bo'lsa, bu havo massasi noturg'un havo massasi xususiyatlariga ega bo'ladi.

Qit'alar ustida yozda mahalliy havo massalari, odatda, noturg'un, qishda esa turg'un holatda bo'ladi. Okean va dengizlar ustida mahalliy havo massalari yozda, ko'pincha, turg'un, qishda noturg'un xossalarga ega bo'ladi.

Mahalliy havo massalarining ob-havo sharoitlari ularning turg'unligi, namligi, shuningdek, yil mavsumi, to'shalgan sirtning holati va sinoptik sharoitlar bilan belgilanadi.

#### **4.6. Havo massalari xususiyatlarining transformatsion o'zgarishlari**

Havo massalari xususiyatlarining to'xtovsiz o'zgarishi *transformatsiya* deb ataladi.

Havo massalarining transformatsiyasi – bu keng ma'noda, havo massalarining eng muhim xususiyatlari: harorat, namlik, turg'unlik, kondensatsiya tizimlari (bulutlar, yog'inlar, tumanlar) va boshqalarning o'zgarishlaridir. Bu ma'noda, havo massalarining transformatsiyasi amalda doim davom etib turadi va hech qachon to'xtamaydi. Ammo transformatsiya jarayonida havo xususiyatlari tez o'zgaradigan va sutkalararo o'zgarishlari kichik bo'lgan davrlarni ajratish mumkin.

Agar havo massalari xususiyatlarining o'zgarishlari kichik bo'lib, ko'rilayotgan havo massasi geografik turining xususiyatlari saqlansa, unda transformatsiya *nisbiy* deb ataladi. Havo massalarining nisbiy transformatsiyasi havoning ko'chishida yer sirti sharoitlarining o'zgarishi natijasida kuzatiladi. Agar havo massasining xossalari tubdan o'zgarsa, u o'z geografik turini o'zgartirib, boshqa asosiy turdagi havo massasiga aylanadi va bu transformatsiya *mutlaq transformatsiya* deyiladi. Masalan, arktik havo janubiy hududlarga ko'chsa, mo'tadil havoga aylanadi va aksincha.

Havo xossalari tez o'zgarishdan sekin o'zgarishga o'tishi asta-sekinlik bilan ro'y beradi. Shuning uchun, qaysi paytdan boshlab havo massasi nomini o'zgartirish lozimligini aniqlash qiyin. Xossalari jihatdan farq qiluvchi yangi havo massasi ko'rilayotgan hududga kirib

kelgandan keyingi dastlabki kunlari sutkalararo haroratning o'zgarishi  $4^{\circ}$ – $5^{\circ}$  ga teng bo'ladi, keyinchalik ular  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  gacha kamayadi. Okeanlar ustida sovuq havo massalari kirib kelgan dastlabki sutkalarda haroratning o'zgarishlari  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  gacha yetishi mumkin. Shuning uchun havo massasi transformatsiyasining *tugash mezon*i sifatida yer sirti va 850 gPa sathdagi haroratning o'rtacha sutkalik o'zgarishlari  $1^{\circ}$ – $1,5^{\circ}$  dan kam bo'lib qoladigan vaqt qabul qilinadi.

Meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishi transformatsiyaning alohida ko'rinishi bo'lsa-da, havo massasi transformatsiyasining ko'rsatkichi hisoblanmaydi, chunki u mahalliy havo massalarida ham katta bo'lishi mumkin. Transformatsiyani empirik aniqlash uchun havoning ma'lum zarrachalarini har kuni bir vaqtda kuzatib, uning xususiyatlarini taqqoslash kerak. Ma'lum bo'lishicha, yangi geografik hududga kirib kelgan havo massasining dastlabki kundagi transformatsiyasi, keyingi kundagiga qaraganda tezroq o'tadi, ya'ni meteorologik kattaliklarning xususiyatlari muvozanat holatidan qancha uzoq bo'lsa, transformatsiya tezligi shuncha katta bo'ladi. Transformatsiya davri, ya'ni havo massasining muvozanat holatiga yerishish davri 5–7 sutkaga teng bo'ladi.

Havo massasining transformatsiyasini empirik o'rganishning quyidagi asosiy qoidalari mavjud.

1. *Traektoriya usuli*. Barik topografiya xaritalari yordamida ixtiyoriy sathda ajratib olingan zarrachalarning traektoriyalari 3-bobda ko'rsatilgan usullar bo'yicha aniqlanadi. Havo zarrachalarining ko'chishi jarayonidagi xossalarning o'zgarishi hamda havo massalari transformatsiyasining yo'nalishi aniqlanadi.

2. *Erkin aerostatlar usuli*. Erkin aerostatlarda uchish vaqtida yuklarni tashlab yuborish yoki sharoitga qarab qobiqdan gazning bir qismini chiqarish orqali ma'lum sathdagi uchish balandligi iloji boricha saqlanadi. Aerostatning gorizontallik ko'chish tezligi parvoz balandligidagi havo tezligi bilan bir xil bo'ladi, va demak, aerostatdagi kuzatishlar belgilangan havo zarrachalari xususiyatlarining o'zgarishlarini xarakterlaydi, deb tahmin qilinadi.

3. *Tezkor zondlash usuli*. Har bir sathda meteorologik kattaliklarning lokal o'zgarishlarini aniq bilish uchun tanlangan punktlarda at-

mosferani tezkor zondlash o'tkaziladi. Agar havo zarrachalarining gorizontal bo'yicha harakati yuz bermaydigan sinoptik sharoitlar kuzatilsa, u holda ketma-ket zondlash natijalarini taqqoslab, bevosita transformatsiya tezligini aniqlash, ya'ni ma'lum vaqt oralig'ida (odatda, sutka) atmosfera ma'lum xarakteristikasining o'zgarishini (masalan, haroratni) aniqlash mumkin.

Yuqorida ko'rsatilgan usullar kamchiliklardan xoli emas, albatta. Lekin ular transformatsiya tezligi miqdorini tahminiy baholashga imkon beradi.

Ko'pincha, amalda traektoriyalar usulidan foydalaniladi, chunki u qulayroq.

Havo massalari transformatsiyasini nazariy hisoblash issiqlik uzatish, suv bug'i va nurlı energiya tarqalishi tenglamalarining qo'llanilishiga asoslangan.

Issiqlik uzatish tenglamasiga binoan:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \dot{\theta} + \frac{RT(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} w + \frac{\epsilon}{c_p \rho} \quad (4.1)$$

O'ng tomondagi birinchi qo'shiluvchi adveksiya ta'siridagi, ya'ni havo massasi ko'chishi bilan bog'liq bo'lgan haroratning lokal o'zgarishlarini xarakterlaydi. Haroratning advektik o'zgarishlari havo massalari transformatsiyasini xarakterlamaydi, shuning uchun u hisobga olinmasligi kerak.

Ikkinchi qo'shiluvchi haroratning vertikal harakat ta'siridagi lokal o'zgarishlarini aniqlaydi:

$$\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_w = a_1 (\gamma_a - \gamma) w = -a_2 (\gamma_a - \gamma) w.$$

Agar  $\gamma_a$  va  $\gamma - ^\circ\text{C}/100\text{m}$  da,  $w - \text{m}/12$  soatda bo'lsa, unda

$$\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_w = -0,02 (\gamma_a - \gamma) w \text{ } ^\circ\text{C}/ \text{sutkada},$$

agar  $w - \text{gPa}/12$  soatda bo'lsa, u holda



$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_w = 0,58 (\gamma_a - \gamma) \frac{T}{P} w \text{ } ^\circ\text{C/ sutkada bo'ladi.}$$

Masalan:  $MT_{700}$  xarita uchun

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_w = 0,2 (\gamma_a - \gamma) w_{700} \text{ } ^\circ\text{C/sutka.}$$

Agar havo massasi ichida vertikal ko'tarilish harakati uzoq muddat saqlansa, u holda vaqt o'tishi bilan havo massasi butun qalinlikda soviydi. Havoning vertikal bo'yicha tushishi kuzatilsa – havo massasi isiydi. Bu omil ma'lum darajada eski kam harakatlanayotgan siklonni sovuq sirkulyatsion tizimga, eski kam harakatlanayotgan antisiklonni iliq sirkulyatsion tizimga aylanishiga imkon yaratadi.

(4.1) dagi uchinchi qo'shiluvchi atmosferadagi turbulent va radiatsion issiqlik almashinuvi va suvning fazaviy aylanishlarining haroratning lokal o'zgarishlariga va havo massalarining transformatsiyasiga ta'sirini ifodalaydi.

Yuqorida ko'rsatilgan issiqlik oqimlari tashkil etuvchilarining har birini hisoblash ma'lum qiyinchiliklar bilan bog'liq. Odatda, tezkor prognostik ishda tahminiy baholash bilan kifoyalaniladi. Bu usullar haroratni oldindan aytib berishga oid bo'lgan bobda yana ko'rsatiladi.

(4.1) tenglama kabi suv bug'ining uzatilishi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \dot{\omega} + \frac{RT}{Pg} \frac{\partial q}{\partial z} w + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \frac{\partial m}{\partial t}. \quad (4.2)$$

Bu yerda:  $q$  – solishtirma namlik,  $m$  – kondensatsiya yoki bug'lanish jarayonida qatnashayotgan birlik havo massasidagi suv miqdori.

(4.2) dagi birinchi qo'shiluvchi solishtirma namlikning advektiv o'zgarishlarini, ikkinchisi – vertikal harakatlar bilan bog'liq bo'lgan o'zgarishlarini, uchinchisi – vertikal bo'yicha turbulent aralashish ta'siridagi o'zgarishlarini, to'rtinchisi – kondensatsiya yoki bug'lanish jarayonlari ta'sirida o'zgarishlarini ko'rsatadi.

Transformatsiya jarayonida havo namligining o'zgarishi bilan bir vaqtda havo massasining turg'unligi ham o'zgaradi.

Havo massasi turg'unligining o'zgarishiga ta'sir qiladigan asosiy omillarni ko'raylik.

1. Havo massasining yer sirtidan sovushi turg'unligining oshishiga (hech bo'lmasa – yer sirti yaqinida), isishi esa – noturg'unligining oshishiga olib keladi.

2. Havo massasi namligining ortishi kondensatsiya sathining pasayishiga olib keladi va bu havo massasining noturg'unligini oshiradi.

3. Agar yuqoriga ko'tarilgan sari issiqlik adveksiyasi ortsa yoki sovuqlik adveksiyasi kamaysa, bu turg'unlikni oshiradi. Balandlik ortishi bilan issiqlik adveksiyasi kamaysa yoki sovuqlik adveksiyasi ortsa, havo massaning noturg'unligi ortadi.

4.  $\gamma < \gamma_a$  bo'lganida havoning ko'tariluvchan harakati turli balandliklarda haroratning pasayishiga olib kelib, havo massasi noturg'unligini oshiradi (agarda yer sirti yaqinida harorat o'zgarmasa yoki ko'tarilsa),  $\gamma < \gamma_a$  bo'lganida havoning tushish harakatlari havo massasi turg'unligining oshishiga olib keladi, ba'zida hatto inversiya qatlamlari vujudga keladi.

5. Havo massasi yuqori qatlamining, shu jumladan, bulutlar yuqori chegarasining radiatsion sovishi havo massasi noturg'unligining oshishiga sabab bo'ladi.

Yuqorida transformatsiyaning umumiy shartlari ko'rildi. Lekin havo massalarining quruqlik va dengiz ustidagi transformatsiyasi o'rtasida katta farqlar mavjud.

Suv massalari issiqlik sig'imining kattaligi va vertikal bo'yicha erkin aralashishning mavjudligi munosabati bilan okean sirti haroratining vaqt sayin o'zgarishi kichik bo'ladi. Suv sirtiga yaqin bo'lgan turg'un havo massasining qatlamida harorat tahminan suv sirti haroratiga teng bo'ladi. Noturg'un havo massasida suv va havo orasidagi haroratning farqi  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  dan oshmaydi. Shuning uchun havo massasi haroratining transformatsion o'zgarishlari traektoriyani hisoblash va boshlang'ich hamda oxirgi nuqtalar orasidagi suv haroratining farqlari orqali aniq-

lanadi. Suv sirti haroratlarining katta gorizontal gradiyentlarida suv sirti yaqinidagi havo massasi qatlamida haroratning transformatsion o'zgarishlari bir sutkada  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  yoki bundan ham ortiq bo'lishi mumkin.

Tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi suvga nisbatan kichik. Shuning uchun quruqlik ustidan harakatlanayotgan havo massasida nafaqat uning harorati, balki tuproqning harorati ham o'zgaradi. Natijada, yangi havo massasi quruqlikka kirib kelganida transformatsiya tezligi vaqt sayin  $3^{\circ}$ – $5^{\circ}$  dan bir sutkada  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  gacha pasayadi.

Qishda qor bilan qoplangan sirt ustidan tinch ochiq ob-havoda kirib kelgan sovuq havo massasi, odatda, sovishda davom etadi. Harorat yer sirti yaqinidagi qatlamda bir kechada  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ ga pasayishi mumkin. Biroq, keyingi sutkalarda sovish ancha sekinlashadi.

Qor bilan qoplangan sirt ustida havo massasining ko'chish jarayonida harorat  $0^{\circ}\text{C}$  dan yuqori bo'lsa, bir sutkadagi sovish  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  dan oshmaydi, chunki bu vaqtda odatda yalpi bulutlilik kuzatiladi, havo va eriyotgan qor qatlami orasidagi harorat farqi katta bo'lmaydi.

Yozda changli yoki qumli bo'rondan qattiq ifloslangan havo massasida quyosh radiatsiyasining ifloslangan qatlamdagi yutilishi undagi haroratni atrofdagi hududlarga nisbatan  $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$  ga yuqoriroq bo'lishiga olib kelishi mumkin. Bu hodisa birinchi marta A.I. Voeykov tomonidan kuzatilgan.

#### **4.7. Orografiyaning havo massalarining xarakteristikalariga ta'siri**

Havo massalarining harkatlanish yo'lida tez-tez tog'lar uchrab turadi va ular havo massalarining ichida kuzatilayotgan jarayonlarga va havo massalarining xarakteristikalariga katta ta'sir ko'rsatadi. Havo massalari tog'larda ushlanib qolishi, ular ustidan oshib o'tishi yoki ularning ta'sirida o'z yo'nalishini o'zgartirishi mumkin. Bunda havo massalarining gorizontal va vertikal bo'yicha deformatsiyasi ro'y beradi. Bu esa havo massalarining xossalari va ulardagi ob-havo

sharoitlarining o'zgarishiga olib keladi. Vertikal bo'yicha havo harakatlarining rivojlanishi ob-havoga eng katta ta'sir ko'rsatadi.

Tezlikning tog'lar ta'sirida hosil bo'luvchi qo'shimcha vertikal tashkil etuvchisi quyidagi formuladan tahminiy topiladi:

$$W_h = u \frac{\mathbb{Q}h}{\mathbb{Q}x} + v \frac{\mathbb{Q}h}{\mathbb{Q}y}, \quad (4.3)$$

bu yerda:  $h$  – tog' tizmasining balandligi.

Tog'ning shamolga qaragan tomonida  $W_h > 0$ , shamolga teskari tomonida esa  $W_h < 0$ . Shuning uchun shamolga qaragan tomonda bulutlarning rivojlanishiga va yog'inlarning yog'ishiga (orografik yog'inlar) qulay sharoitlar yaratiladi, shamolga teskari tomonda esa pastga tushuvchi harakatlar natijasida havo adiabatik isiydi va bulutlar tarqaladi.

Balandlik bo'yicha  $W_h$  quyidagicha o'zgaradi: tog' etagida  $W_h = 0$ , keyin u ortib, ma'lum  $h_m$  balandlikda eng katta qiymatga erishadi. So'ngra u kamaya boshlaydi va tog' cho'qqisida yana nolga teng bo'ladi (chunki tog'ning qarama-qarshi tomoniga o'tganida  $W_h$  o'z ishorasini o'zgartiradi). Demak,  $h_m < h$  bo'lgan balandlikda  $W_h$  maksimal bo'ladi.

Agar  $z = \text{const}$  sathi bo'yicha harakat tekislikdan tog' yonbag'ri tomonga yo'nalgan bo'lsa, u yerda  $V$  ning qiymati (tog' tizmasiga perpendikulyar bo'lgan tezlik tashkil etuvchisi) tekislikdagidan kichik bo'ladi. Tog' cho'qqilari ustida tezliklar nisbati boshqacha, chunki bu yerda oqim chiziqlarining yaqinlashishi kuzatiladi va shamol tezligi tekislikdagi xuddi shu sathdagi shamol tezligidan ancha katta bo'lishi mumkin. Bu tog' dovonlari va daralarga ham tegishli – bu yerda ba'zi ma'lum yo'nalishlarda shamolning tezligi nihoyatda katta bo'lishi mumkin.

Tog'larning havo oqimlari xarakteriga ta'siri nafaqat shamolning gorizontal va vertikal tashkil etuvchilariga, balki tog' orqasida havo to'lqinlarining paydo bo'lishiga ham olib keladi. Bu to'lqinlar havo massasi tog' cho'qqisini oshib tushganda yuzaga keladi. Havo massalari ko'chish tezligining kichik qiymatlarida tog' orqasidagi havoning ko'-

chishi laminar (bir tekis), tezlik ortishi bilan havoning harakati turbulent xarakterga ega bo'ladi.

Havoning to'liqlik harakatlari zonasida shamol tezligining o'zgarishlari 10 m/sek dan ortishi mumkin.

To'liqlik harakatlar katta balandliklargacha tarqalishi mumkin. 25–30 km balandliklarda sadafsimon bulutlarning hosil bo'lishi ham havoning to'liqlik harakatlari bilan bog'lashadi.

M.A.Petrosyans havo sirkulyatsiyasi xususiyatlari bilan bog'liq holda tog'li hududlarda atmosfera qatlamlarining quyidagi bo'linishini taklif qilgan:

– tog' etagidan boshlanib, to uning o'rta qismigacha cho'zilgan mahalliy tog' sirkulyatsiyasi qatlami. Bu yerda mahalliy shamollar kuzatiladi: fyon, tog'-vodiy shamollari, bora va h.k.;

– tog'ning o'rta qismidan tekislikdagi shamolning tog'dagi shamol bilan tenglashgan sathgacha cho'zilgan tog' ishqalanish qatlami. Bu qatlamda kuchli turbulent aralashish kuzatiladi va shamolning tezligi tekislikdagi shamoldan o'rta hisobda kichik bo'ladi;

– tog' erkin atmosferasi ishqalanish qatlamning yuqori chegarasidan tropopauzagacha cho'ziladi. Bu qatlam uchun kuchli shamollar xarakterli.

Bulutlar, yog'inlar va shamolga ta'siridan tashqari, tog'larning havo massalarining haroratiga ham ta'siri kuchli.

Tabiiyki, tog' yonbag'irlarining yoritilganligi, qor chizig'inining balandligi, shamol yo'nalishiga va boshqalarga bog'liq holda tog' hududidagi havo massasining bir xil sathdagi haroratlari har xil bo'lishi mumkin.

Yirik masshtabli sinoptik jarayonlarda ham tog'larning havo haroratiga ta'siri bor. Masalan, yilning iliq yarmida  $HT_{1000}^{500}$  xaritalarida tog'lar ustida iliqlik o'rkachlari joylashganligini tez-tez kuzatish mumkin.

## Nazorat savollari

1. Havо massalarini ta'riflab bering.
2. Havо massalarining o'lchamlari qanday?
3. Havо massalarining qanday tasniflarini bilasiz?
4. Geografik tasnif bo'yicha havо massalari nechta turga bo'linadi?
5. Termodinamik tasnifga binoan havо massalari qanday bo'linadi?
6. Iliq havо massalarining xarakteristikalarini aytib bering.
7. Sovuq havо massalarining xarakteristikalarini aytib bering.
8. Mahalliy havо massalarining xarakteristikalarini aytib bering.
9. Havо massalarining transformatsiyasi deganda nima tushuniladi?
10. Orografiya havо massalariga qanday ta'sir o'tkazadi?
11. Turg'un havо massalari qanday xususiyatlarga ega?
12. Noturg'un havо massalari qanday xususiyatlarga ega?
13. Neytral havо massalari qanday xususiyatlarga ega?
14. To'shalgan sirt xarakteriga muvofiq havо massalari qanday bo'linadi?

