

# 大気成層の統計的性質\*

曲田 光夫\*\* 西田 圭子\*\*

## 要 旨

大気成層状態の統計的性質を明らかにしておくために、1956年から1960年までの国内の高層観測資料の5年平均値を用いて、風向、風速、風の垂直 shear、気温、安定度、Richardson 数、相対湿度、混合比、Scorer 数等について調べた。この中で風の垂直 shear については傾圧不安定との関係、安定度、Richardson 数については大気中の擾乱の Scale Analysis との関係、Scorer 数については山越気流との関係から論議した。また、下層大気については Ekman 境界層の観点から風、気温の垂直 shear、風向の変化図に注目したが、下層資料が不十分なため適格な結論ができ難い点があった。特に Ekman spiral は5年平均値で見ると限りでは実現されているとはいえないようであるが、日々の資料を用いて Ekman spiral の実現の様態を調査した上で5年平均値の意味を考えて見る必要がある。

## 1. はしがき

大気の垂直構造が大気現象にとって極めて重要な意味を持つことは言うまでもない。垂直安定性、傾圧安定性、Scale Analysis、山越波動等多くの理論的考察が比較的簡単な Parameter の値によって重要な性質を左右する現象が多いことを示している。このような Parameter として風、気温の shear、安定度、Richardson 数、Scorer 数等を探ったが、風、気温、湿度等は元より第一義的な意味を持つわけである。稚内、館野、汐岬の3地点について、1956年から1960年までの高層観測資料の月平均値からこれらの Parameter を求め、その垂直分布の季節的特性を明らかにするとともに理論的考察を行った。Charney(1947)を初めとする多くの研究によれば風の垂直 shear が傾圧安定性を支配し、Richardson 数が Rossby 数と共にじょう乱の scale を決める上で重要である(小倉 1966)。また国内の山系が、気流の乱れや降水量の分布に大きな影響を与えることが知られており、Scorer (1947)によれば山系による気流の乱れを支配する一つの Parameter として、Scorer 数がある。こ

れらの Parameter の平均状態を明らかにしておくことは、変動を見る上で特に重要であり、その目安として5年平均の月平均値を求めた。

つぎに下層大気の問題として、最近境界層の構造が大きくなり上げられて来た。主要な問題点として大気と地表との相互作用があり、地面、海面から熱や水蒸気などのように輸送されるかである。数10mの層までの接地境界層では乱流理論がかなりよく適用できることが知られており、さらにその上2km程度までの層は、転向力、気圧傾度、摩擦力の三者が釣り合っている Ekman 層であり自由大気と境を接している。Ekman 層での風、気温の垂直分布が、何等かの意味で自由大気中のものと異なっているわけで、ここでは、風向、風の垂直 shear、安定度等に注目して Ekman 層の特性を調べた。風向の垂直分布は Ekman spiral と言われる理論的結果があるが、5年平均の月平均値で見ると限りでは、Ekman spiral というよりは、大きな気圧分布の垂直変化が強く効いているようである。Ekman spiral が比較的見易く現われるのは日々の条件のよい時であろう。用いた資料の垂直分布が粗いために、接地境界層については一切触れられないが、Ekman 層についても不確かな点が多い。

## 2. 風および風の shear

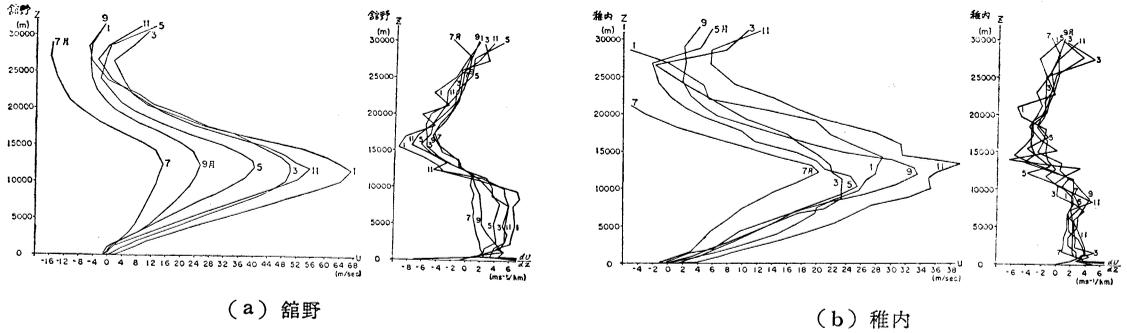
風については多くの調査があつて(迎 1966)、ここで特に採り上げる程のことはないが、第1図(a)(b)、

