

## 冬型気圧配置時に富山県内に形成される強い降雪や 悪視程を伴うシア・ラインの立体構造

大久保 篤\*・黒川 美光\*\*

### 要 旨

冬型気圧配置時に富山県内に形成される南西風と南風とのシア・ラインは、平野部に局地的な大雪や悪視程をもたらす。シア・ラインの立体構造を解明するため、航空機および高層、ドップラーレーダー観測資料を用いて調査を行った。シア・ラインの高さは300~400 mでその上は一般場の風となっていた。シア・ライン北側の南西風は一般場の風が地形により変形した結果であり、シア・ライン南側の南風は、富山県南部山間部からの冷気塊の流出が主原因と考えられた。シア・ライン近傍の観測結果から、シア・ラインは上空では南に傾き、冷気塊である南風の上に相対的に暖かい南西風が重なった構造をしていることが見出された。

### 1. はじめに

冬季に、北陸地方の沿岸に沿って顕著な風向の不連続線(シア・ライン)がしばしば現れる。このシア・ラインは「北陸不連続線」または「北陸前線」と呼ばれ、古くから平地でも大雪をもたらすものとして知られている(気象庁(1968))。第1図に気象庁(1968)より引用した北陸不連続線の解析結果を示す。一点鎖線で示された新潟県から富山・石川県にのびるシア・ラインが北陸不連続線である。

その後の気象衛星画像を用いた詳細な解析や数値実験等によって、北陸不連続線と呼ばれたシア・ラインは、朝鮮半島の付け根から日本海西部にのびる日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)と呼ばれる収束帯と、それに沿って発生している「帯状雲」と呼ばれる雲バンドに対応していることがわかった。そして、その後の詳細な観測や数値実験により、立体構造も解明されつつある(メソ気象調査グループ(1988)やNagata *et al.*(1986), Nagata(1987), Nagata(1991))。

このように、北陸地方の大雪は帯状雲(=北陸不連続線)に伴って発生することが多い。しかし、富山空港出張所(1996)は、冬型気圧配置ではあるが、帯状雲が富山県から離れているときでも、富山県内の平地で局地的な大雪が発生していることを示した。このとき、富山県内には北陸不連続線とは別のシア・ラインが形成されており、その近傍で大雪は発生していた。シア・ラインは県内を移動し、シア・ラインの動きによって視程の急変も伴うことも示している。富山空港出張所(1996)が行ったシア・ラインの解析例を第2図に示す。この日の富山空港は、太破線で示された南西風と南風とのシア・ラインが近傍に位置したとき、強い降雪のため視程が200 mまで悪化している。また、翌朝9時までの24時間降雪量36 cmという大雪となった。

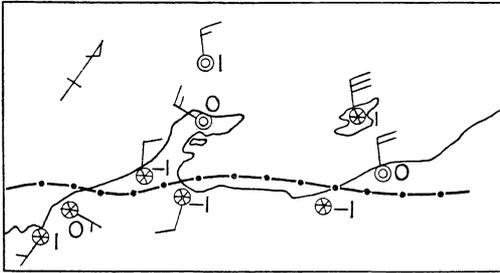
帯状雲に対する調査は多くあり、その構造も解明されつつある。しかし、富山県内に形成される南西風と南風とのシア・ラインについては、その存在が示されたばかりであり、立体構造の解明までには至っていない。このシア・ラインの立体構造を解明し、その動向の予測手法を確立することは、大雪の予測精度の向上や、航空機の運航にとって重要な視程の予測精度向上に大きく寄与すると考えられる。

