

LOKALNI VETROVI - OPSTA CIRKULACIJA ATMOSFERE

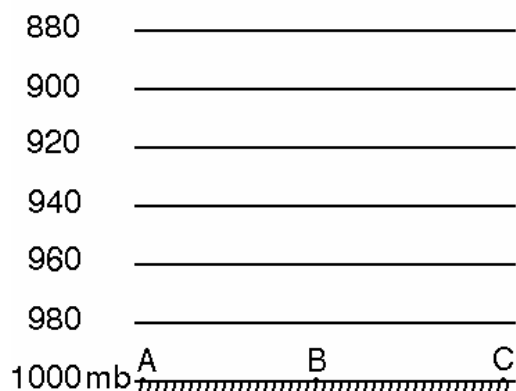
U ovoj glavi reci ce biti o lokalnim vetrovima i opstoj cirkulaciji atmosfere. Pod *lokalnim vetrovima* podrazumevaju se vazdusna strujanja koja ne dosezu daleko u horizontalnom (desetak kilometara) i vertikalnom pravcu a koji nestaju iskljucivo zbog postojanja temperaturnog kontrasta izmedju razlicito zagrejanih delova površine zemljista ili su uslovljeni reljefom zemljista. Cesto se prostorni razmer ovih pojava u atmosferi naziva i prostorni razmer pojave skale C. Lokalni vetrovi osetno uticu na klimu priobalnih i planinskih oblasti doprinoseci intenzivnijoj razmeni kolicine kretanja, vlage i toplote u prizemnom sloju u horizontalnom i vertikalnom pravcu. Osim toga ovi vetrovi mogu znacajno da posluze i prilikom prognoze vremena na prostoru na kome se oseca njihovo dejstvo.

Osim lokalnih vetrova u ovoj glavi pozabavicemo se i *opstom cirkulacijom atmosfere* pod kojom cemo podrazumevati sistem postojanih vazdusnih strujanja velikog horizontalnog prostornog razmera (orkani i kontinenti) pri cemu oni obuhvataju i veliki deo atmosfere u vertikalnom pravcu. Za ovakve vrste strujanja ponekad se kaze da predstavljaju pojave prostornog razmera A. Opsta cirkulacija atmosfere menja se sezonski ali i iz dana u dan. Poznavanje njenih svojstava je od neprocenjive vaznosti u prognozi vremena - posebno u dugorocnoj.

Termicka cirkulacija u atmosferi

Do zatvorene cirkulacije vazduha moze da dodje ukoliko se pojavi temperaturni kontrast izmedju dve površine. Pojava jedne ovakve cirkulacije moze slikovito da se opise na sledeci nacin. Pretpostavimo da su u pocetnom trenutku temperatura i pritisak nepromenjeni u svim delicima površine ABC (sl. 4.20) pri cemu se pretpostavlja da je ovakva njihova raspodela zadržana i u vertikalnom pravcu. Zbog ovakve raspodele pritiska izobarske površine ce se pruzati horizontalno i bice paralelne sa površinom zemljista pri kojoj nece biti horizontalnog gradijenta pritiska pa i horizontalnog kretanja vazduha. Ovo isto ce da vazi i za sve ostale izobarske površine na visinama.

Slika 4.20



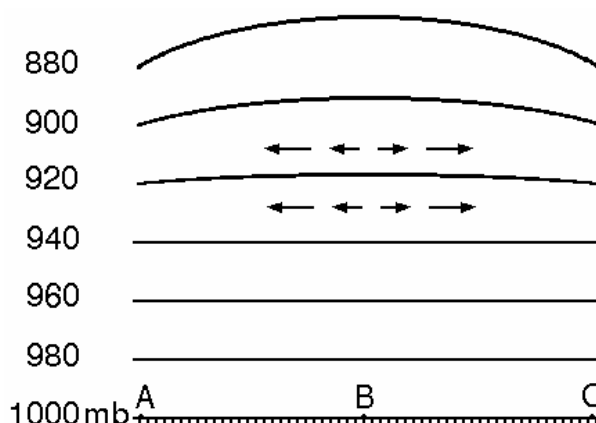
Sl. 4.21

Pretpostavimo da se iz nekog razloga površina u tacki B pocne da zagreva pri cemu to zagrevanje moze da prenosi i na vise slojeve. Izobarske povrrsine iznad te tacke pocece da se izdizu (sl. 4.21). Zbog toga sto se barski stupanj sa visinom uvecava, a u toplijem vazduhu on je veci nego u hladnom, to ce na visim nivoima doci do veceg uzdizanja izobara. Na visim nivoima iznad tacke B pritisak ce biti veci nego iznad tacke A i C sto ce dovesti do pojave horizontalnog gradijenta pritiska koji ce da uspori kretanje vazduha od mesta viseg ka mestu nizeg pritiska sto je na slici 4.21 naznaceno strelicama.

Ovakvo kretanje dovodi do promene pritiska i na nizim nivoima; iznad tacke B usled odliva vazduha pritisak ce da se smanjuje, a u tackama A i C zbog priliva vazduha pritisak ce da se povecava. Saglasno ovakvoj raspodeli pritiska, izobare ce da se iznad tacke B ulezu a iznad tacaka A i C - izdizu. Sada ce da se na nizim nivoima pojavi horizontalni gradijent pritiska koji ce da pokrene vazduh koji ce da se krece od tacaka A i C prema tacki B (sl. 4.22). Krivina izobara nizih izobarskih povrrsina ce da se smanjuje sa visinom tako da ce na nekoj srednjoj visini izobarska povrrsina A_1C_1 biti ravna. Ako izobarske povrrsine na visim nivoima ostanu konveksno ugnute onda ce se nastaviti odliv vazduha iz tacke B ka tackama A i C. Taj otok ce biti konpenzovan uzdizanjem toplog vazduha u tacki B dok ce se iznad tacaka A i C dospeli vazduh spustati ka povrrsini zemljista.

