

因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係(下)

M. A. Baldit 著 曹淦生譯

三、森林、湖沼上空之飛行

⊙ 森林上空

天氣晴朗之日，在適當廣大森林上部之空氣，常較其單獨圍繞之無植物乾燥地面上部者為冷。故森林與鄰近地區之間，發生一空氣變換現象，與造成海風者相同。蓋空氣由森林流入受太陽輻射而較熱之地區內。如此空氣在各方面作用，即知森林地面上之空氣由中心出發分向各方向散流時，則必須有一下降氣流接替流出之空氣量。此項循環，倘森林之面積較其所圍繞而發生強烈的對流之地面面積為廣大時，所引起空氣垂直流動之速度可能甚小，不易察覺。

當有經常之風，由一固定方向吹送而推過其局部微風作用時，則在無植物地面上受熱而由風挾帶之空氣團，一經流至林地上，則變冷。於是空氣體積收縮而成相當之厚層，而此縷縷氣流之緊縮有如一輕微之空氣下降運動，由此或其他原因所發生之下降運動，飛機之駕駛員，及自由探空氣球，均會遇及。故應視之為真正之空氣下降，惟關於後列氣球情形，則因其內裝氣體受溫度而膨脹之作用，頗形複雜。

在森林上之空氣層中溫度較低，蓋因森林上部平面處之溫度較低，且因空氣急劇紛擾，使此溫度傳至上面。

圍繞於樹木頂部之空氣，其溫度所以較低者，原因有二，首因植物之強烈蒸發吸收大量日光熱，次因樹葉之強烈輻射作用於較本身為大之面積上，使其不能得較高之溫度。故樹葉之溫度僅較空氣略高。尚有一附帶原因，即為樹木吸收太陽熱能以為植物體變化之需。其所作用並為冷卻主因之蒸發現象，非但由於樹葉本身之蒸散作用，且由於森林所收存之水（如霧、霜、露等之水份）之蒸發。

在有樹木之地面上，不可能有空氣受熱之現象，而不毛之地或沙質地上受整日強烈日光熱而發生之現象不同，後者適可造成空氣之運動。

關於森林空氣變冷之另一原因，在若干區域內及一年中特別季節中，通常在春季，尤為顯著。此處可以一提。在冬季落於綠樹森林之積雪，因日光被遮蔽其溶化甚慢，而須延至來春。此項積雪可保持一二月之久，在此時期內能引起空氣溫度之反常變化。

在與林地相接大氣中相對寒冷之空氣，因森林上空空氣之急劇紛擾而向上傳播，一極強之紛擾有雙重作用。此強烈之紛擾將下層區域之低氣溫迅速移至高層氣流中。一熱氣流在森林上部通過，一與接觸即行冷卻，則空氣之紛擾愈強，空氣層愈厚，其溫度之降低愈速。在空氣之紛擾極微或等於零之情形，空氣冷卻之範圍亦限於數公尺之高度，而此時氣流於將達森林時，即流動他去。

森林上空氣溫度之減小，足以引起雲幕下降與霧之組成，此為森林與飛行特別有關之二種作用。

當空中有連續之雲層浮於飽和水汽空氣團之上時，則因溫度微降，每使此項潮濕空氣變化成雲，而雲層之厚度因下降而增加。此即上述關於森林上空因溫度降低所造成之情形。

於林區上空所成之霧，可能因將近水分飽和點或已達飽和之熱空氣，於森林地面冷卻而凝結形成。此謂之平流霧。有時因該項濕空氣團當平靜之天氣情況下，存留於林區上空後，溫度漸次降低亦可能形成。此謂之輻射霧。此種霧類多於夜間形成，日間受日光之熱消散甚速。再者濕而冷之空氣停在森林上空與濕而熱之氣流混合，亦能發生暫時凝結狀態，惟此類凝結現象，僅能於冷空氣排開時始發生。

常見雨後有朶朶層雲浮於森林中之樹木上。此類層雲尚有相當之恒久性，則能變成碎積雲，如為數無多，則對於航行尚無大碍。但遇有大量發現時，則能見度即轉劣而有碍於航行。但須知吾人飛行於森林上空，雖無雲霧存在，惟因林區本身水蒸氣之不斷作凝結變化，而造成一片烟霧迷漫之景象，亦常感能見度之模糊不清。