## V BOB

# ATMOSFERA FRONTLARI

---

---

### 5.1. Frontlar tasnifi (klassifikatsiyasi)

Ikkita havo massalari orasidagi meteorologik kattaliklar keskin o'zgaradigan tor o'tish zonalari *atmosfera frontlari* deb ataladi.

Frontlar atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasidagi salmog'i hamda vertikal va gorzontal o'lchamlariga qarab quyidagicha tasniflanadi:

asosiy yoki bosh troposfera frontlari;

ikkilamchi yoki yer sirti yaqinidagi past frontlar;

yuqori frontlar.

Asosiy frontlar bir necha ming kilometr uzunlikka ega, vertikal bo'yicha esa tropopauzagacha cho'ziladi va havo massalarining geografik turlarini ajratadi. Asosiy frontlar zonasida havo haroratlarining farqi kamida  $5^{\circ}$  bo'lishi kerak. Asosiy frontlar bilan bog'liq bo'lgan yuqori frontal zonada o'rta troposferadagi haroratlarning farqi, odatda,  $8^{\circ}/1000$  km dan ortadi.

Asosiy frontlarda siklonlar, ko'p hollarda esa siklonlar seriyasi rivojlanadi. Ular yer yaqini va barik topografiya ob-havo xaritalarida bir necha sutka mobaynida kuzatiladi.

Ikkilamchi yoki yer sirti yaqinidagi frontlar bir necha yuz kilometrgacha cho'ziladi va faqat yer sirti yaqinidagi xaritalarda kuzatiladi (vertikal cho'zilganligi 1–1,5 km). Ikkilamchi frontlar uzog'i bilan 1–2 sutka mavjud bo'ladi, lekin qulay sharoitlarda ular asosiy frontlarga aylanishi mumkin.

Asosiy frontlarning ayrim qismlari yer sirti yaqinida yemiriladi, u holda frontlar katta gorzontal harorat gradiyentlariga ega bo'lgan zonalar ko'rinishida faqat barik topografiya xaritalarida kuzatiladi. Bunday frontlar yuqori frontlar deb ataladi. Yuqori frontlar yer sirti

yaqinida juda sovuq havoning ingichka qatlami mavjud bo'lganida ham vujudga keladi, bunday holda frontlar faqat barik topografiya xaritalarida kuzatiladi.

Yuqori frontlar okklyuziya frontlari tizimida ham qayd etiladi.

Yuqori frontlar sifatida yer yaqini ob-havo xaritalaridagi frontlar bilan bog'liq bo'lmagan yaxshi ifodalangan ixtiyoriy yuqori frontal zonani (YuFZ) ni ham ko'rish mumkin.

Yuqorida sanab o'tilgan frontlar anafrontlar va katafrontlarga bo'linadi. Agar front tizimida iliq havo massasi sovuq havo ustidan ko'tariluvchi harakatda bo'lsa, bu front *anafront*, agar pasayuvchi harakatda bo'lsa – *katafront* deb ataladi.

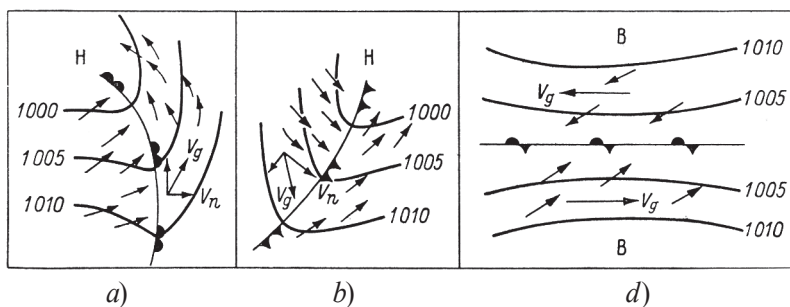
Ob-havo sharoitlariga va ko'chish xususiyatlariga ko'ra frontlar quyidagilarga ajratiladi:

1. *Iliq frontlar*. Ular sovuq havo massasi tomoniga harakatlanadi va o'z ortidan iliq havo massasini olib keladi. Iliq frontlar, ko'pincha, anafrontlar bo'ladi.

2. *Sovuq frontlar*. Ular iliq havo massasi tomoniga harakatlanadi va o'z ortidan sovuq havo massasini olib keladi. Sovuq frontlar, ko'pincha, katafrontlar bo'ladi.

3. *Statsionar frontlar*. Ular harakatlanmaydi.

Front qismlarining siljishi atmosfera sirkulyatsiyasi sharoitlari bilan belgilanadi: iliq front tizimida front chizig'iga perpendikulyar bo'lgan shamolning tashkil qiluvchisi sovuq havo massasida front chizig'i bo'y-lab, iliq havo massasida esa – front chizig'i tomon yo'nalgan. 5.1-rasmda



5.1-rasm. Turli tipdagi atmosfera frontlarida shamol va izobaralarning joylanishi.



yer yaqini xaritasida iliq, sovuq va statsionar frontlarda izobaralarning joylanishi aks ettirilgan. Ishqalanish qatlamidan yuqorida shamol izobaralar bo‘ylab yo‘nalgan bo‘ladi. Yer yaqini qatlamida shamol yo‘nalishi izobaralar yo‘nalishidan biroz chetlanadi. Sirkulyatsion sharoitlarning o‘zgarishi bilan frontning siljish yo‘nalishi ham o‘zgarishi mumkin. Yuqorida ko‘rsatilgan uch turdagi frontlar oddiy frontlar hisoblanadi, chunki ularning har biri harorati va namligi bilan farq qiluvchi ikki havo massalarini bir-biridan ajratib turadi.

Aynan bitta siklon tizimidagi sovuq front iliq frontga nisbatan tezroq harakatlanib, uni quvib yetganidan so‘ng bir-biriga qo‘shilib ketadi. Natijada murakkab front vujudga keladi va u *okklyuziya fronti* deb ataladi. Okklyuziya fronti zonasida odatda uchta havo massasi kuzatiladi: ulardan ikkitasi (biri sovuq, ikkinchisi nisbatan iliq) yer yaqini xaritasida okklyuziya fronti chizig‘i bilan ajralib turadi, uchinchisi, ya‘ni eng ilig‘i yuqorida joylashgan bo‘ladi.

Okklyuziya frontlari uning ikki tomonidagi havo haroratining nisbatiga va siljish yo‘nalishiga bog‘liq holda iliq va sovuq okklyuziya frontlariga bo‘linadi.

Agar yer sirti yaqinida okklyuziya frontining ikki tomonida havo harorati deyarli bir hil bo‘lsa, okklyuziya fronti neytral deb hisoblanadi.

Okklyuziya frontlarining gorizontaal cho‘zilganligi ikkilamchi frontlarning o‘lchamlariga yaqinlashadi – ularning o‘lchamlari bir necha ming kilometr ga yetishi mumkin.

Okklyuziya frontlari 2–3 sutkagacha mavjud bo‘lishi mumkin.

Qaysi geografik turdagi havo massalarini ajratib turishiga qarab frontlarni quyidagilarga ajratish mumkin:

- 1) arktik front (AF);
- 2) o‘rta kengliklar fronti (O‘KF);
- 3) tropik front (TF).

Arktik front arktik havoni o‘rta kengliklar havosidan ajratib turadi. O‘rta kengliklar fronti o‘rta kengliklar havosini tropik havodan yoki o‘rta kengliklarning nisbatan sovuq havosini nisbatan ilig‘idan ajratib turadi.

«Tropik front» tushunchasi norveg meteorologik maktabidan kirib kelgan. Frontlar bilan jiddiy shug‘ullanish boshlangan davrda ular turli kengliklardan qidirilgan edi. Xususan, janubiy va shimoliy passatlar ham front hosil qiladi deb hisoblanib, uni tropik front deb atashgan. U tropik va ekvatorial havoni ajratishi lozim. Keyinchalik aniqlanishicha, bu frontning ikki yonida joylashgan havo massalari o‘z xossalariga ko‘ra unchalik farq qilmas ekan. Front zonasidagi «yomon ob-havo» belgilarining boisi havo oqimlarining yaqinlashuvida ekan. Hozirgi kunda «tropik front» atamasi o‘rniga «ichki tropik konvergensiya zonasi» (ITKZ) atamasini qo‘llash qabul qilingan.

Ixtiyoriy turdagi frontlar ba’zi hollarda keskin ifodalangan yoki keskinlashgan va ayrim hollarda kuchsiz ifodalangan yoki yemirilgan holatda bo‘lishi mumkin.

Agar front keskinlashgan bo‘lsa, front chizig‘idan o‘tilganida havo harorati va boshqa meteorologik kattaliklar keskin o‘zgaradi, shuning uchun yer yaqini xaritasida bunday front chiziqlarini aniqlash juda ham oson. Agar front yemirilgan bo‘lsa, front chizig‘idan o‘tishda havo harorati va boshqa meteorologik kattaliklarning o‘zgarishi juda ham kichik bo‘ladi. Bunday hollarda frontni aniqlash uchun yer yaqini va barik topografiya xaritalaridagi front belgilarini batafsil tahlil qilib, sinoptik tahlilning tarixiy ketma-ketligi prinsiplaridan foydalanish lozim bo‘ladi.

Atmosferada frontlarning vujudga kelish, keskinlashish va yemirilish jarayonlari uzluksiz davom etadi. Frontlarning vujudga kelish va keskinlashish jarayonlari *frontogenez*, yemirilish jarayonlari esa *frontoliz* deb ataladi.

## **5.2. Harakatlanuvchi frontlar zonasida bosim, shamol, barik tendensiya va harorat maydonlarining xususiyatlari.**

### **Front baroklin tizim sifatida**

Frontning ayrim qismlari faqat kichik vaqt mobaynidagina kam harakatlanuvchi yoki statsionar bo‘lishi mumkin. Odatda front doimo

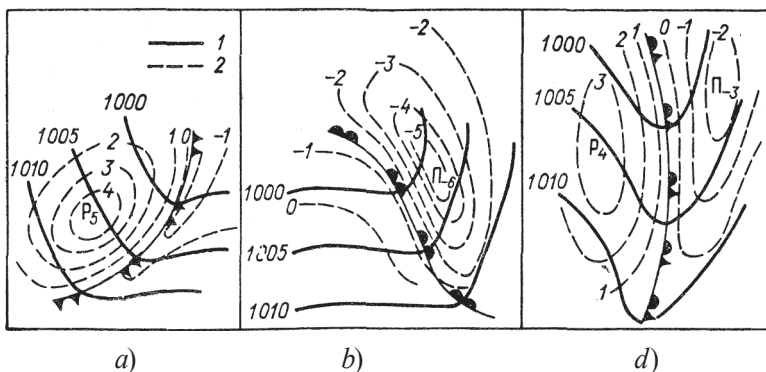
harakatda bo‘lib, o‘z joylanishini o‘zgartiradi. Bu holda frontning ayrim qismlari iliq havo massasi tomon siljib, sovuq frontni, boshqalari esa sovuq havo massasi tomon harakatlanib, iliq frontni hosil qiladi.

Front siljishining zaruriy sharti front chizig‘ining izobaralar bilan kesishishi hisoblanadi (statsionar front zonasida front chizig‘i izobaralarga parallel). Bu holda shamolning normal tashkil etuvchisi vujudga kelib, front chizig‘ining siljishiga olib keladi.

Harakatlanuvchi front barik botiqlik o‘qi bo‘ylab joylashadi. Bu yerda oqimlarning yaqinlashishi (havo massalarining yaqinlashishi) uchun sharoitlar mavjud, chunki yer sirti ishqalanishi hisobiga shamol vektori izobara urinmasidan past bosim tomon og‘adi. Shuning uchun oqimlarining yaqinlashish varianti, ya‘ni front ortida shamol perpendikulyar, front oldida front chizig‘iga parallel esish holatlari ko‘proq uchraydi. Front harakatining yo‘nalishi barik maydon va havo massalarining umumiy harakat yo‘nalishidan osongina aniqlanadi. Ular shunday harakatlanadiki, shimoliy yarimsharda past bosimli zona doimo chap tomonda, janubiy yarimsharda esa o‘ng tomonda qoladi. Frontlar past bosim zonasida va bosimning pasayishi davrida keskinlashadi, yuqori bosim zonasida va bosimning ortishi davrida – yemiriladi. Bu past bosim zonasida ko‘tariluvchi harakat va oqimlarning konvergentsiyasi (yaqinlashishi), yuqori bosim zonasida pastga yo‘nalgan harakat va oqimlarning divergentsiyasi (uzoqlashishi) bilan bog‘liq.

Harakatlanuvchi frontlar zonasida barik tendensiya maydoni (uch soat mobaynidagi bosim o‘zgarishi) yaqqol ifodalangan. Sovuq front ortida bosim odatda ortadi, iliq front oldida esa pasayadi. Okklyuziya fronti sovuq va iliq frontlarning qo‘shilishi natijasida vujudga kelganligi uchun okklyuziya fronti oldida bosim pasayadi, front ortida esa ortadi. Sovuq front ortida bosimning ortishiga, iliq front oldida bosimning pasayishiga ta‘sir ko‘rsatadigan ikkita asosiy omilni ko‘raylik.

1. Ixtiyoriy front (iliq, sovuq, statsionar) sovuq havo massasi tomon qiya bo‘ladi, shuning uchun nisbatan zich sovuq havo pastda, zichligi kamroq bo‘lgan, iliq havo tepada joylashadi. Iliq frontning yer yaqini chizig‘iga yaqinlashgan sari (sovuq frontning chizig‘idan uzoqlashgan



5.2-rasm. Iliq front oldida bosimning pasayishi, sovuq front ortida bosimning ortishiga oid.

sari) zich sovuq havo ustunining balandligi kamayadi (ortadi), bu esa iliq (sovuq) frontning oldida (ortida) bosimning pasayishiga (ortishiga) olib keladi (5.2-rasm).

2. Iliq (sovuq) frontning yer yaqini chizig'i balandlikdagi botiqlikni old (orqa) qismi ostida joylashgan bo'ladi. Odatda bu yerda o'rta va yuqori troposferada oqimlarning divergensiyasi (konvergentsiyasi) kuzatiladi. Balandlikda havo massasining oqib ketishi (oqib kelishi) pastda bosimning pasayishi (ortishiga) olib keladi (5.3-rasm).

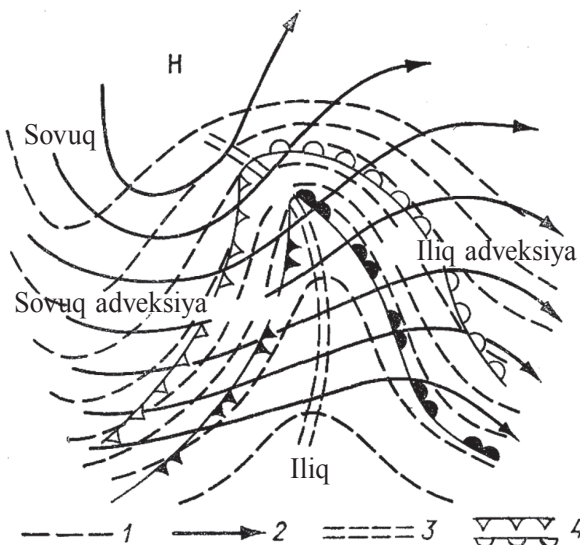
Agar front bilan bog'liq bo'lgan barik tizim keskin chuqurlashsa, sovuq front ortida bosim ortishi ro'y bermasligi yoki juda kuchsiz ifodalangan bo'lishi mumkin. Agar barik tizim to'lishsa, u holda iliq front oldida bosim pasayishi juda kuchsiz ifodalangan bo'lishi mumkin.

Front nisbatan tor o'tish zonasi sifatida namoyon bo'lib, u yerda haroratning katta gorizontallari kuzatiladi. Chunki u iliq havo massasini sovuq havo massasidan ajratib turadi. Shuning uchun haroratning keskin advektiv o'zgarishlari frontlar harakati bilan bog'liq.

Atmosfera frontlari zonalarida atmosfera barokliniligi yaqqol ifodalanganadi. Ma'lumki, meteorologik hisoblashlarda atmosferaning ikki – barotrop va baroklin modellari qo'llaniladi.

Barotrop modelda havo zichligi faqat bosim yoki harorat funksiyasi deb faraz qilinadi:  $\rho = \rho(P)$  yoki  $\rho = \rho(T)$ . Bu izopiknik  $\rho = \text{const}$ ,

5.3-rasm. Balandlikda havo massasining oqib ketishi (oqib kelishi)ning pastda bosimning pasayishi (ortishi)ga ta'siri.



izobarik  $P = \text{const}$  va izotermik  $T = \text{const}$  sirtlarning o'zaro parallelligini bildiradi. Bunday holda atmosferaning chegaraviy qatlamidan yuqorida haroratning advektiv o'zgarishlari kuzatilmasligi o'z-o'zidan ravshan. Bu esa faktik ma'lumotlarga ziddir.

Real atmosferada havo zichligi bir paytda ham bosim, ham haroratning funksiyasi bo'ladi:  $\rho = \rho(P, T)$ , unda izopiknik, izobarik va izotermik sirtlar o'zaro kesishib, termodinamik solenoidlarni hosil qiladi. Bunday atmosfera baroklin atmosfera deb ataladi.

Front zonasida harorat, potensial harorat, bosim va boshqa meteorologik kattaliklarning katta gorizontallari kuzatiladi, ya'ni termodinamik solenoidlarning quyushishi ro'y beradi. Termodinamik solenoidlarning mavjudligi atmosferaning baroklinligini xarakterlaydi, ularning soni esa sirkulyatsiya tezlanishi kattaligini belgilaydi. Buning natijasida front zonasida shamol tezligi qo'shni hududlardagidan ortiqroq bo'ladi.

Agar izotermalar va potensial harorat izoterma (izentropa)larining fazoviy joylanishini ko'rib chiqsak, front zonasida izentropa sirtlarining qiyaligi front qatlamlari qiyaligiga yaqin ekanligiga guvoh bo'lamiz.

### 5.3. Iliq frontlarning xarakteristikalari

Iliq front deb sovuq havo massasi tomon harakatlanuvchi va o'z ortidan nisbatan iliq havo massasini olib keluvchi frontga aytiladi. 5.8-rasmda yer yaqini xaritasida front chizig'iga normal bo'yicha vertikal qirqimdagi iliq front qismi sxematik tarzda ifodalangan.

Iliq front bulutlar tizimining tahlilidan ko'rish mumkinki, bulutlar sovuq havo massasida yer yaqini front chizig'ining oldida joylashgan bo'lib, iliq havoning jadal ko'tariluvchi harakatlari zonasiga mos tushadi. Bu tizimning asosiy tashkil etuvchilari *Ci-Cs* va *As-Ns* bulutlaridir, ularning ostida, ayniqsa yog'ingarchilik zonalarida *St fr* – parchalangan bulutlar kuzatiladi.

*Ci-Cs* bulutlari mustaqil qatlam sifatida namoyon bo'ladi, ularning yuqori chegarasi shamolning maksimal tezliklari sathiga (tez oqimning o'qiga) mos tushadi, ya'ni tropopauzaga yaqin joylashgan bo'ladi.

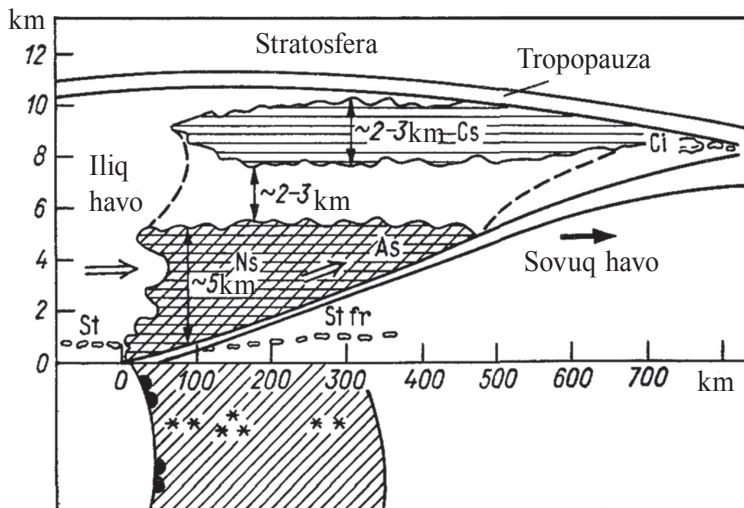
*As-Ns* bulutlarining yuqori chegarasi deyarli gorizontal bo'lganligi uchun iliq front bulutlari qatlamining eng katta qalinligi front chizig'i yaqinida kuzatiladi.