\* 富山地方気象台技術課。

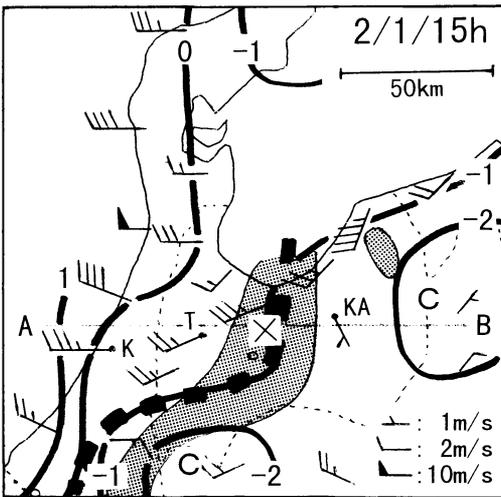
\*\* 富山地方気象台富山空港出張所。

—1999年4月15日受領—

—2000年2月3日受理—



第1図 気象庁(1968)より引用した北陸不連続線の解析例(1943年1月4日18時の局地天気図。一点鎖線が北陸不連続線を示す)。



第2図 富山空港出張所(1996)より引用したシア・ラインの解析結果(1996年2月1日15時の風, 補正気温(0.5°C/100 m 補正)の分布図。実線は気温, 太破線はシア・ライン, ハッチは2 mm/h以上の降水域。×は富山空港の位置)。

今回, 全日空から富山空港を発着する定期便による気象観測資料, および気象協会から富山空港の近くでおこなわれた高層気象とドップラーレーダー観測資料を入手することが出来た。冬型気圧配置時に富山県内に形成されるシア・ラインの動向の予測手法を確立するための第一段階として, これらの資料を用いて, シア・ラインの立体構造を明らかにすることを目的として調査を行った。

## 2. 調査に用いた資料

(1) 富山空港を離陸した航空機による気象観測資料要素は風向風速と気温である。航空機の離陸経路を

第3図に示すが, 高度1500 mに達した時の富山空港からのおよその距離は, 南側から離陸した場合で5 km, 北側から離陸した場合で10 km程度である。そして, 高度1500 mまでの所要時間はどちらも2分程度であった。

(2) 富山空港の南約2 km地点で実施した高層気象, ドップラーレーダー観測資料

要素は風向風速と気温, ドップラーレーダー観測から推定した上層層である。推定は, 仰角20度のPPI観測データを基に最小二乗法を用いたVAD解析手法を用いている(詳細は日本気象協会北陸センター(1998)を参照)。これらの資料は, 気象協会が「富山地域の雪の特性解明と利雪に関する高度研究(科学技術庁地域先導研究)」により富山空港の南約2 kmで実施した観測資料である(観測位置は第3図参照)。

(3) 富山空港を含む富山, 石川県内の気象官署の地上および高層気象観測資料。

(4) 富山, 石川, および周辺のアメダスの観測資料。

## 3. シア・ラインの立体構造の解析

シア・ラインの立体構造を解明するため, 航空機による気象観測資料および高層気象, ドップラーレーダー観測資料を用いて解析を行った。高層気象, ドップラーレーダー観測は富山空港から約2 kmで行われ, 航空機による観測資料も空港から約10 km以内である高度1500 m以下を用いたことから, これらの資料は富山空港上空の状況に近似しているものとみなした。

