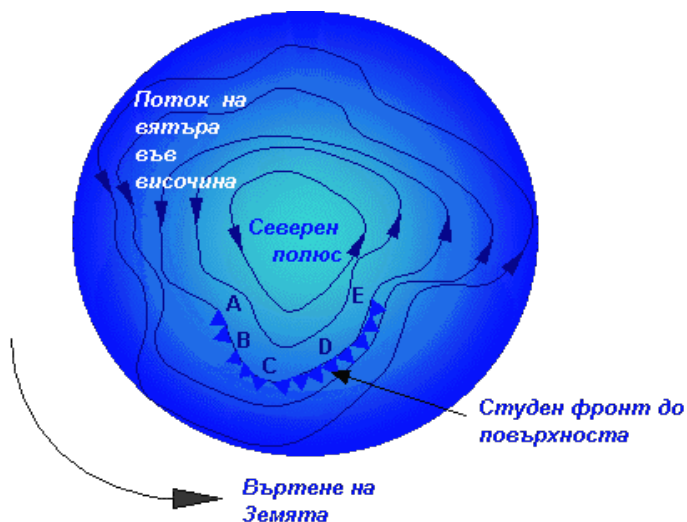


## ВЪЗДУШНИ МАСИ

Постоянната циркулация на атмосферата води до съществени изменения на свойствата на въздуха над определени райони. Процесът на изменение на свойствата на въздуха се нарича Трансформация. При трансформацията главно се изменят температурата и влажността на въздуха, в зависимост от характера на даденият район. Неоднородността на въздуха в тропосферата се дължи на неравномерното разпределение на притока на слънчевата радиация и на различните свойства на земната повърхност. Топлинната трансформация зависи от времетраенето на престоя и взаимодействието на въздуха над район с определени топлинни характеристики. Изменението на влажността не е така пряко и зависи както от наличието на изпаряваща се повърхност, така и от способността на даден обем въздух да поема влагата. Тези свойства на въздуха се изменят най-бързо в приземният слой и постепенно, вследствие на турбулентното смесване и възходящите течения се предават по-нагоре. Тази разлика в скоростта на трансформация на ниските и високи слоеве води до изменение на **стратификация** на атмосферата в съответният район т. е. до трансформация на неговата устойчивост. Ако въздухът е в контакт с топла повърхност, ниските слоеве бързо се загряват, докато високите по-дълго остават студени, тоест това води до неустойчива стратификация. Такава среда е благоприятна за развитието на възходящи течения, които при издигането си се охлаждат и парата в тях кондензира и се образуват облаци - валежи. Обратно, при студена подложна повърхност се формира устойчива стратификация, като в някои случаи се стига до изотермно и дори до инверсно разпределение на температурата. В такъв случай образуването на облаци е затруднено, а ако има облаци, те са най-често слоести. Над много обширни територии може да се наблюдава сравнително еднороден въздух, чийто физически свойства в голяма степен са еднакви. Характера и на времето в такива райони е един и същ. Тези относително еднакви порции въздух се наричат **въздушни маси**. Хоризонталните им размери могат да достигнат няколко хиляди километра, а вертикалните до няколко километра. В едни случаи въздушните маси се простират от земната повърхност до тропопаузата, а в други се наслояват една над друга, като по-студените са отдолу. Отделни области от земното кълбо, над които общата атмосферна циркулация обуславя продължително задържане на въздушните маси, даваща възможност за тяхната пълна трансформация, се наричат **огнища на зараждане** на въздушните маси. Типични представители на такива огнища са **субтропичните пояси** на високо налягане и **антициклоналните области** около полюсите. При промяна на циркулацията на атмосферата, формираните въздушни маси напускат съответните огнища и се преместват в други райони. Там те пренасят свойствата, придобити в района на формирането си, тоест своето характерно време. При настаняването си над новите райони, те започват да взаимодействат с новата подложна повърхност и променят свойствата си - трансформират се. С течение на времето те или част от тях могат да се превърнат в други типове въздушни маси. От това следва, че въздушните маси се формират непрекъснато във всеки географски район и при всякакви циркулационни условия. В съвременната метеорология въздушните маси се делят по няколко критерия. Географската класификация ги дели по местонахождението на техните огнища, като са познати четири основни типа; **арктичен ( антарктичен ) въздух, въздух на умерените ширини, тропичен въздух и екваториален въздух**. Тези типове въздушни маси, с изключение на екваториалния, се делят на **морски** и **континентални** в зависимост от характера на повърхността в огнището на формиране.

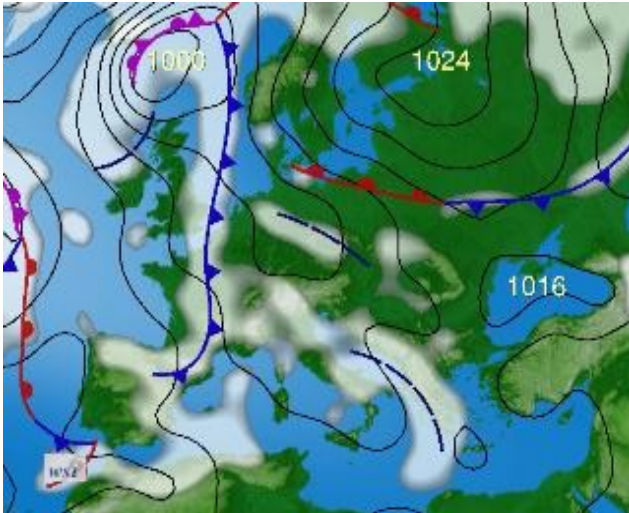
Термодинамична класификация - в нея като признак за разделянето на въздушните маси служи посоката на трансформацията. В съответствие с нея се различават **топли** и **студени въздушни маси**. Освен за тях, може да се говори и за **неутрални въздушни маси**. За топла въздушна маса се подразбира тази маса, която е по-топла от подложната повърхност. В нея трансформацията води до изстиване на въздуха. Обратно, въздушната маса, която се затопля от подложната повърхност се нарича **студена**. Намиращата се в термично равновесие с подложната повърхност въздушна маса е **неутралната**. В нея процеса на трансформация вече е завършил и тя е напълно формирана. Всяка от посочените въздушни маси може да бъде **устойчива** или **неустойчива**, което означава различна способност за развитие на вертикални движения и образуване на облаци и валежи.



Движението на отделните въздушни маси е пряко свързано с движението на цялата земна атмосфера. За да вникнем по-подробно в този процес, трябва да разберем и природата на движещият се във височина въздух. На около 3000 метра височина, въздуха следва движението на Земята от запад на изток с леко вълнообразен път. На показаната схема на движението на Земята от височина над Северния полюс, ясно се вижда вълнообразното движение на въздушният поток във височина. Издадените изпъкналости в точките от **A** до **E** са причинени от неочаквано затопляне, което се е разпространило над сушата. Движението на въздуха около Земята се подчинява на законите на движение на тяло по кръгова траектория, като един от тях гласи, че колкото

въртящата се маса се движи по-далеч от центъра на въртенето, толкова по-забавено е нейното предвиждане. От това следва, че въздуха движейки се по кръгов път около земната ос и отдалечавайки се от нея, забавя своето движение, и обратното, приближавайки оста на въртене, ускорява своя ход. Проследявайки пътя на въздушният поток от точка **A** завивайки на юг до точка **C** той забавя постепенно движението си. След като завие на север, то той започва постепенно да се ускорява, като достига по-бързо движещият се въздух в точка **E**. Фактически всички точки, в които потокът е по-близо до Северния полюс, съдържат по-бързо движещ се въздух, докато по-отдалечените от полюса точки съдържат по-бавно движещ се въздух. Нека да проследим процесите в точки **B** и **D**. Както казахме по-горе при движението между точка **A** и точка **C** въздуха забавя своя ход. Идващите от зад въздушни маси поради по-голямата си скорост започват да се натрупват и компресират така, че в точка **B** налягането върху повърхността се увеличава. Компресирането на въздуха в точка **B** се нарича **конвергенция** и общият ефект е че въздуха се натрупва във височина. Обратният ефект може да се наблюдава в точка **D**. Поради ускоряването на движението на потока между точки **C** и **E**, въздуха в точка **D** започва да изтънява като ефекта от това е че там се създава район с ниско атмосферно налягане. Този процес се нарича **дивергенция**. От това следва, че истинската причина за създаване на области с високо и ниско налягане върху земната повърхност, са процесите възникващи при движение на въздушният поток във височина. Проследявайки тези процеси, може да се каже че около районите с високо налягане преобладава ясно безоблачно време, докато въздушните маси с ниско атмосферно налягане са предимно облачни. Обяснението за това е много просто - конвергенцията в горната атмосфера причинява постепенно падане (потъване) на въздуха, който след това се стича до земната повърхност. Падащият въздух се нагрива от компресирането си и затова не се образуват облаци. От друга страна, въздухът в областите с ниско налягане постепенно се издига нагоре и от охлаждането и кондензирането си се образуват масивни облачни системи. Северните и южните барични системи с високо налягане се стремят да си противодействат и носените от тях въздушни маси обикновено се срещат на тъй наречения **Полярен фронт - 60° ширина**. През зимата внезапно откъснатите въздушни маси са по-силни и достигат по-далече на юг; през лятото топлият въздух се изтласква далеч на север, макар че летните антициклони са по-слаби и с по-малка сила. Преходната зона между две съседни въздушни маси е широка 200 - 500 км. За разлика от зоните на двете въздушни маси, където хоризонталната градиента на температурата е малка, то в преходната зона са характерни резките изменения в свойствата на въздуха и тя се нарича **фронтална зона**. Голямата разлика в температурата, влажността и др. водят до формиране на специфични условия и затова тя се разглежда като отделен обект.

