

# 中國東岸沿海風信力學的意義及 其對於溫度的影響

呂 煙

Dynamical Effect of Eastern Chinese Coastal Winds and  
Its Influence upon the Temperature By John Lee

In the north of Shantung Peninsula, a moderate northerly current becomes deflected by the peninsula toward the east end, then turns Southward. Dynamically a vortex motion is thus formed over the west of Yellow Sea and south of the Peninsula, as evidenced from the annual prevailing winds around the Yellow Sea (Fig. 6). The circumstance to form a perfect vortex motion, even in winter seems rare; but from the distributions of temperature and rainfall over east and west hilly regions as well as over the south and north sides of the peninsula we can still clearly distinguish its presence. Next, when an anticyclone moves over the Yellow Sea, the winds on its surroundings form an anticyclonic vortex (Fig. 11), which seems to be similar to the dynamical vortex, yet their natures are quite different.

From "the Temperature of China", it shows a cold centre stays from April to August over the Yellow Sea (Fig. 7). This cold centre eventually resembles an anticyclone with its wind system blowing around the Yellow Sea just like the dynamical vortex, yet its origination is also different.

In conclusion, the main factor that causes the isotherms of southern Shantung and northern Kiangsu intruding inland is that the cold centre staying over the Yellow Sea makes the maritime air from April to August blowing in the continent continuously. The next one is that the northerly current, deflected by Shantung Peninsula, and revolves around as vortex motion in the Yellow Sea (Fig. 5), while the sea water, induced by the wind to run nearly in the same directions as the wind, intensifies this effect.

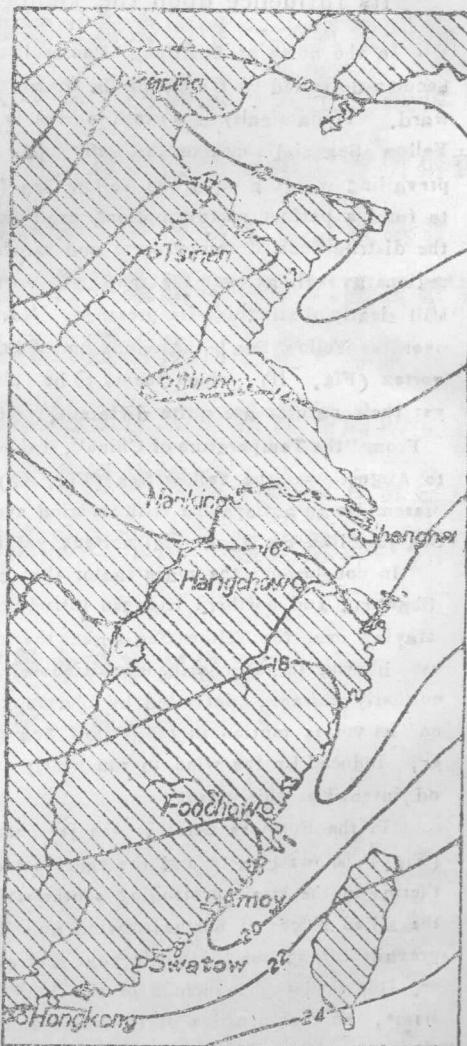
In the Formosa Strait, the jet phenomenon of the stream tube (Fig. 4) shows clearly and the facts are comparatively simple. The isotherms in the strait protruding southwestward are entirely affected by the allied forces of northeast wind and Eastern China Current which prevails throughout the whole year and can be traced out even in summer. But the jet phenomenon of this kind is circumscribed only in the strait, so the intrusion of isotherms appears also only in this region. Closely against the side of Formosa island both the air and water tam.

peratures are high due to the effect of Formosa Current (Fig. 2), so the temperatures on the small islands close to the continent seem to be exceedingly low by the contrast.

### 緒言

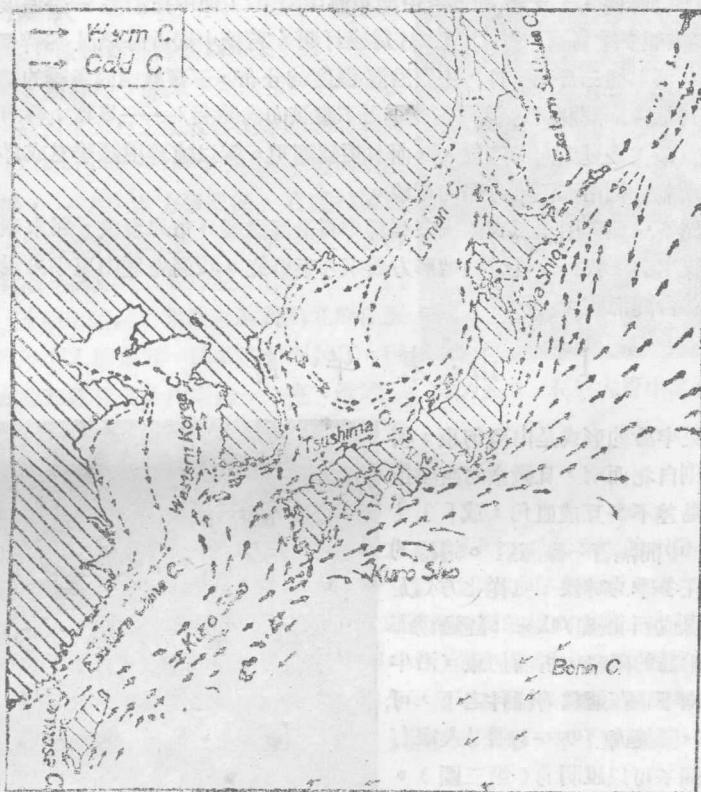
我寫這篇文章的動機是由於繪製中國之溫度圖而起，當我作溫度圖時，發現一個特殊的現象，就是中國東部沿海岸及以島嶼上的溫度，常是比較兩旁的溫度為低。就是說比左邊的大陸和右邊的大洋，溫度統要低些，這可拿年平均溫度來代表（第一圖）。這種現象在中國東岸有兩個區域特別顯著，一個是山東半島東端和江蘇北部的東海徐州一帶，一個是在台灣海峽內。我們名上述兩個區域，一個為黃海西區，一個為台灣海峽區。在這兩個區域內，等溫線的分布，格外特別。如黃海西區，等溫線在山東半島南部向陸地突入，經東海徐州成一舌狀。在台灣海峽內，等溫線由東北向西南突出，和海峽平行，但一出台灣海峽，這種現象就沒有了。

上述兩個區域內等溫線的分布是如此，但是我們要想法來把牠解釋清楚，却有些困難。第一，中國東岸沿海根本受不到重要的洋流影響。黑潮暖流，固然對我國東海岸沒有直接的影響，就是親潮，樺太，里芒等寒流，對於中國沿岸也沒有什麼關係，我們試看第二圖就可以明瞭。在第二圖裏，雖然中國東海岸的洋流是東中國海流，屬於寒流性質。但是這支海流，發源渤海，在冬



第一圖。中國沿海年平均實際溫度之分布。

季固然還相當寒冷，而在夏季，一因渤海緯度根本不高( $37^{\circ}7'$ — $40^{\circ}5'N$ )，二則渤海深度不大(平均深度不過30公尺)，夏季易受陸地加熱的影響(1)，故渤海中之海水，在夏季已失去寒流的性質。所以東中國海流，實在是東亞沿海最起碼的寒流。



第二圖。中國沿海及日本附近之海流系統。

照這樣性質的海流看起來，中國東海岸在夏季似乎不應再有寒流的影響。但是我們一查中國之溫度(2)，一年十二個月中，山東半島南部蘇魯交界處，除掉十一月，十二月和一月三個月外，其他九個月，似乎都有受寒流的影響。假使這支起碼的寒流，能夠影響中國東海岸的氣溫，那末就應該：(一)黃海西區和台灣海峽區受寒流的影響應當全年一致，不應該兩區不受寒流影響的時季，根本相反(一在冬季，一在夏季)；(二)東中國海流是沿海岸進行的，如果真確是受海流牽影響的話，沿海等溫線的走向，就應該多少像台灣海峽內