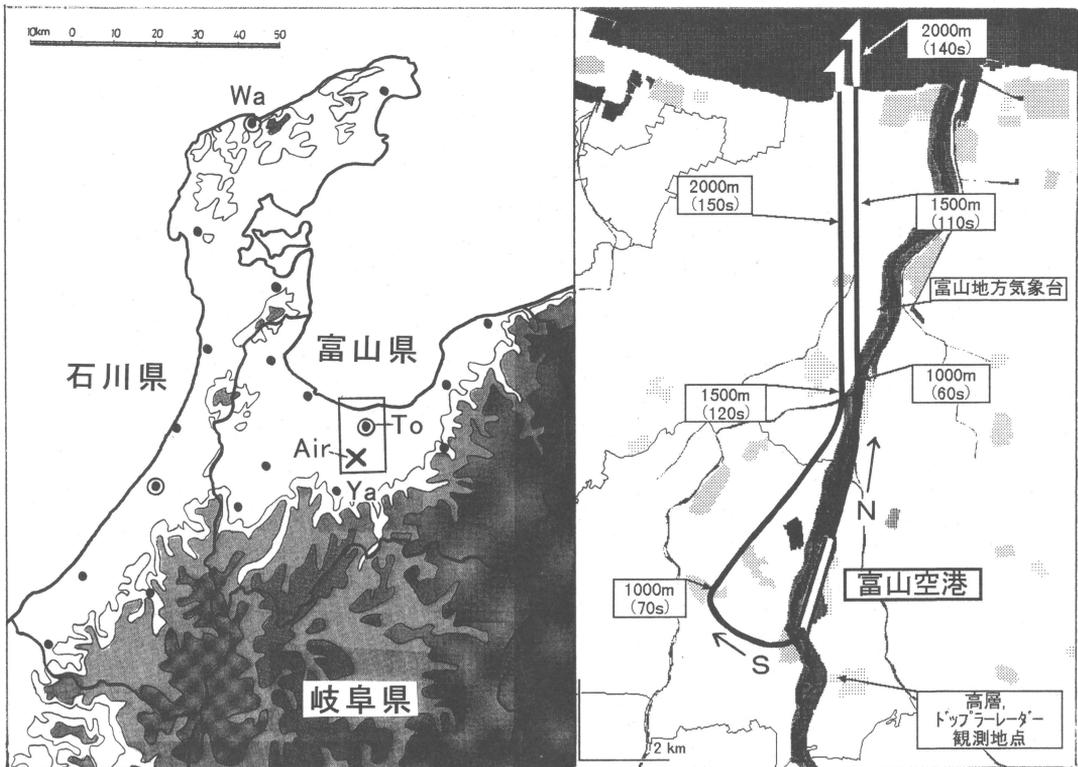
解析を行った日は, 1997年1月22日と2月12日および1998年1月24日の合計3日である。図は省略するが, これらの日はすべて冬型の気圧配置であった。富山空港では, 全事例ともシア・ライン近傍で降雪が強まり, 視程は1 km未満まで悪化している。また翌日9時までの24時間降雪量は1997年は3~4 cmと少ないが, 1998年は36 cmで大雪となっている。

1997年の2日間は航空機による気象観測資料, 1998年は高層気象, ドップラーレーダー観測資料を用いた。そして, 対象日のうちで, 小擾乱の通過がなく富山県内にシア・ラインが形成されていた時間帯について解析を行った。なお, 一般場の状況を表すものとして, 同じ時間帯の輪島の観測値も解析に加えた。

### 3.1 航空機および高層気象観測による解析結果

#### 3.1.1 1997年1月22日(航空機観測)

午前中は富山県内も北西風が卓越していたが, 午後



第3図 調査に用いた気象官署 (○), アメダス (●) の位置 (左図), 富山空港周辺での調査に用いた航空機のおおよその離陸経路と高度, 所要時間 (右図). 左図のハッチは高度 (濃い方から1000 m, 400 m, 200 m 以上), Wa, To, Air, Ya は輪島, 富山, 富山空港, 八尾の位置を示す. 右図の離陸経路は N は北側から離陸, S は南側から離陸した場合を示す.