## АТМОСФЕРНИ ФРОНТОВЕ



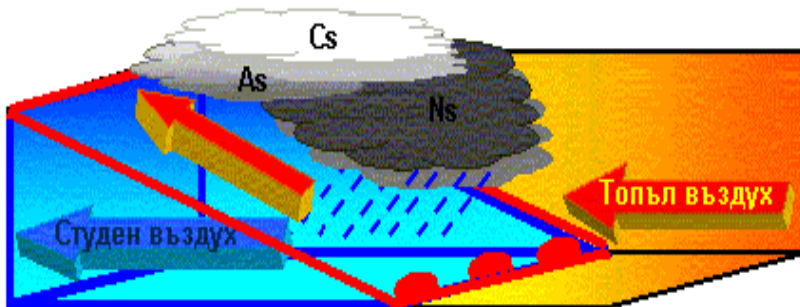
При преместването на определени въздушни маси от даден район в друг с различни от него метеорологични свойства се наблюдава образуването на гигантски атмосферни вихри наречени **циклони** и **антициклони**. Преходната зона между двете въздушни маси с различни свойства се нарича **атмосферен фронт**. В зависимост от отделните свойства на въздуха той биват **топъл** и **студен**. При движението си циклоните и антициклоните въвличат в своята циркулация и двете въздушни маси, както и преходната зона между тях. В резултат на тези явления се наблюдава смесване и асимилиране на различните техни свойства и отделните атмосферни фронтове се разпадат и размиват. Възможно е и усилването им, както и появяване на нови такива, вследствие на непрекъснатото

движение на атмосферата. Често срещано явление е и появата и на вторични атмосферни фронтове. При сближаване на две различни по свойства въздушни маси, се наблюдава значително увеличение на хоризонталната градиента на температурата и влажността на въздуха. В следствие се увеличава и генерацията на кинетичната енергия, което води до усилване скоростта на вятъра в околността на атмосферните фронтове. Във височина тя се изразява в скорост до 200 км/ч. Линията в която фронтите зони пресичат земята, се нарича линия на фронта. Тъй като топлите и студените въздушни маси има различна плътност, фронтната линия не е вертикална, а е наклонена в посока на студения, който се стреми да се вклини под топлия. В зависимост от хоризонталните и вертикалните си размери, фронтите са разделени на **Главни ( Тропосферни )** и **Вторични ( Приземни )**.

**Топъл Фронт** - образува се тогава, когато топлата и влажна въздушна маса измества студената въздушна маса. В следствие се образува характерна облачна система състояща се от две части - **надфронтална** и **подфронтална**. **Надфронталната облачност** се образува в издигания се топъл въздух, в горната половина на тропосферата, където на височина от 7 до 9 км. и разстояние от 800 - 1000 км. преди линията на фронта се образуват **цируси ( Ci )**. С приближаване на фронтната линия, те се уплътняват и преминават в



континентални . Следват **алтостратуси ( As )** от които през зимата могат да паднат и валежи. На 300 - 400 км. преди линията на фронта **алтостратусите ( As )** преминават в **нимбостратуси ( Ns )**. Поради неравномерното разпределение на влажността на въздуха във височина, могат да се образуват и безоблачни коридори. Под фронтална облачност може да бъде вътрешно масова **кумулуси ( Cu )** и **стратокумулуси ( Sc )**, или облаци образувачи се близо до линията на фронта - **стратуси ( St )** и **нимбостратуси ( Ns )**.



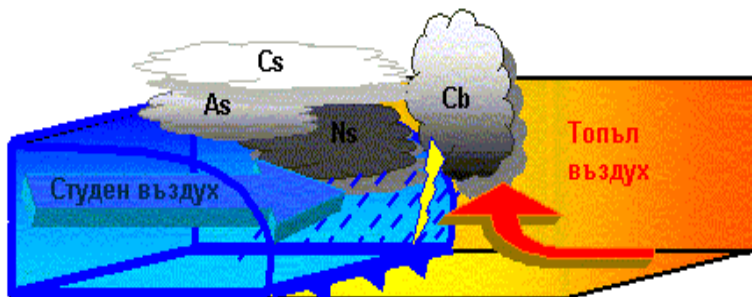
С приближаването на топлия фронт налягането пада и се появява вятър, който духа перпендикулярно на посоката от където идва фронта. В България, по-често топлият фронт преминава от запад, така че вятъра има силно изразена южна посока. На 200 - 300 км. пред линията на фронта започва да вали в зависимост от сезона дъжд или сняг. Често под

основния облачен слой се наблюдава черна облачна валма **фрактонимбуси ( Fn )**, която се движи в различна посока от тази на основната облачна маса. След преминаването на фронта, валежите обикновено спират, вятъра сменя посоката и започва да духа от посоката от която идва фронта и налягането се повишава.

**Студен Фронт** - появява се тогава когато студената въздушна маса измества топлата и влажна въздушна маса. Облачната система е много по-тясна, отколкото при топлият фронт. Възходящите движения са много по-интензивни и преобладават облаци с вертикално развитие **купести ( Cu )** и **купесто-дъждовни ( Cb )**. Придружена е с поройни дъждове, както и със силни поривисти ветрове, гръмотевични бури и градушки. В зависимост от



скоростта на движение, могат да се определят и два вида студени фронтове. В първият случай движението е бавно, наблюдава се наредено издигане на топлият въздух над клина от студеният. Облачната система е масив от ниски **слоесто-дъждовни (Ns)** и **високо-слоести (As)** облаци, като най-напред се появява мощна **слоесто-дъждовна (Ns)** облачност, която преминава във **високо-слоеста (As)**. Следват **стратуси (St)**, **циростратуси (Cs)** и във височина - **цируси (Ci)**. Налягането се понижава а вятъра се усилва. Често по линията на фронта се образуват **кумулонимбуси (Cb)** с гръмотевични бури и краткотрайни валежи. С отминаването на фронта валежите спират, облачността се разкъсва и вятъра рязко се завърта на дясно и отслабва. Атмосферното налягане бързо се повишава.