\* Statistical Properties of the Atmosphere

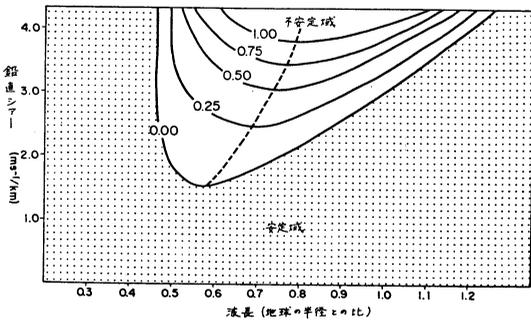
\*\* M. Magata, K. Nishida 気象研究所予報研究部

—1970年1月19日受理—

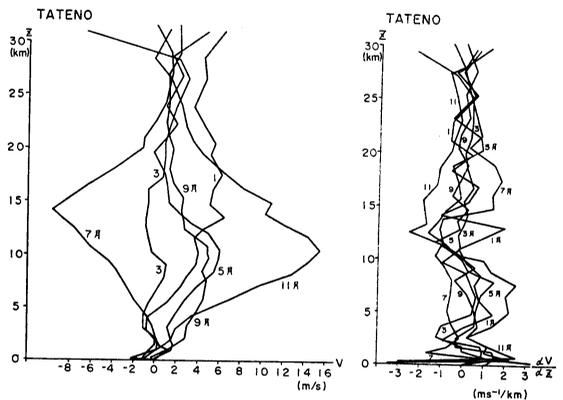
—1970年11月27日改稿—



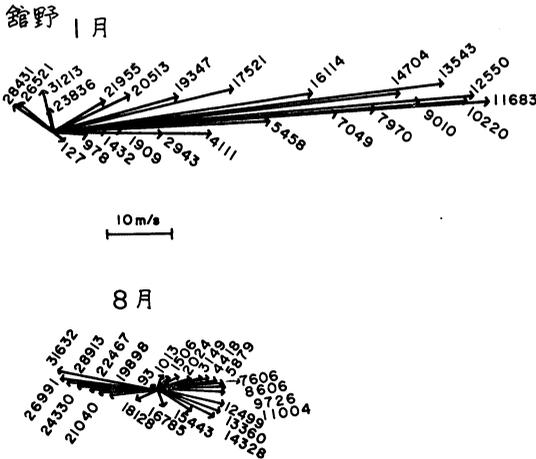
第1図 風速の東西成分とその垂直シアアの高度分布



第2図 傾圧不安定を支配する擾乱の波長と風のシアアとの関係



第3図 風速の南北成分とそのシアアの高度分布 (館野)



第4図 風向, 風速分布 (館野). 数字は高度 (m)

は風の東西成分とその垂直 shear について館野と稚内の1月, 3月, 5月, 7月, 9月, 11月の5年平均値を图示したもので, 偏西風帯の特性を現わしている. 偏西風帯の傾圧不安定理論によれば, 第2図に示すように, 一般流の風の shear の大きさに応じて不安定波長域が決定

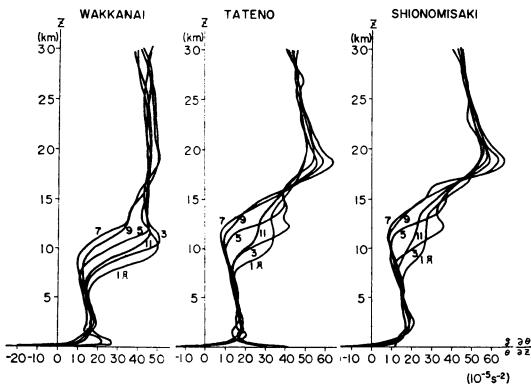
されるわけである. この図がそのまま実際の風に対応して不安定が起きているわけではないが, 一つの目安を与えるものと考えられる. また5年平均月平均値について傾圧不安定理論を適用することの意味が不明確であるが, 平均値をとっても風の shear が大きいということは, 日々の資料でも shear の大きい日が多いことを示すことになるわけである. すなわち, 対流圏では館野の1月では  $6 \text{ ms}^{-1}/\text{km}$  以上の shear があって, 強い不安定域があるものと推論されるが, 7月は  $2 \text{ ms}^{-1}/\text{km}$  でかなり弱い. また稚内では, 館野に比して shear が弱く, 夏冬の較差も小さい. 以上は東西成分についてであるが, 第3図は館野における南北成分とその shear の分布を图示したものである. 南北成分は夏と冬で特徴ある分布をしているが, その垂直 shear は  $1 \text{ ms}^{-1}/\text{km}$  程度で小さい. つぎに風向の分布であるが, 第4図は館野における1月と8月の高度別の風向, 風速を示したものである. 1月には風向は高度と共に反時計まわりに回転し,

第1表 気温垂直減率表 (500mb以下)