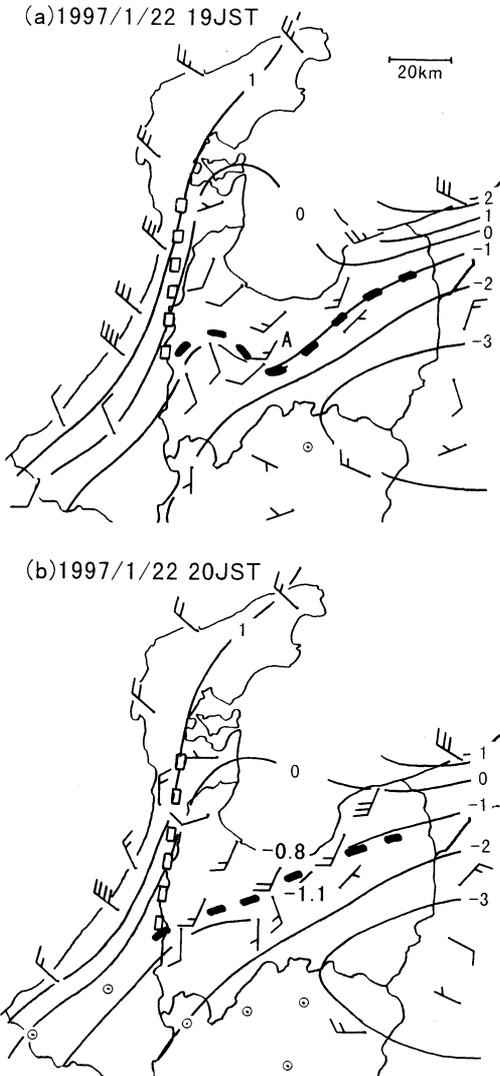
から南よりの風が主体となり, 県内に南西風と南風のシア・ラインが形成された. 第4図は19時と20時の風と高度補正した気温の分布図である. 両時刻とも富山県内の風は南西または南風となっている. そして, 破線で示すように, 県内をほぼ南西から北東方向に横断するシア・ラインが解析できる. シア・ラインはほぼ $-1^{\circ}\text{C}$ の等温線に沿っており, 北側が南西風, 南側が南風となっている. このシア・ラインは19時には富山空港の南側に位置していたが, 20時には富山空港の北側まで北上している. 富山空港付近でのシア・ラインの移動速度は, 両時刻のシア・ラインの位置を19時が八尾の南, 20時が富山空港と富山の間地点として推定すると, およそ $15\text{ km/h}$ となる.

なお, 石川・富山県境付近にも白破線で示す北西風と南西風とのシア・ラインが解析できる. このシア・ラインは第4図に示す時刻以外にも見出せたが, 動きはほとんどなく, 石川・富山県境付近にほぼ停滞していたことから, 今回の調査対象とはしない.

第5図は, 富山空港の風向, 風速, 気温, 露点温度の自記記録である. 「S」で示した19時20分頃に, 風向が「 $200\sim 220$ 度 (南南西 $\sim$ 南西)」から「 $160\sim 170$ 度 (南南東 $\sim$ 南)」に変化しており, この時にシア・ラインが富山空港を南から北へ通過したと考えられる. なお, 気温の変化は, ほとんど見られない. 第5図には降雪と視程状況も示してあるが, シア・ライン通過前後に降雪が強まり視程が悪化していることが分かる.

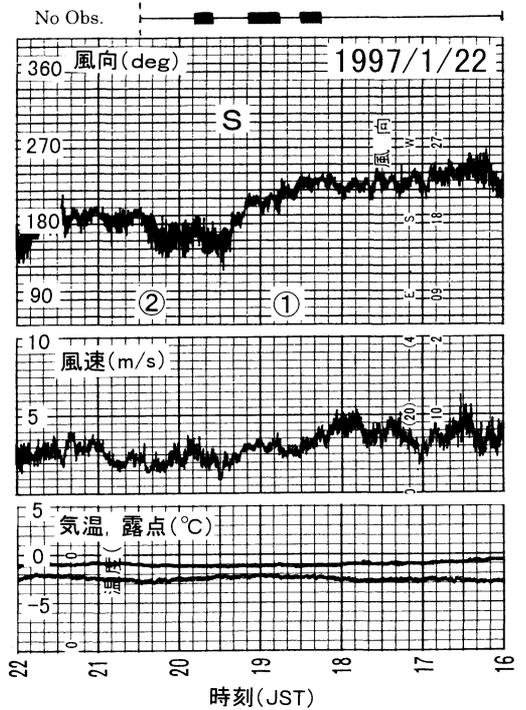
航空機による観測値は記号①, ②で示したシア・ライン通過前後に2回得られた. これらの事例を事例①, ②とすると, 事例①はシア・ライン北側の南西風領域, 事例②はシア・ライン南側の南風領域での観測値といえる.