⊙ 湖沼上空

在廣潤之水面上，或在森林及卑濕地上部，空氣在日間恒較乾燥或不毛之地面上者為冷。蓋因各該地區含有濕度與冷度之特性所致，且亦為最易成霧地區。霧可能由下列各種原因形成：即輻射、混合及平流是也。

1. 輻射——在平靜之天氣，停留於湖泊上潮濕而冷卻之空氣，因夜間輻射作用而降低其溫度（設水之同樣輻射來消耗此損失之熱量），俟超過露點，水氣即行凝結。所成之霧，通常在日間甚難持久，每於晨間出現，一受日光之熱在中午前即消散無踪。

2. 混合——流動於湖泊上空之冷空氣，有因冷卻程度不足，不能達到露點。此時倘有已達飽和點之熱空氣徐緩被挾帶於廣潤之湖面上，與前者相互混合，亦能成霧。

3. 平流——熱空氣層與冷水面接觸，或冷空氣層與溫水面相遇後，均可以促成霧之發生。此兩種成因，以前者情形較為遲緩，而僅在廣大之湖面上發生某種厚度之凝結狀態，蓋因濕而熱之空氣因凝結所需之冷空氣，僅能被空氣之紛擾作用向上推動，故其進度極緩。至後者之成因，較有實效。空氣與水之溫度相差愈大，則水之蒸發愈速，而水氣立即凝結。此時水面上呈烟霧繚繞之現象。形成之霧，成碎層雲或碎積雲之狀被引至地面，其對航行一般並無障礙。當冷氣持續並已有一層低雲存在，則霧於一定方向之重重堆積，能使雲與地面間之地平線阻隔不見。於是引起雙重不利之情形，蓋此時於能見度之外，且有意外降落危險區之存在。

此外，吾人觀察遼潤之湖面為崇山峻嶺所圍繞，而空氣流動無寬大之出路時，則冷空氣於高山下降會流於湖面上，而將熱空氣排至上方。

輻射或平流作用不一定形成霧層，但通常與冷空氣與熱空氣之分界面，有一層層雲生成，在飛行員視之，此項層雲實際與霧無異，因其高度常甚低。（僅離水平五十或一百公尺高）。且因其平面上有溫度逆增現象，故該項層雲之形成極為穩定。此種情形歷時甚久。飛行員倘欲降落於此層雲之下方，須先確知該雲層以下之高度為若干，或其下有無霧之存在等，以策安全。

吾人在湖泊、池沼上空中所觀察之逆流，係由土地性質之急劇變化而造成者。因該區受熱反映發生氣流之昇或降運動，而對流愈強，水之溫度愈低，此項運動愈劇。該項逆流常發現於湖邊，但有時水面上有急速下降之氣流（下降空氣柱），則逆流為此項氣流吹至相當遠之距離，而使水面呈波動現象。

四、工業區上空之飛行

⊙ 工業區上空

飛機飛行於工業區上空，其唯一所受之影響，即為能見度之減弱。蓋飛機上所得之能見度，與地面氣象台所測定者不能適合。因飛機上所測得之能見度，其清晰之視距，視飛機下部大氣中所含之煙塵量而定，而此視距不能在地面上任何氣象台以精確簡單之方式測之。烟與霧之密度普通甚小，不足以掩蔽飛行區域，但有時亦能使飛機觀測之目標或航線視距模糊不辨，使航行不無困難。

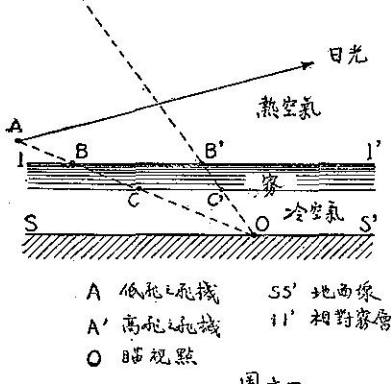
能見度之最大減低，係因停留於其上一熱氣層極上方堆積塵煙所致。空氣與煙之混合物具有兩氣層密度之中間密度。此混合體向四面散播，並呈暗淡不透明之顏色。此霧帶吸收大量日光熱膨脹變輕而上升至相當高度，而於夜間又復下降。風靜之日，吾人常見地面上有該項濃霧出現，播散至於各種不同高度之上空，而分佈成水平層。