高度(mb)	$\left(-\frac{\partial T}{\partial z}\right)$ (°C/100 m)												
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	
稚 内	500	0.60	0.57	0.63	0.67	0.68	0.70	0.64	0.63	0.65	0.67	0.63	0.62
	600	0.58	0.62	0.62	0.61	0.64	0.62	0.56	0.55	0.62	0.63	0.62	0.60
	700	0.53	0.55	0.54	0.58	0.59	0.52	0.49	0.51	0.53	0.56	0.54	0.54
	800	0.49	0.52	0.47	0.55	0.57	0.54	0.49	0.46	0.50	0.49	0.46	0.50
	850	0.60	0.59	0.54	0.55	0.59	0.50	0.47	0.43	0.52	0.49	0.55	0.59
	900	0.67	0.57	0.61	0.55	0.47	0.34	0.33	0.33	0.55	0.58	0.60	0.66
1000	0.77	0.75	0.70	0.66	0.33	0.17	0.17	0.39	0.64	0.74	0.83	0.80	
Surface	1.71	1.31	1.57	1.39	1.41	1.38	1.27	1.29	1.30	1.09	0.90	1.33	
館 野	500	0.60	0.63	0.61	0.63	0.59	0.59	0.58	0.59	0.58	0.60	0.62	0.64
	600	0.56	0.57	0.59	0.59	0.58	0.57	0.52	0.54	0.53	0.59	0.58	0.59
	700	0.51	0.52	0.52	0.52	0.50	0.52	0.52	0.51	0.52	0.49	0.53	0.49
	800	0.51	0.52	0.51	0.47	0.47	0.52	0.53	0.49	0.44	0.40	0.44	0.54
	850	0.59	0.52	0.44	0.43	0.44	0.47	0.46	0.44	0.41	0.46	0.47	0.56
	900	0.59	0.55	0.50	0.47	0.44	0.37	0.35	0.41	0.45	0.46	0.51	0.61
1000	0.49	0.55	0.62	0.57	0.54	0.59	0.49	0.55	0.53	0.49	0.45	0.37	
Surface	0.10	0.27	1.02	1.42	1.55	1.43	1.32	1.36	1.22	0.63	-0.21	-0.35	
米 子	500	0.60	0.63	0.63	0.64	0.62	0.61	0.57	0.58	0.58	0.61	0.63	0.64
	600	0.53	0.59	0.56	0.55	0.54	0.57	0.53	0.58	0.53	0.60	0.61	0.57
	700	0.47	0.48	0.49	0.51	0.51	0.54	0.52	0.54	0.51	0.51	0.50	0.45
	800	0.40	0.43	0.41	0.47	0.49	0.51	0.49	0.47	0.41	0.38	0.39	0.39
	850	0.53	0.51	0.44	0.51	0.50	0.51	0.46	0.46	0.43	0.40	0.49	0.54
	900	0.64	0.60	0.55	0.49	0.54	0.50	0.47	0.49	0.56	0.59	0.60	0.68
1000	0.72	0.71	0.66	0.61	0.59	0.62	0.59	0.62	0.59	0.64	0.62	0.70	
Surface	0.58	0.45	0.68	0.80	0.89	0.65	-0.29	0.92	0.67	0.27	-0.00	0.12	
名 瀬	500	0.56	0.54	0.64	0.72	0.69	0.64	0.63	0.66	0.66	0.62	0.57	0.60
	600	0.52	0.62	0.62	0.62	0.60	0.59	0.58	0.64	0.58	0.60	0.61	0.59
	700	0.50	0.55	0.58	0.57	0.54	0.52	0.57	0.54	0.55	0.58	0.56	0.53
	800	0.48	0.52	0.52	0.54	0.53	0.53	0.57	0.54	0.56	0.51	0.50	0.51
	850	0.29	0.43	0.44	0.46	0.43	0.46	0.51	0.46	0.45	0.37	0.40	0.32
	900	0.35	0.42	0.30	0.36	0.37	0.41	0.42	0.46	0.37	0.35	0.38	0.30
1000	0.64	0.51	0.32	0.23	0.29	0.37	0.36	0.46	0.45	0.50	0.48	0.57	
Surface													
鹿 尾 島	500	0.56	0.63	0.69	0.72	0.67	0.64	0.65	0.67	0.65	0.64	0.65	0.64
	600	0.58	0.63	0.66	0.62	0.60	0.59	0.57	0.58	0.58	0.63	0.63	0.62
	700	0.58	0.57	0.59	0.59	0.56	0.54	0.56	0.55	0.55	0.57	0.58	0.58
	800	0.48	0.51	0.52	0.49	0.51	0.52	0.55	0.52	0.55	0.53	0.53	0.50
	850	0.34	0.42	0.41	0.45	0.41	0.44	0.49	0.48	0.43	0.44	0.43	0.39
	900	0.31	0.35	0.26	0.40	0.39	0.45	0.38	0.44	0.41	0.34	0.36	0.27
1000	0.44	0.48	0.39	0.40	0.40	0.45	0.47	0.44	0.47	0.48	0.44	0.41	
Surface													