第6図は, シア・ライン北側にあたる事例①での風向, 風速, 気温の鉛直分布である. 風の変化に着目すると,  $400\text{ m}$ と $800\text{ m}$ 付近を境に三つの層に分けることができる.  $400\text{ m}$ から下は, 風向が上に向かって「 $200$ 度 (南南西)」から「 $320$ 度 (北西)」へ時計回りに連続

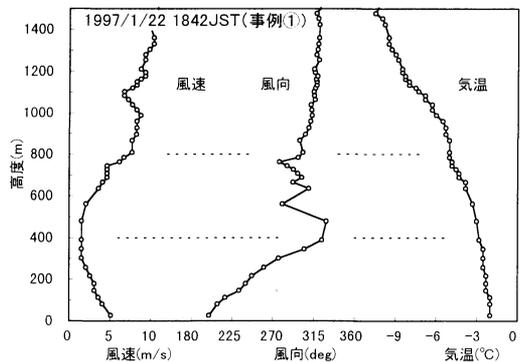


第4図 1997年1月22日19時と20時の風と補正気温(0.5°C/100m補正)の分布図。細線が補正気温、破線がシア・ラインの大まかな位置、Aは富山空港の位置を示す。(b)には富山と富山空港の補正気温も入れてある。風の記号は第2図と同じ。

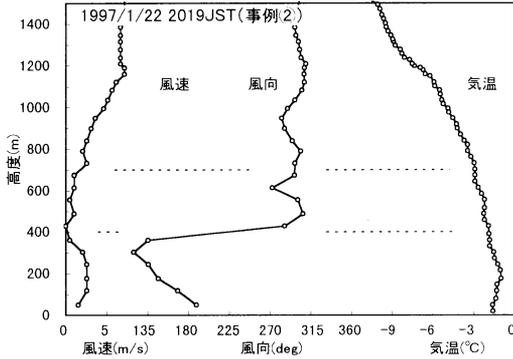
的に変化している。400 mより上は、「290~300度(西北西)」で一定であるが、800 mまではその上より変動が大きくなっている。風速も風向と同じ高度で三層に分離でき、下から「上に向かって連続的に減少する層」、「連続的に増加する層」、「緩やかに増加する層」となっている。そして、一番上の層は他の層に比べ風速が強い。気温は全体に上に向かって低下しており、三層に



第5図 1997年1月22日16~22時の富山空港での風向、風速、気温、露点温度の自記記録。Sはシア・ラインが通過したと思われる時刻、①、②は航空機が富山空港を離陸した時刻を示す。また、上段の細線は降雪を観測した時間帯、太線は降雪が強まり視程が1 km未満となった時間帯を示す(20時30分以降は観測がないため不明)。



第6図 1997年1月22日18時42分に富山空港を離陸した航空機の観測による風向、風速、気温の鉛直分布。破線は高度800 mと400 mを示す。



第7図 1997年1月22日20時19分に富山空港を離陸した航空機の観測による風向，風速，気温の鉛直分布。破線は高度700 mと400 mを示す。

は分かれませんが，上の層ほど変化率が大きくなっている。

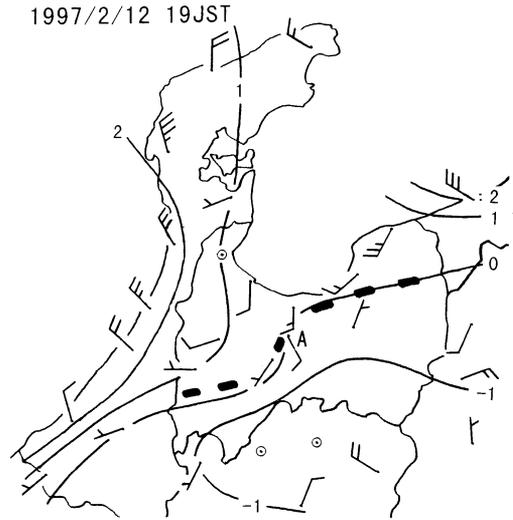
第7図は，シア・ライン南側にあたる事例②の風向，風速，気温の鉛直分布である。事例①と同様に風の変化は三層に分かれており，上の二層についてはよく似ている。しかし，最下層は大きく違っている。風向は，上に向かって「180度（南）」から「130度（南東）」へ反時計回りに変化した後，400 m付近で「310度（北西）」に急変している。風速も中間層より強く，ほぼ一定である。また気温も，地上から200 m付近までは，その上とは逆に上に向かって昇温しており，この層が上の層に比べて低温であることを示唆している。なお，この傾向は温位の鉛直分布でも見られる（図略）。