Във вторият случай студеният въздух се движи с голяма скорост - над 40 км/ч. В следствие на това се създават силни конвективни потоци с образуване на мощни **куесто-дъждовни (Cb)** и **слоесто-дъждовни (Ns)** облаци. Едновременно с тях се образуват и **високо-слоести (As)** и **пересто-слоести (Cs)** облаци, както и облаци получаващи се от тяхното разпадане - **лещовидни високо-купести (Ac lent)**,

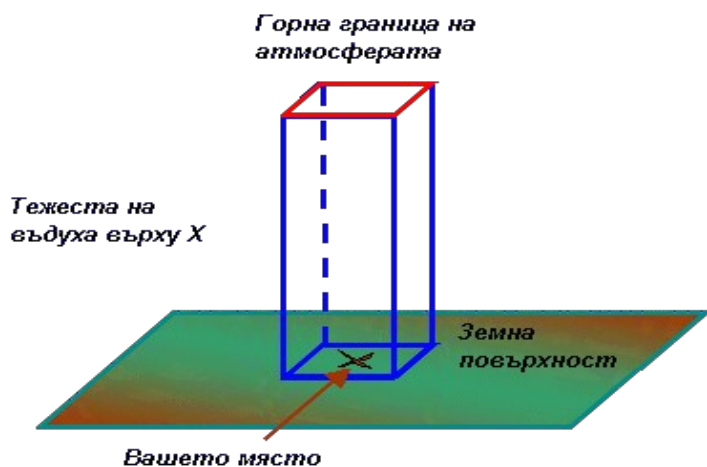
**пересто-слоести (Cs)** и **перести (Ci)**. Разпадането на облачността се дължи на низходящите движения пред и зад линията на фронта. Валежите са краткотрайни и съпроводени с интензивни гръмотевични и шквалови бури. В същото време атмосферното налягане се понижава силно - върху барограмата се образува V образен гръмотевичен нос. Вятъра пред фронта се завъртва наляво, а след преминаването на фронта - на дясно като се усилва многократно, температурата се понижава значително, а атмосферното налягане силно се повишава. Валежите бързо спират и настъпва разкъсване и намаление на облачността В много случай може да се наблюдава и появата на вторични фронтове, не притежаващи такъв интензитет, но със свойствата на основният фронт.



**Оклюзионен Фронт** е резултат от много голямата деформация на основния фронт, при което два съседни участъка - топъл и студен се сливат. Условие за появяването му е че студеният фронт се движи много по-бързо от топлият и клинът от студен въздух догонва и започва да взаимодейства с клина от студен въздух пред топлият фронт. Тези две студени въздушни маси са се намирали в различни райони и са придобили различни свойства в процеса на трансформацията си, така че по оклюзионния фронт влизат във взаимодействие

три въздушни маси. Най-топлата от тях, тази между двата фронта се изтласква на горе и се отделя от земята. В зависимост от температурите на двете студени въздушни маси ( тилна и челна ) са познати три вида **оклюзионни фронтове** - **топъл, студен и неутрален**.

## АТМОСФЕРНО НАЛЯГАНЕ



Атмосферното налягане е един от най-важните метеорологични елементи. Неговото съществуване е доказано през XVII век от флорентинският учен Торичели. През 1643 година той провежда знаменитият си опит с стъклена тръба пълна с живак и потопена в чашка с живак. Част от живака се излял в чашката, но по голямата част живак останал в тръбата на височина 76 см. От тогава е прието че нормалното атмосферно налягане е равно на налягането уравниовесяващо теглото на живачен стълб с височина 760 милиметра и напречно сечение 1 квадратен сантиметър при температура 0° С на морското равнище и географска

ширина 45°. За единица била приета Атмосферата, като 1 атм. = 760 мм ж. ст. По-късно е въведена друга единица - Бар, като за удобство се работи в милибара; 1000 мбар = 1 бар. 1 мбар е равен на сила от 100 Нютона върху 1 кв. метър. През последните години е въведена международната единица

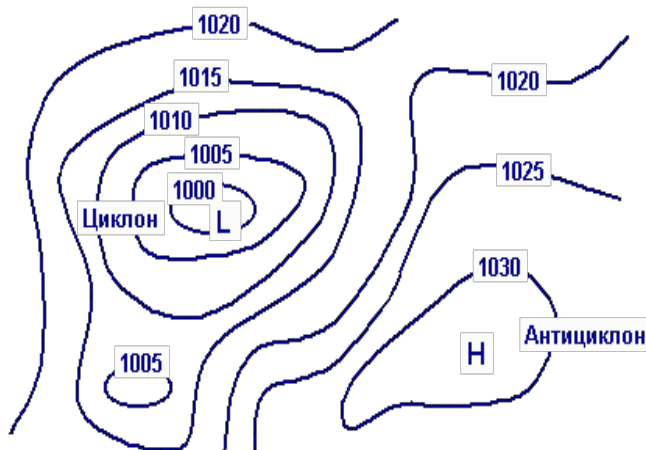


за атмосферно налягане Паскал, където  $1 \text{ Па} = 1 \text{ Нютон} / \text{кв. метър}$ . от което следва че:  
 $1 \text{ мбар} = 100 \text{ Н} / \text{кв. м.} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ хПа}$   $760 \text{ мм ж. ст.} = 1 \text{ атм.} = 1013,25 \text{ хПа}$  ( мбара )

В метеорологията атмосферното налягане се измерва с живачни и метални барометри (анероиди), като се спазват специални изисквания за температурата и стандартното земно ускорение. Изменението на налягането във височина се измерва с **барометрична стъпка** или това е височината на която атмосферното налягане се изменя с  $1 \text{ хПа}$ . Тъй като плътността на топлият и студеният въздух е различна, на една и съща надморска височина налягането в студения въздух е по-ниско, отколкото в топлия. В резултат на създадената разлика се поражда движение от топлата към студената област. Това води до натрупване на повече въздух над студената област и налягането при земята там се увеличава, от което следва че над по-студените райони има по-голямо налягане, а над по-топлите по-малко. Зависейки от плътността на въздуха, барометричната стъпка зависи и от налягането - с намаляването му, тя расте. При увеличаване на височината с аритметична прогресия, атмосферното налягане намалява с геометрична прогресия. Закономерностите на вертикалните изменения на атмосферното налягане позволява да се конструира прибор за измерване на височината - високомер. Разликата му от анероида е че скалата му е разграфена във височина. В дадената по-долу таблица е отчетено изменението на налягането спрямо надморската височина, при нормално ( средно ) понижение на температурата във височина :

Налягане	Височина	Температура
Морско ниво	0 m    0 ft	15 C° 59 F°
1000 mb	100 m    300 ft	15 C° 59 F°
850 mb	1500 m    5000 ft	5 C° 41 F°
700 mb	3000 m    10000 ft	-5 C° 23 F°
500 mb	5500 m    18000 ft	-20 C° -04 F°
300 mb	9000 m    30000 ft	-45 C° -49 F°
200 mb	12000 m    40000 ft	-55 C° -67 F°
100 mb	16000 m    53000 ft	-56 C° -69 F°

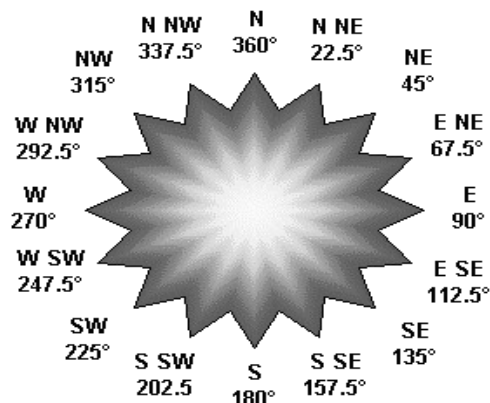
Разпределението на атмосферното налягане в пространството се нарича **барично поле**. То може да се представи нагледно с помощта на повърхности, във които налягането е еднакво във всички точки. Те се наричат **изобарни повърхности**. Както разбрахме, стойностите на на тези елементи не са еднакви във височина, поради разликата в температурата, така че изобарните повърхности могат да се разполагат на различна височина над земята. От което следва че те имат собствен релеф. Когато дадена изобарна повърхност пресича мислена хоризонтална повърхност над морското равнище, върху нея се образува линия, във всяка точка от която налягането има една и съща стойност. Тази линия се нарича **изобара**. Върху тази мислена хоризонтална повърхност може да се пресекат множество изобарни повърхности с различна стойност, така че върху нея се получава цяла система от изобари. Те дават представа за разпределението на налягането на дадена височина в атмосферата. В практиката е прието по този начин да се изобразява разпределението на налягането на морското равнище, като отделните метеорологични станции приравняват показателите си към морското равнище, и получените стойности се нанасят на географската карта. След това се съединяват точките с еднаква стойност на налягане - изобарите - обикновено кратни на  $5 \text{ хПа}$ . Получените най-различни конфигурации могат да се класифицират в различни барични системи, като най-често това са области с понижено или повишено атмосферно налягане. Те съответно се бележат с главни букви - **Н** ( на латиница **L** ) за **ниско атмосферно налягане** и **В** ( на латиница **H** ) за **високо атмосферно налягане**. За разположението на атмосферното налягане във височина се правят отделни карти за различните основни ( стандартни ) нива, дадени в таблицата по-горе, наречени **карти на баричната топография**.