前項霧帶，由垂直透明而視之，頗不易見，但從其截面或斜面觀之，則甚清晰。霧帶因散佈之不規則使垂直能見度隨之而變化。若干航空員有時見到於某種高度之能見度甚佳，再高數百公尺，則能見度較劣，僅在中等情況。其原因尚未明瞭。調整飛機之高度時，可以無困難的越過濃烟密霧之地帶。

當逆增現象存在於相當高度如一千公尺至二千公尺時，則烟塵之集聚於此逆增層者，對於航行，尚無大障礙。此時飛行員飛行於其下，可得一相當良好之能見度。惟如此項逆增層甚低，如在冬季所常見者，其高度有時為二百至三百公尺，且若其所被覆者為崎嶇不平之地區時，飛機應航行於該層之上，因而甚感不便。此時須注意當吾人上昇至此霧層之上應隨時覓求良好之能見度，因光線之射程過於垂直透入烟霧之中。故飛行員宜取適當之高度，以圖改善其能見度。

視線傾斜為飛機於雲海上面能見度減弱之一主要原因：（如圖十一）。此時有一嚴重之情形；即日光在瞄視點之上不太高，受此種照耀之影響，該瞄視點有時竟全不可見。

工業中心區上空，因烟塵迷漫，故大氣常呈黝暗不明之景象，但此非僅因烟霧之本身飛散天空使然，而尚因霧或雲使此固體粒子附着有以致之。若干工廠之散放於空中之氣體凝結其水汽，亦呈相同之作用。蓋因灰燼中尚有一部份未燃燒完全之炭分，而為具有吸濕性之物質，有利於凝結作用，而其所含之油質，則能阻碍蒸發。此種核粒能持續甚久，而造成空中昏黑狀態，因其發生所在城市風之吹動，而迷漫至相當大之範圍。即微風之拂動，亦能使此種性質之霧，自發動點起，蔓延至十公里以外之距離。



圖十一

C. K. Douglas氏曾於飛機上作詳細之觀測，並攝有照片，據稱：雖當烟在近地面處厚度並不大時，其蔓延之範圍與距離仍可能甚廣。倘其厚度在幾哩時，則在距發源點至少為三百哩（四八〇公里）處仍可查覺之。

Louis Besson 氏關於法國巴黎及其四週市郊上空所呈之暗淡現象之研究，曾示在括西風時光亮直接或間接因城市烟塵之影響，而消失之程度為每距城十公里，消失百分之二十。同樣於一九一五年至一九一九年間，巴黎因戰爭而工業生產劇增，空中烟氣之迷漫程度，隨工業活動而比例加劇。吾人可以斷定此項烟霧之所以形成，蓋係由於質劣之煤炭燃燒不完全，發生多量之烟向空中冲冒，造成黑暗不明之現象。

本節所論述各項，與航空在各方面均有密切之關係。而於都市附近機場之選擇，尤為重要。因源於城市中之烟霧，對於基地之利用，常生莫大之影響。

五、丘陵地區上空之飛行

丘陵區域上空

平原地上雖然不甚高之連串隆起，對於天氣亦有各種之影響。丘陵可能使雲幕低降，使雲層幾與丘頂密接，而不能顯示其通常高度。此為吾人對於山陵所知之現象。今假定於雲層之下，為一飽和之氣層，氣流線路受丘陵影響自某高度之平面升起，在此層以上之空氣層則絕熱冷卻，而水汽凝結將其自身之厚度併於原有之雲層。當下層空氣尚無雲量時，如該項氣層已達飽和或將近飽和，則空氣之上升尚可能造成凝結現象。在多林之丘陵地區，其處空氣在許多情況常較濕，後者之作用常有發生。在此等特殊情況下，亦必能造成或增加極多之雲量。

有時高度雖不甚大，但對兩疊合氣層之混合尚有有利之作用。倘有一不連續而將在下之冷空氣層與在上之熱空氣層分隔為二；而兩方面空氣均甚潮濕，則混合可能形成高層之霧或層雲。倘兩氣層中僅一層甚為潮濕，則混合作用能引起雲之凝結。但如過熱氣層含濕氣甚大，則該項凝結，愈易發現。此種混合為空氣擾動所生之影響，此空氣之擾動視丘陵對於周圍平原之相對高度而定，但在多樹木之山坡，此種影響亦多有之，一多樹之山坡所發生之作用甚大。總之，吾人於各種情況下，如遇狂風在與丘陵或垂直方向襲來時，則應注意空氣之顛簸程度必受山風而增劇。