Siklon markazi yaqinida iliq frontning bulutlar tizimi eng rivojlangan bo'ladi, *Ns* va burkama yog'inlar zonasining eni 300 km, *As-Ns* butun tizimining eni 500–600 km ni tashkil qiladi. *Ci-Cs* bulutlar zonasi *As-Ns* tizimining oldida joylashadi va uning eni 200–300 km ga yaqinlashadi.

*Ci-Cs* tizimining *As-Ns* larning ustidagi qismi ham hisoblaganda butun bulutlar tizimining uzunligi yanada kattaroq bo'lishi mumkin (5.8-rasmga qarang).

Shunday qilib, bulutlar tizimi iliq front chizig'i oldida 700–900 km masofaga cho'ziladi, *Ns* va burkama yog'inlar zonasining eni 300 km gacha yetadi.

Iliq front chizig'i siklon markazidan uzoqlashgan sari havoning ko'tariluvchi harakati susayib boradi. Mos ravishda bulutlarning vujudga kelishi va yog'inlar hosil bo'lishi jarayonlari ham susayadi. Siklon markazidan ma'lum bir masofada iliq frontdagi yog'inlar to'xtaydi,



5.4-rasm. O'rta kengliklardagi iliq frontning bulutlar va yog'inlar tizimi.

keyin esa bulutlar ham asta-sekin yo'qoladi. 5.4-rasmda keltirilgan iliq front sxemasi yetarlicha tipik bo'lishiga qaramay, doim ham rasmdagidek ko'rinishda bo'lavermaydi, chunki bu iliq havo massasining namligiga, siklon mavjudligining davomiyligiga va uning jadalliligiga, turli balandliklarda havo vertikal tezligining qiymatiga, mavsumga, hududning geografik xususiyatlariga va boshqalarga bog'liq.

5.4-rasmda keltirilgan tipik sxemadan mumkin bo'lgan asosiy chetlanishlar quyidagicha:

1. Front iliq qismining va siklon vujudga kelishining boshlang'ich bosqichlarida jadal yog'inlar beradigan frontusti *As-Ns* bulutlar tizimi rivojlanadi.

Front chizig'i yaqinida havoning ko'tariluvchi harakati konvektiv xususiyatlarga ega bo'lganda, yog'inlar jalaga aylanadi va ba'zida mo'raqaldiroq yuz berishi mumkin. *Ci-Cs* bulutlar tizimi hali kuchli rivojlanmagan, shuning uchun iliq front bulutlar tizimining eni kichik bo'ladi, lekin u frontning ikkala tomonida ham joylanishi mumkin.

2. Atmosfera chegaraviy qatlamining yetarlicha namligida va uning ichida faol turbulent aralashish jarayonlari kuzatilganda front chizig'i

yaqinida frontosti *St fr* bulutlari frontusti bulutlariga qoʻshiladi, front chizigʻidan uzoqroqda esa ular yoppasiga qoplam hosil qilib (ayniqsa, sovuq yarim yillikda), iliq frontning bulutlar tizimini yerda joylashgan kuzatuvchidan butunlay toʻsib qoʻyadi. Qishda *As* bulutlari beradigan yogʻinlar yer sirtigacha yetishi va *St–Ss* bulutlar tizimidan yogʻinlarning yogʻishiga ragʻbatlantiruvchi omil boʻlishi mumkin. Bunday hollarda yogʻinlar frontoldi zonasining eni 400 km va undan ortiq boʻlishi mumkin.

3. Agar atmosfera chegaraviy qatlamida iliq frontning qiyalik burchagi juda ham kichik boʻlsa, unda bulutlarning asosiy tizimi va burkama yogʻinlar zonasi front chizigʻidan ancha oldinga surilgan boʻladi. Bunday holat yer sirtida katta ishqalanish mavjudligi natijasida frontning quyi qismi ushlanib qolishi, yuqori qismi esa tez harakatlanishida kuzatiladi.

4. Iliq front sekin koʻchganda (u keskin ifodalangan barik botiqlikda yoki rivojlangan siklon markazi yaqinida joylashganida) va havoning koʻtariluvchi harakatlari frontorti zonasini egallab olgan hollarda *As–Ns* bulutlar tizimi frontning ikkala tomonida ham joylashadi. Ammo front chizigʻi ortida bu tizim juda qatlamlashgan boʻlib, yogʻin bermaydi yoki yogʻinlar juda kuchsiz boʻladi. Frontorti yogʻinlari koʻpincha shivalama xarakterga ega boʻlib, *St–Ss* bulutlaridan yogʻadi.

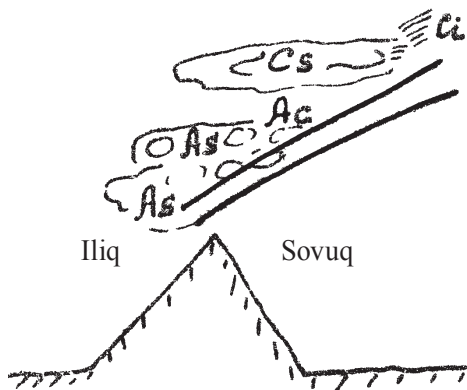
5. Eski iliq frontlarning bulutlari butun front boʻylab juda qatlamlashgan boʻlishi mumkin. Bu qatlamlar quyida joylashgan bulut qatlamlaridan boshlab asta-sekin tarqaladi va yogʻinlar toʻxtaydi. Iliq frontga xos boʻlmagan *As, Ss* bulutlari paydo boʻlishi mumkin. *Ci–Cs* bulutlar tizimi ham tarqalib ketadi. Tarqoq *Ci* bulutlarini esa front yemirilganidan soʻng, hatto frontni yer yaqini xaritasida aniqlash mumkin boʻlmay qolganda ham, front chizigʻidan ancha uzoq masofada kuzatish mumkin.

Iliq havo juda quruq va kondensatsiya sathi ancha yuqorida joylashganda yogʻinlar va quyi bulutlar kuzatilmaydi. Yozda quruqliklar ustidagi iliq frontlar odatda tipik sxemadagidan ancha farq qiladi. Ularda *As–Ns* bulutlar tizimi sezilarli rivojlanishga ega boʻlmaydi. Front oldida bulutlar koʻpincha uzluksiz qatlam boʻlib joylashmaydi. *As* bulutlar mavjud boʻladi, kunduzi *Si* bulutlari rivojlanadi, siklon markazining



yaqinida esa jala yog'inlari va hatto momaqalldiroq bo'lishiga olib keladigan *Sb* bulutlarini kuzatish mumkin.

6. Tog'ni oshib o'tayotgan iliq frontning bulutlar tizimi tipik sxemadan keskin farq qiladi. Unda faqat yuqori yarus *Ci-Cs* va o'rta yarus *As-As* bulutlari kuzatiladi. Yog'inlar yog'maydi. Bunday holatni yilning sovuq paytida O'rta Osiyoda, janubda



5.5-rasm. Tog'ni oshib o'tayotgan iliq frontning bulutlar tizimi.

joylashgan tog'lardan iliq frontlar oshib o'tayotganda kuzatish mumkin. O'rta Osiyoda iliq front zonasida yog'inlarning va quyi yarus bulutlarining yo'qligiga sabab, O'rta Osiyodan janubda tropik va subtropik kengliklardagi quruqlik ustida vujudga kelgan iliq havo massalari namligining kichikligidir (5.5-rasm).

Iliq frontning bulutlar tizimini bir jinsli va tinch deb hisoblab bo'lmaydi. Uning ichida murakkab va oxirigacha o'rganilmagan fizikaviy jarayonlar ro'y beradi, bularning hammasi iliq frontlarning turli-tuman tuzilishlariga olib keladi.

Qishda iliq frontning oldida qor yog'ishi, ko'pincha qor bo'ronlariga olib keladi. Agar yer yaqini qatlamida manfiy haroratlarda frontal sirt ustida haroratlarda musbat bo'lsa, unda o'ta sovuq holatda tushgan yomg'ir tomchilari yer sirtigacha yetib kelib, yaxmalak hosil bo'lishiga sabab bo'ladi.

Ko'p hollarda iliq front oldida va, ayniqsa, uning ortida tumanlar kuzatiladi. Iliq front kuzatish punktiga yaqinlashganda ob-havoning o'zgarishlari ma'lum ketma-ketlikda ro'y beradi (5.5-rasm).

1. Front yaqinlashayotganligining birinchi belgilari *Ci* turidagi bulutlarning paydo bo'lishidir. Keyin ular *Cs* bulutlari bilan almashadi, bosimning pasayishi boshlanadi va front chizig'ining siklon marka-

ziga nisbatan shimoliy-g'arbdan janubiy-sharqqa burilishi tufayli shimoliy-sharqqa yo'nalgan shamollarning kuchayishi kuzatiladi.

2. *As* turidagi bulutlar paydo bo'ladi, ular zichlashib *Ns* bulutlariga aylanadi, yog'inlar boshlanadi. Bosimning pasayishi tezlashib, natijada shamol kuchayadi. Qishda haroratning sutkalik o'zgarishi buziladi, yer yaqini inversiya qatlamining buzilishi ko'p hollarda iliq front chizig'idan ancha oldinda haroratning keskin ko'tarilishiga olib keladi. Front chizig'i yaqinlashgan sari shamol kuchayishi davom etadi, bosimning pasayishi esa susayadi. Mos ravishda barogrammadagi egri chiziq botiqlikka (ya'ni siklonlik egrilikka) ega bo'ladi.

3. Front chizig'ining o'tishi havo haroratining tez ortishi, shamol yo'nalishining keskin o'ngga burilishi, bosim pasayishining to'xtashi yoki keskin susayishi, yog'inlarning to'xtashi bilan belgilanadi.

Iliq frontning tezligi 30 km/soat atrofida bo'lsa, iliq front bulutlar tizimining kuzatish punktidan o'tish vaqti davomiyligi 1 sutkani, burkama yog'inlarning davomiyligi tahminan 10 soatni tashkil etadi. Ammo bu davomiylig frontning xossalari va uning ko'chish tezligiga bog'liq bo'lib, keng chegaralarda o'zgarishi mumkin.

Yozda kunduzi yerga yaqin qatlamda kuchli bulutlilikda iliq front chizig'ining orqasidagi harorat front oldidagi haroratdan unchalik farq qilmasligi mumkin. Ayrim hollarda yupqa bulutlilik kuzatilganda qu-ruqliklar ustida kunduzi iliq front orqasidagi harorat front oldidagi haroratdan past bo'lishi mumkin. Bunday hodisa frontning yashirinishi deb ataladi.

#### **5.4. Sovuq frontlarning xarakteristikalari**

Agar front nisbatan iliq havo massasi tomon harakatlansa, u sovuq front deb ataladi.

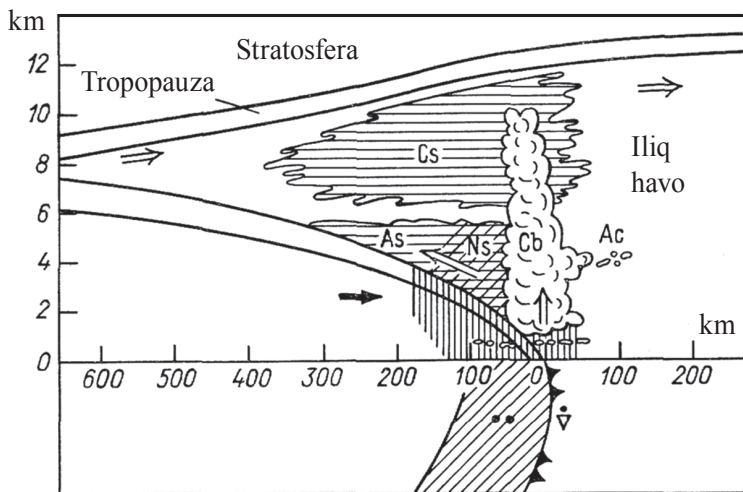
Sovuq frontlarning harakat tezligiga qarab ular birinchi turdagi (sekin harakatlanuvchi) va ikkinchi turdagi (tez harakatlanuvchi) frontlarga bo'linadi. Frontning harakat tezligi ma'lum darajada uning xususiyatlariga bog'liq.

Sovuq frontning sekin harakatlanuvchi qismlari siklon paydo bo'lishining boshlang'ich bosqichlarida va umuman siklon markazi yaqinida, shuningdek, siklon markazidan uzoqda frontning sovuq qismi statsionar yoki iliq frontga o'tayotgan joylarda kuzatiladi.

Bunday sovuq frontning (birinchi turdagi sovuq front) bulutlar tizimi asosan front chizig'i ortida joylashib, iliq front bulutlar tizimining aks tasvirini eslatadi. Bevosita front oldida yomg'irli to'p-to'p *Cb* bulutlari kuzatilishi mumkin, shuning uchun front chizig'i o'tishi bilan jala yog'inlari burkama yog'inlarga aylanadi. Ammo paydo bo'layotgan siklon markazi yaqinida burkama yog'inlar sovuq frontning ham oldida, ham uning ortida kuzatiladi (5.6-rasm).

Agar havoning ko'tariluvchi harakatlari siklonning barcha markaziy qismlarini qamrab olishi va siklon markazida asosiy front bo'ylab harakatlanganda frontning ishorasi almashishi, ya'ni iliq front uchastkasi sovuq frontga aylanishi hisobga olinsa, u holda sovuq frontning siklon markazi yaqinidagi qismida bulutlilikning rasmda ko'rsatilganidek xarakterini izohlash mumkin.

Natijada iliq frontning avval vujudga kelgan bulutlar tizimining bir qismi siklon ortida sovuq frontning orqasida qolib ketadi. Siklonning



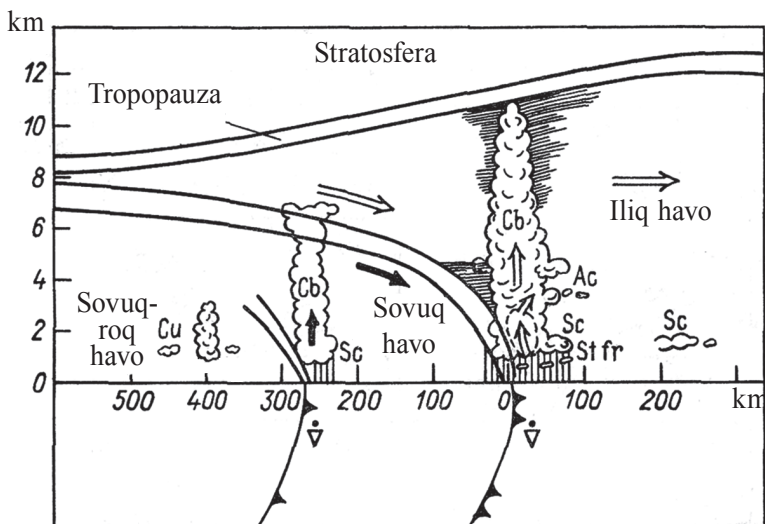
5.6-rasm. Sekin harakatlanuvchi sovuq frontlarning bulutlar va yog'inlar tizimi.

markazidan uzoqlashgan sari birinchi turdagi sovuq front ikkinchi turdagi sovuq frontga aylanadi.

Ikkinchi turdagi sovuq frontda shamolning front chizig'iga perpendikulyar bo'lgan tashkil etuvchisi katta bo'ladi va balandlik bo'yicha ortadi. Natijada balandlikdagi sovuq frontning harakat tezligi ishqalanish ta'sirida susaygan yer yaqini qatlamidagi tezlikdan katta bo'ladi. Bu holda front sirti profili keskin qiya bo'ladi va sovuq havo massasi traktor zanjiriga o'xshab yuqoridan pastga harakatlanib siljiydi. Sovuq havoning tez siljishi front chizig'i oldida joylashgan iliq havoning keskin ko'tarilishiga olib keladi, bu esa vertikal rivojlanish bulutlarining hosil bo'lishiga va jala yog'inlarining yog'ishiga sabab bo'ladi. Front ortidagi havoning pastga tomon harakati bulutlar tizimining bu yo'nalishda tarqalishiga to'siq bo'ladi (5.7-rasm).

Bunday sovuq frontlardagi bulutlarning asosiy shakli – kuchli to'p-to'p *Cb* bulutlari, ularning tarqalishi natijasida kam miqdorda *Ci*, *Ss*, *As* va *Sc* bulutlari hosil bo'ladi, ularning ostida jala yog'inlari zonasida odatda *St fr* yoki *Cu fr* bulutlari kuzatiladi.

Ayrim hollarda ikkinchi turdagi sovuq frontlarning o'tishida qasirg'a va momaqaldiroqlar ro'y beradi. *Cb* bulutlari kuzatiladigan va jala



5.7-rasm. Tez harakatlanuvchi sovuq frontlarning bulutlar va yog'inlar tizimi.

yogʻinlar yogʻadigan frontoldi zonaning eni 50–100 km ni tashkil etadi. Shuning uchun odatdagi masshtabli (1:1500000) yer yaqini xaritalarida front doim ham aniqlanmasligi mumkin. Buning ustiga *Cb* bulutlari front boʻylab jipslashgan, kechasi esa umuman yoʻqolib ketgan boʻlishi mumkin. Sovuq frontlarning iliq frontlardan farqlaridan biri aynan ana shunda.

Iliq frontlarda bulutlar yoppa qoplarning yuqori chegarasida tungi radiatsion sovishi, bulutlarda haroratning pasayishi va sovuq havoning pastga tushishi tufayli vertikal almashishning kuchayishi kuzatiladi. Bu bulut ichida muz fazasining yuzaga kelishi, bulut elementlarining oʻsishi va yogʻin paydo boʻlishiga imkon yaratadi. Natijada kechasi keng maydonlarda burkama yogʻinlar tez-tez hosil boʻladi. Yozda esa kunduzi yogʻayotgan yogʻinlarning bir qismi yerga yetib kelmasdan, bugʻlanib ketishi mumkin.

Sovuq frontlarning tuzilishi turlicha. Ulardan baʼzilari bilan tanishib chiqamiz.

1. Front oldidagi iliq havoning namligi katta boʻlganda sovuq frontning bulutlar va yogʻinlar tizimi kengayib, eni 200 km gacha yetadigan frontoldi iliq sektor zonasini qamrab oladi. Havoning katta musbat vertikal tezliklari botiqlik oʻqi boʻylab keng zonada bulutlilik va yogʻinlar hosil boʻlishiga imkon tugʻdirganda, bulutlarning bunday tizimi chuqurlashayotgan barik botiqliklarda kuzatiladi. Ammo bu holda ham sovuq front chizigʻi yaqinida *Cb* bulutlari kuzatiladi, yogʻinlar esa jala xususiyatiga ega boʻladi.

2. Ishqalanish tufayli vertikal harakatlar va turbulent vertikal harakatlari taʼsiri ostida rivojlanadigan *St fr* va *Cu fr* bulutlari sovuq front bulutlar tizimini yoppasiga toʻsib qoʻyishi mumkin. Yogʻayotgan yogʻinlar tufayli havo namligining ortishi ham *St fr* va *Cu fr* bulutlarining paydo boʻlishiga imkoniyat yaratadi. Natijada quruqlik ustida yilning sovuq yarmida yerdagi kuzatishlar orqali sovuq front bulutlar tizimining yaqinlashishini koʻrish imkoniyati juda kam.

3. Frontoldi havosining nisbiy turgʻunligi va katta quruqligida sovuq frontlar yogʻinsiz va hatto yaqqol ifodalanmagan frontal bulutlar

tizimisiz o'tishi mumkin. Bunday hodisalarni yilning iliq yarmida O'rta Osiyo ustida kuzatish mumkin.