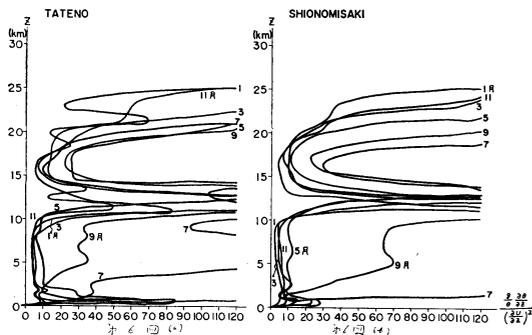
第2表 Richardson 数表 (500mb 以下)

高度(mb)	$\left( \frac{g/\theta}{(\partial u/\partial z)^2} \frac{\partial \theta/\partial z}{\partial z} \right)$												
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	
稚 内	500	59.14	28.74	25.07	42.17	39.81	102.81	74.64	21.36	14.58	20.78	31.64	154.69
	600	55.38	23.41	27.17	28.43	26.81	216.96	78.82	47.46	16.46	21.73	16.14	15.40
	700	17.99	33.61	24.64	63.98	28.48	206.37	159.22	57.21	66.81	22.69	14.04	16.76
	800	15.11	27.56	31.56	27.03	28.50	227.14	171.10	41.38	61.49	29.08	12.70	11.37
	850	10.38	11.99	6.12	26.15	27.18	115.25	280.23	24.65	20.27	18.19	9.67	12.13
	900	6.00	5.02	11.74	12.43	32.13	61.64	30.48	15.82	19.89	10.38	12.23	22.66
	1000	10.29	6.73	23.90	3.38	13.85	48.83	27.99	43.39	11.57	6.53	3.63	5.99
Surface	-0.45	—	—	-0.12	-1.43	-0.52	-0.50	-0.20	-4.36	-0.25	0.03	-0.09	
館 野	500	3.59	3.17	4.79	7.75	8.18	8.79	121.49	668.92	29.90	9.97	4.40	3.59
	600	3.58	4.37	6.01	7.86	10.13	11.66	156.88	334.47	35.07	7.94	5.21	4.13
	700	4.46	4.83	5.56	7.27	10.34	11.86	70.73	80.84	18.76	9.55	5.86	3.36
	800	4.64	4.43	5.75	7.49	10.07	15.95	36.79	65.32	12.45	6.89	6.56	5.46
	850	8.11	7.82	12.58	18.52	27.84	37.02	38.37	21.48	8.78	10.23	7.60	9.70
	900	4.95	5.12	7.47	12.11	29.16	21.49	35.52	27.57	14.63	11.19	5.72	6.32
	1000	8.63	17.55	11.11	8.79	69.84	54.31	23.55	32.85	86.10	13036.48	116.55	15.37
Surface	0.55	2.14	-0.26	-18.75	-3.78	-0.60	-0.26	-0.46	-0.46	1.36	817.52	2.76	
汐 岬	500	2.84	3.63	5.86	9.13	12.62	16.53	—	10611.46	64.59	14.27	4.42	3.23
	600	3.27	4.36	6.02	9.27	9.13	12.53	8485.25	8534.95	69.59	11.37	5.39	4.75
	700	4.86	5.36	6.08	10.81	9.77	16.72	6092.61	319.72	52.78	13.04	7.04	4.53
	800	5.84	7.08	7.32	7.87	11.81	16.44	144.66	834.05	29.65	9.84	12.89	7.78
	850	6.45	5.57	6.84	6.14	9.32	17.03	125.17	95.33	16.55	7.03	9.95	8.02
	900	4.90	3.90	7.64	6.36	16.79	26.90	47.51	60.42	8.15	7.80	4.93	6.93
	1000	4.58	5.38	9.30	12.66	27.77	35.61	10.61	60.24	23.63	459.47	15.67	3.66
Surface	-0.04	-0.01	-0.38	-1.28	-0.13	0.69	-0.06	-0.16	-0.07	-0.09	0.80	0.19	



第5図 垂直安定度の高度分布 (a) 稚内, (b) 館野, (c) 潮岬

8月には時計まわりに回転していることが分かる。このような風の分布は大規模な気圧パターンに対応するもので、2 km以下の下層でも Ekman spiral に対応するものとは考えられない。Ekman spiral としての要素は当然含まれているわけであるがこれをどのように分離するかが問題である。高度に対して一定の気圧分布の時に、気圧傾度力、転向力、摩擦力の三者がつり合うように吹く風が Ekman spiral に対応するわけであるが、気圧分布が一定でない場合を考えなければならない。すなわち、気圧分布の高度変化に伴う風の変化と Ekman spiral としての風の変化との比較が必要なわけである。また日々の資料で Ekman spiral が実現されている模様を調べる必要があり、その上で5年平均値の意味を検討すべきであろう。