Rezime ove price mogao bi da se izvede na sledeci nacin. Izmedju zagrejjane oblasti (B) i nezagrejjanih oblasti (A) i (C) pojavljuje se zatvorena termicka cirkulacija

Slika 4.21

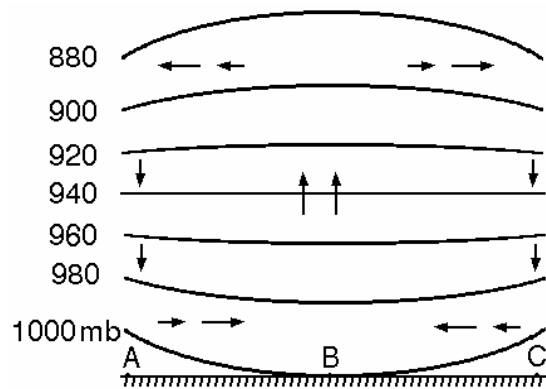


Sl.4.22

Pretpostavimo da se iz nekog razloga površina u tacki B pocne da zagreva pri cemu to zagrevanje moze da prenosi i na vise slojeve. Izobarske povrrsine iznad te tacke pocece da se izdizu (sl. 4.21). Zbog toga sto se barski stupanj sa visinom uvecava, a u toplijem vazduhu on je veci nego u hladnom, to ce na visim nivoima doci do veceg uzdizanja izobara. Na visim nivoima iznad tacke B pritisak ce biti veci nego iznad tacke A i C sto ce dovesti do pojave horizontalnog gradijenta pritiska koji ce da uspori kretanje vazduha od mesta viseg ka mestu nizeg pritiska sto je na slici 4.21 naznaceno strelicama.

Ovakvo kretanje dovodi do promene pritiska i na nizim nivoima; iznad tacke B usled odliva vazduha pritisak ce da se smanjuje, a u tackama A i C zbog priliva vazduha pritisak ce da se povecava. Saglasno ovakvoj raspodeli pritiska, izobare ce da se iznad tacke B ulezu a iznad tacaka A i C - izdizu. Sada ce da se na nizim nivoima pojavi horizontalni gradijent pritiska koji ce da pokrene vazduh koji ce da se krece od tacaka A i C prema tacki B (sl. 4.22). Krivina izobara nizih izobarskih povrrsina ce da se smanjuje sa visinom tako da ce na nekoj srednjoj visini izobarska povrrsina A_1C_1 biti ravna. Ako izobarske povrrsine na visim nivoima ostanu konveksno ugnute onda ce se nastaviti odliv vazduha iz tacke B ka tackama A i C. Taj otok ce biti konpenzovan uzdizanjem toplog vazduha u tacki B dok ce se iznad tacaka A i C dospeli vazduh spustati ka povrrsini zemljista.

Rezime ove price mogao bi da se izvede na sledeci nacin. Izmedju zagrejjane oblasti (B) i nezagrejjanih oblasti (A) i (C) pojavljuje se zatvorena termicka cirkulacija



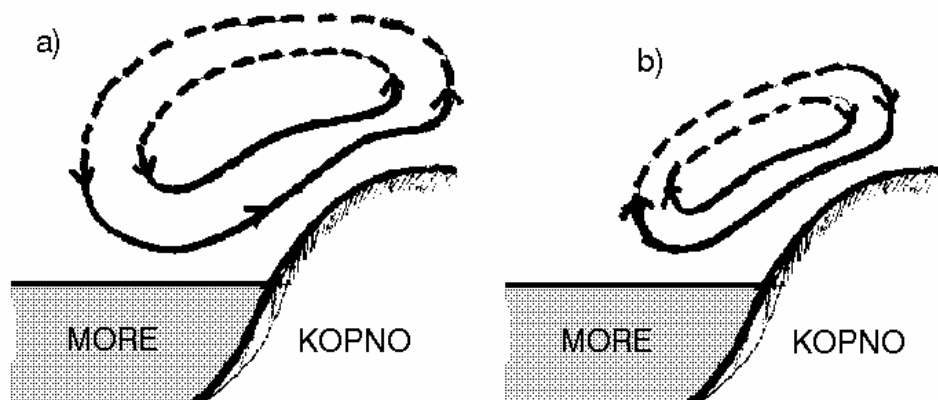
Slika 4.22 Termicka cirkulacija u atmosferi.

koja se sastoji iz sledecih delova: iznad tople oblasti - uzlazno kretanje; iznad hladnije oblasti - silazno kretanje; pri površini zemljista - kretanje od hladnije ka toplijoj oblasti i na nekoj visini kretanje vazduha od toplije ka hladnijoj oblasti. Cirkulacija ovog tipa moze da se pojavi kada se iz bilo kog razloga na zemljinoj površini, pojavi temperaturni kontrast izmedju dve oblasti. Tom prilikom ce iznad hladnijeg dela doći do pojave silaznih strujanja a iznad toplijeg dela pojavice se uzlazna strujanja. Pri zemljinoj površini vazduh ce da se kreće od hladnije ka toplijoj oblasti a kretanje u obrnutom smeru ce da se uspostavi na visini.

Lokalni vetrovi u vidu termicke cirkulacije

Vetar s mora i vetar s kopna. Ovi vetrovi nastaju usled temperaturnog kontrasta koji se javlja zbog nejednakog zagrevanja kopna i mora ili nekog veceg vodenog bazena. U toku dana vetar ce da duva s mora na kopno sto je poznato kao *vetar s mora*; nocu je pravac duvanja obrnut te otuda i naziv - *vetar s kopna*.

Po izlasku Sunca kopno se vise zagreje nego more tako da se u prizemnom sloju atmosfere vazduh kreće od hladnije ka toplijoj površini tj. od mora ka kopnu; vise ovog sloja vazduh struji u obrnutom smeru - od mora ka kopnu. Na horizontalna kretanja nadovezuju se vertikalna; uzlazna - iznad kopna i silazna - iznad mora cime se zatvara potpuna cirkulacija. Donji deo te cirkulacije je *vetar s mora* (sl. 4.23a). *Vetar s mora* se pojavljuje u vremenskom intervalu od 8 do 10 casova, potom se postepeno ubrzava, postigne maksimum u brzini ($5-6 \text{ m s}^{-1}$) posle podneva da bi se postepeno usporio a zatim polako iscezao. Po zalasku Sunca (19-20 casova) kada su temperature kopna i vode priblizno iste nastupa kratko zatisije.



Slika 4.23 Shematski prikaz vetra s mora (a) i vetra s kopna (b).

Posle zalaska Sunca kopno se vise ohladi nego more tako da se tada obrazuje cirkulacija koja je suprotna dnevnoj; u prizemnom sloju vetar duva sa kopna na more a u visim slojevima - s mora na kopno. Iznad mora se obrazuje uzlazno kretanje a iznad kopna - silazno (sl. 4.23b). Donji deo ove cirkulacije je vetar sa kopna. Ona traje do 7-9 casova ali mu je brzina manja od vetra s mora i ne prelazi $3 - 4 \text{ m s}^{-1}$.