4. Ko'p hollarda asosiy sovuq front ortida *Cb* bulutlari va jala yog'inlarining nisbatan tor zonasi vujudga keladi va ular ikkilamchi sovuq frontlar yoki noturg'unlik chizig'i deb ataladi. Ikkilamchi sovuq front bulutlarining gorizont va vertikal uzunligi asosiy sovuq frontlar bulutlarining uzunligidan kamroq bo'ladi. Ikkilamchi sovuq frontlar siklon ortida barik botiqliklarda vujudga keladi. Lekin shuni unutmaslik kerakki, siklon ichida jala yog'inlar nafaqat frontal, balki ichki havo massasi yog'inlari bo'lishi mumkin, chunki siklon ortidagi sovuq havo massasi noturg'undir.

5.7-rasmda ikkinchi turdagi sovuq frontning kuzatish punktidan o'tishida meteorologik kattaliklarining o'zgarishi sxemasi keltirilgan.

Ikkinchi turdagi sovuq frontning harakat tezligi 40 km/soat atrofida bo'lganida bu front bulutlar tizimining kuzatish punktidan o'tish vaqti davomiyligi 1–2 soatdan ortmaydi. Albatta, iliq frontlardagidek, bu davomiylik keng chegaralarda, frontning harakat tezligiga va bulutlar tizimining eniga bog'liq ravishda o'zgaradi. Birinchi turdagi sovuq front uchun bulutlar tizimining kuzatish punktdan o'tish vaqti davomiyligi 10 soat va undan ortiq bo'lishi mumkin.

Sovuq front termobarik maydonining tahlilidan ko'rish mumkinki, havo haroratining eng katta gorizont gradientlari bevosita front chizig'i o'tganida kuzatiladi.

## **5.5. Okklyuziya frontlarining xarakteristikalari**

Bitta frontal siklon tizimida, odatda, iliq (siklonning old qismida) va sovuq front (siklonning orqa qismida) qismlari mavjud. Kattaroq tezlik bilan harakatlanuvchi sovuq front ma'lum vaqtdan keyin iliq frontni quvib yetgach, u bilan qo'shiladi va murakkab frontni tashkil qiladi. Bu murakkab front okklyuziya fronti deb ataladi. Sovuq frontning iliq frontga nisbatan tez siljishining ikki asosiy sababini ta'kidlash lozim.

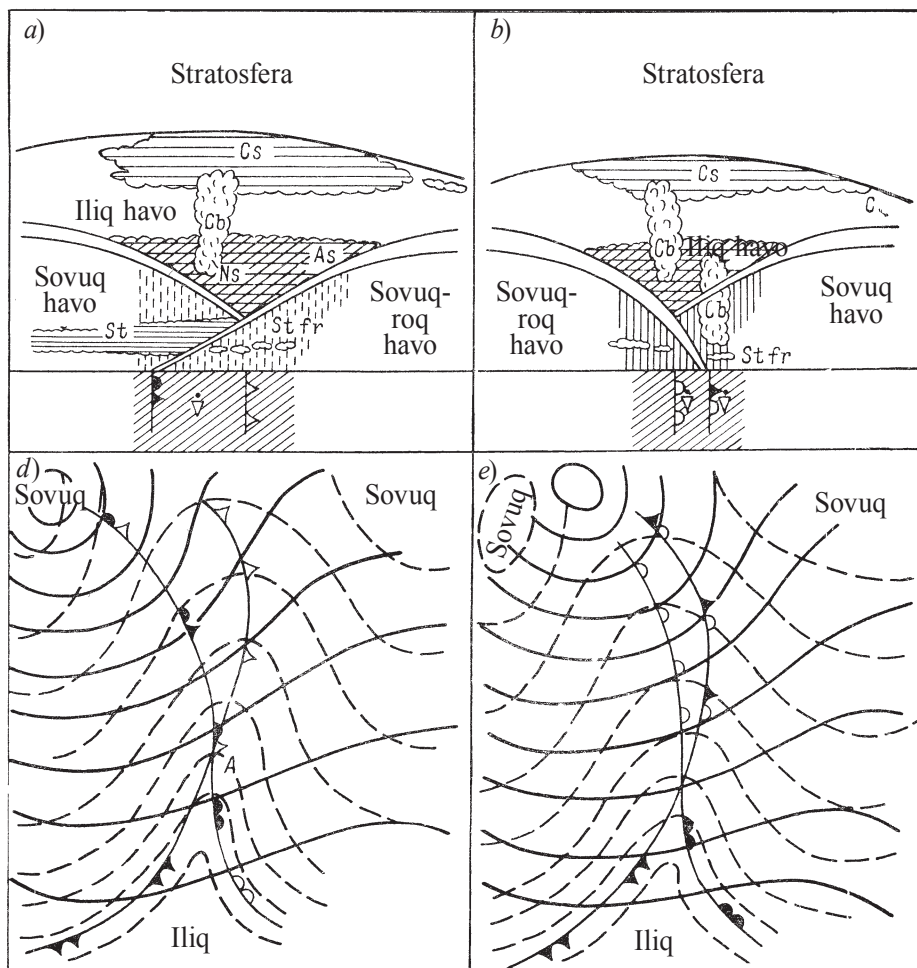
1. Iliq havo massasi tomon harakatlanayotgan sovuq front uning yo'lida joylashgan zichligi kamroq bo'lgan iliq havoni osonroq siqib chiqaradi.

2. Yer yaqini xaritasida ifodalangan sinoptik obyektlar (havo mas-salari va frontlar) o'rta troposferadagi yetarlicha kuchli va turg'un oqimlar bo'ylab siljiydi. Bu yetaklovchi oqimlarning tezligi qancha katta bo'lsa, sinoptik obyektlarning siljish tezligi ham shunchalik katta bo'ladi.

Agar yer yaqini ob-havo xaritasidan front chiziqlarni  $MT_{700}$  yoki  $MT_{500}$  xaritasiga ko'chirsak, u holda sovuq front yaqinlashuvchi oqimlar (konvergensiya) bilan xarakterlanadigan balandlikdagi botiqlik ortida joylashgan bo'ladi. Bu yerda uzoqlashuvchi oqimlar (divergensiya) bilan xarakterlanadigan balanddagi botiqlikning old qismidagi oqim tezligiga nisbatan oqim tezligi sezilarli darajada katta bo'ladi.

Okklyuziya frontlari siklon rivojlanishining kechki bosqichlari uchun (to'lishish arafasiga) xarakterlidir. Okklyuziya frontlari tizimida uchta havo massasi o'zaro ta'sirlashadi, ulardan eng ilig'i yer sirtiga tegmaydi, qolganlari esa okklyuziya frontning ikki tomonida joylashgan bo'ladi. Shuning uchun okklyuziya frontlarida yerga tegib turgan frontdan tashqari yuqorida joylashgan front ham mavjud bo'ladi. Iliq okklyuziya fronti holida yuqorida joylashgan front sovuq front bo'lib, yer yaqini xaritasidagi iliq okklyuziya fronti chizig'iga nisbatan oldinda joylashgan bo'ladi. Sovuq okklyuziya fronti holida esa yuqorida joylashgan front iliq front bo'lib, yer yaqini xaritasidagi sovuq okklyuziya fronti chizig'iga nisbatan orqada joylashgan bo'ladi. Okklyuziya nuqtasiga yaqinlashgan sari yuqoridagi front pasayib, yer sirtidagi frontga yaqinlashadi. Yuqoridagi front yer sirtidagi frontga yaqin joylashganligi uchun yer yaqini xaritasida ularni bir-biridan ajratish qiyin (5.8-rasmga qarang).

Yer yaqini xaritasida front chizig'ining ikki tomonidagi sovuq havoning haroratiga qarab okklyuziya frontlari uchga bo'linadi.



5.8-rasm. Iliq (a) va sovuq (b) oklyuziya frontlarining sxematik vertikal qirqimlari va termobarik maydonlari (d va e).

Agar yer yaqinida sovuq front ortidagi sovuq havoning harorati iliq front oldidagidan balandroq bo'lsa, bu front iliq oklyuziya fronti (IOF) deb ataladi. Bu tizimda sovuq front iliq front ustidan ko'tariluvchi harakatda bo'ladi.

Agar yer yaqinida front ortidagi sovuq havoning harorati iliq front oldidagidan pastroq bo'lsa, u holda bu front sovuq oklyuziya fronti



(SOF) deyiladi. Bu holatda bostirib kelayotgan sovuq front ta'sirida iliq front yer sirti yaqinida yemirilib, asta-sekin yuqori frontga aylanadi.

Agar front chizig'ining ikki tomonidagi sovuq havoning haroratlarida sezilarli farq bo'lmasa, bu front neytral okklyuziya fronti (NOF) deb ataladi.

Okklyuziya fronti murakkab front bo'lib, iliq va sovuq frontlar qo'shilishidan paydo bo'lganligi uchun u ham iliq, ham sovuq frontlarning xossalariga ega. Bulutlilik va yog'inlar front chizig'ining ikkala tomonida kuzatiladi. Okklyuziya fronti oldida bosim pasayadi, orqasida esa ortadi.

Iliq okklyuziya fronti ko'proq iliq front xossalariga ega. Bulutlilik ( $A_s-N_s$ ) va yog'inlar (burkama) ko'proq okklyuziya fronti oldida joylashgan bo'ladi. Biroq, front ortida ham bulutli, yog'inli ob-havo kuzatilishi mumkin.

Iliq okklyuziya frontlari quruqliklarda yilning sovuq yarmiga xarakterli. Bu siklonlarning janubiy-g'arbdan shimoliy-sharqqa ko'chishi va siklon ortidagi (sovuq front ortidagi) sovuq havo massasining harorati iliq front oldidagi mahalliy havo massasidagiga nisbatan yuqoriroq bo'lishi bilan tushuntiriladi.

Iliq okklyuziya frontining vertikal qirqimi va termobarik maydoni 5.8-a, d-rasmlarda sxematik ravishda ko'rsatilgan.

Sovuq okklyuziya fronti paydo bo'lganida u ko'proq sovuq front xossalariga ega bo'lib,  $S_i$  va  $C_b$  vertikal rivojlanish bulutlari kuzatiladi, yog'inlar jala xarakteriga ega bo'ladi.

Sovuq okklyuziya frontlari quruqliklar ustida ko'proq yozda, sovuq front ortidagi sovuq havo massasi suv sirti ustida vujudga kelib, o'z tarkibida ko'p suv bug'iga ega bo'lgan va nisbatan iliq quruqlik ustiga kelib, noturg'un bo'lib qolganida kuzatiladi. Quruqlik ustida iliq front oldidagi mahalliy havo massasi sovuq front ortidagi sovuq havo massasiga nisbatan iliq bo'ladi va natijada sovuq okklyuziya fronti yuzaga keladi.

5.8-b, g-rasmlarda sovuq okklyuziya fronti sxematik ravishda ko'rsatilgan.

Neytral okklyuziya fronti uzoq vaqt mavjud bo'lmaydi, chunki siklonning markaziy qismini qamrab olgan nisbatan bir jinsli sovuq havo massasi siklonning to'lishi va okklyuziya fronti yemirilishining tezlashishiga qulaylik yaratadi. Iliq va sovuq okklyuziya frontlari paydo bo'lganda siklon assimetrik bo'ladi va uning chuqurlashishi to'xtaydi yoki u sekin to'lishadi. Shuning uchun iliq va sovuq okklyuziya frontlari bir sutkadan ortiqroq vaqt mobaynida mavjud bo'lishi va ba'zida asosiy frontlarga mos holda iliq yoki sovuq frontlarga aylanishi mumkin.

Okklyuziya fronti joylashgan barik botiqlik ko'p hollarda ancha cho'zilgan va front chizig'iga nisbatan simmetrik bo'lganligi uchun okklyuziya frontining o'tishi bilan shamol yo'nalishi keskin, ba'zida qarama-qarshi yo'nalishga ham o'zgarishi mumkin.

Termobarik xaritada okklyuziya frontlarida frontoldi issiqlik adveksiyasi zonasi va frontorti sovuqlik adveksiyasi zonasi aniqlanadi. Issiqlik o'rkach o'qi yer yaqini okklyuziya frontiga nisbatan iliq okklyuziya frontida oldinga, sovuq okklyuziya frontida esa orqaga siljigan bo'ladi.

### **Nazorat savollari**

1. Atmosfera frontlariga ta'rif bering.
2. Frontlar qanday alomatlariga binoan tasniflanadi?
3. Iliq atmosfera frontlariga ta'rif bering.
4. Sovuq atmosfera frontlariga ta'rif bering.
5. Okklyuziya atmosfera frontlariga ta'rif bering.
6. Yuqori atmosfera frontlariga ta'rif bering.
7. Statsionar atmosfera frontlarining qiyaligi nimaga bog'liq?
8. Harakatlanayotgan atmosfera frontlarining qiyaligi aniqlanganda qanday omil hisobga olinadi?
9. Turli frontlar zonasida izotendensiyalar qanday taqsimlangan?
10. Frontlar zonasida shamol vektori qanday taqsimlangan?
11. Iliq frontlar xarakteristikalarini aytib bering.
12. Sovuq frontlar xarakteristikalarini aytib bering.
13. Okklyuziya frontlari xarakteristikalarini aytib bering.
14. Okklyuziya frontlari zonasida meteorologik kattaliklar qanday o'zgaradi?

# VI BOB

## YUQORI FRONTAL ZONALAR VA NAYSIMON TEZ HAVO OQIMLARI

---

---

### 6.1. Yuqori frontal zonalarning ta'rif va tasnifi

O'rta va yuqori troposferada va stratosferaning quyi qismida planetar (sayyoraviy) masshtabdagi sinoptik obyektlar – yuqori frontal zonalar mavjud.

Baland sovuq siklonlar va baland iliq antisiklonlar orasidagi o'tish zonalar *yuqori frontal zonalar* (YuFZ) deb ataladi. Ular haqiqatdan ham makromasshtabdagi sinoptik obyektlar bo'lib, atmosferadagi jarayonlarda, ayniqsa, siklo- va antisiklogenez jarayonlarida katta rol o'ynaydi. YuFZ ning o'lchamlari g'oyat katta. Asosiy oqim bo'ylab gorizontal bo'yicha ularning cho'zilganligi minglab km ni, eni yuzlab km ni (1000 km gacha), vertikal qalinligi bir necha km ni (10 km gacha) tashkil qiladi.

YuFZ lar katta energiya miqdorlarini yig'uvchi atmosfera sohalaridir, chunki ularda harorat va bosimning (va, demak, havo iqlimi tezliklarining) katta gorizontal gradiyentlari kuzatiladi. YuFZ lar kinetik va ichki energiyaning yirik zahiralari ega, ularda energiya bir turdan ikkinchisiga aylanadi.

$MT_{700}$ ,  $MT_{500}$ ,  $MT_{300}$  va  $HT_{500}^{300}$  xaritalarida YuFZ lar izogipsalarning nisbatan quyuvlashgan sohasi sifatida aks etadi. Bu sohadagi markaziy izogipsa YuFZ ning o'qi deb ataladi. YuFZ ning o'qi va YuFZni hosil qiluvchi siklonning markaziy sohasi orasidagi qism YuFZ ning siklon periferiyasi (cheti), o'q va antisiklon orasidagi qism esa YuFZ ning antisiklon periferiyasi (cheti) deb ataladi.

YuFZ ning oqim yo'nalishi bo'ylab izogipsalarning yaqinlashishi kuzatiladigan qismi YuFZ ning kirishi, oqim yo'nalishi bo'ylab izo-

gipsalarning uzoqlashishi kuzatiladigan qismi esa YuFZ ning deltasi deyiladi.

YuFZ bilan hech bo‘lmaganda bitta yuqori troposfera fronti bog‘liq bo‘ladi. Agar yuqori troposfera frontidan tik (vertikal) fazoviy kesim o‘tkazsak, o‘rta va yuqori troposferada ushbu frontni YuFZ dan ajratish qiyin. Shuning uchun sinoptik amaliyotda o‘rta va yuqori troposferada bitta sinoptik obyekt – YuFZ bilan ish ko‘riladi.

Ayrim YuFZ lar bir-biriga qo‘shilib yanada yirik planetar (sayyoraviy) masshtabdagi sinoptik obyektlarni – *planetar yuqori frontal zonalarni* (PYuFZ) hosil qiladi.

PYuFZ lar yirik uchastkalarda ko‘pincha kenglik zonalar bo‘ylab joylashib, ular meridianol yo‘nalishda katta amplitudali to‘lqinlarga ega bo‘lishi mumkin. Bu to‘lqinlar ularni o‘rgangan olim sharafiga *Rossbi uzun to‘lqinlari* deb ataladi. Barik tizimlar – siklon va antisiklonlarning vujudga kelishi va rivojlanish jarayonlari, bir tomondan YuFZ lar bilan uzviy bog‘liq bo‘lsa, ikkinchi tomondan, bu jarayonlar YuFZ larning deformatsiyasiga (egilishiga) olib keladi.

PYuFZ larda to‘lqinlarning vujudga kelishi, ularning tarmoqlanishi va deformatsiyasi siklo- va antisiklogenez jarayonlari bilan bog‘liq.

$MT_{500}$ ,  $MT_{300}$  va  $MT_{200}$  kundalik barik topografiya xaritalarida doimo ikkita PYuFZ ni ajratish mumkin. Birinchisi, yarimsharni umumiy qutbiy havza periferiyasi bo‘yicha o‘rab, arktik va o‘rta kengliklar havo massalarini bir-biridan ajratadi. U arktik PYuFZ deb ataladi. Ikkinchisi, subtropik antisiklonlarning shimoliy periferiyasi bo‘ylab o‘tib, o‘rta kengliklar va tropik havo massalarini bir-biridan ajratadi. U subtropik PYuFZ deb ataladi.

Yilning sovuq davrida bu PYuFZ lar orasida uchinchisini ham ajratish mumkin. U o‘zining to‘lqinsimon xususiyati tufayli ayrim qismlarida arktik PYuFZ, boshqalarida subtropik PYuFZ larga qo‘shiladi. Bu PYuFZ o‘rta kengliklar PYuFZ si deb ataladi.

PYuFZ larning paydo bo‘lishi yarimsharda radiatsiya balanslari turlicha bo‘lgan kenglik zonalarining mavjudligi va ularda turli geografik tipdagi havo massalarining vujudga kelishi bilan bog‘liq. Turli radiatsiya

balansiga ega bo'lgan geografik zonalarning mavjudligi PYuFZ larning hosil bo'lishi uchun zaruriy, biroq yetarli shart emas. Buning uchun, ma'lum hududlarda frontogenezga o'xshash jarayonlar ro'y berishi lozim va bu jarayonlar planetar masshtabga ega bo'lishi kerak.

PYuFZ lar vujudga kelishining bir qancha gipotetik nazariyalari mavjud, lekin ulardan eng keng tarqalgani – bu turli kenglik zonalari-dagi balandliklardagi botiqlik va o'rkachlar zonal ko'chish tezligining turliligi bilan tushuntiriladigan nazariya hisoblanadi.

Atmosferada uzun to'lqinlarning ko'chish tezligi uchun Rossbi quyidagi formulani keltirib chiqardi:

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}. \quad (6.1)$$

Bu yerda:  $S$  – to'lqin tezligi,  $U$  – zonal oqim tezligi,  $L$  – to'lqin uzunligi,  $\beta$  – Koriolis parametrning kenglikka bog'liq o'zgarishi.

Shimoliy va janubiy yarimsharlarda to'lqin uzunliklari turlicha, zonal ko'chish tezligi esa bir xil bo'lgan holda, vaqtning boshlang'ich momentida fazalarning mavjud bo'lgan mosligi buziladi. To'lqin uzunliklari bir xil, lekin zonal ko'chish tezligi turli bo'lganda ham o'xshash holat ro'y beradi.

Shunday qilib, ma'lum vaqt o'tgach yuqori kengliklardagi botiqlikka kichik kengliklarda o'rkach hamroh bo'ladi, ya'ni katta masshtabdagi havo oqimlarining yaqinlashuvi vujudga keladi. Bu esa bosim va harorat gorizontal gradiyentlarining keskinlashuviga, shamol tezligining ortishiga olib keladi, ya'ni YuFZ lar paydo bo'ladi.

## 6.2. Yuqori frontal zonalardagi harorat maydoni

Yuqori frontal zonalar sovuq va iliq havo massalari chegarasida paydo bo'lganligi tufayli, ularning asosiy xarakteristikalaridan biri haroratning katta gorizontal gradiyenti  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$  hisoblanadi. Biroq, bu kattalik PYuFZ larning turli tiplari uchun ularning turli qismlarida har xil qiymatlarga ega bo'ladi va balandlik bo'yicha o'zgaradi.