的樣子，不應該在魯南蘇北向內陸突進，如第一圖所示。由上所述，可知中國東岸沿海溫度均分布，決不能純粹用洋流來解釋。

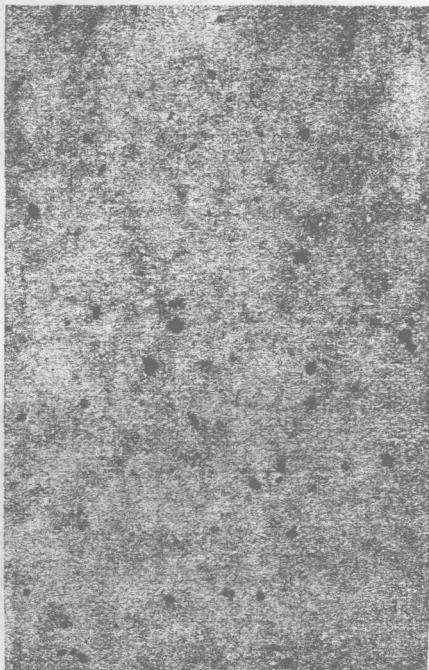
第二、中國東海岸溫度分布的現狀，也不能純粹用季風來解釋。風和洋流有密切的關係。東中國海流在冬季自較顯著，同樣東亞冬季風尤其當西伯利亞寒潮南下的時候，一支寒潮就沿中國東海岸南下，使中國沿海一帶溫度降低<sup>(3)</sup>。但東亞冬季風祇以九月至二月為盛行期，若使中國沿海氣溫純粹受季風的控制，那末從三月到八月，中國沿海溫度的分布，不應該還同冬季的情形相似，尤其是魯南蘇北的等溫線在夏季更不應該向內陸突入——事實上魯南蘇北的等溫線即在盛夏亦向內陸突入，而且更為顯明。所以純粹根據季風或洋流，都不能解釋中國沿海溫度分布的現象。

既然不能純粹用季風或洋流來解釋中國沿海溫度分布的現象，那末我們不得不另謀出路，我於是就試從地形方面來入手研究。我們先從山東半島說起，然後再論台灣海峽。

## I 山 東 半 島

山東半島的形式是由西向東，朝鮮半島則自北而南，且微微向西環抱，兩半島差不多互成直角，成「丁」字形，中間隔着一條海道。這樣的地形，在冬季的時候，風從北方（尤其是北風或西北風）吹來，經過渤海受山東半島的阻礙，折而向東，沿半島尖端南下，在適當的條件之下，可以造成一個旋流（Vortex）。這是人家有實驗的例子可以證明的（第三圖）。

關於這個問題，我起初也打算等我們所裏面的風管（wind tunnel）裝好以後，做一個山東半島的模型，拿到風管中來實驗，做一個詳細的研究。可惜廿六年夏天我們的風管在南京還未裝置好，中日戰事發生，本所遷移，我這個實驗計劃，也無法實現了。第三圖是人家在實驗室裏做的實驗，若然拿



第三圖。環繞刀片之流線。

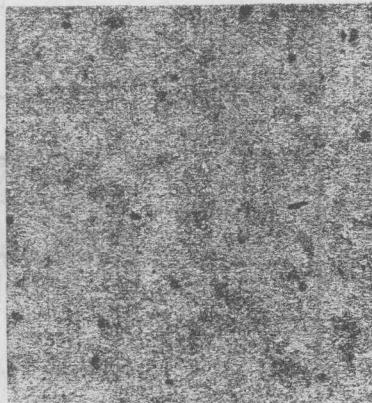
第三圖的情形應用到山東半島來，就成功第五圖上半部的樣子。因為鮮鰐半島有微向西環抱的緣故，所以更有利於山東半島南面黃海中旋流的造成。在靠近南極之威特爾海(Weddell Sea)中，即為一顯著之先例。查威特爾海西邊為格來亨蘭(Graham Land)所界峙，格來亨蘭海拔約為3000公尺，故西來盛行之風及洋流越過勃朗菲海峽(Branfield Strait)後，一方因氣象關係，一方則因力學關係，在威特爾海中，成順轉向之迴旋，此可於研究該處各種氣象及海洋之文獻中見之(4)。

若然用旋流的說法來解釋蘇北等溫線向內陸突入的道理，那就迎刃而解了。因為從第五圖看來，在南通、東臺、淮陰、徐州一帶，由於旋流的關係，應該常多東南風或東風，這種風本來發源北方，溫度自應較低。所以等溫線就向蘇北內陸突進了。這種旋流的學說，在理論上自可成立，但實際上是否和理論相符，我們不能輕易斷定，必須有充分的材料，方才可以證明牠的存在與否。第六圖是中國沿海岸年平均最多風向和風力的分布。就黃海四周的風向而論，北起大連，南至上海，余山，東面朝鮮半島自平壤(Haizyo)至濟州(Saisyu)，西部濟南、泰山，和第五圖理想的情形，可謂完全符合。其中只徐州一處，實理年平均風向應該為東南風，但事實上是東風，似乎和理想的形勢，不十分吻合，不過所差亦有限。

從年平均最多風向上看來，固然這個旋流學說是可以成立的，而且用這個說法來解釋，簡潔了當。我既然創立了這個理論，自然也希望這個理論能夠十分健全，可以解釋一切。但是科學內研究是純粹客觀的，所以我們必須更進一步，仔細考查，小心分析，研究牠的準確性，究竟何種程度。其所以產生某種現象的原因，是否單純？抑或另有別種因子攪雜其間？這些問題，我們就要在下面逐一討論。