吾人於丘陵不毛之地區內，亦能遇及熱空氣的熱流現象。而在熱空氣旋渦一節中，已讀悉關於高僅數公尺之積沙小山，受日光蒸熱後，足以引起氣流之垂直運動。當一水流由相似之高度流至其同為一片灌溉之草地或潤濕土地之山麓以保持土地之清涼時，此向上之回流在該地面上循自然之路而成一閉合之循環，為一種依橫軸旋轉之緩慢旋渦現象。

六、由平原地往山地之飛行

由平原地往山地上空之飛行

吾人前所論及關於山勢起伏影響各點，已足以指示飛行員自平原地帶飛往山區時所應注意之事項。惟對於上述天氣驟變所引起之擾動現象與特種情形，而為飛行員當位置迅速改變時所可能遭遇者，則尚有數點需要補充。

Bjerknes 氏對於冷面與熱面所提示之概念，實為一最好之原則，可資借鏡，以為解決飛行時各種複雜與困難情形之南針。倘吾人對每種特殊情形逐一加以研究，則見其實情而甚饒趣味焉。

今假定熱面流向一山巒，此行於熱氣流前面之冷氣流，與山作碰撞之勢。一部分空氣從另一側流過，另一部分則陷於靜止狀態，處於其上之熱空氣，即從其面上滑過。吾人可想見此時風上昇之情況，不再只是山之本身者，而受冷空氣作用之相當影響。且山巒影響之高度亦變化而減弱。再則受風力之旋渦地區亦因此而轉變。所應注意者，即上項為山所阻之一角靜止狀態之冷空氣，形成一無旋渦之靜空氣區域，可以為飛行員所利用。倘遇強烈之熱風，而其方向與航路相對，或其震動甚劇時，則飛行員應速躲避，而航行於此下層之空氣中。

對於冷面以與高山平行之方向行近該高山之情形，尤應加以注意。當冷面於平原地上空氣流動時，冷空氣每逐熱空氣於其前，如此所生之氣流上昇運動，遂促成暴風或旋風。如平地直達山地，熱空氣將夾於一側為冷空氣，另一側為山巒之間，其所發生之上昇運動較暴風或颱風為尤劇。故於颱風線一經發現，應即詳密觀察天氣在此種情形下常遇之極度擾動。

幾年前法國里昂曾舉行一次氣球觀測，因鑒於當時之天氣，大有颱風或暴風雨襲來之象徵。故特於里昂之西，設有多數氣象台從事嚴密之觀測。但待至十七時尚無暴風雨降臨。在里昂，風掠過地面而向西或北西吹至相當高度，表示其地面上之氣象情況已趨良好。其時僅聞在 Puy 地方起了一陣低弱之雷聲。未幾，一陣短驟而相當強烈之暴風雨向里昂襲來。此即因受與阿爾卑斯山地接近之羅納河平原地區所引起空氣弱小擾動之增強的影響，而所聞之雷聲，蓋即發自此種擾動也。

七、在山與山谷上空之飛行

在山與山谷上空之飛行

凡遇山巒起伏，山峯聳立，或深邃山谷及冰川，則飛行員在其上空航行，最感困難。

飛行於叢山上空，其特別危險之境遇為經過山巔之上或遇山頂上之風，以及在山谷間之飛行與降落。

在山巒上，風之速度增強甚多，但如此風力呈有規則之增強時，則並無危險。其危險則在旋渦區域內，此旋渦區因多重山嶺之陰風而擴張，而相當於氣體動力學上氣流線之分帶區。倘山巔成一伸長之形式，而風向與山頂線作垂直時，則所生之作用尤甚。

但欲衡定此紛擾區域高度之所在及其範圍，殊不可能，因其隨每一特殊情況而變。不但與山之側面位置有關，且因風之速度及其他連帶因素如日光作用及山坡上被覆物之性質（樹木青草岩石等）等而演變。即欲預知所生旋渦運動之特性，以及探討適用於各種不同氣流變化之定律，亦感同樣之困難。蓋吾人可遇及者，或為旋渦及暴風雨之一種紛擾現象。其各點之風向及速度作極快之變化，或為各種形式組成之氣流，但其形態與速度亦變化甚速。或則為真實長久之氣流，在山巒之間形成一清晰之普通大氣循環。吾人有時遇及氣流受風力依橫軸造成之一種旋渦現象，其最低部份組成一迴流，在山坡上與風作相對之逆流。此項旋渦現象，或名之曰概括的循環運動，於發生時，其速度似不甚大。