Arktik va o'rta kengliklardagi PYuFZ lar uchun  $\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  ning maksimal qiymatlari 500 gPa izobarik sirt yaqinida kuzatiladi.

Harorat gradiyentlari  $MT_{500}$  xaritalarining ayrim qismlarida  $10^\circ/1000$  km va undan ortiq qiymatlarga erishishi mumkin. Ko'rilayotgan izobarik sirtga nisbatan quyida va yuqorida  $\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  kamayadi.

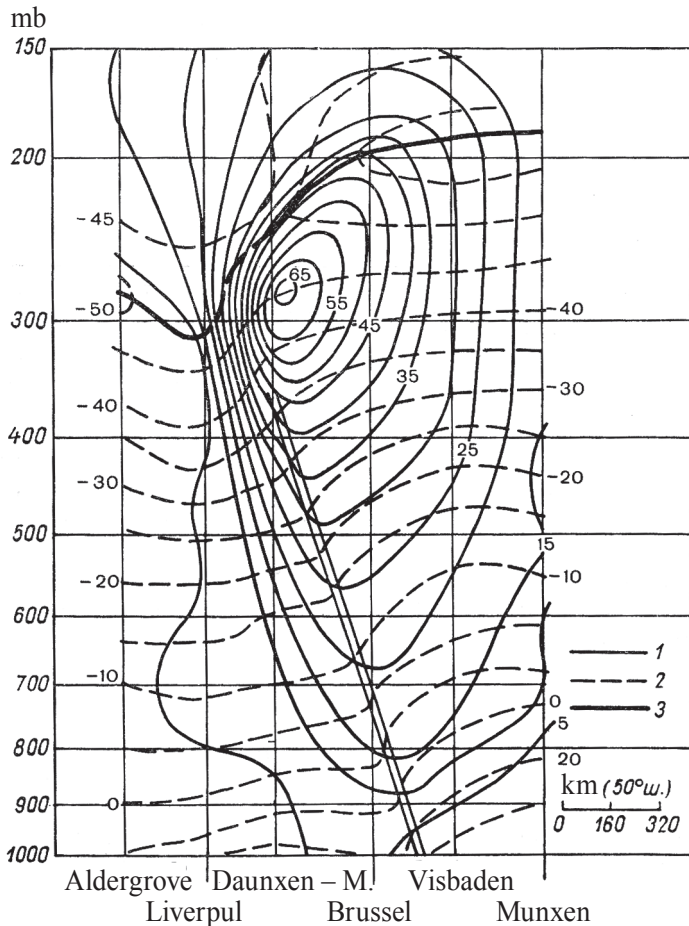
$\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  ning  $MT_{500}$  sathidan pastdagi kamayishi shartlidir. Chunki bitta YuFZ ning ostida faqat birgina emas, balki ikkita va undan ortiq frontlar joylashishi mumkin. Bundan tashqari 700 gPa izobarik sirt dan quyi sathlarda YuFZ tushunchasi ma'noga ega emas.

$\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  ning balandlik bo'yicha kamayishiga kelsak, bu hodisa doimo kuzatiladi. Yuqori troposferada tropopauza yaqinida  $\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  qiymati deyarli nolga teng. Bu yerda shamolning gorizontaal tezligi maksimal qiymatga ega bo'ladi va tez oqimning o'qi joylashadi.

YuFZ larda tez oqimning yuqorisida haroratning gorizontaal gradiyenti o'z ishorasini o'zgartiradi (sovuqlik janubda, iliqlik shimolda), bu esa shamol tezligining balandlik bo'yicha kamayishiga olib keladi. YuFZ larning ushbu qismi – YuFZ larning negativ (manfiy) yoki stratosfera qismi deyiladi. U YuFZ larning troposfera qismi bilan uzviy bog'liq.

Harorat gorizontaal gradiyentining ishorasi planetar PYuFZ o'qidan chapda joylashgan troposferadagi sovuq havoning ustida tropopauzaning pasayishi va PYuFZ o'qidan o'ngda joylashgan troposferadagi iliq havoning ustida tropopauzaning ko'tarilishi bilan bog'liq. PYuFZ larda tropopauza keskin og'adi yoki uziladi.

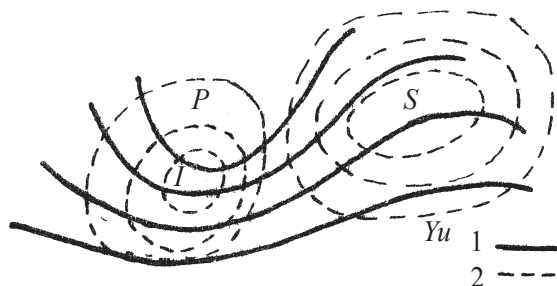
$\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  ning mutlaq qiymatlari PYuFZ larning stratosfera qismida troposferadagiga nisbatan katta bo'ladi, lekin tez oqim o'qidan pastdagi musbat  $\left(\frac{\sigma T}{\sigma n}\right)$  larga nisbatan atmosferaning nisbatan yuqaroq qatlamlarida kuzatiladi (6.1-rasm).



6.1-rasm. Vertikal qirqimda tez havo oqimlari.

Subtropik PYuFZ larda  $\left(\frac{qT}{qN}\right)$  ning maksimal qiymatlari 7–9 km balandliklarda ( $MT_{400}$ ,  $MT_{300}$  xaritalarda) kuzatiladi, harorat gorizontaal gradiyentining aylanashi esa 200 gPa izobarik sirt yaqinida ro'y beradi.

PYuFZ lardagi harorat maydonining yuzaga kelishida nafaqat havo massalarining gorizontaal ko'chishi (ularning yaqinlashuvi), balki frontlar, siklonlar va antisiklonlar hamda YuFZ lar o'qi yaqinida oqimlarning nostatsionarlighi natijasida vujudga kelgan havoning vertikal harakatlari ham muhim ahamiyat kasb etadi.



6.2-rasm.  $MT_{200}$  xaritasida YuFZning kirishida va deltasida iliq (pastga tushuvchi harakat) va sovuq (ko'tariluvchi harakat) yopiq zonalari.

Agar  $MT_{200}$  xaritasida o'rta kengliklar PYuFZ larida izotermalar o'tkazilsa, iliq va sovuq yopiq zonalarni ajratish mumkin (6.2-rasm). Tez havo oqimining o'qi yaqinidagi havoning pastga tushuvchi va ko'tariluvchi harakatlaridan iliq va sovuq yopiq zonalar vujudga keladi. Bu vertikal harakatlar YuFZ larda oqimlarning nostatsionarliligi natijasida yuzaga keladi: YuFZ larga kirishda havo zarrachalari tezlanish oladi, deltasida esa – sekinlashadi.

### 6.3. Yuqori frontal zonalardagi shamol maydoni. Tez havo oqimlari va ularning tasnifi

Erkin atmosferada shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi haroratning gorizontaal taqsimotiga, harorat gorizontaal gradiyenti  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$  yo'nalishiga va qiymatiga bog'liq. Geostrofik harakatda bu bog'lanish  $R$  tizimida ( $z$  vertikal o'qi o'rniga  $R$  bosim qo'llaniladi) yozilgan termik shamol formulasi bilan ifodalaniladi:

$$\frac{\partial V}{\partial P} = \frac{R}{lP} \frac{\partial T}{\partial n}, \quad (6.2)$$

bu yerda:  $V$  – geostrofik shamol tezligi,  $P$  – bosim,  $R$  – gaz doimiysi,  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$  – haroratning gorizontaal gradiyenti,  $l$  – Koriolis parametri.

Haroratning gorizontaal gradiyenti  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$  qancha katta bo'lsa, shamol tezligi balandlik bo'yicha shuncha tez o'zgaradi. Agar



$\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right) < 0$  (oqim yo'nalishidan chapda – sovuq, o'ngda – iliq soha joylashgan) bo'lsa, yuqoriga ko'tarilgan sari shamol tezligi ortadi. Agar  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right) > 0$  bo'lsa, balandlik bo'yicha shamol tezligi kamayadi.

YuFZ sovuq havo massasidan iliq havo massasiga o'tish zonasi bo'lganligi uchun  $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$  ning eng katta qiymatlari YuFZ da kuzatiladi. Natijada YuFZ da shamolning katta vertikal siljishlari  $\frac{\partial V}{\partial P}$  va kuchli shamollar kuzatiladi.

Yuqori troposferadagi YuFZ bilan uzviy bog'liq bo'lgan kuchli shamollar *tez havo oqimlari* deb ataladi.

Shamol tezligining eng katta qiymatlarini tutashtiruvchi chiziq tez havo oqimlarining o'qi deyiladi. Tez havo oqimlarining o'qi kvazigorizontal bo'lib, tropopauzaning keskin qiyalikka ega bo'lgan qismi yaqinidan o'tadi. Tez havo oqimlarining o'qida shamol tezligi 30 m/s dan katta (6.1-rasm).

Tez havo oqimlarida shamolning gorizont va vertikal siljishlari (tezlik gradiyentlari) ajratiladi.

Shamolning vertikal siljishlari o'rtacha 1 km ga 5–10 m/s, gorizont siljishlari esa 100 km ga 5–10 m/s ga teng bo'ladi.

Qoidaga ko'ra shamolning vertikal bo'yicha siljishi  $\frac{\partial V}{\partial P}$  tez havo oqimlari o'qining yuqorisida quyidagisiga nisbatan katta. Shamolning gorizont siljishi  $\frac{\partial V}{\partial n}$  siklonik qismda (oqimdan chapda) antisiklonik qismdagidan (oqimdan o'ngda) katta. Bundan tashqari, tez havo oqimlarining o'qi bo'ylab ham shamol siljishi  $\frac{\partial V}{\partial S}$  mavjud, buni maksimal shamol xaritasidan ko'rish mumkin (6.1-rasm).

Tez havo oqimlari PYuFZ larda hosil bo'lib, uning tarkibiy qismi bo'lganligi uchun tez havo oqimlari ham xuddi PYuFZ lar kabi tasnifga ega. Arktik PYuFZ lar tizimida kuzatiladigan tez havo oqimlari *arktik frontal tez havo oqimi* yoki *arktik frontning tez havo oqimi* deb ataladi. Uni maksimal shamol xaritasi (MShX) hamkorligida  $MT_{500}$  va  $MT_{400}$

xaritalarida ko‘rish mumkin. Arktik frontal tez havo oqimining o‘qi  $65^\circ$  kenglikdan shimolroqda 6–8 km balandlikda joylashgan. O‘qdagi maksimal tezlik ko‘pincha 60–80 m/s gacha yetadi.

*O‘rta kengliklardagi tez havo oqimi* yoki *o‘rta kengliklar frontining tez havo oqimi* o‘rta kengliklar PYuFZ larida hosil bo‘ladi va  $65^\circ$  dan  $45^\circ$  gacha shimoliy kengliklarda uchraydi. U 9–12 km balandlikda joylashgan va maksimal shamol xaritasi hamkorligida  $MT_{300}$  va  $MT_{200}$  xaritalarida tahlil qilinadi. O‘rta kengliklardagi tez havo oqimlari kundalik maksimal shamol xaritalarda yaxshi ifodalangan va qoidaga ko‘ra o‘rta kengliklar frontlariga bog‘liq. Bu tez oqim o‘qida shamolning maksimal tezligi 80–100 m/s gacha yetadi. Shamolning eng katta tezliklari Shimoliy Amerikaning va ayniqsa Osiyoning sharqiy sohalarida yilning sovuq mavsumida o‘rta kengliklar frontlarining keskinlashuvi ro‘y beradigan joylarda kuzatiladi.

Subtropik tez havo oqimlari subtropik PYuFZ larda hosil bo‘ladi. Uning o‘qi 12–14 km balandlikda joylashadi va har ikkala yarimsharda yuqori bosimli subtropik sohaning shimoliy periferiyasidagi eng kuchli, yer sharini uzluksiz o‘rab olgan g‘arbiy shamol ko‘rinishida  $MT_{200}$  va maksimal shamol xaritalarda kuzatiladi.

Subtropik tez havo oqimi o‘qining joylanishi mavsumiy o‘zgarishlarga ega. U qishda  $30^\circ$  kenglik doirasi bo‘ylab o‘tsa, yozda  $10^\circ$ – $15^\circ$  shimolga ko‘chadi.

Subtropik tez havo oqimlarining o‘qi bo‘ylab tezlikning katta tebranishlari (o‘zgarishlari) ro‘y beradi. Shamolning eng katta tezliklari Osiyoning sharqiy sohillarida, Yaponiyaning janubida va AQSHning sharqiy sohilida kuzatiladi. Yaponiya ustida tez havo oqimlaridagi shamol tezligi ba’zida 180–200 m/s gacha yetadi.

Atlantika okeanining va qisman Tinch okeanning g‘arbiy qismlarida shimoldan qattiq sovishlar kirishidan so‘ng subtropik tez havo oqimlarini o‘rta kengliklar tez havo oqimlaridan farqlash qiyin bo‘lib qoladi.

Tez havo oqimlarining yuqorida sanab o‘tilgan uchta turi orasida eng harakatchanlari – bu arktik frontal tez havo oqimi va o‘rta keng-

liklar tez havo oqimlaridir. Chunki tegishli PYuFZ larda siklon va anti-siklonlar hosil bo‘ladi va rivojlanadi, atmosfera frontlari vujudga keladi va kuchayadi.

Subtropik tez havo oqimi esa nisbatan kam harakatchandir. Shuning uchun ham o‘rta atmosferaning vertikal kesimlarida ular shamolning o‘rtacha tezligi zonalar ko‘rinishida yetarlicha aniqlikda kuzatiladi. Subtropik tez havo oqimining harakatchanligi faqat shimoliy kengliklarga tropik havoning kuchli chiqishlaridagina namoyon bo‘ladi.

Arktik frontal tez havo oqimi va o‘rta kengliklar tez havo oqimi zonalarida tropopauza keskin og‘adi, subtropik tez havo oqimi zonasida esa uzilgan bo‘ladi. Subtropik tez havo oqimining o‘qidan chapda joylashgan baland tropopauzani (9–12 km) qutbiy, o‘qdan o‘ngda joylashgan baland tropopauzani (16–18 km) tropik deb ataladi.

Quyida kengliklarning yuqori troposferasida tez havo oqimining to‘rtinchi turi ajratiladi – bu *ekvatorial sharqiy tez havo oqimi*dir. Tez havo oqimining nomida ta’kidlanganidek, bu turdagi tez havo oqimi zonasida shamollar sharqdan g‘arbga esadi. «Ekvatorial» so‘zining qo‘shilishi esa bu turdagi tez havo oqimining, albatta, ekvatorida emas, balki uning yaqinida joylanishi mumkin degan ma’noni beradi. Bunday tez havo oqimlari Afrika, Janubi-Sharqiy Osiyo, Avstraliya ustida hamda ekvatoridan 15° shimoliy va janubiy kengliklar oralig‘ida Tinch va Atlantika okeanlarining ustida kuzatiladi. Shimoliy yarimsharda ekvatorial sharqiy tez havo oqimi iyul oyida ekvatoridan eng uzoq, yanvar oyida ekvatorga eng yaqin joylashgan bo‘ladi. Ekvatorial sharqiy tez havo oqimining o‘qi 15–17 km balandlikda joylashgan va 40–50 m/s maksimal tezlikka ega.

Avvalgi uch turdagi naysmion havo oqimlaridan farqli o‘laroq ekvatorial sharqiy tez havo oqimi va PYuFZ larning o‘zaro bog‘liqlik ehtimolligi kichik, chunki tropik va ekvatorial havolar o‘rtasida harorat farqlari katta emas. Ekvatorial sharqiy tez havo oqimi subtropik anti-siklonlarning janubiy periferiyasida hosil bo‘ladi va ekvatorga yaqin barcha zonalarda sharqiy shamollar kuzatilishiga qaramay, yarimsharni o‘rab olmaydi.

Yozda troposferadagi sharqiy shamollar stratosferadagi sharqiy shamollarga qoʻshilib, vertikal boʻyicha yagona kuchli sharqiy havo oqimini tashkil etadi. Bu vaqtda sharqiy shamollarning eng katta tezliklari 30 km dan yuqori balandliklarda, yaʼni stratosferada kuzatiladi.

Yilning sovuq mavsumida faqat shartli ravishda tez havo oqimlar deb atalishi mumkin boʻlgan stratosfera tez havo oqimilari ajratiladi. Chunki bu kuchli shamollarning vertikal qalinligi va zonaning eni troposfera tez havo oqimlaridan sezilarli darajada katta. Bu sirkulyatsiya tizimi qutbdan to  $15^{\circ}$ – $20^{\circ}$  kengliklar oraligʻidagi barcha stratosfera havosini qamrab oladi.

### **Nazorat savollari**

1. Yuqori frontal zonalar nima?
2. Yuqori frontal zonalarining yuzaga kelish sabablari qanday?
3. Planetar yuqori frontal zonalar nima?
4. Yuqori va planetar frontal zonalarining oʻlchamlari qanday?
5. Yuqori frontal zonalaridagi harorat maydonini xarakterlab bering.
6. Yuqori frontal zonalaridagi shamol maydonini xarakterlab bering.
7. Tez havo oqimlari nima, ularning tasnifini aytib bering.
8. Tez havo oqimlarining oʻlchamlari qanday?
9. Tez havo oqimlari qanday balandliklarda joylashadi?
10. Sinoptik meteorologiyada tez havo oqimlarining ahamiyati nimada?

## VII BOB

# SIKLONLAR VA ANTISIKLONLAR

---

---

### 7.1. Siklonlar va antisiklonlarning turlari

*Siklon* – bu bir necha yopiq izobaralardan (izogipsalardan) iborat boʻlgan, markazida bosim past boʻlgan barik tizimdir.

Siklonga havo sirkulyatsiyasining muayyan shakli xarakterli. Erkin atmosferada gorizontal tekislikda (yoki izobarik sirtida) havo sirkulyatsiyasi siklonda shimoliy yarimsharda soat strelkasiga teskari, janubiy yarimsharda – soat strelkasi boʻyicha kuzatiladi.

Erkin atmosferada izobaralar (izogipsalar) oqim chiziqlari bilan teng kuchli boʻlib, havo harakatining yoʻnalishini va tezligini koʻrsatadi. Shimoliy yarimsharda past bosimli soha izobaralar (izogipsalar) boʻylab yoʻnalgan havo oqimlarining chap tomonida, janubiy yarimsharda esa oʻng tomonida joylashadi. Oqim tezligi izobarlar (izogipsalar) zichligiga mos boʻladi: izobaralar qancha bir-biriga yaqin (zich) boʻlsa, tezlik shuncha katta boʻladi.

Yer sirti yaqinida oqim chiziqlari izobaralarga mos kelmaydi, chunki yer sirti ishqalanish kuchlari taʼsirida havo zarrachalari izobaraga urinma boʻylab past bosim tomonga  $\alpha$  burchakka ogʻib harakatlanadi. Yer sirti ishqalanish kuchlari qancha katta boʻlsa, ogʻish burchagi  $\alpha$  shuncha katta boʻladi. Quruqlik ustida ogʻish burchagi  $\alpha_q$   $30^\circ$ – $45^\circ$ , suv sirti ustida esa  $\alpha_s$   $10^\circ$ – $15^\circ$  ni tashkil qiladi.

Siklonning markaziy qismida oqimlarning yigʻilishi (konvergentsiyasi) havoning tartibli, yuqoriga koʻtariluvchi harakatiga olib keladi, bu esa bulutlar paydo boʻlishi va yogʻinlar yogʻishi jarayonlarida katta ahamiyat kasb etadi.

*Antisiklon* – bu bir nechta yopiq izobaralardan (izogipsalardan) iborat boʻlgan markazida bosim yuqori boʻlgan barik tizimdir. Erkin

atmosfera da gorizontaal tekislikda (yoki izobarik sirtida) shimoliy yarimsharda antisiklon da havo sirkulyatsiyasi soat strelkasi bo'yicha, janubiy yarimsharda esa soat strelkasiga teskari kuzatiladi.