Разпределението на атмосферното налягане по земното кълбо може да се опише в общи линии така : екваториална област на ниско атмосферно налягане наречена **екваториална депресия**, която следва сезонното преместване на термичния екватор. **Субтропичните антициклони** разположени над тропиците са зони на стабилни и устойчиви области на високо атмосферно налягане, дължащо се на огромните

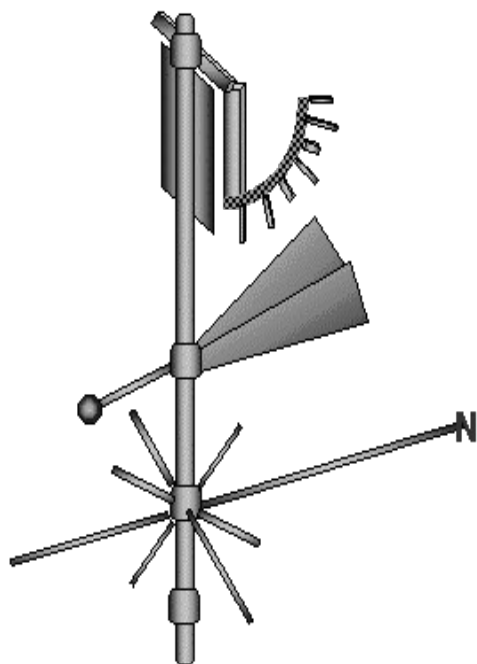
по-студени водни пространства на тази географска ширина. Над силно нагретите континенти се формират и области на ниско атмосферно налягане. Те са най-добре изразени през летния период в съответното полукълбо и могат да се разглеждат като области на екваториалната депресия с най-ниски стойности на налягането. В умерените ширини атмосферно налягане има по-добре изразени сезонни стойности. През лятото над континенталните части се образуват зони на ниско атмосферно налягане, а през зимата обратното. Над водните маси, които по-бавно приемат и отдават топлина, през лятото се наблюдават тенденции за повишаване на налягането, а през зимата за понижаване. В полярните области известни с по-ниските си температури, се наблюдава повишаване на налягането, по-добре изразено над Антарктида. Тези барични области оказват голямо влияние върху въздушните течения, времето и климата на огромни територии. Едни от тях са постоянни през цялата година - **Екваториална депресия, Субтропичните антициклони, Исландският и Алеутският минимум, Арктическият и Антарктическият максимум.** Други са характерни със смяна на вида на баричното си поле с настъпването на смяната на сезоните. Това са **Сибирският и Канадският антициклон, Мексиканската и Южно азиатската депресия, Средиземноморският зимен център** на ниско налягане. Баричните системи и въздушни маси се развиват в големи мащаби, но те могат и да съществуват и при месните условия в малки райони. Месните циклони се образуват най-често над силно нагрети континентални области, като непрекъснатото нагриване предизвиква издигане и разреждане на въздуха в подветрената страна на планините, образувайки издигащи се колони въздух в термиките.

## ВЯТЪР



Движението на въздуха се нарича **вятър**. Скоростта на вятъра се измерва в метри в секунди - м/с, или километри в час - км/ч. Понякога може да се измерва и във възли ( морски мили в час ), като 1 възел = 1,853 км/ч. Другата характерна особеност на вятъра е неговата посока. За дефинирането на посоката на вятъра се счита тази от която той идва към наблюдателя. Когато казваме че вятъра е западен, то под това се разбира че движението на въздуха е от запад на изток. Посоките на вятъра се означават с буквени съкращения и неговият азимут, тоест ъгъла между посоката на вятъра и географският север. За целта се използва специална скала, построена по 16 точки от хоризонта, наречени **румбове**.

В повечето метеорологични станции все още се използва **Ветромерът на Вилд**. С него се измерват скоростта и посоката на вятъра. Тъй като влиянието на земната повърхност върху скоростта на вятъра е много голямо, ветромерът се монтира на специална мачта на височина 10 метра.

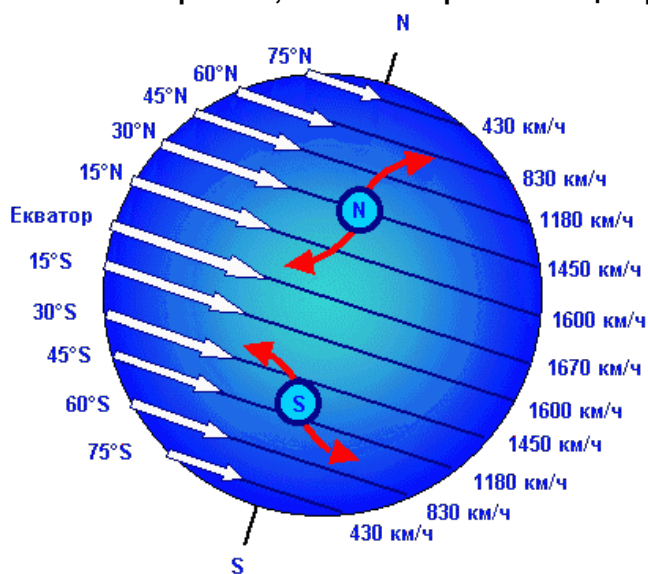


По съвременните уреди за измерване скоростта и посоката на вятъра се наричат **Анеметри и Румбомери**. Анеметърът представлява три или повече хоризонтално разположени полусфери, които се въртят около обща вертикална ос. С помощта на различни системи, въртенето се предава на регистриращата част на прибора, която обикновено е свързана с Анемограф, уред записващ скоростта на вятъра. На летищата се поставя т. нар. Чорап, представляващ ярко оцветен платнен конус с широк отвор опънат върху метален ринг, въртящ се свободно около своята ос. Конусът лови вятъра с широката си част и се обръща по неговата посока, като свободният заден край, показва посоката на вятъра. Визуална оценка за скоростта на вятъра може да се направи и с помощта на таблица, въведена през 1806 година от адмирал Бофорт.

Бал	Название на вятъра	Скорост на вятъра м/с	Външни признаци
0	Щил	0 – 0,5 ( 0 )	Димът се издига вертикално. Знамената и листата на дърветата са неподвижни
1	Тих	0,6 – 1,7 ( 1 )	Димът се издига наклонено и показва посоката на вятъра. Люлеят се отделни листа
2	Лек	1,8 – 3,3 ( 2,5 )	Усеща се леко подухване. Знамената се люлеят леко. Листата от време на време шумолят
3	Слаб	3,4 – 5,2 ( 4,5 )	Листата и тънките клони постоянно се движат. Високата трева и житата започват да се люлеят. Вятъра развява знамена и вимпели
4	Умерен	5,3 – 7,4 ( 6,5 )	Започват да се движат тънките клони на дърветата. От земята се вдига прах. По високата трева и житата пробягват вълни. Знамената се изпъват
5	Полу силен	7,5 – 9,8 ( 8,5 )	Клатят се клоните и тънките стволоче на дърветата. Гората шуми. Изпъват се големите знамена
6	Силен	9,9 – 12,4 ( 11 )	Клатят се дебелие клони на дърветата. Гората шуми. От време на време тревата и житата полягат на земята. Телеграфните жици бучат
7	Доста силен	12,5 – 15,2 ( 14 )	Люлеят се стеблата на дърветата, огъват се дебелие клони. Трудно се върви срещу вятъра. Чува се свистенето на вятъра около сградите и неподвижните предмети
8	Много силен	15,3 – 18,2 ( 17 )	Клатят се големите дървета, чупят се тънките клони и сухите съчки. Движението срещу вятъра се забавя. Шумът на прибоа на големите езера и морето се чува на големи разстояния
9	Щорм	18,3 – 21,5 ( 20 )	Наблюдават се неголеми повреди по постройките. Чупят се големите клони на дърветата. Отместват се леките предмети от местата им
10	Силен щорм	21,6 – 25,1 ( 23 )	Наблюдават се разрушения. Чупят се някои дървета
11	Жесток щорм	25,2 – 29 ( 27 )	Наблюдават се значителни разрушения. Чупят се стволоче на дърветата
12	Ураган	Повече от 29	Катастрофални разрушения. Дърветата се изкубват с корените си