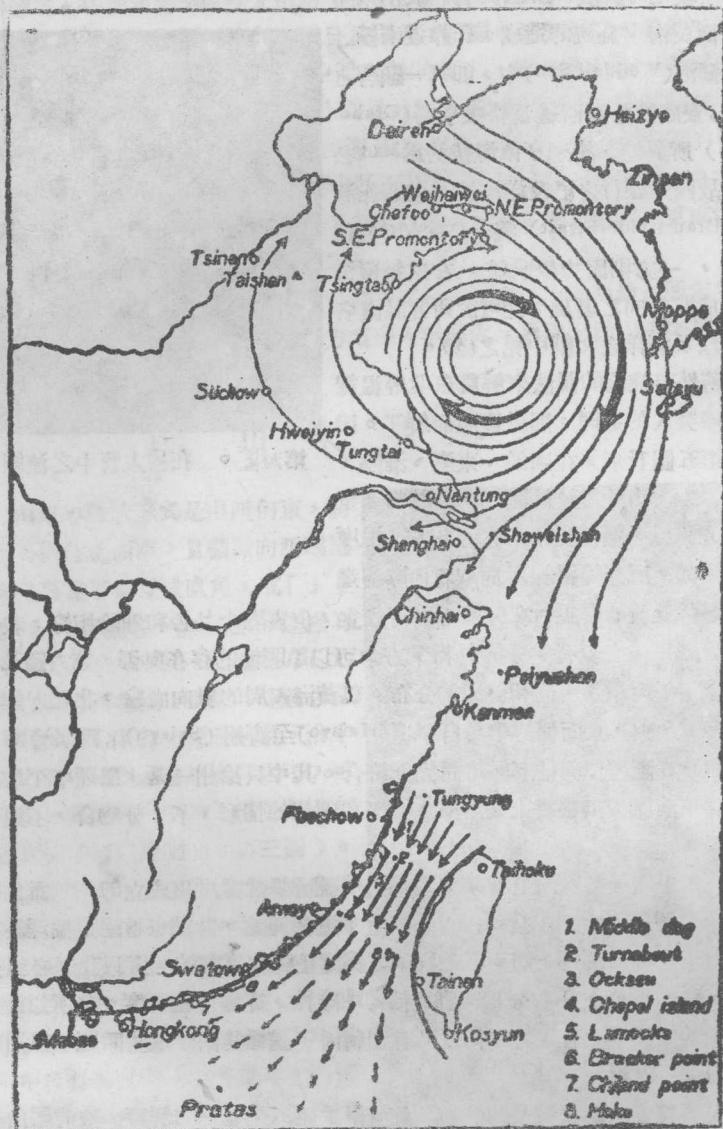
要解釋蘇北溫度的分布，旋流學說並不是唯一的解釋，牠的理由是：

(一) 山東半島的高處並不孤。半島東端臨東山地的平均高度，不過



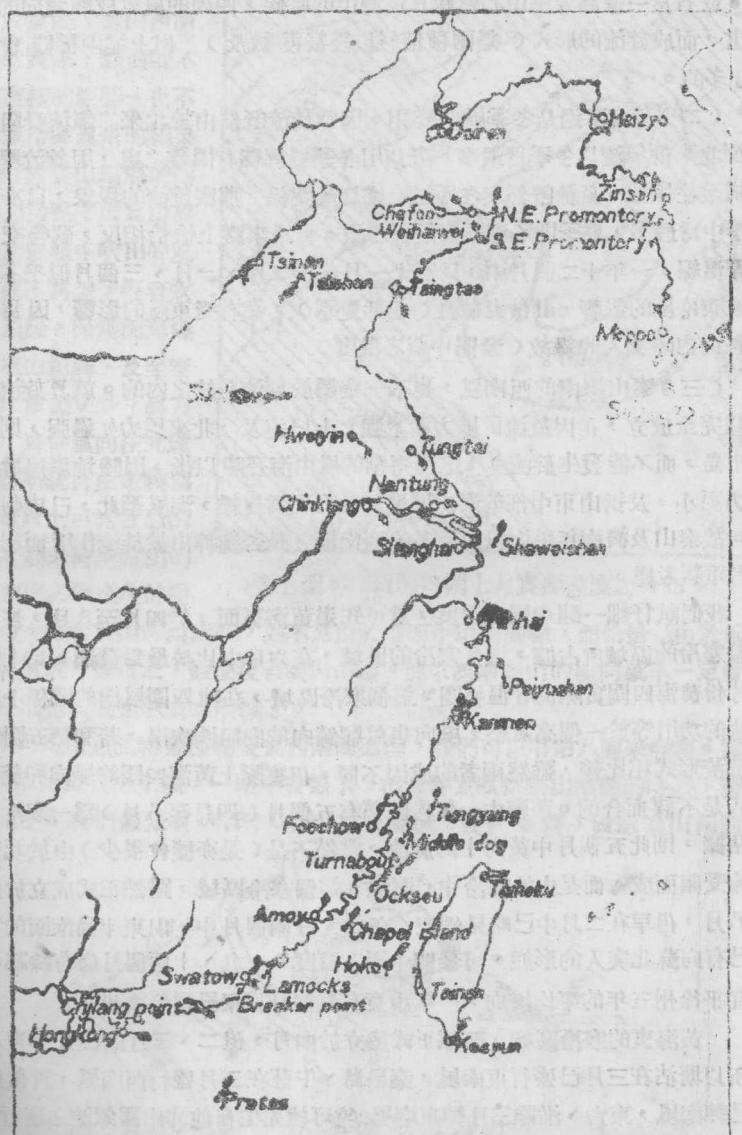
第四圖。 在放大管中之流線。

在100公尺以上，中部的泰山山地，平均高度亦祇在600公尺上下，朝鮮半島的平均高度，約在500—1000公尺之間。可以阻礙北來氣流使之轉向而成旋流的，



第五圖。中國沿海風信力學的影響。

最重要的自然是山東半島的東端。然而那東山地的高度，僅僅在 100 公尺以上，北來猛烈的氣流，卻可吹越而過。所以當猛烈的高氣壓或寒潮南下時，山



第六圖。中國沿海年平均最多風何處風力。

東境內各地一律為北來之風所控制。只有當高氣壓中心遠在西伯利亞，牠的尖楔遂遠的伸到黃海附近，而梯度又不大，風力平常的時候，纔可產生這樣的旋流。或者當一個高氣壓中心盤踞在黃海中的時候，四周的風就成順鐘向的向外吹出，而成旋流的形式（這兩種情形以後當再論及），但上述兩種機會是不十分多的。

（二）旋流不過是冬季風的變相。因為旋流既然由於北來的氣流受阻而成，而北來的氣流以冬季為最多。所以用冬季風解釋有困難之處，用旋流解釋也同樣發生困難。旋流既然與冬季風有密切的關係，那麼旋流的現象，自亦應以冬季為最多，夏季則不應該有這種現象。但是事實上恰恰相反，蘇魯交界處的等溫線，一年十二個月中，只有十一月、十二月、一月、三個月似乎不受東風或東南風的影響，其他九個月（包括夏季），都有受東風的影響，因為等溫線都向內陸突入的緣故（參閱中國之溫度）。

（三）泰山濟南的西南風，也不一定屬於旋流系統之內的。就算旋流說可以完全成立，但因旋流的風力並不強（上已述及，北來風力如過強，則可跨越半島，而不能發生旋流），這種平常的風由海登陸以後，因陸地摩擦增加，風力更小，及抵山東中部的泰山區域，地形更為複雜，海風至此，已成強弩之末。故泰山及濟南年平均風向最多的西南風，是否純粹由於旋流作用而起，還值得重新考慮。

我們試仔細一翻中國之溫度，就可知黃海裏面，從四月至八月，被一個比較寒冷的區域所佔據，這個寒冷的區域，在六月中比數最為發達。第七圖是七月份黃海四圍實際的等溫線圖。這個寒冷區域，在牠四圍風向的關係上說來，牠的功用等於一個高氣壓，風向也就順鐘向的向四圍吹出，若和第五圖理想的旋流形式相比較，雖然兩者的成因不同，但實際上黃海四圍的風向和旋流的形式是不謀而合的。黃海中一年內既然有五個月（四月至八月）為一寒冷中心所佔據，則此五個月中黃海中的旋流，當然不是（是亦機會很少）由於北來的氣流受阻而成，而是由於寒冷中心關係。這個寒冷區域，雖然正式成立於四月至八月，但早在二月中已略見端倪（在二、三兩個月中，山東半島南面的等溫線已有向蘇北突入的形態，可參閱中國之溫度），九、十兩個月尚有餘跡可尋，宜乎徐州三年的平均風向，一年中竟有九個月以東風為最多也。

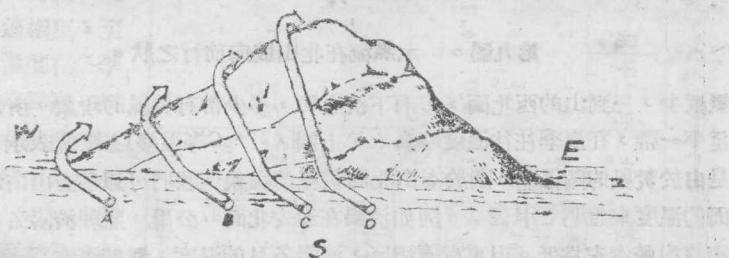
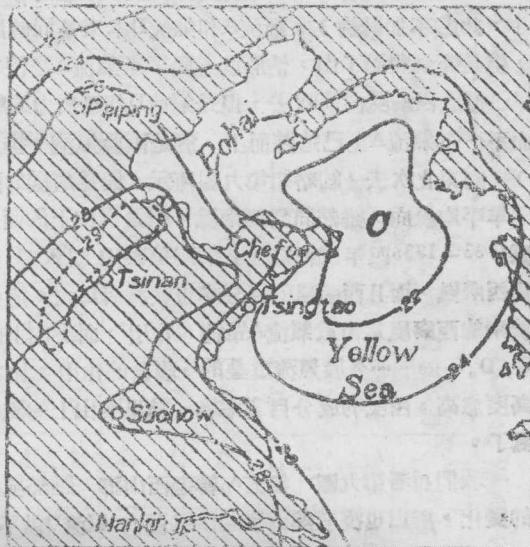
黃海裏的寒冷區域，既然正式成立於四月，但二、三月間已在孕育之中，所以塘沽在三月已盛行東南風，秦皇島、牛莊在三月盛行西南風，青島在三月已轉南風，東台、淮陰三月轉東南風。竺可楨先生在他的中國氣流之運行<sup>(5)</sup>一文中，曾指出中國沿海的夏季風，不從南方先開始，却是從北方的渤海區域