Yer sirti yaqinida ishqalanish kuchlari ta'sirida havo zarrachalari izobarlarga urinmadan bosim past bo'lgan tomonga og'ib harakatlanadi. Oqimlarning tarqalishi (divergensiyasi) antisiklonning markaziy qismida havoning tartibli pastga tushuvchi harakatiga va bulutlarning tarqalib ketishiga olib keladi.

Shuning uchun yaxshi rivojlangan antisiklonlarning markaziy qismida ko'pincha kam bulutli yoki ochiq ob-havo kuzatiladi.

Odatda, siklon va antisiklonlarda bosim bitta ekstremal qiymatga ega bo'ladi. Bunday barik tizimlar bir markazli deb ataladi.

Ba'zan siklon (antisiklon) bir necha nisbatan past (yuqori) bosimli nuqtalarga ega bo'ladi. Bu barik tizimlar ko'pmarkazli deb ataladi. Yuqoriga ko'tarilgan sari ko'pmarkazli barik tizimlarning takrorlanishi ancha kamayadi. Shuning uchun yer yaqini ob-havo xaritalarda mutlaq topografiya xaritalariga nisbatan siklon va antisiklonlarga oid bosim maydonlari ancha soddaroq bo'ladi.

Chuqurligi (minimal bosimi) bir xil bo'lgan ikki markazli siklon *tutash siklon* deb ataladi. Agar bu tutash siklonlardan birining o'lchami ikkinchisining o'lchamiga nisbatan kichikroq, bosimi esa yuqoriroq bo'lsa, bu siklon *ikkilamchi siklon*, ikkinchisi esa *asosiy siklon* deb ataladi.

Ayrim hollarda, antisiklonning o'rkachida asosiy antisiklondagi bosimga nisbatan bosimi pastroq bo'lgan antisiklon paydo bo'ladi va bu antisiklon *ikkilamchi antisiklon* yoki *antisiklon tarmog'i* deyiladi.

Siklon va antisiklonlarda fazoviy o'q ajratiladi – bu chiziq turli balandliklarda (yer yaqini xaritasi va mutlaq topografiya xaritalarida) siklonlarning (antisiklonlarning) markazlarini bir-biri bilan tutashtiruvchi chiziqdir. Siklonlarning (antisiklonlarning) fazoviy o'qi, odatda, sovuq (iliq) havo massasi tomonga og'adi.

Siklon va antisiklonlarni bir necha alomatlaridan ajratish mumkin. Bu alomatlariga barik tizim paydo bo'lgan geografik hudud yoki kenglik-

lar zonasi, barik tizim ko'rilayotgan hududga kirish joyi, frontlar bilan bog'liqligi, vertikal bo'yicha rivojlanganligi, termobarik maydonning tuzilishi, harakatning yo'nalishi va tezligi kiradi.

Siklonlar paydo bo'lgan kengliklar zonasiga qarab notropik va tropik siklonlarga, antisiklonlar esa notropik va subtropik antisiklonlarga bo'linadi. Bundan tashqari stratosfera barik tizimlari ham ajratiladi: a) yilning sovuq paytida paydo bo'ladigan va rivojlanadigan qutbiy stratosfera sikloni; b) yilning iliq paytida paydo bo'ladigan va rivojlanadigan qutbiy stratosfera antisikloni.

Muayyan siklonlar va antisiklonlarni xarakterlash uchun ular paydo bo'lgan geografik hudud yoki ularning ko'rilayotgan hududga kirish joyining nomi qo'llaniladi. Masalan: Sibir antisikloni, Azor antisikloni, O'rta Yer dengizi sikloni, Qora dengiz sikloni va h.k.

O'rta Osiyodagi siklonlar 4 turga bo'linadi: Janubi-Kaspiy sikloni, Murg'ob sikloni, Yuqori Amudaryo sikloni va O'rta Osiyoning shimolidagi kam harakatlanuvchi siklon.

Frontlar bilan bog'liqligiga qarab siklonlar paydo bo'lishi frontlar bilan bog'liq bo'lgan *frontal* va *nofrontal siklonlarga* bo'linadi. Nofrontal siklonlarga yozda quruqliklarning ustida yer sirtidan havoning qattiq isishi natijasida paydo bo'lgan termik (mahalliy) va tropik siklonlar kiradi. Notropik siklonlar ko'pincha frontal siklon bo'ladi.

Harakatlanuvchi antisiklonlar sovuq havoda paydo bo'lganligi va quyi kengliklarga siklonlardagi sovuq frontning orqasida kelganligi sababli ular *oraliq* va *yakunlovchi antisiklonlarga* bo'linadi. Gorizonttal bo'yicha katta masofaga cho'zilgan asosiy frontlarda, odatda, ketma-ket harakatlanuvchi bir nechta siklonlar paydo bo'ladi. Atmosferadagi frontda paydo bo'lgan siklonlarning majmui *siklonlar qatori* deb ataladi. Qatordagi har bir siklonning orqasida sovuq havoda yuqori bosimli zona hosil bo'ladi, ba'zida u yopiq izobarali barik tizim – antisiklon ko'rinishida bo'ladi va ular *oraliq antisiklonlar* deb ataladi. Ular, odatda, sovuq front orqasida joylashgan bo'ladi. Siklonlar qatoridagi oxirgi siklonning orqasida paydo bo'lgan antisiklon oraliqdagi antisiklonlarga qaraganda ancha kattaroq masofaga harakatlanadi. Bu antisiklonlar

*yakunlovchi antisiklonlar* deb ataladi va havo haroratining keskin katta qiymatga pasayishi ular bilan bogʻliq. Nofrontal antisiklonlarga subtropik va termik (mahalliy) antisiklonlar kiradi. Termik (mahalliy) antisiklonlar qishda quruqliklar ustida havoning toʻshalgan sirtidan qattiq sovishi natijasida paydo boʻladi.

Vertikal boʻyicha rivojlanish darajasiga qarab yer yaqini sinoptik xaritalarda kuzatiladigan siklon va antisiklonlar quyidagilarga boʻlinadi:

1) past siklonlar va antisiklonlar – bu barik tizimlar faqat yer yaqini va  $MT_{850}$  xaritalarda kuzatiladi;

2) oʻrta siklonlar va antisiklonlar – bu barik tizimlar yer yaqinidan boshlab to  $MT_{700}$  xaritagacha kuzatiladi;

3) baland siklonlar va antisiklonlar – yer yaqini va hamma mutlaq topografiya xaritalarda kuzatiladigan barik tizimlar.

Bundan tashqari, balandda joylashgan siklonlar va antisiklonlar ajratiladi. Bu barik tizimlar yer yaqini xaritalarida kuzatilmay, faqat barik topografiya xaritalarda kuzatiladi.

Harakat yoʻnalishiga koʻra siklonlar janubiy, gʻarbiy va «shoʻn-gʻuvchi» siklonlarga boʻlinadi. Koʻpincha siklonlar janubi-gʻarbdan shimoliy-sharqqa harakatlanadi va ular janubiy siklonlar deb ataladi. Gʻarbdan sharqqa harakatlanadigan siklonlar kam uchraydi va nihoyatda kam sonli siklonlar shimoldan janubga harakatlanadi («shoʻngʻuvchi siklonlar»).

## **7.2. Termik va frontal notropik siklonlarning paydo boʻlishi va rivojlanish shartlari**

Termik (mahalliy) siklonlar toʻshalgan sirtidan havoning notekis isishi natijasida paydo boʻladi. Bu maʼlum hudud ustidagi nisbatan bir jinsli relyef va xususiyatga ega boʻlgan, notropik kengliklardagi siklon va antisiklonlar maydoniga mos keladigan katta geografik hududlarda roʻy beradi.

Termik siklonlar yozda Oʻrta Osiyo sahrolari va Qozogʻiston choʻllari ustida toʻshalgan sirt markaziy va chekka qismlarining notekis isishidan



paydo bo'lishi mumkin. O'rta Osiyo sahrolari g'arbda Kaspiy dengizi bilan, janubda va sharqda baland tog'lar bilan chegaradosh va shu sababli bu joylarda yer sirtining harorati yozda 20°C dan ortmaydi. Shu bilan bir vaqtda sahroning markaziy qismlarida yer sirtining harorati 50°C va undan ortiq qiziydi. O'ta isigan havo yuqoriga ko'tarilib tarqaladi, natijada yer sirti yaqinida havo bosimi pasayadi va ikkitagacha yopiq izobarali siklonning paydo bo'lishiga olib keladi.

Havo nihoyatda quruq va harorati yuqori bo'lganligi uchun ko'tariluvchi havo harakati bulutlar paydo bo'lishiga va yog'inlarning yog'ishiga olib kelmaydi. Shuning uchun termik siklon tizimida ochiq, quruq va yuqori haroratli (40°C va undan ortiq) ob-havo kuzatiladi. O'rta Osiyodagi sinoptik jarayonlarning tasnifi bo'yicha ob-havoning bu turi «Yozgi termik depressiya» deb ataladi.

Atmosferada notropik frontal siklonlarning paydo bo'lishi, termik siklonlarning paydo bo'lishiga nisbatan murakkabroq termodinamik jarayondir.

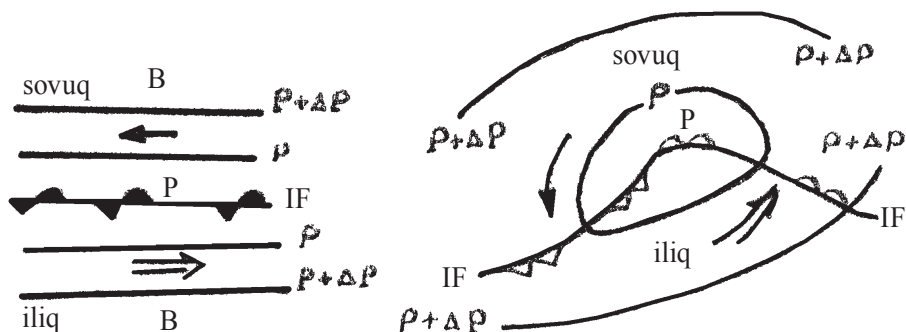
Frontal siklonlarning vujudga kelish jarayoniga ta'sir qiladigan ba'zi asosiy omillarni ko'rib chiqamiz.

1. Frontal siklon statsionar frontda yoki sovuq va iliq frontlarning kam harakatlanuvchi qismlarida vujudga keladi. Shunday qilib, siklon vujudga kelishining birinchi zaruriy sharti – ushbu hududda mos front qismining mavjudligidir.

2. Barcha hollarda siklonning paydo bo'lishi va keyingi rivojlanishi uchun siklon vujudga kelgan hududda bosimning nisbatan pasayishini ta'minlovchi sirkulyatsion sharoitlar mavjud bo'lishi zarur. Bunday sirkulyatsion sharoitlar tarqaluvchi oqimlarda balanddagi botiqlikning oldingi qismida yuzaga keladi.

Oqimlarning divergensiyasi ( $MT_{700}$  va  $MT_{500}$  xaritalarda) yuqorida havo massasining kamayishi va yer sirti yaqinida bosim pasayishi bilan birgalikda kuzatiladi.

3. Yer sirti yaqinida boshlanayotgan havo bosimining pasayishi – birinchi yopiq izobaraning paydo bo'lishiga va statsionar (kam harakatlanuvchi) frontning sinishiga (deformatsiyasiga) olib keladi (7.1-rasm).



7.1-rasm. Bosimning pasayishi natijasida birinchi yopiq izobaraning paydo bo'lishi va statsionar frontning deformatsiyasi.

Avvalgi statsionar front harakatlanuvchi frontga aylanadi. Frontning bir qismi janub tomonga ko'chib, sovuq frontga, ikkinchisi esa shimolga ko'chib, iliq frontga aylanadi.

4. Siklonning old qismida boshlangan issiqlik adveksiyasi va orqa qismidagi sovuqlik adveksiyasi uning keyingi chuqurlashuviga imkon yaratadi. Issiqlik adveksiyasida zich sovuq havo nisbatan iliq va unchalik zich bo'lmagan havoga almashadi, bu esa yer sirti yaqinida bosim pasayishiga olib keladi. Issiqlik adveksiyasini termobarik xarita ( $MT_{700}$ ,  $HT_{1000}^{500}$ ) va  $MT_{850}$  xaritasidagi izogipsa va izoterma chiziqchalarining o'zaro joylashishidan ko'rish mumkin.

5. Birinchi yopiq izobaraning paydo bo'lishi va frontal to'lqinlarning vujudga kelishi siklonlarning keyingi rivojlanishiga (chuqurlashuviga) to'liq kafolat bermaydi. To'lqin uzunligi 800 km dan katta, 2800 km dan kichik bo'lgandagina frontal to'lqin frontal siklonga aylanib, keyinchalik rivojlanadi. Juda qisqa va juda uzun to'lqinlarda siklon rivojlanmaydi.

6. Front bilan ajratilgan havo massalarining, ayniqsa iliq havo massasining suvdorligi qancha katta bo'lsa, siklonning rivojlanishi uchun sharoitlar shuncha qulay bo'ladi. Nam havo ko'tarilganida bulutlarning paydo bo'lish jarayoni tezroq ro'y beradi va suv bug'ining kondensatsiyasida bug'lanish issiqligi ko'proq ajraladi, bu esa havoning keyingi ko'tarilishiga va yer sirti yaqinida bosimning yanada pasayishiga sabab bo'ladi.

### **7.3. Siklon rivojlanishining turli bosqichlaridagi ob-havo sharoitlari va termobarik maydonning tuzulishi. Siklonlar oilasi**

Notropik siklon o'zining rivojlanish jarayonida sezilarli sifat o'zgarishlariga duch keladi. Buni termobarik maydonning tuzilishidan va ob-havo sharoitlaridan ko'rish mumkin. Shuning uchun siklonning rivojlanish davrini bir necha bosqichlarga bo'lish mumkin. Bir bosqichdan ikkinchisiga o'tish asta-sekinlik bilan ro'y beradi, ular orasida aniq chegara deyarli sezilmaydi. Mavjud kuzatish tizimlari diskret ma'lumotlar bergani sababli, siklonlarni uzluksiz kuzatish imkoniyatining yo'qligi bunday chegaralarning aniqlanishini qiyinlashtiradi. Chegaralarni aniqlashning shartlilikiga qaramasdan, siklonning rivojlanishida bosqichlarni ajrata bilish prognostik ahamiyatga ega, chunki u troposferadagi termobarik maydonning o'zgarish qonuniyatlarini va u bilan bog'liq bo'lgan ob-havo o'zgarishlarini aks ettiradi. Shu bilan birga siklonning barcha rivojlanish bosqichlarini o'tishi shart emasligini hisobga olish lozim. U vujudga kelishning birinchi alomatlaridan keyin to'lishi, ba'zan rivojlanishning barcha bosqichlarini o'tishi mumkin. Vujudga kelgan siklonik g'alayonning rivojlanish tendensiyalarini aniqlash – bu prognostik bo'linmalarda sinoptiklar juda ko'p duch keladigan eng murakkab muammolardan biridir.

Frontal va termik siklonlar rivojlanishining to'liq sikli quyidagi 4 bosqichni o'z ichiga oladi:

1. *Boshlang'ich yoki paydo bo'lish bosqichi* – yopiq siklonik sirkulyatsiya vujudga kelishining belgilari paydo bo'lishidan boshlab, birinchi yopiq izobara paydo bo'lguncha bo'lgan davr;

2. *Siklonning chuqurlashish bosqichi yoki yosh siklon bosqichi* – yer yaqini xaritasida birinchi yopiq izobara paydo bo'lishidan intensiv chuqurlashish tugaguncha bo'lgan davr;

3. *Maksimal rivojlanish bosqichi* – siklon markazidagi bosimning intensiv ortishi momentidan ortish to'xtaguncha bo'lgan davr;

4. *Siklonning to'lishish bosqichi* – siklon markazidagi bosimning intensiv ortishi to'xtagan momentdan yopiq siklonik sirkulyatsiya yo'qolguncha bo'lgan davr.

Siklonlarning frontal tabiati asosida quyidagi rivojlanish bosqichlari ajratiladi:

1. *To'lqin bosqichi* – frontda birinchi to'lqin g'alayoni paydo bo'lganidan yer yaqini xaritasida siklonning yopiq izobarasi paydo bo'lguncha bo'lgan davr;

2. *Yosh siklon bosqichi* – birinchi yopiq izobara paydo bo'lishidan okklyuziya jarayoni boshlanguncha bo'lgan davr;

3. *Okklyuziyalangan siklon bosqichi* – okklyuziya boshlanganidan yopiq siklonik sirkulyatsiya yo'qolgungacha bo'lgan davr.

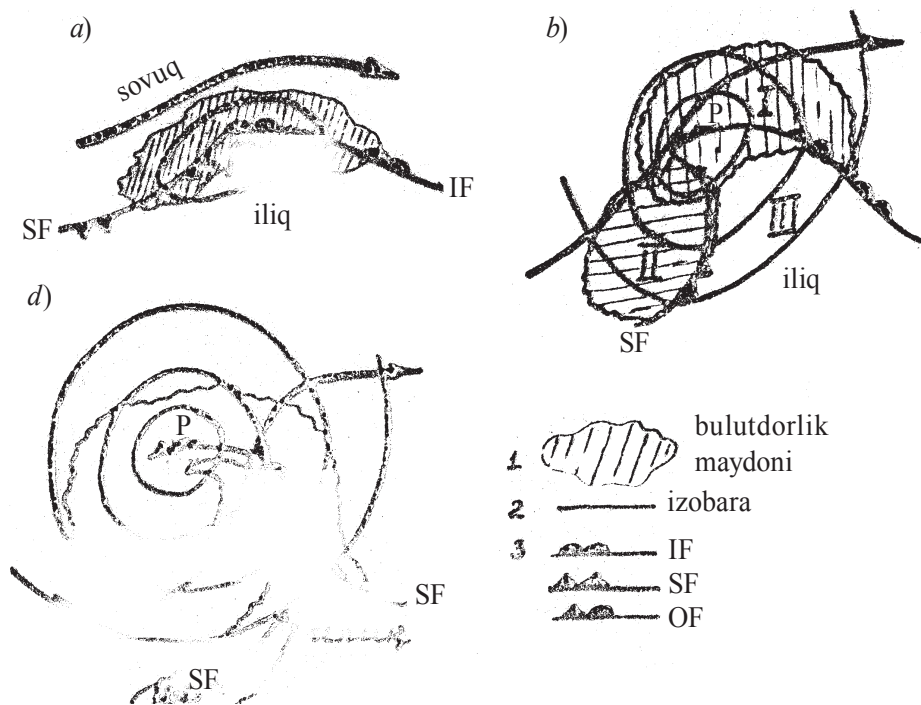
Ko'rinib turibdiki, har ikki tizimlarning dastlabki ikki bosqichi o'zaro mos. Okklyuziyalangan siklon bosqichi esa maksimal rivojlanish va to'lishish bosqichlaridan tarkib topadi.

Frontal siklon rivojlanishining boshlang'ich bosqichida yer yaqinidagi front chizig'ida shu front uchastkasida yopiq siklonik sirkulyatsiya paydo bo'lishi bilan bog'liq bo'lgan to'lqinsimon egilish vujudga keladi. To'lqin cho'qqisi atrofida havo bosimi pasayadi. Uning ustida o'rta troposferada  $MT_{700}$  va  $MT_{500}$  xaritalarda izogipsalarning zichlashish zonasi paydo bo'ladi. Tez oqimning o'qi frontga parallel bo'lib, to'lqin cho'qqisidan 200–300 km, sovuq va iliq frontlardan 300–400 km masofada o'tadi (7.2a-rasm).

Siklonlarning tez oqim o'qidan o'ng tomonda vujudga kelish ehtimolligi 81% ga, tez oqim o'qi yaqinida – 10% ga va o'qdan chap tomonda – faqat 9% ga teng bo'ladi.

Quyi troposferada to'lqinning old qismi ustida kuchsiz barik o'rkach, orqa qismida esa chuqur bo'lmagan botiqlik joylashgan bo'ladi. To'lqinning cho'qqisi YuFZ deltasining ostida joylashadi.  $HT_{1000}^{500}$  xaritasida izogipsalarning zichlashish o'qi chizig'i to'lqin cho'qqisiga nisbatan sovuq havo tomonga siljigan bo'ladi.