Periodicna cirkulacija ovog tipa je posebno izrazena pri velikom temperaturnom kontrastu izmedju mora i kopna i pri odsustvu nekog prostorno veceg advektivnog pomeranja vazduha koje periodicnu cirkulaciju moze da ucini neuocljivom. Ovakvi uslovi se obicno steknu u tropskim sirinama na obalama i na granici prema pustinjama gde je temperaturni kontrast posebno veliki. Dobro razvijene periodicne cirkulacije mogu se osmotriti na obalama mora u umerenim sirinama u toplijoj polovini godine (Jadransko more, Crno more, Azovsko more, Kaspijsko more, Balticko more, itd.). Pri odgovarajucim uslovima dnevni periodicni vetrovi mogu da se pojave i na obalama velikih jezera kao sto su Zenevsko, Bodensko, Ohridsko i neka druga. Medjutim ove cirkulacije karakterise znatno manji prostorni razmer na kom se oseca njihov uticaj.

Gotovo po pravilu vetar s mora je intenzivniji od vetra s kopna. Razlog lezi u cinjenici da se kopno znatno vise zagreje od mora pa je temperaturna razlika izmedju njih veca tokom dana nego nocu. Osim toga vazduh se tokom dana zagreje do znatno vece visine nego sto se nocu ohladi tako da je vertikalni razmer dnevne cirkulacije znatno veci u dnevnim nego u nocnim lasovima. Vetar s mora obicno prodre nekoliko desetina kilometara u dubinu kopna mada ima slucajeva da on prodre i do 180 km duboko u kopno sa brzinama koje dosezu i do 6 m s^{-1} . U vertikalnom pravcu on se prostire i do 800 m u umerenim sirinama a u tropskim i do 1200 m. Vetar s kopna je znatno slabijeg intenziteta; brzina koju dostigne retko kada ide preko 4 m s^{-1} , dok mu dubina prodiranja prema otvorenom moru nije veca od 10 km, s tim sto su zabelezeni slucajevi gde je dubina prodiranja isla i do 50 km.

U vertikalnom pravcu taj razmer je obicno oko 300 m u umerenim sirinama i 600 m u tropskim predelima.

Ovi vetrovi se razvijaju i traju relativno kratko vreme na ogranicenom prostoru. Koriolisova sila ne moze da u potpunosti deluje tako da se kretanje vazduha odvija u pravcu koje je malo otklonjen od pravca sile gradijenta pritiska tj normalno na liniju dodira kopna i mora. S mora i s kopna vetrovi imaju osetan uticaj na obrazovanje vremena u priobalju doprinoseci: snizenju temperature vazduha, povisenju relativne i apsolutne vlaznosti vazduha, narusavanju uobicajenog rezima vetra, i izmeni rezima oblacnosti i padavina.

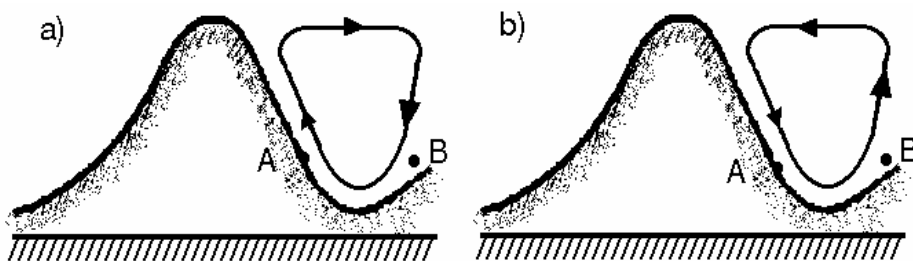
Ostali vetrovi termalne cirkulacije. Temperaturni kontrast izmedju dve oblasti moze da nastane i izmedju drugih površina. Tako na primer izmedju okoline grada i samog grada mogu da se pojave tzv. *seoski vetrovi*. Gotovo po pravilu temperatura u vazduhu u gradovima je visa nego u njihovoj okolini tako da ovaj vetar duva ka gradu. Ovaj veoma slab lokalni vetar duva duz teritorije grada da bi potom do konvergencije strujanja ka centru grada. Vertikalna struktura ovog tipa strujanja je podjednako vazna. Za njegovo odrzavanje kao i temperaturni kontrast izmedju urbane i seoske sredine. Nestabilnost u vertikalnom pravcu pomaze da se trodimenzionalna cirkulacija odrzi tako da i najmanje razlike u temperaturi i horizontalnom pravcu dovode do pojave cirkulacije. Za razliku od vetrova s kopna i mora koji predstavljaju suprotne cirkulacije koje se nastavljaju tokom 24 casa jedna na drugu takva kombinacija se ne javlja kod ovog tipa cirkulacije posto je gradska oblast uvek toplija od okoline.

U prirodi postoji i citav niz slabijih ili intenzivnijih strujanja koji mogu da se podvedu pod pojam termalne cirkulacije. Tako svaki veci pozar kao sto su sumski ili pozari nastali gorenjem zburnja kao i vatra nastala spaljivanjem zetvenih ostataka na velikom prostoru mogu da generisu zatvorene cirkulacije pri zemljinoj površini.

Jedna od ceskih termickih cirkulacija je i ona koja se javlja zbog termickog kontrasta izmedju hladnije unutrasnjosti suma i okolnih polja sa njivskim kulturama ili livada. Ovaj hladniji vetar duva tokom dana od ivice sume prema okolnim njivama i pasnjacima. Suprotno kretanje vazduha trebalo bi da se pojavi tokom noci. Medjutim najverovatnije zbog velikog koeficijenta trenja sume strujanje vazduha od otvorenog prostora prema sumi biva prakticno zaustavljeno ispred sume. Prakticno, za vreme intenzivnog izracivanja, ovaj vetar tokom noci moze da se oseti na nesto vecoj udaljenosti od ivice sume.