先開始的。我們假使明瞭在三、四月內，黃海中已有寒冷區域的誕生，那末中國夏季風先從北方開始的問題，也就不難索解了。

至於濟南、泰山西南風最多的關係，恐怕既不是旋流直接的影響，也不是黃海寒冷區風系的結果，而是由於泰山地形的關係。何以故呢？因爲由旋流或寒冷區域北吹出的風，根本就不甚強，等到吹入蘇北以後，因地面摩擦作用，風力更弱，及至泰山山地，摩擦更多，風力當更弱，要使風向在此處遵照旋流系統自由的轉爲西南，事實上可能性恐怕並不多。那末濟南泰山的西南風到底怎樣產生的呢？

相反的，濟南泰山的西南風，到不是由於地面平坦的關係，而恰恰是由於地形複雜的緣故。換言之，假使沒有泰山山地，那末濟南泰山的風向就不一定會西南，恐怕也就是東風或東南風了。

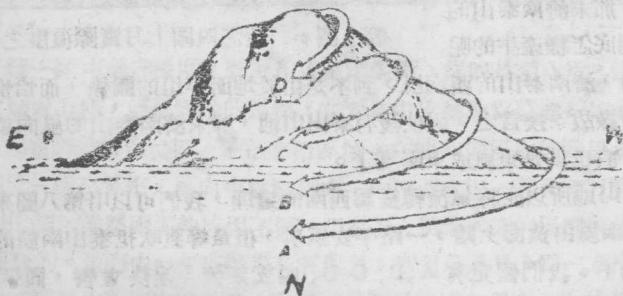
泰山山地所以能將氣流轉變爲西南的道理，我們可以用第八圖來解釋。當東風或東南風由黃海上躉，一路平安無事，但是等到吹抵泰山南麓的時候，情形就不同了。我們假定有 A, B, C, D, 四支氣流，連袂並行，同抵泰山南麓。



(第八圖)。氣流A很容易在西山腳上繞過去，一過西山腳，因力學關係。有如第

三圖的情形，轉成偏西風向，但氣流D到了山南脚下，那就不像氣流A那樣容易的跑到山北去，必須先很費力的爬上山，等到爬過山頂，風向亦略偏西，同時且有向下的趨勢（本來山北有時也有垂直的和平行的旋渦產生，因關係較小，此處不加討論）。氣流A和氣流D本來是同時出發，同時到達泰山南麓的，但是等到爬過了山，情形就不同了。氣流A是沒有什麼困難的轉過山後去，早已偏成西南風向前吹去，但是氣流D却很費力的爬過山頂，喘息未定，蹣跚而下，而氣流A則已追蹤而上，於是兩股氣流，排成上下層（在山南是並行的），向東北吹去，約略如第九圖所示。因為這樣的關係，所以濟南和泰山最多的年平均風向，雖然同為西南風，但是泰山上的西南風比濟南要穩定得多。根據1933—1936四年的紀錄，我們知道泰山上自二月至十二月，各月最多風向統為西南風，而且西南風的百分率也較濟南為大。這種情形並不是偶然的。因為濟南的西南風是由於氣流A單純的作用，而泰山上的西南風却是由於A, B, C, D, .....各股氣流重疊的，聯合的作用，加之泰山的高度達1541公尺，高度愈高，西風的成分自當愈多，結果泰山上的風向，遂變成比較定常的西南風了。

我們再看第九圖，氣流A轉過西山腳，雖然風向有些變更，但並沒有高度的變化，所以也沒有熱力學的作用發生。氣流D就不同了，爬過了山頂以後，水



第九圖。示氣流在北山坡向前行之狀。

氣減少，一到山的西北面，就有下沉之勢，多少帶有焚風的現象，所以濟南，茌平一帶，在夏季往往溫度略高（第七圖， $29^{\circ}\text{C}$ 等溫線以虛線表示），多少是由於焚風的關係罷。關於泰山北面焚風的現象，我們可以拿泰山山地南北兩面的溫度來證明（甲表）。例如濟陽在泰安北面87公里，照理濟陽各月的溫度應該均較泰安為低。但事實適相反，濟陽各月的溫度，都較泰安為高，尤以五、六、七三個月為特甚。泰安的高度是1605公尺，濟陽的高度是260公尺，假定泰安和濟陽在同一緯線上（實際濟陽在泰安北面87公里），因為泰安

高度較高，若照高度推算，泰安的溫度，也只應較濟陽平均約低 $0.8^{\circ}\text{C}$ 光景，萬不會年平均溫度低到 $1.7^{\circ}\text{C}$ 之多（見甲表）。其他淄川和蒙陰，濰縣和諸城，也是同樣的情形。可見山北的溫度，大體均較山南為高，這大概多少是由於焚風的影響。

不過我們也不可忽略了一種說法。就是黃海海洋氣流受阻於山地，而不能直達山北，所以山北的溫度就較山南為高。但這種說法是適用於夏季而不適用於冬季的。如果這個說法是百分之百的正確，那末山北的溫度在夏季固然較山南為高。而在冬季應適相反，至少山北的溫度在冬季不能較山南為高。但實際上山北的溫度在冬季還是較山南略高（見甲表）。所以除掉「黃海氣流在夏季受阻於山地而不能直達山北，故山北

比較溫度的年年交至兩國地圖上此地葉菜生長期(1931—1935)。

地 方	月 期	氣溫												風 速	濕 度	高 低
		一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月			
瀋 陽	1.0	4.1	8.9	16.9	25.4	28.8	31.5	28.5	24.4	16.2	8.7	1.9	16.4	26.0		
哈 爾 濱	-1.4	1.9	8.2	15.3	22.1	26.6	28.4	27.2	22.6	16.2	8.1	1.3	14.7	16.5		
長 春	2.4	2.2	1.7	1.6	-3.3	2.2	3.1	1.3	1.8	6.6	0.6	0.6	0.6	1.7		
瀋 陽	1.1	-1.9	1.6	6.9	16.2	22.8	26.7	28.0	26.5	22.6	15.5	8.2	1.6	14.6	91.5	
哈 爾 濱	-1.9	1.5	7.8	15.0	21.6	25.3	27.6	26.9	22.1	15.4	8.5	1.3	14.2	17.4	4	
沈 陽	0.0	0.1	-1.9	1.2	1.8	1.4	0.4	-0.4	0.5	0.1	-0.3	0.3	0.4			
瀋 陽	-1.6	3.3	6.7	14.6	21.6	26.1	28.1	27.6	23.1	16.2	8.1	1.8	14.7	37.8		
哈 爾 濱	-3.7	0.5	6.1	13.1	20.0	24.3	27.6	26.6	21.4	14.8	7.2	-0.1	13.2	38.6		
沈 陽	0.1	2.8	0.6	1.5	1.6	1.8	0.5	1.0	1.7	1.4	0.9	1.9	1.5			

〔但〕溫度因此較高」這個說法以外，至少還有別種因子攪雜其間，那就是上面所說的焚風的影響了。

冬季泰山北部的溫度較南部略高的原因，我們談之於焚風的影響，已如上述。然而我們還可以用另一種說法來解釋。我們也可以說由於冬季北來的風（尤其是東北風）經過渤海海面，寒冽之氣，略變溫潤；及抵泰山山地，渤海溫潤之氣，即被阻擋，而不能到達山南。恰如夏季黃海海洋氣流，受阻於山地，而不能直達山北；同時冬季北來的風，因溫度太低，在山南也沒有什麼焚風的現象，所以冬季山北的溫度比山南略高，這種說法固然也有一部份理由，但是假使這個說法完全對的，那末冬天山北的雨量，就多少應該是比山南為略多。可是事實上大體說來，冬季泰山山地南面的雨量還是比山北略多（乙表）這可見「北來氣流過渤海而變溫潤」的觀法未必盡然了。