To'lqinsimon g'alayonning orqa qismida sovuqlik adveksiyasi, old qismida – issiqlik adveksiyasi ro'y beradi. Adveksiyalarning bunday



7.2-rasm. To‘lqinsimon siklonning turli rivojlanish bosqichlarida bulutlar maydoni (1), izobaralar (2), frontlar (3) va tez o‘qim o‘qining joylashishi. (a – to‘lqin bosqichi, b – yosh siklon bosqichi, d – okklyuziyalangan siklon bosqichi).

taqsimlanishi tufayli termik omil iliq front oldida bosimning pasayishiga, sovuq front orqasida bosimning ko‘tarilishiga olib keladi. To‘lqin cho‘qqisi YuFZ ning deltasi ostida joylashganligi uchun oqimlarning divergensiyasi va musbat tezlik uyurmasining adveksiyasi yer yaqinida bosimning pasayishiga va siklonik sirkulyatsiyaning kuchayishiga qulay sharoitlar yaratadi. Siklonik sirkulyatsiyaning kuchayishi bilan front zonasida tartibli ko‘tariluvchi havo harakatining tezligi ortadi. Bu esa front bilan bog‘liq bo‘lgan bulutlarning zichlashishi va deformatsiyasiga olib keladi (7.2a-rasm). Frontal to‘lqin cho‘qqisi yaqinida kuchsiz yog‘inlar kuzatiladi. Siklon rivojlanishining boshlang‘ich bosqichi yarim sutkadan ko‘p cho‘zilmaydi.

Siklonning rivojlanishi (chuqurlashishi) davom etsa, u to'liq bosqichidan yosh siklon bosqichiga o'tishi mumkin. Bu holda yer yaqinidagi front chizig'ining deformatsiyasi davom etadi, natijada siklonning aniq ko'rinadigan iliq sektorini ajratish mumkin bo'ladi. Yer yaqini ob-havo xaritasida yopiq izobaralarning soni ortadi. Rivojlanishning bu bosqichidagi siklon odatda o'rta barik tizim bo'ladi va 700 gPa ga teng bo'lgan izobarik sirtida dastlabki yopiq izogipsalar paydo bo'ladi. MT<sub>700</sub> xaritasida siklonning markazi yer yaqini xaritasidagiga nisbatan sovuq havo tomonga surilgan bo'ladi. Siklon orqasidagi sovuqlik adveksiyasi siklonning old qismidagi issiqlik adveksiyasiga nisbatan kuchliroq bo'ladi va to'liq bosqichdagiga nisbatan kattaroq maydonni egallaydi.

Siklon rivojlanishining bu bosqichida tez oqim siklon vujudga kelishi bosqichidagiga nisbatan kattaroq to'liqsimon egilishga ega bo'ladi (7.2b-rasm). Yer yaqini xaritasidagi siklonning markazidan tez oqim o'qining proeksiyasigacha masofa minimal bo'ladi.

Yosh siklonda bir-biridan ob-havo sharoiti bilan keskin farq qiluvchi uchta zonani ajratish mumkin (7.2b-rasm).

1. Iliq front oldida va siklon markazida ob-havo bu yerdagi oqimlarning yaqinlashishi bilan bog'liq bo'lgan tartibli ko'tariluvchi havo harakati bilan belgilanadi. Siklon markaziga va yer yaqinidagi front chizig'iga yaqinlashgan sari, *As-Ns* bulutlar tizimi qalinlashadi, bulutlarning quyi chegarasining balandligi pastlaydi va burkama yog'inlar yog'ishining ehtimoli katta bo'ladi. Yilning sovuq vaqtida burkama yog'inlar zonasining eni 300–400 km ni tashkil etadi. Shu bilan birga, ayniqsa yilning iliq vaqtida, bu yerda momaqaldiroq va jala yog'inlari yog'ishi mumkin.

2. Sovuq front ortida ob-havo sovuq havo massasining xususiyatlari va sovuq frontning turi bilan belgilanadi. Agar sovuq front sekin harakatlansa va uning bulutlar tizimi iliq frontning bulutlar tizimining aksi bo'lsa, u holda sovuq sektorning bu qismida frontdan uzoqlashgan sari kuchsizlanayotgan burkama yog'inlar kuzatiladi. Agar sovuq front tez harakatlansa, u holda sovuq havoning bu zonasida jala yog'inlar yog'ib, momaqaldiroqlar kuzatiladi. Ularning jadalligi quruqliklar usti-

da kunduzi, dengiz ustida tunda eng katta bo'ladi. Agar sovuq havo quruq bo'lib, unda havoning pastga tushuvchi harakati rivojlangan bo'lsa (buning alomati sovuq front ortida bosimning ko'tarilishidir), u holda siklonning orqa qismida kam bulutli ob-havo kuzatilishi mumkin.

3. Yosh siklonning iliq sektoridagi havo massasi, odatda, nam va turg'un holatda bo'ladi. Shuning uchun bu yerga iliq turg'un havo massalariga xos bo'lgan ob-havo sharoitlari xarakterli. Iliq havo massasi nisbatan sovuq yer sirti ustidan harakatlangani uchun u yer sirtidan boshlab soviydi. Bunda inversiya qatlamlari paydo bo'ladi. Inversiya qatlami ostida qishda keng maydonlarni egallaydigan  $St$  va  $Ss$  bulutlari vujudga keladi. Ulardan shivalama yog'inlar yog'ishi mumkin. Bu yerda advektiv tumanlar va shivalama yomg'irlar tez-tez uchraydi. Meteorologik kattaliklarning sutkalik o'zgarishi katta emas. Yozda siklonning iliq sektorida, odatda, kam bulutli yoki bulutsiz ob-havo kuzatiladi.

Siklonning maksimal rivojlanish bosqichining boshlanishi okklyuziya jarayoni boshlanishiga mos keladi. Yer sirti yaqini xaritasida siklon ko'p sonli yopiq izobaralar bilan chizilgan bo'ladi. U baland barik tizim bo'lib, uning fazoviy o'qi vertikal chiziqqa yaqinlashadi.  $HT_{1000}^{500}$  xaritasida issiqlik o'rkachi torayadi, yer yaqini ob-havo xaritasida orqa tomondagi sovuqlik botiqligi siklonning markaziga yaqinlashadi. Siklon rivojlanishining bu bosqichidagi tez oqimning to'lqinsimon egilishi yanada kuchli bo'ladi. Tez oqim o'qi okklyuziya frontini deyarli to'g'ri burchak ostida kesib o'tadi, chunki siklonning yer yaqinidagi markazi tez oqimning siklonik tomonida bo'lib qoladi.

Rivojlanishning ushbu bosqichida siklonning bulut tizimi yaqqol ifodalangan spiralsimon shaklga ega bo'ladi. Uning yonida ko'pincha bulutsiz polosa kuzatiladi, u ham spiralsimon ko'rinishga ega bo'ladi (7.2d-rasm). Siklonning markaziy qismida iliq va sovuq frontlarning bulut spirallarining bir-biriga qo'shilishi yuzaga keladi. Shunday qilib, siklonning markaziy qismida bulutli va yog'inli ob-havo kuzatiladi.

Iliq havoning yuqoriga siqib chiqarilishiga hamda sovuq va iliq frontlarning alohida mavjud bo'lishining yo'qolishiga olib keladigan siklonning keyingi okklyuziyalanishi uning to'lishishi bilan birga sodir

bo‘ladi. Bu siklon evolyutsiyasidagi oxirgi bosqich yer yaqini xaritasida oxirgi yopiq izobaraning yo‘qolishigacha davom etadi. Siklon tik o‘qli baland sovuq barik tizim bo‘lib, uning markazi tez oqimdan chap tomonda joylashgan bo‘ladi. To‘lishayotgan siklonning bulutlar maydoni siklon markaziga nisbatan saqlangan havoning aylanma harakati va ko‘tariluvchi harakat intensivligining kamayganligi ta‘sirida vujudga keladi. Natijada asosiy bulutlar polosalarini qismlarga ajratuvchi bulutsiz oraliqlar paydo bo‘ladi. To‘lishayotgan siklon frontlarsiz bir jinsli sovuq havo massasidan iborat bo‘ladi.

Siklonning to‘lishishi asosan troposferaning quyi qismida siklonning markaziy qismi ustida havo massasining ortishi natijasida ro‘y beradi.

Biror hududda siklogenez uchun qulay sharoitlar uzoq vaqt davomida saqlangansa, bu davr mobaynida shu frontning o‘zida bir nechta siklonlar vujudga kelishi mumkin. Havo oqimlari yo‘nalishi bo‘ylab harakatlanib, bu siklonlar siklonlar qatorini tashkil qiladi. Bu qatordagi dastlabki siklon eng «eski» (qari), ya‘ni okklyuziyalangan siklon bo‘ladi, oxirgisi esa – eng «yosh» rivojlanishning boshlang‘ich bosqichidagi siklon bo‘ladi.

#### **7.4. Siklonlarning regeneratsiyasi (qayta rivojlanib ketishi)**

Siklonning regeneratsiyasi deganda, avval to‘lishayotgan siklonning qayta chuqurlanish jarayoni tushuniladi. Siklon regeneratsiyadan so‘ng past bosimli barik maydonda huddi yangi vujudga kelgan barik tizim kabi evolyutsiya yo‘lini bosib o‘tadi. Siklonning regeneratsiyasiga olib keladigan asosiy jarayon bu – siklon harorat maydoni assimetriyasining ortishi va uning markazi yaqinida bosimning pasayishiga olib keluvchi siklonning orqa tomonidan yangi sovuq havoning kirib kelishidir.

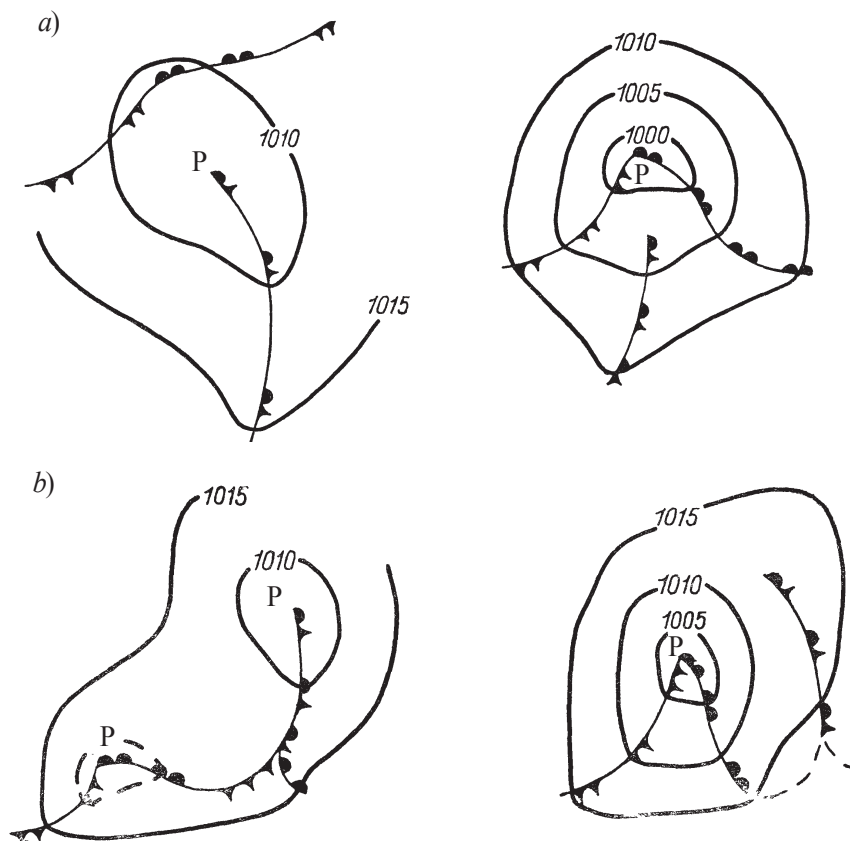
Siklon regeneratsiyasi quyidagi tipik variantlar bo‘yicha kechishi mumkin.

1-variant. Yer sirti yaqinida to‘lishayotgan okklyuziyalangan baland siklon tizimiga yangi asosiy front (ko‘pchilik hollarda bu arktik front) kirib keladi (odatda shimol tomondan). Siklon assimetrik bo‘lib



qolib, aniq ifodalangan iliq sektorga ega bo'lgan yosh siklonga aylanadi. To'lishayotgan siklon yana qayta chuqurlasha boshlaydi, eski okklyuziyalangan front yemirilib, siklon chetiga siljiydi. 7.3a-rasmda siklonning yangi asosiy frontdagi regeneratsiyasi ko'rsatilgan.

To'lishayotgan okklyuziyalangan siklonga shimoldan yangi sovuq frontning kelishida siklonning regeneratsiyasi doimo amalga oshavermaydi. Regeneratsiya uchun termobarik xaritada ( $MT_{700}$ ,  $HT_{1000}^{500}$ ) aks etadigan quyidagi qo'shimcha sharoitlar bajarilishi zarur. Agar to'lishayotgan baland siklonning orqa qismida yangi sovuq



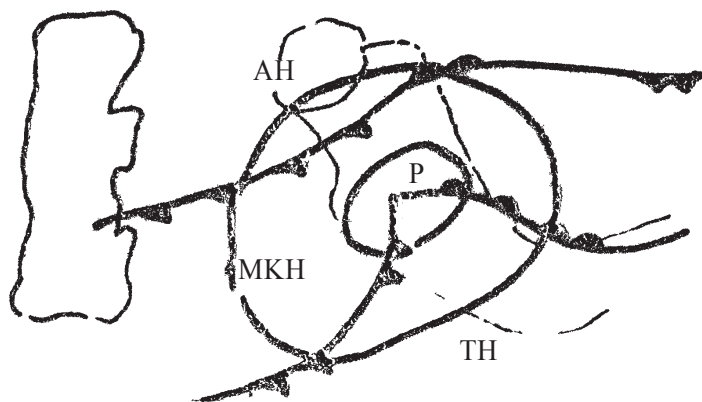
7.3-rasm. Yangi asosiy frontda (a) va to'lishayotgan siklonning sovuq qismida (b) siklonning regeneratsiyasi.

front zonasida termobarik xaritada sovuqlik adveksiyasi boshlansa, u holda regeneratsiya amalga oshadi. Agar sovuqlik adveksiyasi yuzaga kelmasa, regeneratsiya ham ro'y bermaydi.

2-variant. To'lishayotgan okklyuziyalangan siklonning markazi yaqinida sovuq frontda ikkinchi yer sirtiga yaqin joylashgan siklon vujudga keladi. U baland siklon sirkulyatsiyasi tizimiga kiradi va yemirilayotgan okklyuziya frontini siklon chetiga siqib chiqaradi (7.3, b-rasm).

3-variant. O'rta Osiyoda ham siklonlarning regeneratsiya jarayonlari kuzatiladi. Janubiy Kaspiy va Murg'ob siklonlarining chiqishida ularning ortidan yangi sovuq front kirib kelsa (ko'pincha shimoli-g'arbdan), bu siklonlarning regeneratsiyasi boshlanadi.

Bu holda siklonning iliq sektoridagi tropik havo yangi sovuq front orqasidan kirib kelgan arktik havoga almashadi, bu esa haroratning keskin ko'tarilishidan so'ng keskin pasayishiga olib keladi (7.4-rasm).



7.4-rasm. O'rta Osiyoda yangi sovuq frontdagi siklonning regeneratsiya jarayoni sxemasi.

## 7.5. Tropik siklonlar

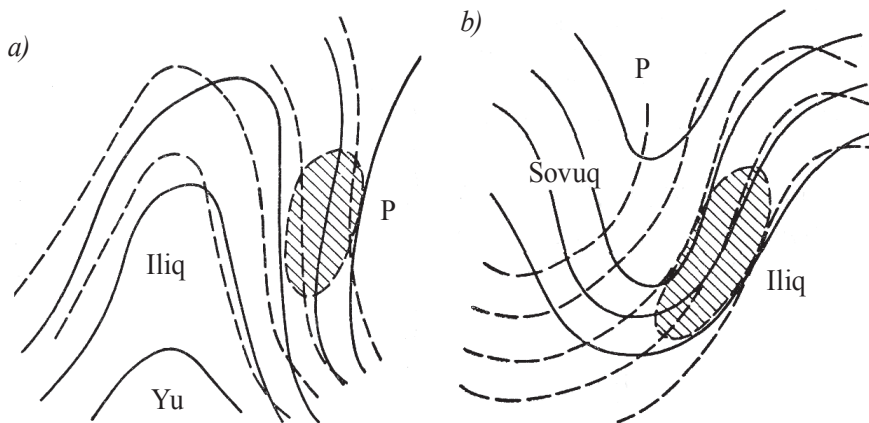
*Tropik siklonlar* deb, tropiklardagi yopiq izobarali past bosimli zonalarga aytiladi. Iliq nam havo massalarining uyurmaviy harakati ular bilan bog'liq. Tropik siklon tizimlarida nihoyatda kuchli shamollar

va jala yogʻinlari kuzatiladi. Tropik siklonning gorizontaal oʻlchamlari notropik siklonning oʻlchamlariga nisbatan kichik va diametri oʻrtacha 1000 km ni tashkil etadi. Tropik siklon bilan bogʻliq boʻlgan havo sirkulyatsiyasi odatda butun troposferani egallaydi. Sirkulyatsiyaning jadalligi quyi troposferada kuchli boʻlib, balandlik sayin kamayib boradi.

Tropik siklonlar yozda tropik okeanlarning ekvatoridan eng uzoqda joylashgan ichki tropik konvergensiya zonalarida vujudga keladi. Shimoliy yarimsharda bu Filippin orollari va Janubiy Xitoy dengizi, Bengal qoʻltigʻi va Arab dengizi, Karib dengizi va Katta Farishta orollari zonalariga toʻgʻri keladi. Koʻp hollarda tropik siklon 10–15° kengliklar zonasida vujudga keladi, bu zonadan shimolga va janubga olislashgan sari ularning paydo boʻlish takrorlanuvchanligi kamayadi va bevosita ekvatorga yaqin joylarda umuman vujudga kelmaydi.

Boshlangʻich siklon gʻalayonlari tropik siklonning tugʻilish manbai boʻlib xizmat qiladi. Tropik dengiz va okeanlar ustida ana shunday gʻalayonlar koʻp uchraydi, ob-havoning kundalik xaritalarida ularni oʻnlab kuzatish mumkin. Lekin ularning ozchiligi tropik siklonga aylanadi.

Shu paytgacha tropik siklogenez nazariyasi mavjud emas. Fikrlarning turliligini ikki konsepsiya asosida ifodalash mumkin. Birinchi konsepsiya «tartibli konveksiya – tropik siklogenez asosidir» degan tahminga asoslanadi. Bu tahminga koʻra siklon energiyani okean sirtidan oladi deyiladi. Bizga maʼlumki, siklonlar harorati 26°C dan kam boʻlmagan okean sirtida vujudga keladi va rivojlanadi. Bundan tashqari yaxshi rivojlangan siklon okeanning nisbatan sovuq sirti ustiga yetib kelsa, u tez kuchsizlanadi. Agar tropik siklonlarning maksimal takrorlanuvchanligi okean sirtining isish davriga, yaʼni yoz oxiri va kuz boshlariga toʻgʻri kelishini esga olsak, siklonlar uchun energiya manbai toʻgʻrisidagi shubhaga deyarli oʻrin qolmaydi. Soʻzsiz manba sifatida okean xizmat qiladi. Energiya uzatilishining asosiy mexanizmi suvning fazaviy oʻzgarishlaridir. Nam noturgʻun atmosferada nam havoning koʻtariluvchi harakatida (konveksiyada) kondensatsiya jarayoni boshlanadi va katta miqdorda issiqlik ajraladi. Bu issiqlik siklonning kinetik energiyasiga aylanadi.



7.5-rasm. YuFZ ning antisiklogenetik (a) va siklogenetik (b) qismlari.  
 →  $MT_{700}$  dagi izogipsalar (yoki oqim chiziqlari).  
 ---  $HT_{1000}^{500}$  dagi izogipsalar (yoki oʻrtacha haroratning izotermalari).