由山巔所引起之氣流紛擾現象，其範圍至廣，而於風力下可能達到距離十、十五、甚至二十公里之處，但其紛擾之勢，隨距離而減弱頗速。此由吾人在山間所作滯留雲之觀測，可以證實之。大氣流於穿過山峯後所發生之波動運動，滯留雲受其影響，造成空氣之昇降運動，而一直伸展至地面，須預為注意。

飛機飛行於山頂上空時，應注意之主要事項，為使機身昇至相當高度，以免飛入逆流帶之範圍。山所生動力之影響，如對風所發生之阻碍，約為山總高度之三分之一。此數值可以確定吾人之概念。所謂山之高度者，乃指山在四週平原地面以上之高度而言，並非為距海面之高度。

當飛機由一括風地區飛來，則在山巔帶陰風下須作較小角度之下降。為謹慎計，最好完全越過山巔。於空氣紛亂運動較少危險之處向地面下降，然後再飛向山頂，同時須躲避雲層速而不斷變化之區域，以其為強烈逆流之所在也。

上述之逆流，係由山所引起動力之逆流。但有時，熱的對流亦能向山巔造成劇烈運動，其發源點在較低之處。此為空氣團在山坡上受日光之輻射熱上昇山巔，遇一溫度疾速下降之場所，而發生急猛之垂直加速運動。於夏季晴朗風靜之清晨，吾人之試驗曾亦於向東之 Puy-de-Dôme 山坡上，有無數紙片為此種性質之氣流吹揚於上空，其每秒鐘之速度估計約為六至八公尺。有時於山地空中，發現長圓筒形垂直或傾斜之雲，為上昇雲之典型，為真實之雲柱。即為此種山中急升空氣柱所形成者。

山間深遠或峻險之山谷，常為大氣昇降氣流之居處，其速度或逆流可能引起重大之危險。即在特殊情形如高處之風，經過山頂所引起或在其原處所發生之紛擾，在山谷中造成一急烈之震動等情形之外，但吾人必須認清在山谷間，僅因微風經常昇降運動，即能生危險之風。

吾人當知此微風，普通係在日間九或十時開始向山頂上昇，而在夜間廿一時左右開始下降（迴流）。有時其由昇至降或由降至昇之經過情形不易測定，其中之一亦可能或缺。在夏季夜短時之微風下降情形，尤為特殊者。有時係上昇微風或日間微風，有時則係下降微風或夜間微風，引起風之極速運動。在 **Grenoble**，日間微風能在接近地面處造成旋渦，而其厚度不逾三百公尺，其情形甚為顯著。又 **Nyons** 之夜間風常甚猛烈。

當空氣流過覆雪而夜間輻射極強之高原上，則此空氣之溫度降至甚低，而下降之微風變成急流。設承受此凜冽空氣之許多山谷中與氣流經由坡面陡直而不毛之途徑，而會聚於一單獨之山谷時，其速度尚復增加。最後循該山谷之同一斜面，此急速但相當規則之下降風之氣流，可能為大量急轉直下之冷空氣所阻遏，此冷空氣引起空氣團之急驟下墜，猶如水流經過山谷坡面之裂口，作瀑布奔瀉之狀。

倘高處之風力甚強，或飛行員能看到風已呈昇降起伏之情形時，則應避免飛機低飛航過山谷，設飛行員因地面上無任何標記可資用以粗辨當時之風向與速度時，即應切記此項山谷風普通係在日間向山頂上昇，而在夜間下降。此項指示，除其他特定條件外，即足以決定飛機在山谷間降落時應取之南針。在與風相同之方向降落近地面時，飛機由一平靜空氣轉入一速度與本身方向相同之氣層中，可能失去其一部份支持力，而急速降落，飛機在有下降微風時，作山谷隘口之降落，頗為危險。因此時谷口有空氣之逆流形成。與兩河匯合口處水之逆流相似。故即使正對下降之風，飛機寧可降落在山谷之中，或如山谷直通平地，則降落於平地。