第6図 Richardson 数の高度分布 (a) 館野, (b) 潮岬

### 3. 安定度と Richardson 数

垂直安定度が気象現象において果す役割は極めて大きく、これについて Gates (1961), 渡辺 (1968) 等多くの研究があるが、第5図は稚内、館野、潮岬の5年平均の月平均値の温度分布から計算した垂直安定度の分布である。高度5 km から15 km にわたって季節変化が大きく、冬は安定で夏は不安定であり、また南程その変動が高空におよんでいる。5 km 以下についてはこの図ではあまりよくわからないが、第1表の気温減率の分布を見るとその特徴をつかむことができる。すなわち、一般に900mb 付近の下層では、夏は安定で冬は不安定であるが、500mb 付近になると、夏は不安定で冬は安定になる。この特徴は北に行く程明瞭に現われ、南方でははゞきりしなくなる。つぎに、垂直安定度を風速の shear の自乗で割った Richardson 数  $\left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}\right) / \left(\frac{zU}{\partial z}\right)^2$  を図示したのが第6図であるが、潮岬、館野については冬小さく夏大きい特徴が出ている。

なお、500mb 以下では、この特徴は第2表を見れば一層はつきり分かる。冬は各地とも10の order であるが、夏はかなり大きい。Richardson (1920) によれば Richardson 数は混合距離論の適用できる乱流層では、乱流の発達する規準を与える量として理解されているが、総観規模の現象に対しては Rossby 数と共に現象のスケールを規定する量として考えることができる (小倉1966)。このことは運動方程式と熱力学方程式を次元のない形に書いて見れば理解される。次元のある普通の量には“;”をつけて表現すると運動方程式と熱力学方程式は次のようになる。

これらの方程式を無次元化するために、代表的な水平の波長を  $L$ 、垂直のスケールを  $H$ 、風速を  $U$ 、密度を

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t'} + u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + w' \frac{\partial u'}{\partial z'} - f' v' &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x'} \\ \frac{\partial v'}{\partial t'} + u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} + w' \frac{\partial v'}{\partial z'} + f' u' &= -\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial y'} \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t'} + \frac{\partial \rho' u'}{\partial x'} + \frac{\partial \rho' v'}{\partial y'} + \frac{\partial \rho' w'}{\partial z'} &= 0 \\ \frac{\partial \theta'}{\partial t'} + u' \frac{\partial \theta'}{\partial x'} + v' \frac{\partial \theta'}{\partial y'} + w' \frac{\partial \theta'}{\partial z'} &= 0 \end{aligned} \right. \quad (1)$$

$\rho_0$ 、コリオリ因子を  $f_0$  とする。気圧、温位の標準的分布をそれぞれ  $P_s'(z)$ 、 $\theta'_s(z)$  とすると、地衡風  $v' = \frac{1}{f' \rho'} \frac{\partial p'}{\partial x'}$  温度風  $\frac{\partial v'}{\partial z'} = \frac{g'}{f' \theta'} \frac{\partial \theta'}{\partial x'}$  から、 $P' - P_s'$ 、 $\frac{\theta' - \theta'_s}{\theta'_s}$

の代表的な値として、それぞれ  $\rho_0 f_0 L U$ 、 $\frac{f_0 U L}{g H}$  を採るこ

とができ、また垂直安定度  $\frac{g'}{\theta'} \frac{\partial \theta'}{\partial z'}$  の代表値を  $\sigma$  とおけ

ば、熱力学方程式から垂直速度の代表値として  $\frac{f_0 U^2}{\sigma H}$  を用いることができる。そこで無次元化した  $x, y, z, P, t, u, v, w, \theta, f$  を次のように定義する。

$$x = x'/L, \quad y = y'/L, \quad z = z'/H, \quad P = \frac{P' - P'_s}{\rho_0 f_0 L U},$$

$$t = \frac{U}{L} t', \quad u = \frac{u'}{U}, \quad v = \frac{v'}{U}, \quad w = w' / \left( \frac{f_0 U^2}{\sigma H} \right),$$

$$\theta = \left( \frac{\theta' - \theta'_s}{\theta'_s} \right) / \left( \frac{f_0 U L}{g H} \right), \quad f = \frac{f'}{f_0}$$

これらの関係を(1)に代入して無次元化した方程式系を作ると次のようになる。

$$\left\{ \begin{aligned} R \left( \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{1}{R_i} w \frac{\partial u}{\partial z} - f v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ R \left( \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{1}{R_i} w \frac{\partial v}{\partial z} + f u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ R \left( \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{1}{R_i} \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) &= 0 \\ R \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + S w \right) + \frac{1}{R_i} w \frac{\partial \theta}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right. \quad (2)$$