但是我們也可以反駁說，在北半球南一些地方的雨量，普通說來，不論何季，大概是比較北一些的地方要多些，這是通常的原則。尤其澤縣和無棣南北相距達285公里，自然南面澤縣的雨量，不論何

乙表 山東牛島泰山山地南北兩面全年各月雨量的比較（公頃）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年	紀錄年份
澤縣	13.8	12.7	14.8	45.2	65.7	100.3	176.4	122.7	9.6	24.3	24.4	41.6	725.9	1931-1936
無棣	3.9	3.2	3.9	12.2	36.1	77.4	159.3	118.2	34.6	8.3	20.9	9.8	473.2	"
較差	9.9	9.5	10.9	33.6	29.6	22.9	11.1	14.5	60.0	16.0	3.5	31.8	252.7	"
沂水	7.8	6.5	12.0	27.7	86.0	165.4	168.9	286.1	103.2	17.1	40.5	39.4	920.6	"
昌樂	4.9	3.3	10.2	23.6	51.4	67.4	216.9	128.7	57.7	15.8	33.2	16.9	630.6	"
較差	2.9	3.2	1.8	4.1	34.6	38.0	-28.0	157.4	45.5	1.3	7.3	22.5	290.6	"
諸城	8.7	3.3	11.6	35.2	61.6	73.1	130.2	123.0	63.1	26.2	39.2	28.3	608.5	"
昌邑	4.1	2.3	12.2	18.8	47.5	60.5	152.8	131.3	68.5	16.0	21.6	15.8	551.4	"
較差	4.6	1.0	-0.6	16.4	14.1	12.6	-22.6	-8.3	-9.4	10.2	17.6	12.5	57.1	"

比較北面的無較要多些。所以即使冬天泰山山地以南的雨量比北面的要多些這個事實，似乎並不能據此作為冬天山北溫度略高一定由於山風吹來的焚風關係的論據。這個反駁，固然理由極充足，但若我們一看下列的事實，就知道山北焚風的現象在冬季雖然並不發達，然而並不是沒有。

我們若仔細分析整個山東半島南北兩面的溫度和雨量，我們就發現半島東西兩部的情形，不盡相同。半島的西部，以泰山山地而論，山北的溫度大致終年均較山南爲高，自然夏季更爲顯著；山北的雨量，則大致終年均較山南爲少，也以夏季爲最顯著。所以半島西部山地南北溫度和雨量的分配，差不多是全年一數的（見甲乙二表）。至於半島的東部情形就不同了。半島東部就有冬夏交替的現象。例如冬天的溫度，北面比南面低，夏天則相反。論雨量大致夏天南

風交替的現象，比

丙表

膠東山地南北兩面溫度與雨量的比較

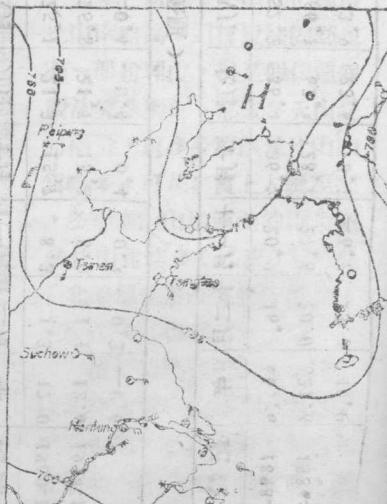
	溫度 (°C)													
	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年	紀錄年份
青島	-1.3	0.1	4.3	10.1	15.5	19.8	23.6	25.1	24.3	15.7	8.3	1.3	12.0	1900-1935
煙臺	-1.7	-0.7	4.2	11.5	17.8	22.5	25.7	25.5	21.7	15.3	8.0	1.1	12.6	1924-1935
膠差	0.4	0.8	0.1	-1.4	-2.3	-2.7	-2.1	-0.4	0.4	0.3	0.2	-0.6		
	雨量 (公厘)													
	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年	紀錄年份
青島	9.4	8.6	18.9	31.4	43.9	89.2	147.6	152.2	86.1	36.7	20.9	16.7	661.6	1898-1933
煙臺	14.6	10.3	16.7	25.8	37.8	55.8	166.4	156.1	62.5	28.7	27.6	20.0	621.6	1886-1929
膠差	-5.2	-1.1	2.2	5.6	6.1	33.4	-18.3	-3.9	23.6	8.7	-6.7	-3.3	40.0	

西部為明顯。專就冬天的情形而論，半島西部，山北比山南溫度略高，雨量略少；半島東部，北方比南方溫度略低，雨量略多。何以同一半島，就冬天的溫度和雨量兩種要素來講，東西兩部分佈的情形如此的相反呢？要解答這個問題，試再一看第五圖山東半島南面海裏的旋流現象，就不難索解了。因為冬季北風（尤其是東北風）經過渤海海面，略為潤濕，到了山東半島東端的北面，稍稍下一些微雨，半島東端的南面，在背風處，雨量自較少，溫度亦稍高。至半島南部，則因氣流自黃海由南上陸，所以南部雨量較多，溫度較低；北部則因有焚風的現象，故雨量較少而溫度亦較高。這種旋流在冬季中產生的機會自較多，所以這種表示旋流的特性——冬天半島東部，北方比南方溫度低，雨量多，半島西部，北面比南面溫度高，雨量少——自然也在冬季比較顯明。我們若從濟南泰山冬季各月百分率最大的風向還是西南風，徐州冬季最常風向還是東風這一點上着眼，也可以推想到黃海裏的旋流，在冬季確是有的。所以從上面所說的看來，泰山北面在冬季比南面溫度稍高的原因，確是多少由於焚風的關係，雖然升高溫度的數目是極微，而在溫度圖上是看不出來的（普通溫度圖上，每隔攝氏兩度作一等溫線）。

現在再讓我們來查看實際的天氣圖，看看黃海裏究竟在何種天氣形式之下，可以產生這種正宗的和變性的旋流式

6 a.m. 21st February 1936

（1）這種正宗的或標準的旋流，以發生於冬季為多。在冬天的時候，當一高氣壓的中心在貝加爾湖附近，其前鋒向東南發展，及於黃海的附近，只要氣壓梯度不大，而風力平常的時候，則黃海西北方就可以產生這種旋流。第十圖為高氣壓的尖楔，伸入於黃渤海，梯度並不甚大，牠的中心，遠在貝加爾湖附近，黃海四週的風向，就成功順鐘向的向外吹出。假使這種高氣壓的鄰近沒有低氣壓影響的時候，則大都為晴曇天氣，風力在蒲福表二、三級左右，這種能夠在黃海中產生旋流的天氣形式，在冬季比較最為普通。但若高氣壓的梯度較大，甚或在寒潮南下時，則因風力較強，旋流的系統即難成立，黃海的四周



第十圖。天氣圖，高氣壓中心在貝加爾湖附近，其尖楔伸入黃海。

，即一數爲北向的風所代替了。

(2) 當大陸上高氣壓的中心由陸入海，到達黃海中的時候，則高氣壓中心四周的風向，也就成爲反氣旋的旋流(Anticyclonic Vortex)了(第十一圖)。在風的關係上說來，這和第七圖黃海裏寒冷中心的情形相似。這種天氣形式，大約以春夏的時候爲多。這種高氣壓中心四周的風向，雖成旋流形式，但這是屬於高氣壓中心自己的風系，已經不是旋流學說本來面目了。因爲春夏的時候，海面空氣較爲潤濕，故在這種天氣形式之下，我國沿海天氣，類多陰曇，甚或下雨。