Lokalni vetrovi uslovljeni reljefom

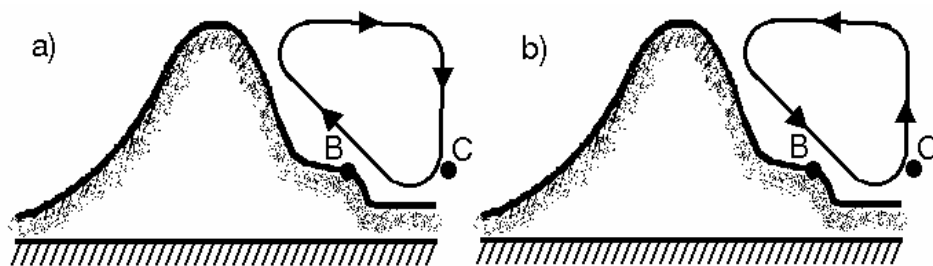
Gorsko-dolinski vetrovi se pojavljuju u mnogim planinskim oblastima. Kao i vetar s mora i vetar s kopna i ovi vetrovi imaju dnevni period. Sasvim su dobro izraženi ukoliko se ne pojavi neka intenzivnija advekcija vazduha koja ce ih primiri; najbolje se uocavaju kada potraje tzv. anticiklonalno vreme. Do njihove pojave dolazi usled razlicitog zagrevanja planinskih strana slobodnog vazduha na istoj visini u atmosferi. Tokom noci duva *gorski vetar* usmeren duz padine i dalje u dolinu. U dnevnim casovima duva *dolinski vetar* uz dizuci se iz dolina a potom iduci uz planinske strane prema vrhu. Pri opisanom tipu cirkulacije razlikuju se dve vrste vetrova: *vetrovi padina* i *gorsko-dolinski vetrovi*.



Slika 4.24 Vetrovi padina: a) dnevni i b) nocni.

Vetrovi padina duvaju uz padine tokom dana a niz njih tokom noci. Za objasnjenje ovog tipa cirkulacije moze da nam posluži slika 4.24a. Tokom dana vazduh se, na primer, u nekoj tacki A na padini vise zagreje nego vazduh na istoj visini na mestu koje je udaljeno od padine (tacka B). Ovo je razlog pojave horizontalnog gradijenta pritiska koji je usmeren od doline ka padini, dok je u visim slojevima atmosfere on usmeren u obrnutom pravcu tj. od padine ka dolini. Topli vazduh se podize uz padinu odnoseci vazduh iz doline na cije mesto dolazi vazduh spustajuci se iz slobodne atmosfere iznad doline cime se obrazuje cirkulacija prikazana na slici 4.24a.

Nocu zbog hladjenja padina obrazuje se suprotna cirkulacija (sl. 4.24b). Uz padinu (tacka A) vazduh se vise ohladi nego na istoj visini u slobodnoj atmosferi (tacka B) tako da ce sada horizontalni gradijent pritiska sada da bude usmeren od padine ka dolini dok ce na vecoj visini da ima suprotan smer. Hladan vazduh ce poteci od padine ka dolini ustupajuci mesto toplijem vazduhu koji ce doticati sa vece visine iz slobodne atmosfere. Ovi vetrovi duvaju na prostoru koji ima manji horizontalni i veliki vertikalni razmer.



Slika 4.25 Gorsko-dolinski vetrovi: a) dnevni i b) nocni.

Sopstveni gorsko-dolinski vetrovi nastaju u velikim dolinama na koje se nastavlja ravnica tako da oni obuhvataju veliko prostranstvo (sl. 4.25). Danju, vazduh u dolini (tacka B) vise se zagreje nego vazduh na istoj visini iznad ravnice (tacka C) zbog toga sto je uticaj zagrejanje padine veci na zagrevanje vazduha u tacki B nego u tacki C (sl. 4.25a). Nocu, suprotno iznesenom, vazduh u dolini ce vise da se ohladi, pod uticajem padina, nego vazduh iznad ravnice tako da ce doci do pojave cirkulacije kao sto je prikazano na slici 4.25b. Ovaj prenos vazduha izmedju doline i ravnice prikljucuje se vetrovima padina. Tokom dana vetar duva dolinom i dalje uz padine (dolinski vetar) a nocu niz padine prema ravnici (dolinski vetar). Na nekoj visini vetar menja pravac. Prostorni razmer ove cirkulacije je mnogo veci od prostornog razmera vetrova padina koji obicno ulaze u sastav gorsko-dolinske cirkulacije.

Vertikalna rasprostranjenost gorsko-dolinskih vetrova ide od nekoliko desetina pa do nekoliko stotina metara i zavisi od nagiba padina i termicke stratifikacije atmosfere. Tako, na primer, manji nagib padina i povecana nestabilnost atmosfere doprinose da su cirkulacijom budu obuhvacene sve visi slojevi vazduha. Ovi vetrovi zavise i od sirine, duzine i orijentacije doline; tako, na primer, sira dolina uslovljava manju vertikalnu rasprostranjenost gorsko-dolinskog vetra.

Lednicki vetrovi duvaju duz pravca kretanja lednika. Oni nastaju zbog temperaturnog kontrasta koji nastaje izmedju ohladjenog vazduha koji se nalazi neposredno iznad lednika i toplijeg vazduha na padinama. Ova temperaturna razlika ostaje sve vreme tokom dana i noci. Lednicki vetar koji proistice iz ovakve raspodele temperatura vazduha je najintenzivniji kada je taj kontrast najveći tj. tokom dana. Pred vece ovi vetrovi utihnu da bi se nocu ponovo pojavili. U vertikalnom pravcu oni dopiru do desetak metara da bi u ekstremnim slucajevima dostigli do visine od nekoliko stotina metara.

15.4 Slapoviti vetrovi

Lokalni vetrovi mogu da nastanu u obliku termicke cirkulacije vec mogu da nastanu i usled mehanickog poremećaja vazdusnih strujanja uslovljenih reljefom oblasti u kojoj duvaju. Tako, na primer pri prebacivanju vazduha preko orografskih prepreka na navetrenoj strani planine duvaju vetrovi koji u njenom podnozju mogu da izazovu povisenje temperature - vetar *fen*, ili efekat moze da bude sasvim suprotan tj. vetar poznat pod imenom *bura* moze da dovede do pojave snizenja temperature.

Fen je сув ветар који дува на махове са врха планине према долини. Образује се при nailasku ветра на препреку која је нормална на правac njegovog duvanja. На navetrenoj strani prepreke vazduh се уздиже да би се на zavetrenoj strani spustao kao vetar fen. Vazduh koji се том prilikom spusta adijabatski се загрева тако да у долину долази као veoma сув - са visokom temperaturom i niskom relativnom vlaznoscu znatno visom odnosno nizom nego sto ih poseduje vazduh u dolini; та разлика је израzenija ako vazduh долази са veće visine. За многе остале detalje vezane за ovaj vetar ako sto су: nastanak, njegova termodinamika, rasprostranjenost itd., citaoce upucujemo на poglavlje 5.5 .