## СИЛИ НА ВЯТЪРА

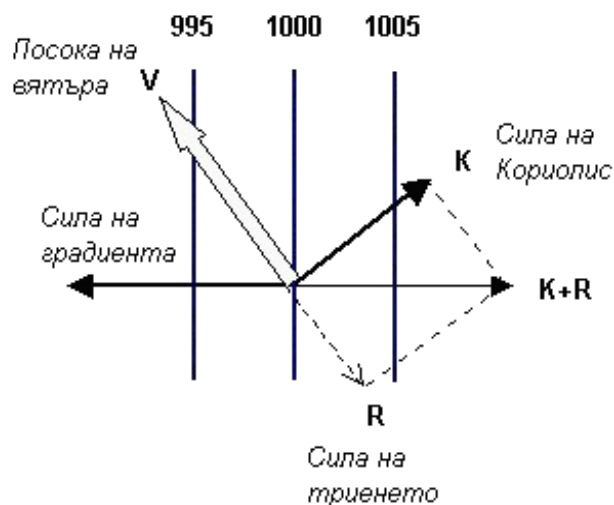
Разликата в налягането между различни точки по земната повърхност е основната и единствена сила за създаване на вятъра и е известна като **Сила на баричният градиент**. Измерва се като вертикалната разлика в налягането между дължината от 111 км. представляваща  $1^\circ$  от дължината на екватора. Силата на баричният градиент е насочена обратно на самият градиент на налягането, защото въздуха се движи от високото към ниското налягане. Големината и е пропорционална на големината на баричният градиент. Колкото по наблизко са разположени изобарите, толкова по-силно духа вятъра. Трябва да се отбележи че вертикалното спадане на налягането в сравнение с хоризонталното спадане на налягането, не причинява хоризонтално разместване на въздуха, защото се уравновесява от земното налягане. Със започване на движението, върху вятъра започват да действат и други сили, които го забавят и отклоняват. Това са **Силата на Кориолис, Силата на триенето и Центробежната сила**.



Със Силата на Кориолис се запознахме в раздела за циркулация на атмосферата, така че нека си припомним само че вятъра в северното полукълбо се отклонява на дясно, а в южното на ляво от посоката в която е тръгнал.



Когато движението се извършва по криволинейни изобари, възниква и Центробежната сила. Поради големите радиуси на баричните образувания, действието на тази сила е пренебрежимо. Нейната роля е съществена при такива явления, като смерча, торнадото и тропичните циклони (на снимката), при които скоростта на вятъра е голяма, а радиуса на баричната система малък. При настъпване на баланс между Силата на баричният градиент, Силата на Кориолис и Центробежната сила вятъра започва да духа по изобарите и се нарича Градиентен вятър.



Освен описаните сили в атмосферата, върху движението на вятъра оказва влияние и **Силата на триенето**. Тя е насочена в противоположната на вятъра посока. Големината и е пропорционална на скоростта, като на височина от 500 метра, скоростта на вятъра е 2 - 3 пъти по-голяма от скоростта на приземният вятър и зависи от релефа и гладкостта на земната повърхност. Затова силата на триенето над морето е по-малка отколкото на сушата. С увеличаването на височината, нейното влияние намалява, като на 1000 метра почти изчезва. При наличие на триене, балансът се осъществява между три сили, като Силата на баричният градиент се уравновесява от сумарното действие на Силата на Кориолис и Силата на

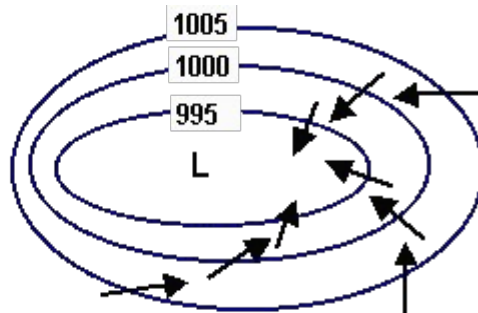
триенето. Тъй като силата на Кориолис е винаги перпендикулярна на скоростта на вятъра, движението вече се извършва не по изобарите, а под ъгъл към тях и отчасти се връща към посоката на баричният градиент. Ъгълът на отклонение от изобарите е толкова по-голям, колкото е по-голямо



триенето. Над морето той е около 15°, над сушата около 30°, а при пресечен релеф достига 45°. За това с отдалечаването от повърхността вятъра изменя посоката си ( силата на триенето намалява ) и на височина от 500 метра той духа с 30° по на дясно.

В извод на разгледаните до тук случаи следва известния в метеорологията **Баричен закон** за вятъра - **Ако застанем с лице към вятъра, областта с високо атмосферно налягане ще се намира в ляво и малко напред, а областта на ниско налягане в дясно и малко назад.** Това се отнася за северното полукълбо, а за южното важи обратното. Пряко следствие от този закон е поведението на времето над областите с ниско и високо атмосферно налягане. В района на циклона (област с ниско атмосферно налягане), вятъра се втича към центъра в посока обратна на часовниковата стрелка ( важи за северното полукълбо ), като по този начин големи маси от въздух се струпват в центъра на циклона. В следствие на това възникват възходящи движения, при които въздуха се охлажда, образуват се облаци и падат валежи.

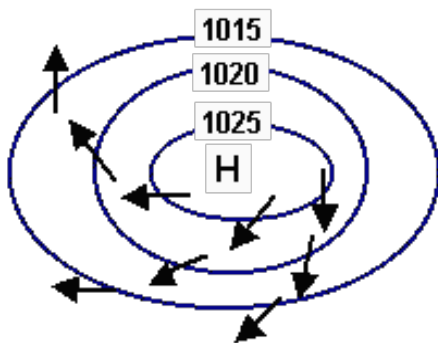
Скоростта на вятъра се увеличава там където изобарите са по-нагъсто



В района на антициклона се наблюдава разтичане на въздушните маси от центъра към периферията в посока на часовниковата стрелка. Тъй като вятъра се стреми да тече от високо към ниско атмосферно налягане, движението е от центъра на високото налягане навън във всички посоки. В централната част се образуват

низходящи течения и облачността се разпада. В следствие от ефекта на закона на Кориолис, вятъра се стреми да завие на дясно и след известен период от време той се завърта и започва да тече по линия на изобарите, като се превръща в Градиентен вятър.

### ПОРИВИСТОСТ НА ВЯТЪРА



Наблюдението на вятъра показват, че той постоянно променя своята скорост и посока. Тази негова характерна особеност се нарича поривистост. Причините за появяването и са две - динамична и термична. Динамичната е причинена от движението на въздуха в близост до земната повърхност и причинените от това завихряния или от триенето между два различни по скорост, температура и направление слоя въздух, при което на границата им се получава накъсване от силите на съпротивление. Термичната се дължи от неравномерното нагряване на земната повърхност и от протичащите от това явления - усилване скоростта на вятъра и т.н. При увеличаване скоростта на вятъра е доказано че завихрянията

на въздуха не се извършват постепенно, а скокообразно. Първото внезапно увеличение на завихрянията се наблюдава при увеличение на скоростта над 4 м/с. Второто внезапно увеличение на завихрянията във въздуха настъпва при надвишаване на скоростта от 10 м/с. Затова може да се каже, че първо увеличаване на завихрянията може да се наблюдава по задветрените склонове, а при скорост над 10 м/с - както на задветрените, така и на предветрените склонове. За **поривист вятър** може да се говори когато през последните 10 минути внезапното увеличаване скоростта на вятъра траещо от 1 до 20 секунди е по-голямо с над 5 м/с от средната скорост през изтеклият период. При много силни поривисти ветрове разликата между усилването и затихването на вятъра може да достигне 30 м/с. Внезапните изменения на скоростта на вятъра обхващат периоди с най-различна времетрайност, като средната продължителност е 5 секунди. Независимо от тези краткотрайни колебания в атмосферата се срещат и периодични изменения в скоростта на вятъра, появяващи се през периоди от няколко минути до няколко десетки минути. Те са свързани с появяването на термики. Освен това има и периодични изменения на скоростта на вятъра, които настъпват през период от един - два часа. Въздуха приема **турбулентно** ( въртеливо ) движение, след като срещне теренни или въздухообразни препятствия по пътя си. Препятствията, спиращи потока въздух се наричат **граповост на повърхността**. Размерът им определя първоначалната големина на турбулентните вихрушки. От съществено значение играе и скоростта на вятъра, като при слаби ветрове не се получава или се получава малка турбулентция. С увеличаването на скоростта на въздушният поток, се наблюдава и появяването на турбулентни вихри, като посоката на вятъра става променлива. Турбулентността на въздуха в близост до повърхността не е еднаква във всички посоки. В приземният