21時の輪島の高層気象実況によると，風速が地上から600 mにかけて連続的に強まっている他は顕著な変化は見られなかった。風向は「320度（北西）」でほぼ一定であった（図略）。

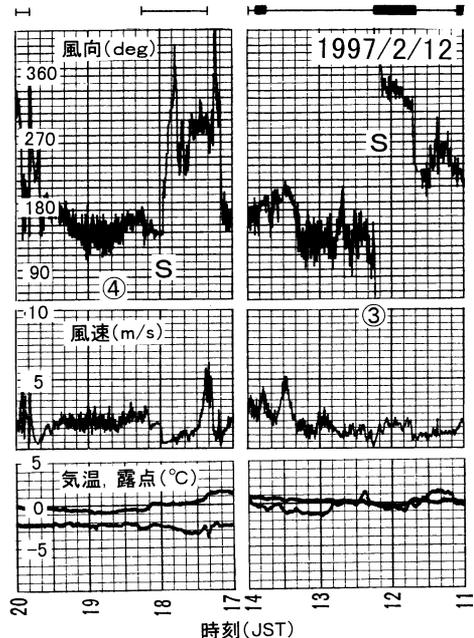
### 3.1.2 1997年2月12日（航空機観測）

午前中は富山県内も北西風が卓越していたが，午後から南よりの風が主体となり，県内にシア・ラインが形成された。シア・ラインは，1997年1月22日の事例と同様に県内をほぼ南西から北東方向に横断する形で解析できたが，1時間毎の局地解析では，富山空港付近にあり，位置の大きな変動はなかった（第8図）。

第9図は，航空機による観測値が得られた時刻を含む時間帯の富山空港での風向，風速，気温，露点温度の自記記録である。風向は南が主体であるが，一時的に西よりに変化しており，シア・ラインは富山空港付近で南北変動をしたと考えられる。「S」は風向が急変



第8図 1997年2月12日19時の風と補正気温（0.5°C/100 m補正）の分布図。細線が補正気温，破線がシア・ラインの大きな位置，Aは富山空港の位置を示す。風の記号は第2図と同じ。



第9図 1997年2月12日11～14時および17～20時の富山空港での風向，風速，気温，露点温度の自記記録。Sはシア・ラインが通過したと思われる時刻，③，④は航空機が富山空港を離陸した時刻を示す。また，上段の細線は降雪を観測した時間帯，太線は降雪が強まり視程が1 km未満となった時間帯を示す。

してシア・ラインが通過したと考えられる時刻である。このうち12時頃のシア・ライン通過時には降雪が強まり視程が悪化している。

観測値は記号③、④で示す時刻に2回得られた。両時刻とも風向は「140～150度（南東～南南東）」となっており、シア・ライン南側の南風領域での観測値といえる。そして、毎正時の局地解析でシア・ラインが富山空港近傍にあったこと、両時刻ともシア・ライン通過から30分以内であることを考慮すると、シア・ラインのすぐ南側での観測値とみなすことが出来る（これらを事例③、④とする）。

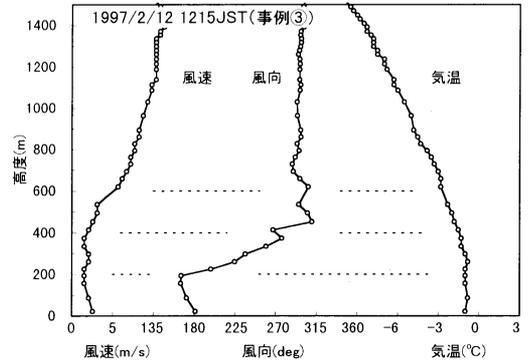
シア・ライン通過時の温度変化は、事例③に近い12時10分頃のものは不明瞭であるが、事例④に近い18時頃のもののは約0.5°Cの温度低下が見られる。

第10図は事例③の風向、風速、気温の鉛直分布である。シア・ライン近傍で風向変化が大きかったためか、地上付近の風向は、第9図と約60度違っている。それでも「180度（南）」であることから、最初の推定どおり、シア・ラインのすぐ南側の観測値として扱うことにする。