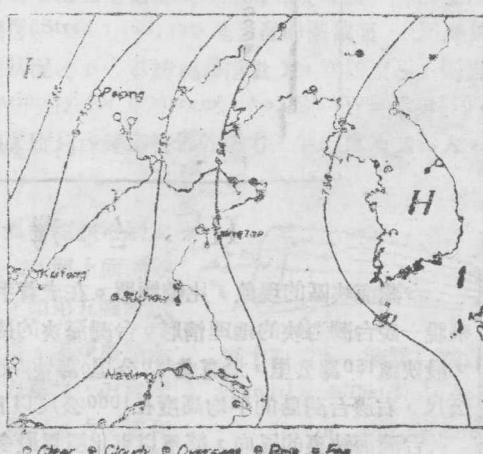
(3) 第三種是夏天東南季風普通的天氣(第十二圖)，海洋裏是高氣壓，大陸上爲低氣壓。華北在夏季低氣壓亦相當的多，因爲此時低氣壓的路徑已經北移了。中國東海岸一致的爲東南風，雖然有時還頗有像旋流的樣子，然而和原來旋流學說却是風馬牛不相及的。

6 a.m 10th March 1936



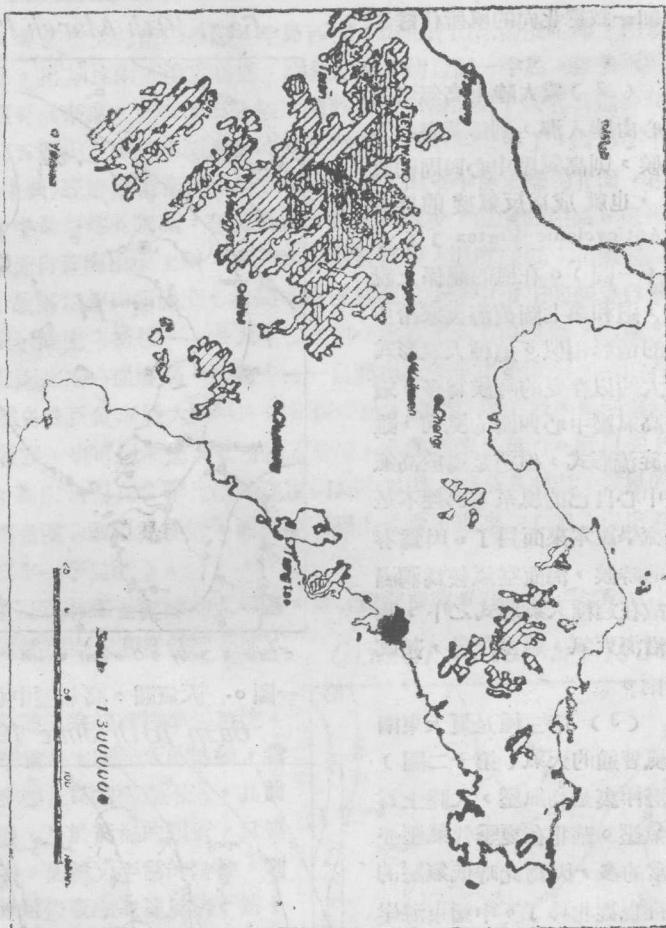
第十一圖。 天氣圖。高氣壓中心在黃海中。

6 a.m 16th June 1936



第十二圖。 天氣圖，低氣壓在大陸上，高氣壓在海洋中，此爲東亞夏季普通之天氣。

第十三圖。山東半島。



## II 台灣海峽

台灣海峽區的現象，比較簡單。在未着手討論氣象問題之前，讓我們先來說一說台灣海峽的地理情形。台灣海峽的長度約為300公里，平均寬170公里，最狹處150公里，最寬處190公里。海峽左面大陸福建省的平均高度約為600公尺，右邊台灣島的平均高度在1000公尺以上，所以台灣海峽就像一條衝衝。

台灣海峽裏的風向，終年以東北風為最多。如福州和東大，全年十二個月統以東北風之百分率為最大，冬季東北風占50%以上，就是夏季東北風也占25—30%。其他各地，如東湧、牛山島、烏邱嶼、廈門、東碇島等，除掉夏季六

、七、八三個月爲西南風或南風外，其他九個月也以東北風爲最多。但遮浪角和香港全年各月的最多風向，九個月（九月至五月）爲東風，其他三個月（六月至八月）遮浪角爲西南風，香港爲東南風。

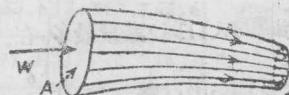
臺灣海峽裏的洋流也和風向採取一致的行動，比較寒冷而鹽分較低的水流，緊靠着中國海岸向右方流去。這種水流自來原，遠則取諸渤海，如遼河，灤河、永定河、黃河諸水，近則來自揚子、錢塘等江的河流，而成功所謂東中國海流。不過這個海流一出台灣海峽，勢力就衰，很難覓其踪跡。但在靠近台灣那一邊，則有黑潮暖流北上的水流，日人田中館秀三書中所謂台灣海流<sup>(6)</sup>，溫度既高，鹽分又濃。所以台灣每夾內，自西北向東南，水面的等溫線密集。二月裏台灣海夾兩側的溫度，相差達攝氏十二度之多<sup>(7)</sup>，兩端靠在接觸之處，最易生霧。

到了夏天，台灣海峽裏的風向，轉爲南風或西南風，海流遂亦轉向，但牠的運行比較冬季衰弱，且不甚規則。有時夏季風暫時停止時，則海流又復有向西南流動之勢。因爲揚子、錢塘等大江在夏季排出很多的水量，入海以後，向南沿岸流行，乃係自然的傾向<sup>(8)</sup>，所以就是在夏季，台灣海峽中的東中國海流，仍可覓見其踪跡<sup>(9)</sup>。不過在盛夏的時候，就水的溫度而論，實已失其寒流的性質。因爲夏天江河裏的水在入海以前，受陸地加熱的影響。水溫已經相當的高了。但在鹽份的濃淡上，當然還是可以判別出來的。

台灣海峽既然像一條斷箭，全年有九個月的最多風向是東北風，而東北風的風力又比較的強。這是因爲當東北風從北面吹入台灣海峽時候，容積驟然減少的緣故。第十四圖是一個流管(Stream tube)，A是流管的橫截面，S爲密度， $\rho$ 不一定是常數，但在普通狀況之下，不妨視爲常數），W爲流速，則流管的連續方程式(Equation of continuity for a stream tube)爲 $SAW = \text{常數}$ <sup>(10)</sup>。假使截面減少，則流速必增加，所以台灣海峽裏的風力，平均比他處爲大，尤以冬季東北風的風力爲更大。

照理台灣海峽內入口處的風力應該特別大些，到了出口處，因爲容積漸大，照上面的連續方程式，風力應該逐漸減小，如第五圖所示。

所以在石碑山、遮浪角、香港、東沙島等處的風力照理應該比峽裏面的風力小些，但實際上並不小多少，而香港和東沙島的風力，竟和峽內的風力，不相上下。這種和理論不符合的情形，可以各該處暴露的地位來解釋，例如香港東沙島已遠在台灣海峽之外，



第十四圖。 流管（採自  
Prandtl and Tietjens' "App-  
lied Hydro- and Aerome-  
chanics," Fig. 1）

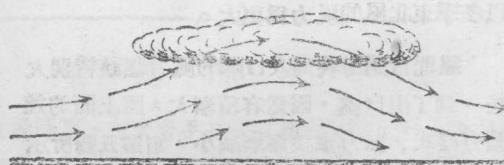
尤以東沙島孤立海中，四面遼闊，各種風向，皆無阻礙，所以各種風向的風力，都是相當的大。但在海峽之內，誠有東北風是相當的大，西南風次之，其他各種風向的風力就卑不足道。而這裏風力的統計是不分風向的，其結果自然香港東沙島的風力，也不會比峽內的風力小了。