關於山間雲量方面，飛行員應熟記凡在陰濕之天氣，山嶺常使雲幕呈低垂之現象。故對距離較遠之氣象台所測之雲幕高度，不能視為絕對精確。但可依實在航行所得經驗而校正得之。

對山間各種雲之組合情形，飛行員亦宜細予觀察。例如空中有積雲或積雨雲一類上昇之雲，即知空氣呈強烈垂直運動之現象，而應避免與之接近。有時雲成長臂形或垂直或傾斜之圓柱形，而於晨間作劇烈上昇運動，則預示暴風雨之將臨。如雲於山頂呈帽狀，則表示空氣略有震動或平靜。如雲受風力所動而呈波浪式，則為因急速之風與危險性之氣流紛擾運動而形成者。有時雲於山頂上結合成旗或火焰之狀，則亦表示強風現象。類似牆壁形之雲，沿一排山頂飄浮甚高，表示風由上昇運動驟變為下降，而空中明亮之處，即為雲作下降運動之所在。尚應注意有時在山間林坡上附着若干小型霧點，倘此時空中晴朗無雲，則預示將呈凝結狀態。

尚須提及者。即山谷中常有之霧，每受日間熱度後即行消散，但於晚間當山坡沿線之空氣變冷時，則又形成而向低處沉積。此項晚霧又復形成可能甚速。每予飛行員諸多不便，或使降落甚為危險。

綜上所論，僅為對於山間航空之不利與危險方面而言，風沿山坡之上昇，亦可能為一對航空有利之因素。此大氣氣流予飛機舉托之力，對飛機有莫大之幫助，如時間可以經濟，燃料亦可節省，以及可使其飛越一個非其引擎動力所能一舉越過之阻碍物。

今以事例證之，昔聯隊長 **Girier** 航行於波斯，途中為山風所阻，不能飛越 **Demavend** 山嶺，乃冒險航入風中，利用氣流之動力的上昇，不久竟俯見山之最高頂於翼下。此即利用氣流上昇力之明證。

八、由陸地至海面與海面至陸地上空之飛行

由陸地飛向海面及由海面飛向地面之上空。

飛機航駛於海岸線上情形之良否，亦可視氣象各要素之突然變化及其不連續性如風向與風速、雲量紛擾現象、能見度之強弱等以為斷。有時亦能遇及風之昇降，強烈之逆流以及冷空氣之激流等現象。

惟於上述大部紛擾動中，除由海岸起伏過甚造成者外，均僅限於厚度甚薄之氣層範圍，而對一千公尺以上之航行，大致無甚關係。惟吾人不妨預為認識，以作必要時避免或利用之準備。

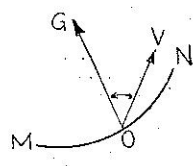
來自海面之空氣，或遇地面上高低不平及各種阻隔物，或受熱之對流運動，而引起摩擦作用，故其到達海岸，往往因之阻遲。此現象於接近地面之氣層中，甚為顯著。蓋觀測紀錄既已明示，地面上風之速度平均較海面上者小一倍半至兩倍。在廣大之水面，亦發生相似之結果。於芝加哥曾作如下之試驗，置測風儀一具於離地三十一公尺四之處，另設一具於距五十一公里遠之地方，其高僅十一公尺三，但係置於矗立於密歇根湖上之建築物上，

在湖上所測得風之速度，較城市上空測得者平均約大一倍六。夜間，湖面上風之速度且為城市上空之兩倍。（以上為 Hahn 氏實驗所得之報告）。

設吾人將海上氣象台所測得風速與陸上所得者作一比較，則與上述之結果大致無異。較早時期一八八二年至一九〇〇年間，敦克爾克風之平均速度為六·一一公尺。而同時期內（一八八二至一九〇〇年）在里昂附近之 Saint-Genis-Laval 氣象台所測得者為三·三〇公尺。在波羅的海海岸所測得風之平均速度為六·三公尺，在蘇俄內地測得風之平均速度降至四·三公尺，而在西及西北政治區域內，則更降至二·六公尺之值。