слой, хоризонталната компонента на скоростта на вихъра е много по-голяма отколкото вертикалната компонента. С увеличаване на височината, тази зависимост бързо намалява и на височина от 20 метра тя напълно изчезва, като турбуленцията се върти във всички посоки с еднаква енергия. Изменението на скоростта на вятъра е придружено и от чести промени на посоката му, като това средно е от порядъка на  $10^\circ$ , а в редки случаи може да достигне и до  $45^\circ$ . Често срещани завихрения на въздуха се наблюдават и в границата на инверсионните слоеве. Там, ветровата ножица съществува поради факта, че скоростта на вятъра често се променя с температурата. Най-често срещаното място за съществуване на турбуленция от ветрова ножица са топлият и студеният фронт. Турбуленцията в топлият фронт е максимална над фронталната линия и бързо намалява под нея. В студеният фронт турбуленцията може да бъде ивица с дебелина от стотина до хиляда метра и с изразен максимум в близост до земната повърхност. Ако въздуха, придружаващ студения фронт е силно нестабилен, може да възникне силна турбуленция в широки области с височина до 8 километра. Друг източник на турбулентност е статичната нестабилност на въздуха. Този процес се характеризира с тенденцията на въздуха да се движи вертикално, след като му е придадено едно първоначално издигане. Причина за възникване на турбуленция е че издигания се въздух притежава момент определен от плътността и скоростта, различен от момента на въздуха, през който се движи. Получава се обмен на енергия между две тела от въздух, в резултат на което се получават смущения в ламинарния поток на нормалния хоризонтален вятър. Турбуленцията, свързваща се с проникващата конвекция, по този начин може да съществува на височина от 600 до 1300 метра. Внимателното наблюдаване на естествените признаци е задължително при всички полети в поривисти и силни ветрове. Най-силни пориви на вятъра се срещат във въздушните пластове до 500 метра над земната повърхност. Основните причините за турбуленцията до определена височина са механични, а над нея - конвективни. От няколко сантиметра над водната повърхност, до 6 метра в открито поле, като могат да достигнат до 30 метра над постройки и високи дървета и до 300 метра над планините и хълмовете - това са механичните препятствия причиняващи значителна турбуленция при силни и поривисти ветрове. При проникващата конвенция основен фактор е нестабилността на въздуха, като съществуват много варианти през деня поради факта, че въздуха става по-стабилен, когато слънчевото нагриване на повърхността намалява. Най-голяма конвективна турбуленция може да се очаква късно сутрин и рано следобед, когато слънчевото нагриване е най-голямо. Обикновено вятъра достига максимум малко след пладне, а това показва че и механичните смущения също показват дневна вариация.

## ГРАДИЕНТ НА ВЯТЪРА

Тенденцията за намаляване и спиране скоростта на вятъра с приближаването до твърда повърхност се нарича **градиент на вятъра**. Причината за това явление е грапавостта на твърдите тела. Въздуха в близост до най-гладката повърхност се хлъзга толкова по-лесно, колкото повече се отдалечава от нея. Усилването на средната скорост на вятъра с увеличаването на височината играе съществена роля при всички природни ситуации. Тази тенденция важи както за не турбулентни условия ( гладка повърхност, слаби ветрове ), така и за турбулентни условия ( груба повърхност, силни ветрове ). Възникване на стръмен градиент на вятъра е възможно, ако в близост до земната повърхност съществува температурна инверсия. Това явление съпровожда най-често горещия стабилен въздух на летните топли въздушни маси. Силно нагриване на повърхността в нестабилни условия може да причини ефект, подобен на инверсия в стабилни условия чрез нагриване на въздушния слой близо до повърхността. Този балон може да остане стационарен за известен период от време поради повърхностното напрежение, независимо че въздухът се движи над него.

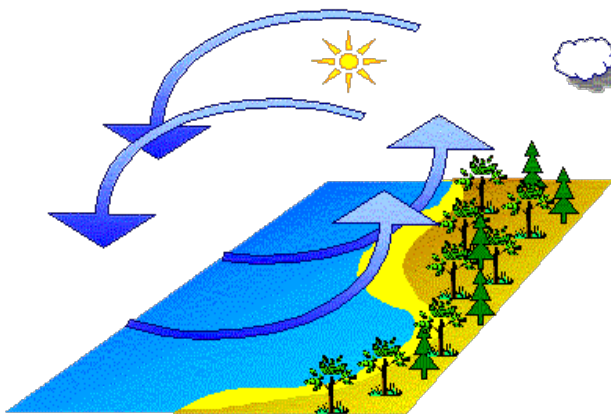
## ВИДОВЕ ВЕТРОВЕ

Вниманието в следващите редове, ще бъде насочено главно към възникването и ефекта от **местните ветрове**. Заедно с това как месните ветрове се наслагват върху ветровете от глобален мащаб, може да се добие пълна представа за вятъра, духащ над различни терени и на всички височини. Глобалните температурни контрасти **екватор - полюси** или **континент - океан** поражда общо циркулационните атмосферни движения. Наред с тях обаче под влияние на нееднородността на земната повърхност възникват по-малки въздушни течения с по-малки мащаби. Така месните ветрове могат да се разглеждат като локални смущения, наложени върху общата атмосферна циркулация. Термичният произход на местните ветрове се проявява по-добре, когато вятъра породен от общоциркулационните причини е слаб. В този случай температурните разлики между два съседни участъци от земната повърхност успяват да се предадат на въздуха и да се задвижат местните циркулационни системи. Основни техни представители са :

- Бризът
- Склоновият вятър
- Планинско долинните ветрове

Друг подобен вятър е **ледниковият**. Обтичането на планинските препятствия е причина за съществуването на някои характерни ветрове, наречени **орографски**. Най-важни техни представители са **Фьонът** и **Бората**.

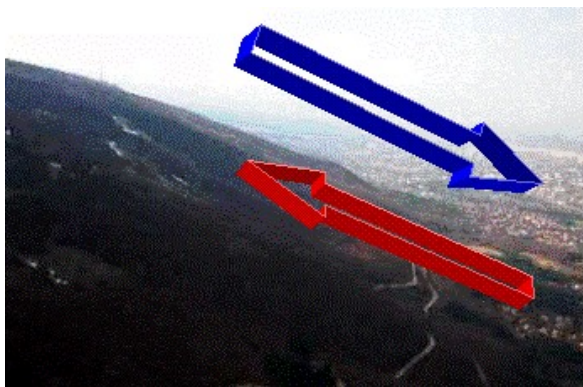
### МОРСКИ БРИЗ



Морският бриз е постоянен местен вятър появяващ се най-често през лятото в близост до морските басейни. Той е най-добре изразен при слънчево време, когато температурната разлика между водната и земната повърхности е най-голяма, като са възможни стойности от порядъка на 17° - 28° С. Поради по-бързото нагряване денем, температура на сушата е значително по-висока, а през нощта по-ниска от тази на водата. Разликата в температурите между двете различни повърхности води до разлика в плътността на въздуха в близост до тях, а от там и до разлика в налягането. През деня атмосферното налягане над водната повърхност се повишава и потокът от сравнително

студен и влажен морски въздух започва да се движи към областите с по-ниско атмосферното налягане, разположени над сушата. Сутринта към 9 - 10 часа с увеличаване на температурата в следствие слънчевото нагряване, започва незначително движение, което се усилва и достига своя максимум в най-топлите часове на деня. Височината на потокът идващ от към морето може да достигне 250 - 400 метра, в дълбочина до 50 километра навътре в сушата. В по-голяма височина се установява обратен по посока въздушен слой с което се затваря циркулационния процес характерен за морския бриз.

### СКЛОНОВ ВЯТЪР



Причините за възникване на склоновият вятър са подобни на тези при морския бриз и има същата периодичност. На огрените от слънцето склонове на планините температурата на въздуха се повишава повече, отколкото на същата височина, но далече от склона. Този топъл въздух започва да се издига нагоре по склона, както при конвекция, при което се засмуква въздух от долината. На освободеното място се спуска въздух от атмосферата далече от самият склон. През нощта въздухът близо до склона изстива по-бързо и започва да се стича надолу, а на негово място постъпва по-топъл въздух от свободната атмосфера. По този начин посоката на циркулацията се обръща. В района на София склонов вятър се наблюдава в полите на

Витоша и южните части на града. По-силен е нощният вятър поради северното изложение на склона, като привечер хладният въздух се спуска със скорост от 2 - 4 м/с.