我們再看第六圖，知道台灣海峽裏全年最多風向的東北風，只到袖頭鴻出，遮浪角和香港全年最多的風向就變爲東風了。這種風向轉變的現象，若用流管中的道理來講，也就是必然的條件。我們試看第四圖，水流在一個放大的導管內從狹處向闊處流行，爲求簡單起見，將兩旁的交界層(Boundary Layer)設法吸去，就成功第四圖的形式。從這個圖看來，遮浪角和香港全年最多風向轉變爲東風的道理也就不言自喻了。我們可看第五圖更爲明晰。照理台灣海峽內的風向，在出海峽時，應該逐漸轉變的，如第五圖所示。但是海峽內這些海關測候所測的風向，完全用目測的，所以祇有八個方向，假使可以改成十六個方向，則海峽內風向漸變的現象，或者更可以清楚些。如照流管內的現象而論，則台灣南端直脊全年最多風向應該爲西北風，但實際上則爲東北風，這是因爲外洋的影響通過海峽的流管的效應所致，並不是和理論有什麼衝突。

台灣海峽裏的東北風，在程度上各處稍有不同。大概在海峽中部，東北風的百分率比入口或出口的地方都要大些，尤以東犬和烏邱嶼全年東北風的百分率爲最高(55.6, 67.4%)，全年西南風的百分率也是如此，以牛山島和烏邱嶼西南風的百分率在全年中爲最高(16.6, 20.0%)。其中烏邱嶼的風向最爲單純，非東北即西南，全年兩種風向的百分率相加共爲87.4%( $67.4 + 20.0 = 87.4$ )，可謂單純之至，然而這種現象並不是偶然的，也是理論上所必須如此的。

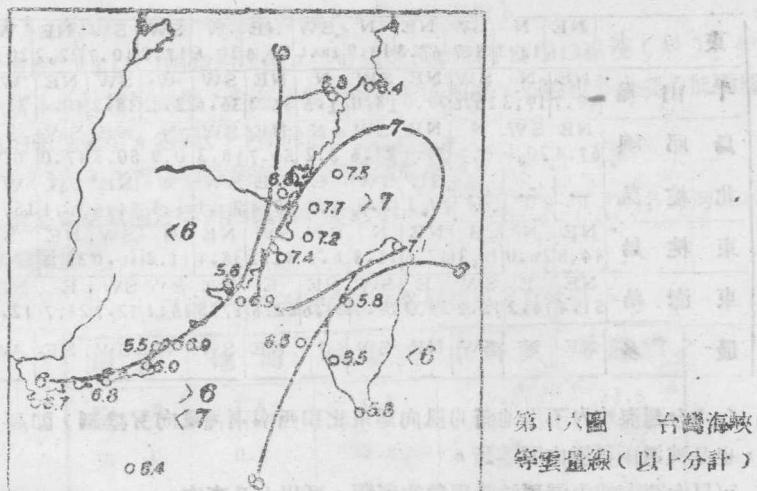
台灣海峽既然像一條撕開，吹入台灣海峽裏的空氣，因容積縮小，一面風速增加，一面必須向上膨脹。向上膨脹的結果則因斷熱冷卻的關係，常易發生低雲(11)，如第十五圖所示。我們試一檢查台灣海峽內全年平均雲量的分布，則

恰恰和理論相吻合。在台灣海峽的入口處，雲量最多，在 $\frac{7}{10}$ 以上，出口處較少，在 $\frac{6}{10}$ 和 $\frac{7}{10}$ 之間，在兩旁中國大陸和台灣海島之上，雲量更少，皆在 $\frac{6}{10}$ 以下(第十六圖)。



第十五圖。台灣海峽中雲之形成  
(由於空氣被迫上升)。

論到台灣海峽裏的高層氣流，也是一個很有意味的問題，我們根據台灣海



### 第十六圖 台灣海峽中等風量線(以十分計)。

據內上中下三層雲向和地面風向仔細分析的結果，可得下列要點：

丁表：台灣海峽內全年各季東北風和西南風的百分率

戊表 台灣海內各層全年占百分率最高之前三名風向及其百分數

東犬	NE 55.6	N 14.1	SW 8.7	NE 67.8	N 10.9	SW 10.0	NE 51.6	W 20.6	SW 17.8	SW 40.7	NE 22.2	W 20.4
牛山島	NE 49.7	N 19.3	SW 16.6	NE 79.0	SW 18.0	N 1.6	NE 56.3	SW 36.6	W 3.1	SW 48.2	NE 40.4	W 3.5
烏邱嶼	NE 67.4	SW 20.0	N 5.7	NE 74.1	SW 21.6	N 3.2	NE 80.7	SW 18.3	N 0.9	NE 50.5	SW 47.0	S 0.9
北碇島	— —	— —	— —	NE 70.3	SW 18.3	E 4.7	NE 55.4	SW 3.1	W 5.8	NE 44.6	SW 31.1	W 15.8
東碇島	NE 44.5	N 20.0	S 10.3	NE 62.6	N 18.8	SW 6.3	SW 42.2	NE 38.1	N 11.8	SW 11.0	NE 36.3	S 12.4
東澎島	NE 51.4	E 16.2	SW 12.2	E 23.9	SW 29.1	NE 24.6	E 62.6	NE 17.5	SW 16.1	SW 52.7	SW 21.7	E 12.9
最多	NE —	N —	SW —	NE —	SW ?	NE —	SW —	W —	SW —	NE —	W —	—

(1)台灣海峽內不論地面的風向為東北和西南兩種風向所控制，即高空氣流，也是被這兩種風向所壟斷。

可見台灣海峽內這種流管現象的影響，可以上及高空。

(2)地面全年最多風向固然為東北風，但北風亦相當的重要，占第二位，西南風則占第三位。至高空的氣流，則完全為東北和西南兩種風向占絕對優勢。

(3)高空的氣流東北和西南兩種風向，似乎比地面更為純粹。因為這兩種風向百分率的總和，高空的都比地面為大。

這是因為高空中海峽兩旁沒有摩擦作用的關係，所以風向更為純粹。

(4)東北和西南兩種風向百分率的總和，以低層雲為最大，中高兩層次之，地面為最小。

這是因為地面的風向，受海岸綫崎嶇曲折的影響，故比較的複雜。第四圖流管中兩旁之交界層如不設法吸去，則靠近管壁處的流向亦頗複雜。低層雲向因海峽兩旁摩擦作用已不存在，故比較單純。至中高兩層雲向，則因離海面較高，峽中流管的影響漸小，故兩種風向百分率之總數亦漸小。所以低層雲向最足代表台灣海峽內流管現象的特徵。

(5)地面及中低層雲向全年以東北風之百分率為最高。

故東北風之影響及於中層雲。

(6)高層雲向全年以西南風之百分率為最高。

故西南風之影響似乎可以及於高層雲，但主要的原因恐怕是高層風向西風漸多的關係。台灣海峽內高層的西風，因受中低兩層西南風的牽引，故高層風向亦由西變為西南。

(7)東北風之百分率除地面外，隨高度而減。

(8) 西南風之百分率自地面向上，隨高度而增。

上述(7)(8)兩條的現象，竺可楨教授在數年前早已發現(12)，竺氏認上層西南風為反信風，自有見地，但高層的西風，恐怕也多少受中低兩層西南風的牽曳作用。參閱(6)條證註。

(9) 西風之百分率除地面外，隨高度而增。

這是高空氣流愈高而西風愈多的表示，(6)，(7)，(8)各條均與本條有連帶關係。

已表 台灣海峽內全年各層西風之百分率

地名	地面	低層雲	中層雲	高層雲
東湧	3.8	1.1	19.5	23.8
東犬	0.8	3.8	20.6	20.4
牛山島	1.5	0.4	3.1	3.5
烏邱嶼	0.5	0.9	0.0	0.6
北碇島	--	3.4	5.8	15.8
東碇島	0.9	0.2	1.9	1.9
東澎島	3.0	1.7	1.0	3.9
平均	1.7	1.4	7.4	10.0

(10) 低層雲東北風出現最多之月份，大致為十月，與地面相仿。

(11) 低層雲西南風出現最多之月份為六、七、八三個月，亦與地面相同。

(12) 東北風最大百分率出現之月份，以高層露最早，平均較中低兩層約早一個月。

(13) 西南風最大百分率出現之月份，中高兩層較低層為早，平均約早2—3星期。

可見台灣海峽內冬夏季風都是在高空中層雲以上先發生。

(14) 台灣海峽內為西南風的時季，東北風還相當的多。

(15) 台灣海峽內為東北風的時節，除高層外，同時絕少西南風，但西南風漸上漸多。

庚表 台灣海峽內各層西南風的最大百分率及同月東北風的百分率  
(以年總數為100%)