此種擾動作用，每隨高度逐漸減弱，至相當高度而停止。故風之速度隨高度而增加實為一普通之情形，在陸地上較在海面上之增值尤為稍大。

風自陸上吹至海上，其風向發生重大之變化。地面上之風向距氣壓梯度方向較在海面上者為近，或簡括言之即海上風之偏差度較陸上者為甚。茲假定 OG 為垂直於等壓線之氣壓梯度之方向，（如圖十二），OG 指向氣壓減縮之方向。MON 為等壓線。風向 OV 與 OG 氣壓梯度所成之角為偏差角，此角度在海上者較陸上者為大。故海上之風向常較接近等壓線上之切線。



圖十二

下列為三地偏差角度之值，曾經一度詳細之探測始行求得，而為各氣象學書上所採用者，茲分舉如後：

- 北大西洋……………八〇度
- 北歐及西歐……………六八度
- 歐洲中部……………四四度

地面對於風向之影響與對於速度之影響相同，因高度愈大而減小。大體言之，飛機於高度五〇〇至一〇〇〇公尺間，所遇陸上之風與海上者相同。惟其確實高度常隨各種氣象因素而演變，尤其是溫度在地面分佈情形。此於四十公里廣濶之海岸地帶上，其情形最為混亂，在海岸地帶形成海上微風與陸上微風，而發生由溫度不同而引起之作用。

此局部之風，雖為勢相當微弱，普通對航行者不足為患，但其在法國氣候條件下，則風在經過海岸時呈不連續現象，故對其有特殊認識之必要。海上之風，即日間之風由海上吹向陸上者，其特性尤顯著。此時海風之速度普通較小，平均自每秒二至四公尺，至多為每秒六至七公尺。且此項速度與近地面處所測者相合，因其隨高度而減小以至於零，而於轉向之平面改變其方向。此平面普通約在二百至三百公尺之高度，有時例外，能昇至五百公尺。海風侵入陸地內部之深度約為三十公里。此值遠較陸上風之深入海上者為大，蓋因後者之進展於海岸上約僅十餘公里。再海上之風普通起自日間九時至十二時，而陸上風則在夜間與清晨始有。且此兩種風之具有對海岸線或垂直之方向者，受地球旋轉影響而有偏向，而依照太陽漸漸旋轉，即其轉動之方向與時針相同。如方向為西之海風漸變為西南繼而為北等是。

此各特殊之風，對飛行員航行時多無大碍，在某種情形，此種可能使其另一不同來源之風力加強。例如陸地微風與距海不遠之高山之下降微風相吻合，而能造成夜間強烈之暴風。

Fontserre 氏曾述及在 Catalane 海岸於夏季之夜間，有一長時間風平浪靜，但其沉寂氛圍，忽為陸地之風所構成之急劇暴風聲所突破。此暴風之速度可能達到每秒二十公尺。至暴風之由來，似因陸上風與近海邊高處下降之夜風相合作用有以致之。

有時因海上風遇高山之強烈對流，其交加結果能造成上昇運動，而瞬息成為暴風雨及降落傾盆驟雨。此為吾人於熱帶地區海邊所最常見者。

大氣自海洋流來，受地面之摩擦而行進較緩，其厚度逐漸增加。而成為一種膨脹之上昇運動，此種情形吾人可視為係絕熱者。由以上所屢述之作用，可能有雲出現，此時設已有一雲層存在，可能由底部增加其厚度而使雲幕低降。

在海邊上空，雲之形成尚可能因海岸上空有一層含有不穩定水分之氣層存在，當其流經海岸某部份時，或因傳導之熱，或因山丘懸崖等障礙物而使其有向上之運動，此運動持續不息，終受地面上低冷溫度之影響，亦可能生成或加強雲層。在此種情形，地面之冷度全賴空氣之紛擾運動而向上傳播。例如有一高氣壓中心於 Manche 海峽上空，來自北面之大氣氣流，先在水面溫度相當高之海面上流過。於此含著相當之水汽與雲，常見其流抵弗朗

特爾或法蘭西北部，而成一連續低下之雲幕，且降細雨。此項降雨係由於冷卻及可能由空氣層到達地面而上升所致。

對於海岸上空受地面上吹來之風而引起雲之形成之有關紀錄，甚為豐富，吾人僅一察英法海峽上為西風所吹時，於英國海岸或法國海岸上空常可發現積雲，或見上昇之雲滿佈於海岸週圍。二次世界大戰時 Dang las 上尉曾飛行於法國北部時，攝有一照，於該照片上，吾人可見及地面上原為一層積雲所遮蓋，但轉瞬間英法海峽上之雲忽消散無踪。此類之雲係由於空氣紛擾所形成，吾人於此並可證得在地面上空氣加強震動，及足以由空氣垂直運動而發生凝結之結果。