Bura predstavlja hladan vetar koji на махове дува са planinskih grebena на stranu toplijeg mora. Образује се у hladnijoj polovini godine kada се изнад дела hladnijeg kontinenta образује polje povisenog а изнад toplijeg mora - polje niskog pritiska. при oivakvoj raspodeli pritiska hladan vazduh pocne да се креће према moru. Ако му се на том putu isprece planinski grebeni он се prebacuje преко najnižih тако да се najcesce креће преко prevoja при чему му се, zbog smanjenog poprecnog preseka prostora kroz koji struji, brzina osetno povećava. Zbog relativno male visine prevoja preko kojih се vazduh prebacuje kod bure је efekat adijabatskog zgrevanja veoma mali.

Bura i njoj slicni vetrovi се појављују углавном у географским областима које се не одликују само физичко-географским specificnostima vec i nekim lokalnim osobenostima. Medjutim, на појаву ovog ветра пре svega uticu велики temperaturni kontrast između temperatura toplog mora i jako rashladjenog kontinenta, с једне strane, i prisustvo planinskih grebena koji се пружају normalno на правac strujanja vazduha. Tipican primer једне takve oblasti је северни deo primorja у Hrvatskoj ispod planine Velebit где у zimskoj polovini godine дува јак ветар koga i tamo zovu bura. Он се обично јавља када је visok vazdusni pritisak изнад Panonske nizije а nizak у северном delu Jadranskog mora. Takva raspodela pritiska pokrece vazduh kome се као препрека појављује планина Velebit која се пружа normalno на правac strujanja vazduha. Zbog toga се vazduh prebacuje преко Velebita dolazeci у

njegovo podnožje kao jak i hladan vetar čija brzina na mahove može da dostigne i 60 m s^{-1} . Ovaj vetar je karakterističan i za više drugih oblasti u kojima je on poznat pod drugim imenima kao što su: *mistral* (obala Francuske u Sredozemnom moru), *nortser* (Meksicki zaliv), *sarma* (uske reke Sarne), itd.

Vetrovi oticanja predstavljaju kretanje ohladjenog vazduha pod dejstvom sile Zemljine teže, niz dovoljno dugackoj i blagoj padini. Tipičan vetar oticanja javlja se na Grenlandu i Antarktiku gde su posebno povoljni uslovi za njihovo obrazovanje; visoki ledeni plato pogoduje formiranju anticiklona i oticanju hladnog vazduha. Tom prilikom osim gradijenta pritiska oticanju i povećanju brzine vetra doprinosi i sila Zemljine teže. Ubrzanju vetra doprinose i doline koje se poklapaju sa pravcem oticanja vazduha. *Vetrovi oticanja* obično nastaju na 700-800 km od obale, na periferiji antarktickog anticiklona, gde već počinje nagib. Sa približavanjem obali brzina vetra se povećava tako da u blizini obale, gde je nagib i najveći, brzina dostiže vrednosti i do 20 m s^{-1} . U priobalju strujanje vazduha se razbija na male vihore da bi se u potpunosti umirilo na 3-4 km od obale.

Vetrovi oticanja su slapoviti vetrovi i na mahove imaju veliku brzinu koja ide do snage uragana. Tako je, na primer, u februaru 1951. godine na Antarktiku zabeležena srednja brzina vetra iznosila 45 m s^{-1} . Pri pojavi ovakvog vetra vazduh se adijabatski zagreje i za 27°C kako je zabeleženo na Pionirskoj stanici kada je vetar oticanja krenuo sa visine od 2700 m i početnom temperaturom od -47°C da bi na obali temperatura vazduha iznosila -20°C .

Suhovej

U predhodnoj glavi već smo pomenuli vetar suhovej govoreći o transformaciji vazдушnih masa. Na ovom mestu ćemo detaljnije da ga opišemo budući da se u meteorološkoj literaturi on često tretira kao poseban slučaj atmosferske suše tj. određeni kompleks meteoroloških elemenata koji imaju najveći uticaj na gubitak vode iz biljke.

Suhovej je vetar kog karakterise visoka temperatura i niska relativna vlažnost. Pri njihovoj pojavi temperatura vazduha zna da se popenje do 25°C a ponekad i do $35-40^{\circ}\text{C}$, relativna vlažnost se spusti ispod 30% uz veliki deficit zasićenosti (20-22 mb) brzina vetra obično dostigne 5 m s^{-1} mada zna da dostigne vrednost od 20 m s^{-1} sa pravcem koji se menja od istocnog do južnog. Obično se javlja tokom leta u stepama i sumsko-stepskim oblastima Ukrajine, Kazastana i Srednje Azije kada se u njima nalazi jugozapadni deo periferije anticiklona dok se u evropskom delu Rusije nalazi oblast niskog pritiska. Pri ovakvoj raspodeli pritiska vazдушno strujanje je usmereno ka zapadu.

Suhovej se obrazuje pri transformaciji vazdusnih masa ali pre svega arkticke vazdusne mase. U gore navedene oblasti arkticka vazdusna masa, koja ima nisku temperatura i malu vlaznost, se spusta sa severa iduci po istocnoj periferiji anticiklona. Spustajuci se na jug ona se prilicno zagreje tako da postane dosta suva. Krecuci se po juznoj i jugozapadnoj periferiji anticiklona ona prodire u sumsko-stepske oblasti Rusije, Ukrajine i Kazahstana kojese vec suve. Velikog uticaja na obrazovanje suhoveja imaju i silazna strujanja u centralnom delu anticiklona koja doprinose povisenju temperature vazduha i smanjenju njegove relativne vlaznosti.

Na jugoistoku evropskog dela Rusije i u Ukrajini, suhoveji se mogu osmotriti u periodu od aprila pa do septembra. Njihova ucestalost je posebno velika u oblasti Kaspijske nizije. U oblasti koja obuhvata Saratov i Astrahan ucestalost njihove pojave ide i do 80 dana dok u pustinjama Srednje Azije taj broj ide i do 180 dana.

Suhovej je kao sto smo istakli meteoroloska pojava koja moze da nanese osetne stete poljoprivredi. On ubrzava isparavanje, narusava vodni bilans biljaka, snizava nivo vode u rekama, itd. Visoka temperatura, niska relativna vlaznost vazduha i velika brzina vetra uslovljavaju intenzivno isparavanje sa zemljista i transpiraciju kod biljaka sto dovodi do pojave suse. U ovakvim uslovima dolazi do isusivanja biljaka cak i kada je zemljiste snabdeveno dovoljnom kolicinom vlage zbog toga sto koren dovoljno brzo ne uspeva da snabde sa vodom nadzemne delove biljke. Topli vetrovi slicni suhoveju javljaju se u tropskim i subtropskim oblastima: *somum* u Saudijskoj Arabiji, *hamsin* u Egiptu, i *siroko* u Alziru i Tunisu.