ここに

$$R = \frac{U}{f_0 L}; \text{ Rossby 数}$$

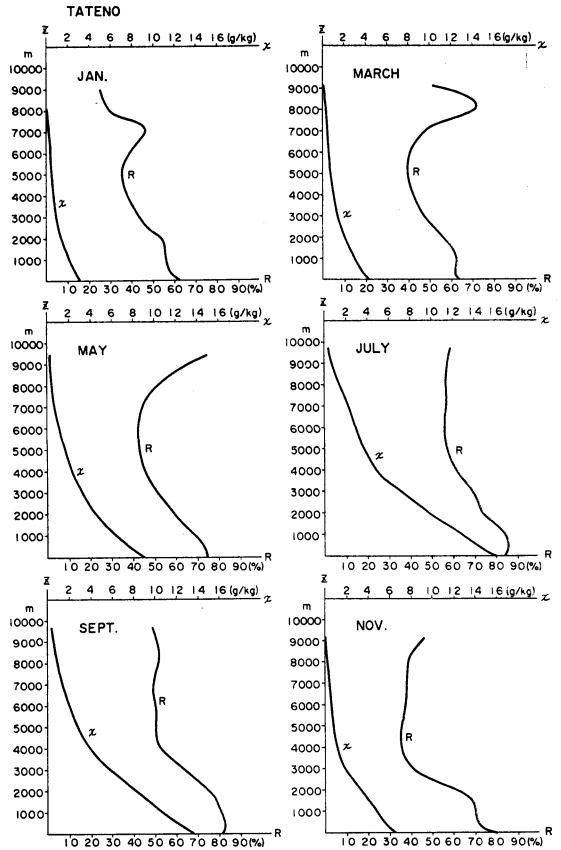
$$R_i = \left( \frac{\sigma}{U} \right)^2; \text{ Richardson 数}$$

$$S = \frac{g}{\sigma \theta'_s} \frac{\partial \theta'_s}{\partial z'}; \text{ 無次元化した標準大気の安定度}$$

総観スケールの運動では  $L=10^6\text{m}$ ,  $U=10\text{ms}^{-1}$ ,  $f_0=10^{-4}$ ,  $H=10^4\text{m}$ ,  $\sigma=10^{-4}\text{s}^{-2}$  であり,  $R=10^{-1}$ ,  $R_i=10^2$  となる. これを (2) 式に入れて考えると, モーメントの垂直輸送項の order が小さいこと, 垂直安定度の水平方向の変動が小さいこと, 水平収束量が一方の水平収束量より order が小さいことなどが分かる. しかし以上は一般論であって, 実際の資料で  $R_i$  の平均的な値を計算すると, 第6図, 第2表のようになるのである. 冬から春にかけては10程度の order であるが館野の10月における1,000mbの値のように夏から秋にかけて異常に大きい値がところどころに現われている. これは風の垂直 shear が小さいために起こるわけであるが, この計算に用いた垂直格子間隔のとり方にもよるわけで, Scale analysis に対応して考えるには格子間隔が小さすぎるのかも知れない, また日々の資料で Richardson 数を計算しても, それから5年平均値を求めたらこのような異常値が出ないかも知れない. この点の検討に問題が残っているわけである.