## ПЛАНИНСКО-ДОЛИНЕН ВЯТЪР

Много по-сложна е циркулацията на въздуха в планинските долини. Може да се разгледат



няколко отделни фази на денонощният и ход. Сутрин, след като слънцето започне да нагрява долината, затопленият въздух движейки се настрани, среща наклонените стени на долината и тръгва нагоре по наклона. Към пладне се развива и възходящият долиннен вятър, като възходящата тенденция достига своя максимум рано следобед. Долинните ветрове рядко достигат скорости, подходящи за реене. Обратната склонова циркулация възниква рано привечер, обикновено един час преди залез слънце. Намаляването на силата на слънчевото греене води до изстиване на земята и въздуха в близост до нея. Този студен въздух постепенно забавя долинния вятър, а след това обръща посоката му и започва да се стича към дъното на долината. През нощта охлаждането продължава и вятърът се увеличава надолу по склона и достига своя максимум някъде към полунощ. С настъпване на утрото планинският вятър намалява силата си заедно с нагряване на долината и накрая умира за да бъде заместен от долинния вятър, като по този начин се затваря денонощният цикъл. Трябва да се отбележи, че сутрин духащият нагоре по хълма вятър започва първо да се усеща на върха ( слънцето първо огрява върховете ) и постепенно се спуска все по-надолу по хълма заедно с усилване на нагряването. Както при бриза и тук може да дойде с леки полъхвания в зависимост от това, как измества на етапи духащият надолу по склона вятър. Обратно, духащият надолу планински вятър първо се появява долу в полите на планината ( те първи потъват в сянката на залеза ) с настъпването на вечерта. Това, разбира се означава, че долинния вятър умира последно на върха на планината. Дебелината на потока на долинните ветрове е от порядъка на 50 - 100 метра, докато планинските обикновено образуват пласт с дебелина от 5 - 6 метра. Планинските ветрове са по-слаби от долинните, тъй като се затоплят от компресията, когато падат надолу и превръщат кинетичната си енергия в потенциална. Долинните ветрове са по-силни по склоновете, които са насочени директно към слънцето и то особено през лятото. Планинските ветрове са по-силни през зимата. Интензивността и вертикалният обхват на планинско долинната циркулация зависят от размерите и ориентацията на самата долина, от стръмнината на склоновете, от устойчивостта на атмосферата. Както казахме по-горе, долинните ветрове се развиват най-добре през топлото полугодие, в дни с малка облачност и неустойчива стратификация на атмосферата. Изнасяйки влага към по-високите части на планините, те стимулират образуването на облаци над тях. Ето защо много често в следобедните часове през лятото над планините се образуват мощни купесто-дъждовни облаци и падат валежи, а честотата на

гръмотевичните бури е много по-голяма, отколкото в равнинните райони.

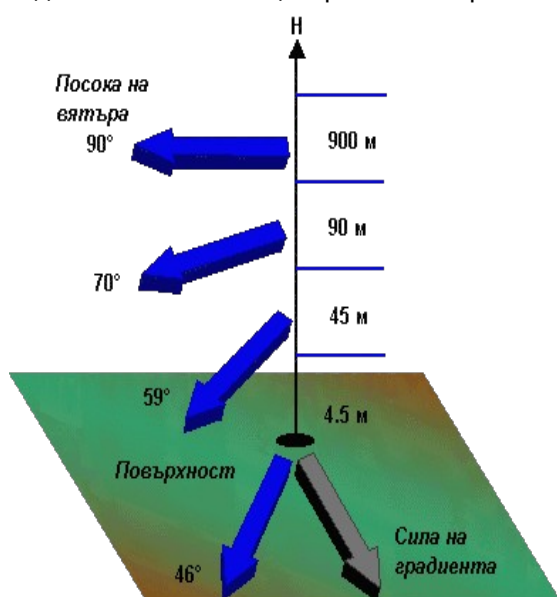
## ВЯТЪРА ВЪВ ВИСОЧИНА

В този раздел ще се опитаме да разберем характера на вятъра във височина, като започнем от земната повърхност и стигнем до височината на тропопаузата. В посочения диапазон, с набиране на по-голяма височина, вятъра непрекъснато увеличава своята скорост, достигайки до границата на тропосферата. На височината на тропопаузата може да се срещнат и **струйните течения**, характерни с високата си скорост - до 300 км/ч. Над тропопаузата вятъра започва да намалява своята скорост с увеличаване на височината. Движението на баричните системи и атмосферните фронтове определя и общата циркулация на ветровете. Както знаем от раздела **Сили на вятъра**, въздушните маси се движат от областите с високо атмосферно налягане към тези с ниско. Поради **ефекта на Кориолис** след известен период от време траекторията им се изкривява на дясно, така че посоката на вятъра не може да следва точно изобарите. Като се прибави и действието на повърхността ( Силата на триенето ), то в приземния слой вятъра ще се отклонява с още 10° - 45° в зависимост от характера на повърхността - вода или хълмисти области. Този напречен на изобарите поток е по-голям през зимата и в по-високите географски ширини, където по-плътният въздух създава по-голямо повърхностно съпротивление. С увеличаване на височината над земята, вятъра изменя своята посока по посока на часовниковата стрелка, като параметрите му са дадени в таблицата по-долу:



Височина ( метри )	Скорост ( км/ч )	Ъгъл на вятъра
4,5	2,4	46°
9	4,7	48°
18	9,2	49°
45	18,8	59°
90	31	70°
180	34,5	85°
360	32,4	91°
540	32,2	90°
900	32,2	90°

Взимайки в предвид циркулацията на вятъра във височина и тази от приземните барични системи, можем да си създадем представа за общата циркулация на движението на въздушните маси. С увеличаването на височината, вятъра ще се усилва достигайки горната граница на слоя на триене, където постепенно ще променя скоростта си до тропопаузата. Същевременно посоката му ще се променя, докато достигне до слоя на свободният въздух,



над слоя на триене, където с увеличаване на височината ще приема посоката на духащите в горните слоеве ветрове. Взимайки предвид преобладаващите в средните ширини западни ветрове, то духащият на изток приземен вятър ще се завърти напълно на 180°, за да се слее с духащите във височина ветрове. Както обикновено се случва, източните ветрове по нашите географски ширини са придружени от атмосферни фронтове, ножичен вятър и коренни промени в посоката на вятъра. Когато наблюдаваме движение на въздушните слоеве във височина в две напълно различни посоки, можем до голяма степен да прогнозираме приближаването на фронт. В този случай може да се очаква силна турбуленция на границата на въздушните слоеве.

В пряка зависимост се намират и духащите във височина ветрове и денонощната циркулация на вятъра в приземните слоеве. Както повечето от Вас знаят, заедно с напредването на деня вятъра става по-силен, а с приближаването на вечерта започва да отслабва. Това се

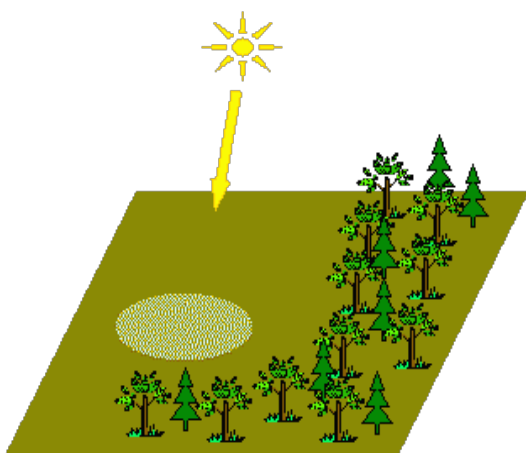
случва независимо от ефектите на морският бриз, долинните ветрове и другите месни смущения. За изключение може да се приеме че вятъра не отслабва през нощта, когато наблизо преминава атмосферен фронт. Нека да приемем че във височина, в умерените ширини, вятъра преобладава от запад и поради баричен дисбаланс се движи с добра скорост. С увеличаването на топлината получавана от слънцето през деня, започва обмен и движение на въздуха във вертикално направление. В резултат се получава пренасянето на по-високите скорости на вятъра от височина към земната повърхност. Вечер, вертикалното движение на въздуха намалява и вятъра от височина утихва. От което следва, че по-топлите часове на деня, т.е. по-пладне, предразполагат и за по-силни приземни ветрове. Към посочените случаи трябва да прибавим и влиянието на местните ветрове. В зависимост от силата на движението на основната въздушна маса, предизвикано от баричните системи, може да се окаже доминиращ източник на вятъра и месните ветрове да бъдат минимални или въобще да не съществуват. Понякога комбинираното действие на месните ветрове с основният



въздушен поток може да предизвика появата на силни пориви на вятъра. Тъй като месните ветрове духат по-интензивно само в определени часове на деня и са достатъчно силно свързани със слоя на триене, то при тях Кориолисовият ефект почти не се проявява. В други случаи в дни със стабилни условия се появяват полухоризонтални движения в посоката и скоростта на вятъра. Тези потоци се предполага че са в резултат на голямо мащабни вихри, достигащи до 15 км., и с продължителност от 5 минути до няколко часа. Директната причина за възникването им е неизвестна, но се предполага че са в резултат на хоризонталният градиент на вятъра и теренните условия. Честата промяна на посоката на вятъра, понякога достигаща до 45° - 50°, както и появата на силна турбуленция от местните препятствия до голяма степен затруднява полетите в такива дни.