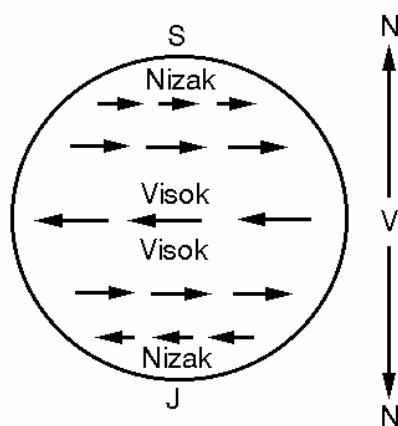
Opsta cirkulacija atmosfere

U uvodnom delu ove glave definisali smo opstu cirkulaciju atmosfere. Putem nje se ostvaruje razmena vazdusnih masa izmedju razlicitih delova Zemlje. Vazdusna strujanja razlicitih osobina i razmera nastaju i bivaju podrzani temperaturnim kontrastom koji nastaje zbog nejednakog zagrevanja i hladjenja zemljine površine na razlicitim geografskim sirinama a takodje nejednakog zagrevanja i hladjenja kopna i okeana. Opsta cirkulacija atmosfere se donekle usloznjava zbog osetnog uticaja sile trenja.

Raspored tokova opste cirkulacije atmosfere u svakom trenutku moguće je uociti na dnevnim sinoptickim kartama ukoliko se pazljivo pogleda nekoliko uzastopnih situacija. Nedvosmisleni zakljucak posle jedne takve inspekcije je da opsta cirkulacija predstavlja jedan slozen sistem koji se stalno menja. Medjutim, bez obzira na njenu primenljivost u njenom sistemu moguće je uociti neke stabilne karakteristike koje se ponavljaju iz godine u godinu u odredjenim oblastima. Te karakteristike moguće je uociti na osnovu

osrednjenih osmotrenih podataka u kojima se kratkotrajni poremećaji u opštoj cirkulaciji atmosfere ne uočavaju.

U osnovna atmosferska kretanja velikog prostornog razmera koja ulaze u opštu cirkulaciju atmosfere ubrajaju se: 1) vazдушna strujanja na zemljinoj površini ili visini izazvana razmenom temperatura između zona različitih širina; 2) mlazne struje; 3) vazдушna strujanja u ciklonima i anticiklonima kojima se obezbeđuje razmena vazduha između različitih širina; 4) pasati i 5) monsun. U većem delu atmosfere tokovi opšte cirkulacije su skoro uvek geostrofski tj usmereni su duž izobara. Samo u sloju trenja vazдушna strujanja znatno odstupaju od izobara. Međutim na ekvatoru i u njegovoj blizini zbog veoma malih vrednosti Koriolisove sile (na ekvatoru je ona jednaka nuli) pravac kretanja vazduha se skoro uvek poklapa s pravcem gradijenta pritiska.



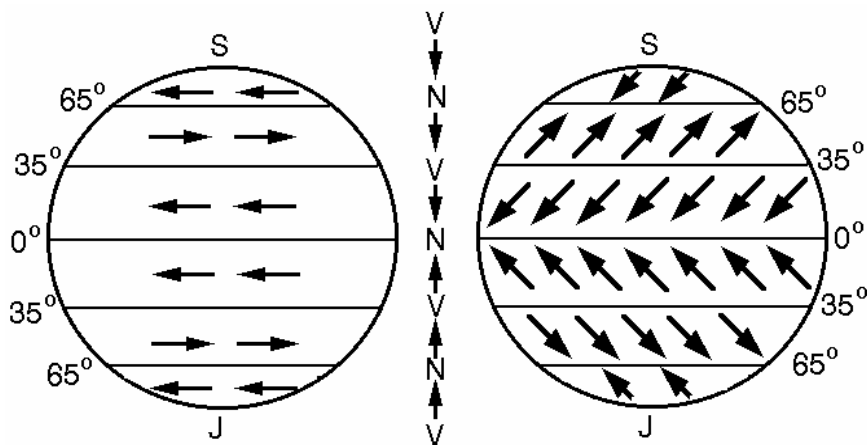
Slika 4.27 Zonalna raspodela atmosferskog pritiska i vazдушnih strujanja, u gornjem delu troposfere i nizoj stratosferi, iznad homogene zemljine površine.

Cirkulacija iznad homogene površine. Razmotrimo za početak cirkulaciju koja nastaje iznad homogene zemljine površine. Kada bi u nižem delu troposfere raspodela temperatura i pritisak imali zonalni karakter; temperatura vazduha bi opadala od ekvatora ka polovima a u istom pravcu pritisak bi rastao. Izobare bi u tom slučaju pratile paralele a horizontalni gradijent pritiska strogo bi bio usmeren u, duž meridijana, od polova ka ekvatoru. U pretpostavljenom slučaju u gornjem delu troposfere, počevši od visine 4-5 kilometara, do visine od oko 20 km raspodela pritiska je obratna raspodeli u prizemlju; na ekvatoru gde je vazduh topliji pritisak će biti viši nego iznad polova gde je on hladniji pa prema tome i horizontalni gradijent pritiska biće usmeren od nižih širina ka polovima.

Posto je po gornjoj pretpostavci zemljina površina homogena onda bi i koeficijent trenja konstantan tako da bi vetar svuda imao isti otklon od horizontalnog gradijenta pritiska i taj ugao bi bio manji od 90° . Iznad sloja trenja na obe polulopte duvao bi istočni vetar a iznad nivoa 4-5 km

duvao bi zapadni vetar kao sto je graficki prikazano na slici 4.27 Samo bi se u uskoj zoni oko ekvatora vetar pri zemljinoj površini skoro uvek poklapao sa pravcem horizontalnog gradijenta pritiska dok bi iznad sloja trenja vetar bio istocni.