Tropik siklogenezning ikkinchi konsepsiyasi sifatida tropik kengliklardan tashqaridagi jarayonlarning taʼsiri hisoblanadi. Oʻrta kengliklardan tropikka tarqalayotgan balanddagi chuqur qutbiy botiqlik koʻp hollarda tropik siklon vujudga kelishining bevosita sababchisi boʻladi (7.5-rasm). Bu botiqlik boshlangʻich siklon gʻalayoniga sabab boʻladi va botiqlikning harakati paydo boʻlgan siklon gʻalayonini balanddagi oʻrkach ostida joylashishiga olib keladi. Boshqacha aytganda, siklogenez uchun qulay sharoit yaratiladi, yaʼni quyi qatlamlarda siklon gʻalayoni bilan bogʻliq boʻlgan oqimlarning konvergentsiyasi (yaqinlashuvi), yuqori troposferada esa balanddagi oʻrkach bilan bogʻliq boʻlgan oqimlarning divergentsiyasi (uzoqlashuvi) kuzatiladi.

Rivojlangan tropik siklonlar markazida bosim odatda 950–970 gPa ga teng boʻladi. Tropik siklonlarga bosimning katta gorizontallari xarakterli (14–17 gPa/100 km) va bu gradiyentlar bilan kuchli shamollar ( $V > 33$  m/s) bogʻliq. Dovul va boʻron jadalligiga yetgan tropik siklon markaziy iliq qismga ega boʻladi. Siklonning markazidan uzoqlashgan sari harorat pasayadi. Yer sirti yaqinida markaz va siklon

chetalari orasidagi haroratning farqi kichik bo‘ladi, lekin balandlik ortgan sari bu farq kattalashadi va taxminan 10 km balandlikda maksimal qiymatga ega bo‘ladi ( $10^{\circ}$ – $15^{\circ}\text{C}$ ).

Tropik siklonlar sharqdan g‘arbga qarab 20 km/soat o‘rtacha tezlik bilan ko‘chadi. Ammo ko‘p hollarda ularning traektoriyasi o‘zgaruvchan bo‘lishi mumkin.

Ma‘lum jadallikka yerishgan tropik siklonlar turli hududlarda turlicha nomlanadi. Uzoq Sharqda uni *tayfun* (xitoycha «tay» – kuchli shamol), Atlantikaning shimoliy qismida – *uragan* (ispancha «urakan» so‘zidan), Hindiston yarim orol mamlakatlarida *siklon* deb ataladi.

1978-yilgacha uragan kuchiga yetgan tropik siklonni ayollar ismi bilan atab kelishgan bo‘lsa, 1979-yildan boshlab erkaklar ismi bilan ham atay boshlashdi.

Tropik siklon juda katta talofot yetkazish kuchiga ega, shuning uchun uning prognoziga alohida e‘tibor beriladi. Tropik siklonning vujudga kelish vaqti va joyini oldindan aytib berish juda qiyin, lekin sun‘iy yo‘ldoshlardan olingan ma‘lumotlar asosida vujudga kelgan tropik siklonning ko‘chish yo‘nalishi va tezligini qoniqarli darajada oldindan aytib berish mumkin. Tropik siklonlarning Yer sun‘iy yo‘ldoshlari yordamida kuzatilishi nafaqat uning harakati, balki evolyutsiyasi to‘g‘risida ham ma‘lumot beradi. Yer sun‘iy yo‘ldoshlaridan olingan suratlar siklonlar bilan bog‘liq bo‘lgan bulutlar tizimi xususiyatlaridan siklonning rivojlanish bosqichlarini va jadalligini aniqlashga imkon beradi.

## 7.6. To‘suvcchi antisiklonlar

Quyi stratosfera va butun troposfera qatlamida ulkan statsionar siklon va antisiklonlar kuzatiladi. Yirik hududlar ustidagi sirkulyatsiya xususiyatlarini belgilaydigan frontal zonalar va yuqori frontal zonalar ushbu barik tizimlarning periferiyasidan o‘tadi.

Statsionar siklon va antisiklonlar frontal barik tuzilmalardan, ya‘ni past barik tuzilmaning baland barik tuzilmaga aylanishi va maydon bo‘ylab kengayishi natijasida rivojlanishi mumkin. Boshqa hollarda ular

troposfera termobarik maydonining kengliklar bo'ylab o'zgarishlarida balanddagi botiqliklarning janubiy qismlarini (sovuq havoning to'silishi) balanddagi o'rkachlarning shimoliy qismlaridan (iliq havoning to'silishi) «ajratilishi» (separatsiya) natijasida vujudga keladi.

*To'suvchi antisiklon* ulkan baland antisiklonning xususiy holidir. O'rta kengliklarda hukmron g'arbiy ko'chishni ko'p muddatga (bir necha sutkadan bir necha haftagacha) buzuvchi ulkan baland va kam harakatlanuvchi antisiklonlar to'suvchi antisiklonlar deb ataladi. To'suvchi antisiklonlar ob-havoning keskin o'zgarishlariga, ya'ni bir hududda davomiy sovishlar, ikkinchisida esa isishlarga olib keladi. Shu boisdan bu hodisani o'rganishga alohida e'tibor beriladi.

To'sib qo'yish troposferaning katta qismida oqimlarning meridional yo'nalishini vujudga keltirib, harakatchan siklon va antisiklonlarning traektoriyasini zonal (g'arbdan sharqqa) yo'nalishdan chetlantiradi. Bunday hollarda quyi kengliklarda bosim past bo'ladi.

To'suvchi antisiklonlar qish va bahorda ko'proq, yozda kamroq hosil bo'ladi. Ko'pincha ular Atlantika okeanining shimoli-sharqiy qismida va Tinch okeanining shimoli-g'arbiy qismida, Yevrosiyo qit'asida esa Ural va Sharqiy Sibir hududlarida uchraydi.

To'suvchi antisiklonlar ma'lum mavsum uchun to'shalgan sirt nisbatan iliq bo'lgan joylarda, masalan, qishda okeanning nisbatan iliq qismi ustida vujudga keladi. Shunday qilib, to'suvchi antisiklonlar vujudga kelishi uchun shimoliy hududlarda suvning harorati nisbatan yuqori bo'lishi kerak.

To'suvchi antisiklon rivojlanishining yana bir muhim sharti, ushbu antisiklon egallagan maydon o'lchamiga teng keladigan katta hududda to'shalgan sirtning tuzilishi kichik gradiyentli harorat maydonini hosil qilib berishi kerak. Quyi va yuqori kengliklardagi haroratlarning farqi kichik bo'lishi kerak. Haroratlarning bunday kichik farqi qishda shimoliy yarimsharda quyi va yuqori kengliklar orasida iliq okeanik oqimlari o'tadigan joylarda kuzatiladi. Demak, qishda to'suvchi antisiklonlar vujudga kelishi uchun qulay sharoitlar iliq okean oqimlari ustida yuzaga keladi.

## 7.7. Orografiyaning siklon va antisiklonlarga ta'siri

Siklon va antisiklonlarning vujudga kelishi, ko'chishi va rivojlanishi faqat qit'a va okeanlarning joylanishiga bog'liq bo'lib qolmay, balki joyning orografiyasi, ya'ni yer sirti notekisliklariga ham bog'liq.

Havo oqimlari tog'li to'siqlarni oshib o'tishga intilganidek, siklon va antisiklonlar ham ko'pincha baland tog'larni oshib o'tadi. Shuningdek, tog'lar yaqinida barik tizimlarning harakati sekinlashadi, baland tog'lar esa past sovuq antisiklonlarni umuman ushlab qolishi mumkin. Tog'ning bir tomonida sovuq havoning to'planib qolishi, tog'dan o'tish paytida bosimning keskin farqlariga olib keladi. Bu esa bunday hollarda orografik izobaralar o'tkazishga majbur qiladi. Umuman, tog'larning shamolga qaragan tomonida – antisiklongenez, shamolga teskari tomonida – siklogenezga qulay sharoit yaratiladi.

Tog'larning shamolga qaragan tomonida front chizig'ining sinishi ko'pincha frontal to'lqinlar va siklonlar paydo bo'lishiga olib keladi (masalan, yozda Shimoliy Kavkazda). Paydo bo'lgan siklonlarning chuqurligi katta bo'lmasa ham, ularning ob-havoga ta'siri katta. Masalan, uzoq va jadal yog'ingarchilik bo'lishi mumkin.

Agar front tog' tizimi chegarasiga yetib kelsa, front sinishi yuz beradi. Bu yangi siklonning paydo bo'lishiga olib keladi. Masalan, Skandinaviya tog'lariga iliq front yaqinlashganida frontning sharqiy qanoti Boltiq dengizi sohillari bo'ylab erkin harakatlanadi. Huddi shu paytda frontning g'arbiy qanotini tog'lar to'xtatadi.

Havo oqimlarining va front chiziqlarining sinishi ko'p hollarda bo'g'ozlar hududida siklonlarning paydo bo'lishiga olib keladi.

Yozda O'rta Osiyoning sharq va janubdan baland tog'lar bilan o'ralgan tekisliklari (sahrolar) ustida termik siklonlar paydo bo'lishiga qulay sharoitlar yuzaga keladi. Yilning sovuq davrida O'rta Osiyoning sharqida tog'larning shamolga qaragan tomonida sovuq frontlar orqasidagi harakatchan antisiklonlar ko'pincha ushlanib qoladi, siklonlar esa qisman to'lishib, tog'larni oshib o'tadi.

Siklonlarning tog'dan oshib o'tish paytida segmentatsiya (bo'linish) jarayoni yuz beradi, ya'ni tog'ning shamolga qaragan tomonida eski

siklon markazi saqlanib qolgan holda, tog'ning shamolga teskari tomonida yangi siklon markazi hosil bo'ladi. Keyinchalik yangi siklon markazi rivojlanib ketadi, eskisi esa to'lishadi, lekin ba'zida ikkala markaz ham uzoq muddat saqlanib qolishi mumkin.

Segmentatsiya jarayoning yuz berishini quyidagicha tushuntirish mumkin. Siklon tog'ning shamolga qaragan tomonida havoning ushlanib va to'planib qolishi hisobiga to'lishadi. Shu bilan bir paytda tog' tizimi ustida havo oqimlari hech qanday to'siqsiz tog'ni oshib o'tadi, tog' ustida havo oqimi tezligi ortadi. Tog'ning shamolga qaragan tomoni ustidagi kuchli shamollar quyi qatlamlardagi havoni ham o'z ortidan tortadi, bu esa tog'ning shamolga teskari tomonida havo massasining kamayishi va havo bosimining pasayishiga, ya'ni ikkinchi siklon markazining vujudga kelishiga olib keladi.

Siklonlar segmentatsiyasi O'rta Osiyoda ko'proq yilning sovuq vaqtida janubiy siklonlar (Janubiy Kaspiy va Murg'ob siklonlari) chiqayotganida va keyinchalik Eron tog'liklarini oshib o'tayotganida kuzatiladi.

Umuman, tog' ustidan oshib o'tayotgan paytda siklonlar qisman to'lishadi, antisiklonlar esa kuchayadi.

### **Nazorat savollari**

1. Siklonlarni ta'riflab bering.
2. Yer sirti yaqinida siklonlarda havo sirkulyatsiyasini ko'rsating.
3. Erkin atmosferada siklonlarda havo sirkulyatsiyasini ko'rsating.
4. Siklonlarga qanday ob-havo sharoitlari xos?
5. Termik (mahalliy) siklon deganda qanday siklon tushuniladi?
6. Siklonlarning rivojlanish bosqichlarini aytib bering.
7. Siklonlarning okklyuziyasi deganda nima tushuniladi?
8. Antisiklonlarni ta'riflab bering.
9. Yer sirti yaqinida antisiklonlarda havo sirkulyatsiyasini ko'rsating.
10. Erkin atmosferada antisiklonlarda havo sirkulyatsiyasini ko'rsating.
11. Antisiklonlarga qanday ob-havo sharoitlari xos?
12. Antisiklonlarning rivojlanish bosqichlarini aytib bering.
13. Siklon va antisiklonlarning harakatlanishiga nimalar sabab bo'ladi?



## FOYDALANILGAN ADABIYOTLAR

1. *A.C. Зверев.* «Синоптическая метеорология». Л., Гидрометеиздат, 1977.
2. *В.И. Воробьёв.* «Синоптическая метеорология». Л., Гидрометеиздат, 1991.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1, Л. Гидрометеиздат, 1986.
4. Практикум по синоптической метеорологии. Под ред. А.С. Зверева, Л., Гидрометеиздат, 1972.
5. Практикум по синоптической метеорологии. Под ред. А.С. Зверева, Л. Гидрометеиздат, 1991.
6. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 2, Средняя Азия. Л., Гидрометеиздат, 1986.
7. Sinoptik meteorologiyadan laboratoriya ishlarini bajarish uchun topshiriq va maslahatlar. 1-qism. – Т.: «Universitet», 1992.
8. Sinoptik meteorologiyadan laboratoriya ishlarini bajarish uchun topshiriq va maslahatlar. 2-qism, Toshkent, «Universitet», 1993.
9. *R.B. Bilyalov, M. Alautdinov.* «Sinoptik meteorologiyadan ma’ruzalar konspekti». 1-qism – Т.: «Universitet», 1993.
10. *R.B. Bilyalov, M. Alautdinov.* «Sinoptik meteorologiyadan ma’ruzalar konspekti». 2-qism – Т.: «Universitet», 1996.
11. *R.B. Bilyalov, M. Alautdinov.* «Sinoptik meteorologiyadan ma’ruzalar konspekti». 3-qism – Т.: «Universitet», 2002.
12. *М.А. Герман.* «Спутниковая метеорология». Л., Гидрометеиздат, 1975.
13. *В.Ф. Говердовский.* Космическая метеорология с основами астрономии. – СПб.: РГТУ, 1995.
14. *Т.М. Мухторов.* Эртанги кун об-ҳавоси, Т., САНИГМИ. 1999.
15. Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды. /Под ред. И.П. Ветлова, Н.Ф. Велтищева. Л.: Гидрометеиздат, 1982.
16. *Т.М. Мухторов.* Sinoptik meteorologiya fanidan meteorologik ma’lumotlarni tezkor to’plash bo’yicha o’quv-uslubiy qo’llanma – Т.: «Universitet», 2007.

## MUNDARIJA

---

---

So‘zboshi.....	3
----------------	---

### **I BOB. SINOPTIK METEOROLOGIYANING PREDMETI.**

<b>METEOROLOGIK MA'LUMOTLAR.....</b>	<b>4</b>
1.1. Ta'riflar. Sinoptik usul.....	4
1.2. Sinoptik meteorologiyaning asosiy tushunchalari. Sinoptik tahlilning obyektlari .....	7
1.3. Meteorologik ma'lumotlarning turlari va manbalari, ularga qo'yiladigan talablar .....	12
1.4. Sinoptik stansiyalar tarmog'i .....	14
1.5. Aerologik stansiyalar tarmog'i.....	16
1.6. Meteorologik radiolokatsiya stansiyalari .....	16
1.7. Kosmik meteorologik tizim.....	17
1.7.1. Yerning meteorologik sun'iy yo'ldoshlari.....	19
1.7.2. O'zbekiston Respublikasida kosmik meteorologiya xizmati.....	22
1.8. Butunjahon ob-havo xizmati.....	24
1.9. Meteorologik ma'lumotlarni kodlash. KN-01 kodi .....	28
1.10. Sinoptik meteorologiyaning rivojlanish tarixidan qisqacha ma'lumot.....	30

### **II BOB. ATMOSFERA OB-HAVO XARITALARI, AEROLOGIK DIAGRAMMALAR VA VERTIKAL QIRQIMLARING**

<b>BIRLAMCHI TAHLILI.....</b>	<b>35</b>
2.1. Yer yaqini ob-havo xaritalarini tuzish va ularga ishlov berish .....	35
2.2. Balanddagi ob-havo xaritalarini tuzish va tahlil qilish .....	42
2.3. Geopotensialning barometrik formulasi. Mutlaq va nisbiy topografiya xaritalarining fizik ma'nosi.....	47
2.4. Aerologik diagrammalarni tuzish va ularga ishlov berish .....	52
2.5. Atmosferaning vertikal qirqimini tuzish va tahlil qilish.....	57
2.5.1. Fazoviy qirqimlar.....	58
2.5.2 Vaqt bo'yicha qirqimlar.....	60

### **III BOB. SINOPTIK MIQYOSDAGI METEOROLOGIK**

<b>MAYDONLARNING ASOSIY XARAKTERISTIKALARI.....</b>	<b>63</b>
3.1. Harorat maydoni .....	63
3.2. Atmosfera bosimi maydoni.....	67

3.3. Shamol maydoni .....	72
3.4. Yog‘in va bulutlar maydoni .....	75
<b>IV BOB. ASOSIY SINOPTIK OBYEKTLAR. HAVO MASSALARI</b> .....	79
4.1. Ta‘riflar. Havo massalarining shakllanishi sharoitlari .....	79
4.2. Havo massalarining termodinamik tasnifi .....	82
4.3. Havo massalarining geografik tasnifi. Havo massalari turlarining shakllanish o‘choqlari .....	85
4.4. Iliq havo massalarining xarakteristikalari .....	89
4.5. Sovuq va mahalliy (neytral) havo massalarining xarakteristikalari .....	91
4.6. Havo massalari xususiyatlarining transformatsion o‘zgarishlari .....	94
4.7. Orografiyaning havo massalarining xarakteristikalariga ta’siri .....	99
<b>V BOB. ATMOSFERA FRONTLARI</b> .....	103
5.1. Frontlar tasnifi (klassifikatsiyasi) .....	103
5.2. Harakatlanuvchi frontlar zonasida bosim, shamol, barik tendensiya va harorat maydonlarining xususiyatlari. Front baroklin tizim sifatida .....	106
5.3. Iliq frontlarning xarakteristikalari .....	110
5.4. Sovuq frontlarning xarakteristikalari .....	114
5.5. Okklyuziya frontlarining xarakteristikalari .....	118
<b>VI BOB. YUQORI FRONTAL ZONALAR VA NAYSIMON TEZ HAVO OQIMLARI</b> .....	123
6.1. Yuqori frontal zonalarning ta‘rifi va tasnifi .....	123
6.2. Yuqori frontal zonalardagi harorat maydoni .....	125
6.3. Yuqori frontal zonalardagi shamol maydoni. Tez havo oqimlari va ularning tasnifi .....	128
<b>VII BOB. SIKLONLAR VA ANTISIKLONLAR</b> .....	133
7.1. Siklonlar va antisiklonlarning turlari .....	133
7.2. Termik va frontal notropik siklonlarning paydo bo‘lishi va rivojlanish shartlari .....	136
7.3. Siklon rivojlanishining turli bosqichlaridagi ob-havo sharoitlari va termobarik maydonning tuzulishi. Siklonlar oilasi .....	139
7.4. Siklonlarning regeneratsiyasi (qayta rivojlanib ketishi) .....	144
7.5. Tropik siklonlar .....	146
7.6. To‘sovchi antisiklonlar .....	149
7.7. Orografiyaning siklon va antisiklonlarga ta’siri .....	151
<b>Foydalanilgan adabiyotlar</b> .....	153

*O'quv nashri*

**B.M. Xolmatjanov, Yu.V. Petrov, H.T. Egamberdiyev**

## **SINOPTIK VA KOSMIK METEOROLOGIYA**

*Kasb-hunar kollejlari uchun o'quv qo'llanma*

Muharrir *M. Po'latov*

Badiiy muharrir *J. Gurova*

Texnik muharrir *D. Salixova*

Kompyuterda sahifalovchi *Y.Belyatskaya*

Original maket «Niso Poligraf » nashriyotida tayyorlandi.

Toshkent viloyati, O'rta Chirchiq tumani, «Oq-ota» QFY,

Mash'al mahallasi Markaziy ko'chasi, 1-uy.

Litsenziya raqami AI № 265.24.04.2015.

Bosishga 2017-yil 16 noyabrda ruxsat etildi. Bichimi 60×84<sup>1/16</sup>.

Ofset qog'oz. «Times New Roman» garniturasida. Kegli 12,5.

Shartli bosma tabog'i 9,75. Nashr tabog'i 9,06. Adadi 240 nusxa.

Buyurtma № 655.

«Niso Poligraf» MCHJ bosmaxonasida chop etildi.

Toshkent viloyati, O'rta Chirchiq tumani, «Oq-ota» QFY,

Mash'al mahallasi Markaziy ko'chasi, 1-uy.