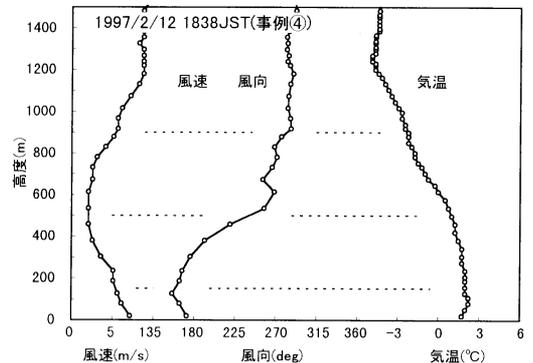
第10図で風の変化に着目すると、高度200 m、400 m、600 m付近を境に四つの層に分けることができる。200 mより下は、風向が上に向かって「180度（南）」から「160度（南南東）」へ反時計回りに変化している。そして、その上の200 mから400 mまでは、逆に「160度（南南東）」から「300度（西北西）」へと時計回りの変化となっている。400 mより上は、「300度（西北西）」でほぼ一定しているが、600 mまではその上より変動が大きくなっている。風速は、最下層が緩やかに減少、下から2層目がほぼ一定、その上の2層は増加傾向であり、最上層がもっとも強い。気温は、ほぼ一定の減率で上に向かって低下しているが、最下層のみは上に向かってほぼ一定から昇温傾向を示している。このことは、最下層が上の層にくらべ、低温であることを示唆している。

第11図も、シア・ラインのすぐ南側にあたる事例④の風向、風速、気温の鉛直分布である。各要素の分布傾向は事例③と似ている。ただし、各層の厚みが増加し、最下層がやや減少、中間の二層が増加している。また、最下層の低温傾向がはっきりしている。

21時の輪島の高層気象実況によると、風速が地上から700 mにかけて連続的に強まっている他は顕著な変化は見られなかった。風向は「280～290度（西～西北西）」でほぼ一定であった（図略）。