Cirkulacija u realnoj atmosferi. Samo u slobodnoj atmosferi gde nema uticaja zemljine podloge na kretanje vazduha, moguće je osmotriti prethodno opisanu cirkulaciju tj. u sloju 4-5 do 20 km pojavljuju se *zapadni vetrovi* oko polova. Medjutim, u pogranicnom sloju atmosfere kretanje vazduha je drugacije a ta razlicitost se javlja kao posledica drugacije raspodele pritiska uslovljene nehomogenoscu zemljine površine (kontinenti i okeani), prisustva barickih sistema i centra dejstva atmosfere. Na slici 4.28a prikazana je shema zonalne raspodele pritiska i preovladjujucih vazdusnih strujanja u nizoj i srednjoj troposferi - dakle iznad sloja trenja (na visinama 1-1,5 do 4-5 km) a na slici 4.28b - u sloju trenja. Izmedju ove dve slike strelicama su naznaceni pravci gradijenata pritiska u odgovarajucim zonama. Na slikama je uzeta u obzir cinjenica da u sloju trenja vetar ima izvestan otklon od izobara u stranu horizontalnog gradijenta pritiska dok se sa visinom priblizava ka izobarama posto se iznad sloja trenja javlja samo geostrofski vetar.



Slika 4.28 Zonalna raspodela pritiska i vazdusnih strujanja u realnoj atmosferi: a) iznad sloja trenja; b) u sloju trenja.

Cirkulacija iznad polarnih oblasti je direktno uslovljena visim pritiskom iznad polova i niskim pritiskom iznad umerenih sirina 60-65°. Odgovarajuci horizontalni gradijent pritiska usmeren je duz meridijana i to od polova ka umerenim sirinama. U sloju trenja vetar ima otklon od gradijenta pritiska za neki ugao koji je manji od 90° tako da on na severnoj polulopti skrece u desno uzimajuci severoistocni pravac dok na juznoj polulopti vetar skrece u levo uzimajuci jugoistocni pravac (sl. 4.28b). Gradijentni vetar povecavajuci otklon na 90° na obe polulopte ima istocni pravac (sl. 4.28a). Ovaj istocni vetar se prostire do neke visine gde utihne

da bi potom presao u zapadni vetar koji preovladjuje u gornjoj troposferi i nizoj stratosferi. Osmatranja pokazuju da se iznad Antartika istocni vetar rasprostire na vecoj visini nego iznad Artika ali na visini od oko 6 km prelazi u zapadni vetar.

Cirkulacija u umerenim sirinama je odredjena gradijentom pritiska usmerenim od suptropskih ka visim geografskim sirinama. To je razlog zbog cega u ovim sirinama vetar ima zapadni vetar (sl. 4.28a). U umerenim sirinama ovaj pravac je karakteristican za celu troposferu iznad sloja trenja da bi u njemu na severnoj polulopti postao jugoistocni a na juznoj polulopti severozapadni (sl. 4.28b).

U stvarnosti opisana opsta cirkulacija atmosfere u umerenim i visokim sirinama je uslovljena ciklonskom aktivnoscu. Na ovim sirinama nastaju, razvijaju se i premestaju se atmosferski poremećaji - cikloni i anticikloni. Oni se obicno krecu u pravcu opsteg prenosa vazduha u srednjem i gornjem delu atmosfere tj. od zapada ka istoku. U tom kretanju cikloni se pomeraju ka visim sirinama ($60-65^\circ$) gde obrazuju polje niskog pritiska dok se na suprot njima anticikloni pri svom kretanju pomeraju na stranu nizih sirina gde obrazuju suptropsku zonu visokog pritiska.

Oba atmosferska sistema, cikloni i anticikloni, narusavaju zonalnost opste cirkulacije uslovljavajuci na severnoj polulopti kretanje vazduha u pravcu kazaljke na satu (anticikloni) ili suprotno kazaljci na satu (cikloni). Na zapadnom kraju ciklona i istocnom kraju anticiklona razvijaju se hladne vazdusne mase cije je kretanje usmereno od severa ka jugu; na suprot ovom kretanju na istocnom kraju ciklona i zapadnom kraju anticiklona obrazuju se strujanja toplog vazduha od juga ka severu. Ovakvim kretanjima obrazuje se razmena vazdusnih masa u meridionalnom pravcu pri cemu je ocigledno da premestanje ciklona i anticiklona u umerenim i visokim sirinama ima zonalnu komponentu, od zapada ka istoku i meridionalnu komponentu - od juga ka severu. U ovom kretanju preovladjuje zonalna komponenta sto se manifestuje u opstem zapadnom transportu vazduha u slobodnoj atmosferi. Osim ove horizontalne cirkulacije vazduha dolazi i do vertikalne cirkulacije. Do nje dolazi pri obrazovanju frontova u ciklonima kada se topli vazduh spusta podvalaceci se se taj topli vazduh.

Cirkulacija u tropskim sirinama. Pasati. U tropskim sirinama horizontalni gradijent pritiska usmeren je od suptropskog pojasa visokog pritiska ka ekvatorskom pojasu niskog pritiska (sl. 4.28a) tako da ovde gradijentni vetar ima istocni pravac. Zajednicki naziv za ove vetrove su *pasati* ili *tropski istocni vetrovi* kako ih jos nazivaju. Zbog trenja u blizini zemljine površine njihov pravac zaklapa izvestan ugao u odnosu na izobare i to na stranu niskog pritiska tako da na severnoj polulopti imaju severoistocni a na juznoj jugoistocni pravac (sl. 4.28b).

Pasati ne obuhvataju zemljinu loptu u nepreglednoj traci. Suptropski

pojas visokog pritiska se rastura na pojedinačne anticiklone koji se nalaze iznad okeana i izduženim u širinu. Pasati predstavljaju vazдушna strujanja na ekvatorskoj periferiji suptropskih anticiklona. Na severnoj polulopti vazduh u anticiklonu se kreće u smeru kazaljke na satu tako da pasati, vetrovi sa njegove južne periferije, imaju severoistočni i istočni pravac. Na južnoj polulopti vazduh u anticiklonu se kreće u pravcu koji je suprotan kretanju kazaljke na satu tako da pasati, vetrovi na njenoj severnoj periferiji, imaju jugoistočni i istočni pravac.

Pasati su stabilni vetrovi koji ne menjaju pravac u toku godine. Njihova brzina iznosi $5-6 \text{ m s}^{-1}$ pri zemljinoj površini dok u proseku njihova vertikalna rasprostranjenost iznosi 2-4 km sa tendencijom njenog uvećanja prema ekvatoru. Pasati su posebno izraženi iznad okeana. U blizini ekvatora istočni vetrovi (slike 4.27 i 4.28) duvaju u njenoj troposferi i nizoj stratosferi. Međutim, tamo gde pasati ne dosežu vrh troposfere vetar iznad njih ima zapadni pravac ponekad sa neznatnim otklonom u stranu visih geografskih širina.