## ТЕРМИКА

Образуването и издигането на термиките зависи изцяло от слънцето. Слънчевите лъчи нагряват земята, а тя от своя страна нагрява прилежащият въздух. Както знаем от предишните



материали, въздуха не е добър проводник на топлината, така че първоначално се нагряват най-близките 50 - 100 сантиметра над земята. Ако има подходящи условия, този въздушен слой става по-топъл от въздуха над него, откъсва се от земята и се издига като хелиев балон. Тази маса от издигащ се топъл въздух се нарича Термика. За да разберем по-добре механизма на хоризонталното движение на въздуха, нека си припомним за адиабантния процес. Когато определен обем топъл въздух се формира над повърхността, по-студеният въздух намиращ се над него, се спуска надолу като оказва известно налягане на по-топлият въздух ( студеният въздух притежава по-голямо налягане от топлият ). С продължаване на нагряването, обема топъл въздух се разширява до като неговите сили се окажат по-големи от повърхностното съпротивление и гравитационните сили и го повдигнат от мястото му. При този процес,

студеният въздух заема моментално неговото място с което подпомага неговото издигане. Това може да стане от всички посоки, като в случаите когато има силен вятър, посоката се променя малко и могат да се получат силни пориви свързани с внезапна промяна на скоростта на вятъра. Поривите, които усещаме в топъл слънчев ден, много често са причинени от внезапно втурване на въздуха, щом се освободи термика. Първоначално термиката започва да се издига като балон от по-топъл въздух, в сравнение с въздуха който я заобикаля. С увеличаване на височината, термиката набира скорост докато силите на изплаването се уравнили със силите на съпротивлението. Термиката в началото на издигане се свива, докато приеме сферична форма, след това започва да се разширява с постоянна скорост с набирането на височина. Поради непрекъснатото смесване на въздуха на термиката със заобикалящия я въздух, тя започва да забавя скоростта си с увеличаването на външната си повърхнина. Достигайки до определена височина, въздуха в термиката много често кондензира и образува типичен облак - **кумулус ( Cu )** или престава да съществува, след като тя окончателно се е смесила и размила със заобикалящият я въздух. От своя страна образуващият се облак започва да се развива, стабилизира и разпада, след като създамата го термика престава да съществува. Вятъра може да бъде причина да не се образуват големи, силни термики, като ги откъсва преди да се е нагрял твърде голям обем въздух. Фактически силният вятър образува приземен турбулентен слой, който непрекъснато размества въздуха. В резултат, много плитък слой от приземният въздух се нагрява, тъй като вятъра ускорява откъсването на термичните балони. В такива дни преобладават малки и слаби термики, които са на по-малки интервали. Обратно, в дни с умерени вертикални движения на въздуха, могат да се очакват по-силни и големи термики. От съществено значение е и площта върху която се образуват термиките да е добре защитена от вятъра. Върху такива "закътани" от вятъра места, може да се очакват по-добри термики, поради факта че вятъра не спомага за по-ранното им откъсване.

## ИЗТОЧНИЦИ НА ТЕРМИКАТА

Възникването на термиките е пряко свързано с интензивното нагряване на земната повърхност, като единственият постоянен източник на този процес е слънцето. За това периода от средата на предобедата до средата на следобедата е най-благоприятен за зараждане на голямо количество термики, макар че те понякога продължават да се издигат и през нощта. Характера на земната повърхност пряко влияе за изменението на температурата на приземните въздушни пластове, където се образуват термиките. Може да се очертаят две основни групи повърхности с

различни и коренно противоположни топлини свойства. В първата група се включват тези повърхности, които бързо се нагряват и започват да отдават топлина си на околния въздух, но и бързо изстиват след залез слънце. Към тях принадлежат сухият пясък, каменистите местности, паважът, чакълът, кариерите, сухата разорана земя, сухите буренясаля полета, узрелите житни ниви и други голи места. За тях е характерно че имат малка собствена топлина, тъй като се нагряват само най-горните им пластове. Поради същите причини те изстиват също така бързо след изчезване на слънчевото греене. Втората група земни повърхности се отличава с по-бавно нагряване през деня и по-бавно изстиване през нощта. Тук се включват зелената растителност, влажният пясък, влажната земя, мочурливите места и водните площи. Те поемат голямо количество топлина, но поради това че тя прониква в дълбочина, се нагряват по-бавно, както и по-бавно изпускат поетата топлина. Освен това изпарението на водата води до охлаждане на повърхността, което още повече възпрепятства отделянето на топлина от тях. В този смисъл растителността остава относително по-студена поради факта, че листата представляват огромна повърхност, която слънцето трябва да нагрее. Ето защо широколистните гори поради по-голямото съдържание на влага са с по-малки изменения на температурата, отколкото иглолистните гори. Снежната покривка притежава различни свойства от тези на до тук посочените земни повърхности, така че трябва да бъде разглеждана отделно. Характерът на нейните качества не позволява даже и при слънчево време, температурата ѝ да надхвърли 0° С. По-голямата част от слънчевите лъчи директно се отразяват от нейната повърхност, като кристалите от която тя е изградена играят ролята на огледални рефлектори. Останалата част от слънчевата енергия се изразходва за топенето и изпаряването на снега. За това над повърхност със снежната покривка няма възможност да се натрупва голямо количество топлина, както и да се образува по-значителна разлика в температурата на въздуха.

Поглъщане на слънчевите лъчи от различни видове земна повърхност			
Вид на земната повърхност	Процент от отразените лъчи	Процент от погълнатите лъчи	
Снежна покривка	70 - 80	20 - 30	
Влажна пръст	8 - 9	91 - 92	
Поляни	10 - 33	97 - 90	
Суха пръст	14	86	
Камениста местност	12 - 15	85 - 88	
Вода	Издигане на слънцето на 47°	2	98
	Издигане на слънцето на 5°	71	29

Термиките се образуват в резултат на издигането на въздуха, който е по-топъл от околната среда. За пораждането им е необходим първоначален импулс. Такъв импулс може да бъде хоризонталната разлика на температурата в близост до земната повърхност. Той обикновено се появява над повърхности с различни термични свойства, като например между пясъка и водата, които имат различни свойства през деня и през нощта. Друга причина за появяването на такъв импулс може да бъдат и сенките, хвърлени върху земната повърхност от група дървета, облаци и др. В незасенчените места не само има пълно нагряване на земната повърхност, но те допълнително се увеличават с 40 % вследствие на отразяването на слънчевите лъчи от повърхността на облаци. Географската ориентираност и различните ъгли под които са наклонени планинските склонове по отношение на слънцето, също допринасят за създаване на подходящ импулс. Нагряването на земната повърхност е толкова по-силно, колкото по-отвесно падат слънчевите лъчи и склона има по-южно изложение. В допълнение трябва да кажем, че термиките се появяват по-лесно на по-големи височини, защото там околната температура е по-ниска. Хълмовете и планините се стремят да бъдат термични колектори, тъй като те стоят на пътя на отнасяните заедно с вятъра термики. Ако дадена термика се издига бавно или вятъра е силен, тя няма да успее да се издигне над хълма преди да е отвята към него и ускорена на горе от нормалното склоново подържане. Когато дадена термика се движи към хълма, тя

може да се обедини с други, които са възникнали по-близо или по-далеч от него. Поради тази причина общата сила на термиките може да бъде много по-голяма на хълма, отколкото над долината. Често при образуването на вертикалните течения едновременно оказват влияние няколко причини, които взаимно се отслабват или усилват. Някои фактори, пораждащи термики действуват непрекъснато на едно и също място, като на пример предветрените склонове на хълмовете и планините.