此空氣紛擾為重要之氣象因素，能引致雲之形成，對於航空有直接之影響。但其對於飛行員所遇的足使飛機顛簸之空氣震動現象，並無直接關係。當飛行員航行海上，見到大氣震動程度微小時，則可知此時之海面上所有阻碍航行之各種現象，如逆流、上昇氣柱、暴風等甚少，或竟無之。此項例證在法國氣候上頗為普通。倘飛行員半於海上半於陸上航行時，所見尤為清楚，而飛行於離海岸數十里之海上，尤為容易。

吾人於此已詳述隨各種氣象情形而來之天氣變象，如暴風雨、旋風、冷氣流等，吾人所論為如吾人欲得中庸狀態之天氣所應注意之事項。

惟在中緯度範圍下，海上之大氣所以呈平靜之狀態者，原因有二：其一普通之原因為在溫暖與寒冷地區之下層大氣相當穩定，另一特殊之原因，則為海面之均一性。在陸上大部份使航行困難之氣流不規則運動，係因遭遇地面上之障礙，或因地面上熱之對流作用之互異而發生，但吾人在海面上飛行時，則不見有此種紛擾運動。

至於前一原因，因與航空關係甚大，須加注意。按吾人以前在氣流之上昇項內所述者，可證得此項大氣是否具有穩定性或非穩定性，全視其溫度遞減率之是否小於或大於每一百公尺一度之值而定。遞減率小於一度則穩定，其遞減愈緩，穩定性愈大。如遞減率大於一度者，則呈不穩定，且溫度降低愈速，其不穩定愈甚。並非不穩定之大氣因隨高度之遞減愈速。簡言之，即溫度垂直梯度愈大，愈有利於空氣團不規則的受地面熱而生之上昇運動。

而於夏季，以氣球或風箏探測所得之結果，顯示海上之大氣溫度之垂直遞減率，遠較陸上者為弱。

下列兩種結果，一為夏天在Ecosse西海岸所測者，另一為炎夏時日，由美國十七所氣象測候站所得之紀錄，分列如下：

Ecosse 西海岸之大氣每一百公尺高度之遞減率 (°C) :

0—500m	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000
0.56	0.54	0.46	0.42	0.40	0.40

美國陸上十七所測候站觀測結果 (°C) :

0—300m	460	600	900	1200	1500	1800	2100
1.35	1.10	0.94	0.82	0.74	0.71	0.70	0.68

由是觀之，美國夏季在高度六百公尺時大氣之垂直溫度梯度，將達一度之數，即表示其情形近於不穩定，至於在海面上空約等於可使大氣不穩定所需梯度之半。

倘吾人按此觀點及不僅限於夏季，而以全年四季位於各緯度之測候站所得之情形作一比較，吾人可見無論在陸上或海上，熱帶地區之下層大氣，較溫帶地區者甚為不穩定。而北極區大氣之穩定性，尤較溫帶者為大。最後如吾人觀察自海面至平流層下端中間之大氣現象，即在法國地域內由〇至一一〇〇公尺高度間之大氣時，則可證得按照此種觀點所定之穩定性，並非在各高度均為相同。大氣之穩定性，普通在四公里至八公里距離之內，較其下層或在此範圍之上者為弱。此各點均應予以注意。

除上述之氣象特點而外，當風速甚強及海岸地勢為垂直懸崖時，則大氣經過海岸地帶可能引起動力的逆流或旋渦現象。此為風因遇障礙物作直立之勢，並同時因受風力而造成旋渦帶之現象。

在直布羅陀海峽，於岩石頂上設有氣象站，曾設置 Dines 型之測風儀於其上，此項器械在一水面受風之壓力（與吸引力相合），而作用如一 Pitot 管，有時因被強風所吹，其所指示之速度為零。此項不規則變象係因風之上昇所造成。東面之風遇岩石而偏向，其風向幾成垂直，而吹經管孔與此孔軸垂直。此時無任何壓力施於其上，而反為一吸力作用。當飛機在甚低之低空飛行時可見此海岸擾動現狀，而或須於懸崖之邊緣着陸。

(下接第5頁)