Mlazne struje. Mlaznu struju predstavlja snažna uska struja vazduha, sa skoro horizontalnom osom, koja se nalazi u gornjoj troposferi ili donjoj stratosferi i koju karakterisu veliki horizontalni i vertikalni gradijenti brzine vetra. Na primer, donja granica brzine vetra u blizini ose mlazne struje iznosi 30 m s^{-1} . Mlazne struje otkrivene su početkom 1940-tih godina. Tada je uočeno da su avioni, koji su leteli na visinama od 8 do 10 kilometara brzinama $300-400 \text{ km h}^{-1}$, više puta upadali u zonu jakih vetrova gubeci brzinu. Bilo je slučajeva da su vetrovi bili toliko snažni da su avioni gubili brzinu ostajući skoro nepokretni. Ovo je bio početni razlog za veće zanimanje za ovu vrstu strujanja koja je uočena u gotovo svim oblastima Zemlje.

Mlazna struja se obrazuje iznad frontalne zone gde je horizontalni gradijent temperature posebno veliki a horizontalni gradijent pritiska raste s pritiskom uslovljavajući pojavu veoma velikih brzina. Maksimalna brzina vetra uočena je na osi mlazne struje i ona u proseku iznosi $45-55 \text{ m s}^{-1}$; međutim osmotrene su i brzine od oko 200 m s^{-1} . širina mlazne struje kreće se u intervalu od 300 do 3000 kilometara ali u većini slučajeva ne prelazi 1000-2000 km. U vertikalnom pravcu njene dimenzije dosežu do nekoliko kilometara. Dužina, pak, dostiže i nekoliko hiljada kilometara sa ponekad obuhvata i celu Zemljinu loptu. Visina mlazne struje iznad zemljine površine kreće se: od 6 do 12 km u vantropskim širinama do 11-16 km u suptropskim. U stratosferi mlazne struje se javljaju na visinama 25-35 km.

Mlazne struje najčešće mogu da se osmotre iznad: evropskog dela Rusije i Zapadnog Sibira, u pojasu od 50 do 60 stepeni, Mongolije, Kine i Japana. Jake mlazne struje se često pojavljuju iznad istočne obale Sjedinjenih Američkih Država i iznad Britanskih ostrva. Nije potrebno da se posebno

istice odakle potice veliki naucni i prakticni interes za proucavanje mlazne struje. One prenose, duz Zemljine lopte, razlicite primese kao sto su: produkti radioaktivnih raspada, cestice prasine i pepela. Posebno, mlazne struje mogu da zadaju avionima smanjujuci ili povecavajući njihovu brzinu. I ne samo na taj nacin. Unutar mlazne struje razvija se intenzivna turbulencija koja moze da izazove do podrhtavanja aviona bez obzira na njegove dimenzije.

Monsuni su stabilna vazдушna strujanja koja se pojavljuju u pojedinim oblastima Zemlje dva puta u toku godine tom prilikom pravac. Inace njihov naziv potice od arapske reci *mausin* sto znaci godisnje doba. U svakoj monsunskoj oblasti postoje zimski i letnji monsun koji su pravci duvanja suprotni. Ipak ni leti ni zimi osnovni pravac monsun se ne održava neprekidno iz vrlo jednostavnog razloga sto se monsunaska cirkulacija cesto javlja kao deo opste cirkulacije atmosfere tako da je povezana i sa nekim drugim elementima. Iz tog razloga leti a i zimi osim preovladjujucih pravaca mogu da se uoce i neki drugi pravci duvanja. U prelaznim sezonama (prolece i jesen) kada dolazi do smene monsunskog rezim vetrova se u potpunosti narušava.

Monsunska cirkulacija menja svoj pravac u zavisnosti od promene raspodele atmosferskog pritiska tj. kada preovladjujuci horizontalni gradijent pritiska naglo promeni svoj pravac. To znaci da se monsun mogu osmotriti u oblastima gde u jednom delu godine preovladjuje ciklon ili anticiklon dok u drugom delu preovladjuju suprotni barski sistemi. Gotovo po pravilu tamo gde je u toku obe sezone frekvencija smene ciklona i anticiklona velika, rezim vetrova je osetno narušen. To je razlog zbog cega iznad velikog dela Evrope nije moguće osmotriti monsun. Postoje dve vrste monsun: tropski ili ekvatorski i vantropski monsun.

Tropski monsun nastaju kao posledica letnjeg premestanja ekvatorske zone niskog pritiska u vise sirine severne polulopte i njenog zimskog povratka ka ekvatoru a delimicno povratku i na juznu poluloptu. Sledstveno tome dolazi do pomeranja i subtropskih ciklona. Zbog navedenog sezonskog pomeranja centara dejstva u nekim oblastima ekvatorskih sirina dolazi do nagle promene pravca vetra iz sezone u sezonu. Zimski severoistocni monsun u Indiji i Africi se poklapa s pasatima i ubrzava ih. Nasuprot tome, letnji jugozapadni monsun u potpunosti narušava rezim severoistocnih pasata. Posebno stabilno monsunaska cirkulacija se javlja tamo gde su veliki horizontalni gradijenti pritiska tj. gde su veliki gradijenti temperature. Posebno, monsun su izraženi u severnom delu Indijskog okeana i u Juznoj Aziji gde su medjusezonske promene temperature posebno izražene posto se Azijski kontinent jako zagreje leti a ohladi zimi.

Vantropski monsuni. Objasnjenje za njihovu pojavu u osnovi je povezano sa cinjenicom da se iznad nekih kontinenata zimi zadržavaju stabilne oblasti povišenog pritiska a leti oblasti niskog pritiska. To je razlog zbog cega u toku godine, naglo menja pravac cirkulacije vazduha. Ovakva situacija posebno moze da se uoci na istocnoj obali Azije. Tu tokom zime zbog anticiklonske cirkulacije iznad kopna vetrovi su usmereni od obale ka moru. Leti, kada se iznad kopna ubrzava ciklonska cirkulacija, vetrovi duvaju sa mora ka kopnu. Ovakvi vetrovi mogu da se osmotre na Dalekom Istoku u Kini i Japanu.

Monsuni imaju osetan uticaj na vreme i klimu. Na primer, na Dalekom Istoku zimski severozapadni monsun donosi suv i hladan kontinentalan vazduh koji moze da znatno snizi temperaturu vazduha cineci zimu veoma ostrom. Leti, pak, jugoistocni monsun dolazeci sa okeana i Japanskog mora donosi prohladni vazduh koji doprinosi pojave velike kolicine padavina i cestih magli. Letnji tropski monsun u Juznoj Aziji takodje donosi ogromne kolicine padavina.