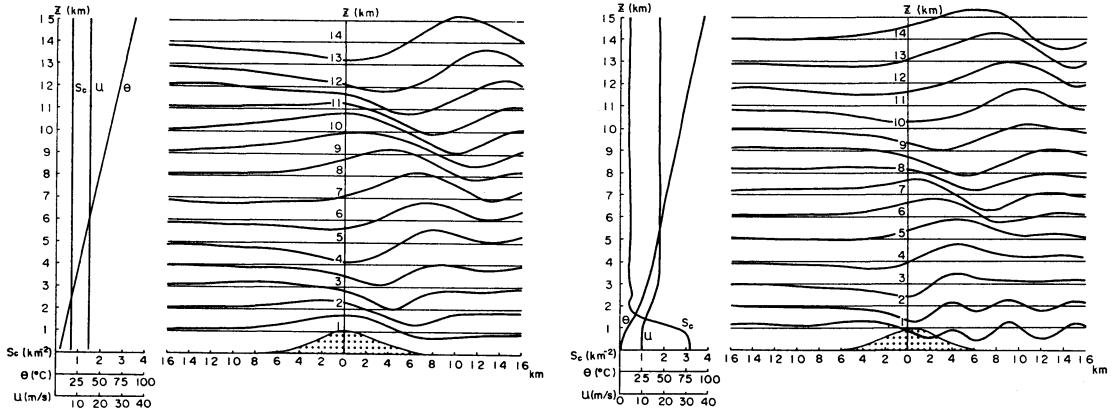
4. 湿度

大気中の水蒸気は主として地(海)表面からの蒸発が主要な役割を果たすわけで, 下層程水蒸気量が多いことが期待される. 一面, 気温は上空程低いから, 含む得る水蒸気量は小さくなり凝結現象を起し, 雨雪となって地表へ落下することになる. 第7図は, 館野における混合比と相対湿度の分布の5年平均値である. この図から分かることは, 第一に混合比の分布は下層で大きく上層で小さい規則的な分布をしているが, 相対湿度は上層で, むしろ大きくなっているということである. これは気温の垂直分布と飽和水張の性質に基因するわけである. 第2



第7図 混合比(x), 相対湿度(R)の高度分布(館野)

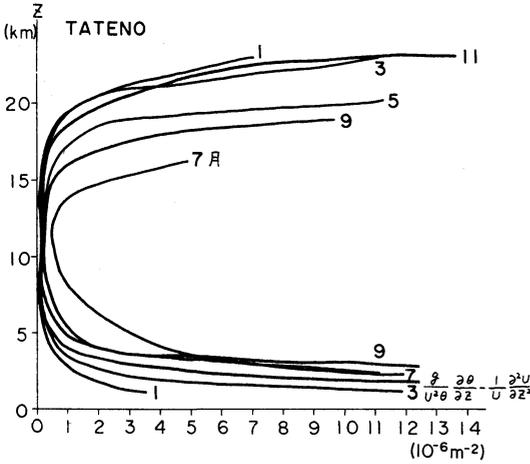
に, 混合比は夏大きく冬小さいことである. 相対湿度についても同じことが言えるが混合比程ははっきりしていな



(a) Scorer 数一定の場合

(c) Scorer 数が下層で大きい場合

第8図 山越気流の理論値 (Sawyer に依る)



第9図 Scorer 数の高度分布 (館野)

い、第3に、混合比は北にある稚内で小さく、南の潮岬で大きい、相対湿度は南北によってほとんど差がない。湿度の分布は、その地点の条件というよりは、周囲を覆っている気団の特性と見た方が妥当である。館野や潮岬では、冬は北西からの大陸気団が日本列島に当たって水蒸気を降り落した後の乾燥空気に支配されているが、夏は南風によって運ばれる暖湿な気団に覆われるわけである。稚内では、海況等の事情が異なり、気温が低いために相対湿度は大きいが混合比が少なくなっている。

5. Scorer 数と山越気流

Scorer 数は

$$S_c = \frac{g}{U^2 \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$$

で定義されるもので、山越気流を理論的に扱う際に、流線函数に対して

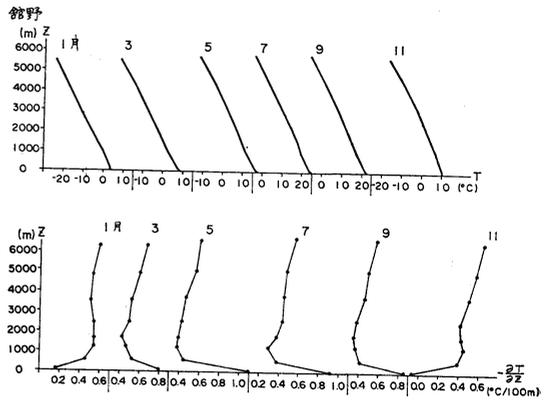
$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + S_c \psi = 0$$

という微分方程式の係数として現われる。この式を見れば分かるように、流線の模様は境界条件として入ってくる山の形と  $S_c$  の分布で決まるといえるわけである。第8図(a), (b)は Sawyer (1960) が上式から理論的に求めた流線分布である。(a)は  $S_c$  の垂直分布が高さと共に一定の場合である、(b)は下層で  $S_c$  の値が大きい場合である。山の下流に伝播する風下波動はこの  $S_c$  の下層の分布に依存することが分かる。それでは  $S_c$  の実際の分布はどうなっているかという、第9図は館野、における5年平均の月平均値である。これから分かるように、この値は冬小さく夏大きい。また、下層と15~20kmの層で大きい値になっているが、これは一般