地名	地面		下層雲		中層雲		高層雲	
	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE
東湧	七月 3.8	二月 2.3	七月 3.0	二月 2.5	七月 6.5	一月 1.0	七月 12.5	三月 3.6
東犬	六月 2.3	二月 2.4	七月 2.7	二月 2.9	五月 3.5	三月 3.3	六月 10.6	一月 1.2
牛山島	七月 4.1	一月 1.7	八月 4.3	一月 3.0	五月 6.6	四月 5.4	七月 14.3	六月 6.8
烏邱嶼	七月 4.6	二月 2.2	七月 6.5	三月 3.5	七月 4.4	一月 1.6	六月 10.5	五月 6.0
北棟島	—	—	六月 4.0	二月 2.3	八月 4.1	一月 1.5	七月 5.1	三月 3.0
東棟島	八月 1.6	一月 1.3	八月 1.6	一月 1.9	五月 5.7	四月 4.3	六月 7.4	二月 2.8
東澎島	六月 3.0	一月 1.8	六月 5.9	一月 0.4	四月 3.0	三月 1.9	六月 12.0	一月 0.0
平均	3.2	2.0	4.0	2.5	4.8	2.7	10.3	3.3

辛表 台灣海峽內各層東北風的最大百分率及同月西南風的百分率  
(以年總數為100%)

地名	地面		下層雲		中層雲		高層雲	
	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW
東湧	十月 4.3	一月 1.2	十月 12.7	一月 1.8	十月 6.8	一月 1.2	九月 4.6	四月 4.1
東犬	十月 6.8	一月 0.1	十月 10.0	一月 0.0	十二月 7.0	一月 0.2	九月 4.3	二月 2.4
牛山島	十月 6.7	一月 0.1	十月 10.5	一月 0.2	十二月 7.3	一月 1.3	七月 6.8	四月 14.3
烏邱嶼	十二月 7.6	一月 0.1	十月 12.0	一月 0.3	三月 11.7	一月 1.6	八月 12.0	五月 8.6
北棟島	—	—	—	—	一月 9.0	一月 0.6	十一月 8.4	八月 1.3
東棟島	一月 5.4	一月 0.1	十月 8.6	一月 0.0	三月 6.3	一月 3.7	九月 5.7	七月 3.7
東澎島	十月 5.9	一月 0.1	十月 5.0	一月 1.3	五月 2.8	一月 2.3	九月 4.8	七月 5.7
平均	6.1	0.1	9.7	0.5	7.2	1.7	6.4	5.7

我們前面曾經討論過台灣海峽裏的雲量，但我們絕對不能把雲量的多少來推斷雨量的分布。照普通見解論，雲量多，雨量亦多，雲量少，雨量亦少，雲量和雨量是成正比例的。但在台灣海峽內則不然，我們稍稍知道中國氣候的人，都知這台灣海峽內是著名的雨影(Rain shadow)區域，就是說海峽裏的雨量，比兩旁大陸或台灣島上都要少(第十七圖)。這種雲量和雨量成反比例的現象，看來似乎奇怪，實則不難解釋。因為台灣海峽內的雲量雖多，但這種雲量無非是峽中的空氣略向上膨脹的結果，但決不能產生雨量的。況且峽中的最多風向，不外乎東北和西南兩種，這兩種風向都是和海岸線平行的。海陸空氣衝突的機會既少，雨量自然也不會多。還有一點，就是在台灣海峽以外，各種風向在適當的條件之下，都能下雨的，但在海峽以內，兩旁為大陸和台灣島所屏蔽，

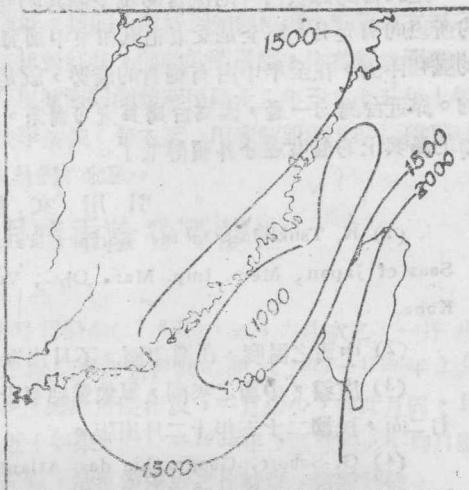
所以除掉南北的風向而外，東西風向(東西向的風在事實上也很少的)下雨的機會是極少的，因上述的種種關係，台灣海峽真成所謂雨影了。

### 結論

在山東半島北面，冬季北來之風，如不很強，則因東山半島的擋梗，折而向東，沿半島尖端南下，而在黃海西部，山東半島的南面，造成一個旋流，這是我們可以從黃海四周陸上全年風多風向(第六圖)上看得出來的。雖然這種可以造成旋流的機會，即使在冬季也並不很多，然而我們却還可以從山東半島冬季東西兩部，南北兩面溫度和雨量的分布上辨認出來的。其次，當一高氣壓中心移駐黃海時，則黃海四周的風向，也就成功反氣旋的旋流了。不過這和原來的旋流學說，現象雖相似，而實際却不同了。

我們試翻中國之溫度，則知黃海裏面自四月至八月為一寒冷區域所占據。這個寒冷中心的功用，在風的關係上看來，也就等於一個高氣壓。因此在夏半年中，黃海四周的風向，也有很多機會成功旋流的樣子，但這也和原來的旋流說貌合而神離的。

歸納起來，魯南蘇北等溫線之所以向大陸突入的原因，主要是黃海裏面



從四月到八月為一寒冷中心所占據，因此海風不斷地向東南蘇化的大陸上吹送。次要的是在冬季化來氣流受阻於山東半島，而在半島南面的海中，因氣流迴環，造成旋流的現象。同時海流自然也受風的牽引，而和風向採取聯合的行動，因此它的影響格外加強。

至於台灣海峽內，則流管的現象極其明顯，情形也比該單純。峽內等溫線之所以向南突起，完全是受東北風和東中國海流聯合的影響，而這種吹向西南的風和洋流，在全年中占有絕對的優勢，就是在盛夏的時候，也不是完全絕跡的。靠近台灣的一邊，因為台灣海流的關係，所以溫度較高，於是峽內靠丘大陸的島嶼上的溫度遂分外顯得低了。

### 引用文獻

- (1) K. Tsukuda, On the Surface Temperature of the Neighbouring Seas of Japan, Mem. Imp. Mar. Obs.; Vol. VI, No. 3. P. 251, 1937, Kobe.
- (2) 中國之溫度，在滬印刷，不日出版。
- (3) 廬嶽，中國之寒潮，氣象雜誌第十二卷，第十二期，第六五五及六七二面，民國二十五年十二月出版。
- (4) G. Schott, Geographie des Atlantischen Ozeans, S. 157 und 236-237, Hamburg, 1926  
W. Meinardus, Klimakunde der Antarktis. Handbuch der Klimatologie Bd. IV, Teil U, S. 102, Berlin, 1938.
- (5) 瞿可楨，中國氣流之運行，氣象研究彙集刊第四號，第二十六面，民國二十三年四月出版。
- (6) 田中館秀三，海洋(三)，地理學基礎論第七篇，一四四面。
- (7) G. Schott, Geographie des Indischen und Stilleoceans. S. 261, Eig. 71, Hamburg, 1935.
- (8) G. Schott, Loc. cit., S. 262.
- (9) 田中館秀三，見前，一四四面。
- (10) Prandtl and Tietjens, Applied Hydro- and Aeromechanics. P. 1. Formula (1), New York and London, 1934.
- (11) A. Baldit, Meteorologie du Relief Terrestre. p. 198, Paris, 1929.
- (12) 瞿可楨，見前，第十面。