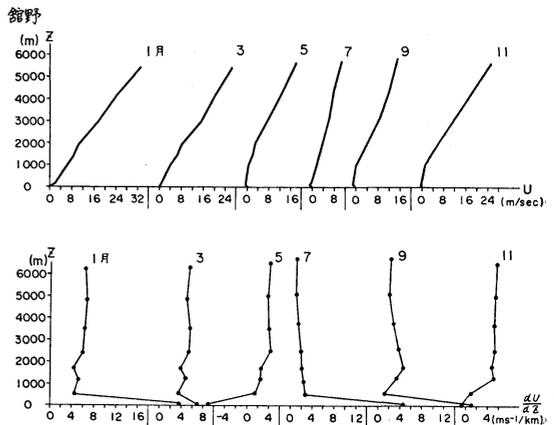
流  $U$  の垂直分布が影響しているものと考えられる。対流圏では、一般に山越気流は風下波動を起こす条件を具えているが、それが顕著に出るかどうかはその時の Scorer 数の分布に依存するわけである。しかし、これは線型理論であり、たとえば Hydraulic jump 等の非線型理論もあり、Scorer 数の分布だけで山越気流を論ずることには問題があるようである。

6. Ekman 境界層について

通例 Ekman 境界層と呼んでいるのは、風の垂直分布が Ekman Spiral をなして、その上で地衡風が吹いているような高度1~2km程度の大气下層のことをいう。理論的には、地球回転の偏向力、気圧傾度力、摩擦力の3者がつり合っている層のことをいうわけであるが、風の項でも述べたように実測値では単純な Ekman



第10図 5 km 以下の下層における気温とその減率 (館野)



第11図 5 km 以下の下層における東西風とそのシアの分布 (館野)

spiral は仲々現われないのである。最近、地空相互作用の観点から境界層における熱や水蒸気の輸送機構が問題となっているが、高度数十米の接地境界層で乱流理論が割合によく適用できるのに対して、Ekman 境界層での輸送機構についてはあまりよく解明されていない。しかし、輸送機構が異なる結果として気温や風の分布が、接地境界層、Ekman 境界層、自由大気等の層によって異なる分布をするであろうことが期待される。接地境界層では対数法則を中心にして、理論上観測上の多くの研究がなされている。ここでは用いた資料の関係上、接地境界層については論じられないが、Ekman 層と自由大気中における気温、風の分布の特性はある程度明らかにできるようである。気温や風そのものの分布を見てもよいが、それらの垂直傾度を見る方が一層よく分かるのである。第10図館野における5 km 以下の気温と気温の垂直傾度の5年平均の月平均値である。これらの図を見れば分かるように気温傾度の下層における分布が明瞭な特徴を持っているのである。一般に地表付近は不安定であるが、冬季の館野では安定になっている。これは夜間放射による影響と考えられる。また、ほとんどの場合、2 km 付近の高度で安定性を増し、その上下で不安定の傾向になっている。館野の1月と11月、稚内の5月、7月では、逆に2 km 付近の高度で安定性を増している。何れにせよ、1~2 km 付近を境にして、上下の気温分布を異にしているのが伺えるのである。次に第11図は館野における風速の東西成分  $U$  とその垂直傾度の月平均値の5年平均である。この場合にも2 km 付近を境にして、下では上に比較して変動が強く垂直傾度の分布を異にしていることがわかる。もっとも地表の値は地形の影響や格子間隔に見合う精度がないことなどもあって、垂直傾度の計算には問題があるようである。Ekman spiral の現われる層と風、気温分布を異にする層がどういう関係になっているか不明であるが、そのような境界層があることについては、以上のことから推論できるであろう。

## 7. むすび

風、気温、湿度とこれから導かれる安定度、Richardson 数、Scorer 数等について、稚内、館野、潮岬における5年平均値に注目して来たわけであるが、これは日々起こる現象を理解するための基準を与えるものである。また、理論的観点から論ずる際に、これら種々のパラメーターの標準的値を求め、さらに、季節変化や場所による変動を出しておくことは重要である。従って、広範囲にこれらのパラメーターを計算しておくことが望ましいわけであるが、資料の関係上国内のものに限った。ここには稚内、館野、潮岬におけるものについて説明したが実際の計算は、高層資料のある全地点で行った。また、境界層の討論をするには下層の観測密度を増やす必要があり現在の資料では不十分である。

## 引用文献

- 1) Charney, J.G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.* **4**, 135-162.
- 2) Gates, W.L., 1961: Static stability measured in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **18**, 526-533.
- 3) Sawyer, J.S., 1960: Numerical calculation of the displacements of a stratified air stream crossing a ridge of small height. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **86**, 326-345.
- 4) Scorer, R.S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **75**, 41-56.
- 5) Richardson, L.F., 1920: The supply of energy from and to atmospheric eddies, *Proc. Roy. Soc.*, **A 97**, 354-373.
- 6) 小倉義光, 1966: 最近の気象力学. 気象研究ノート, **17**, 33-57.
- 7) 迎 正秋, 1966: 日本における高層風速と風の鉛直シヤール, 研究時報, **18**, 263-270.
- 8) 渡辺正雄, 1968: 1962年の梅雨入りの解析(第報) —梅雨現象と安定度の変動について—研究時報, **20**, 377-406.