第10図 1997年2月12日12時15分に富山空港を離陸した航空機の観測による風向、風速、気温の鉛直分布。破線は高度600 m、400 m、200 mを示す。

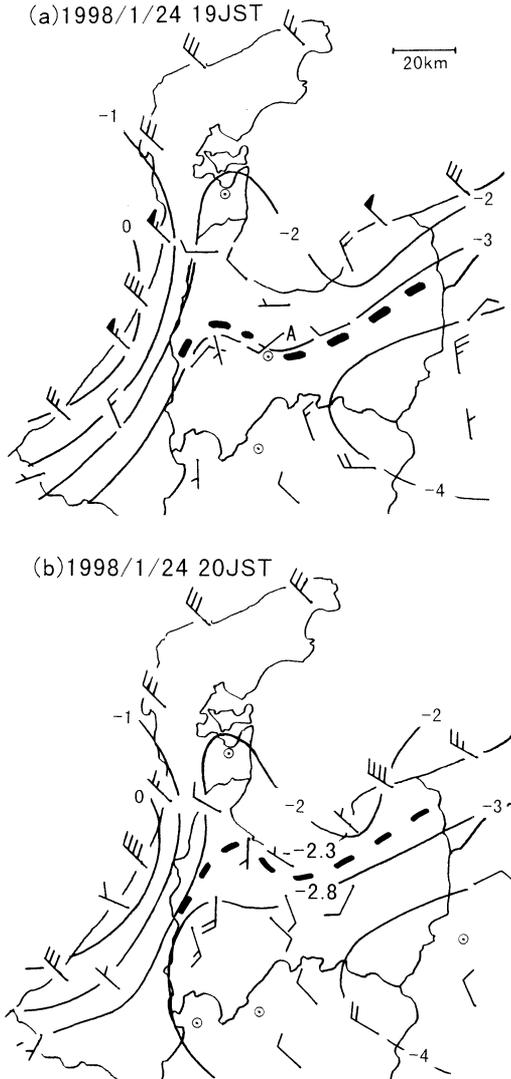


第11図 1997年2月12日18時38分に富山空港を離陸した航空機の観測による風向、風速、気温の鉛直分布。破線は高度900 m、500 m、150 mを示す。

### 3.1.3 1998年1月24日（高層気象観測）

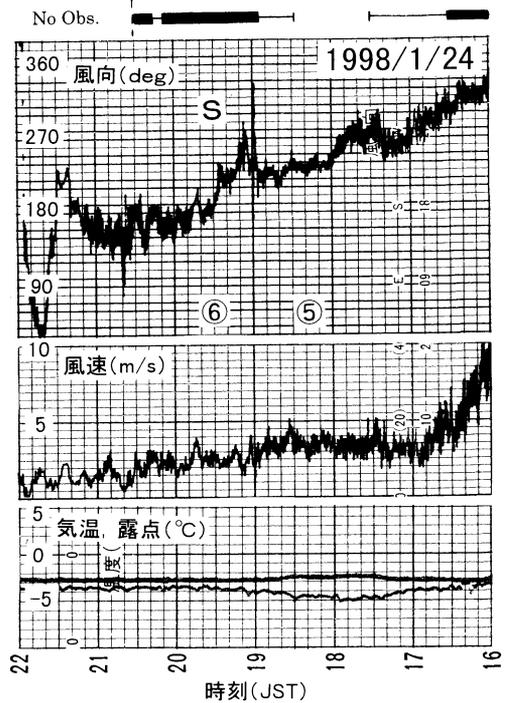
日中は小擾乱が通過し北西風となったが、夜は南よりの風が主となり、県内にシア・ラインが形成された。

第12図は19時と20時の風と高度補正した気温の分布図である。(a)の19時には富山県内は海岸部を除き南または南西風となっている。そして、破線で示すほぼ-3°Cの等温線に沿って、県内をほぼ南西から北東方向に横断するシア・ラインが解析できる。この時はシア・ラインは富山空港の南側に位置していたが、(b)の20時になると、南風の領域は北へ広がり、シア・ラインは富山空港の北側まで北上している。富山空港付近でのシア・ラインの移動速度は、両時刻のシア・ラインの位置を19時が富山空港と八尾の中間点、20時が富山空港と富山の中間点として推定すると、およそ10 km/hとなる。



第12図 1998年1月24日19時と20時の風と補正気温(0.5°C/100 m補正)の分布図. 細線が補正気温, 破線がシア・ラインの大まかな位置, Aは富山空港の位置を示す. (b)には富山と富山空港の補正気温も入れてある. 風の記号は第2図と同じ.

第13図は、富山空港の風と気温、露点温度の自記記録である。18時頃までは「270度(西)」が主であるが、それ以降は19時頃の一時的な西風を除き、ほぼ「230度(南西)」の風になっている。そして「S」で示した19時30分頃に、「170度(南)」に変わっており、この時にシア・ラインが富山空港を南から北へ通過したと考えられる。第13図には降雪と視程状況も示してあるが、シア・ライン通過前後に降雪が強まり視程が悪化して

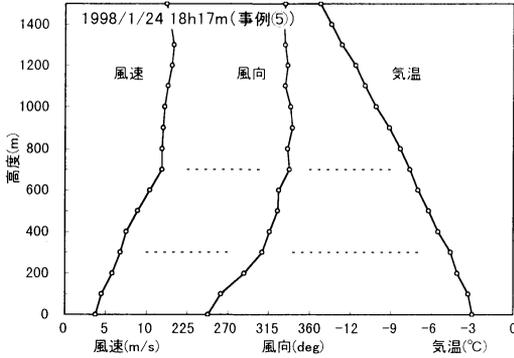


第13図 1998年1月24日16～22時の富山空港での風向、風速、気温、露点温度の自記記録. Sはシア・ラインが通過したと思われる時刻, ⑤, ⑥は高層気象観測が行われた時刻を示す. また, 上段の細線は降雪を観測した時間帯, 太線は降雪が強まり視程が1 km未満となった時間帯を示す(20時30分以降は観測がないため不明).

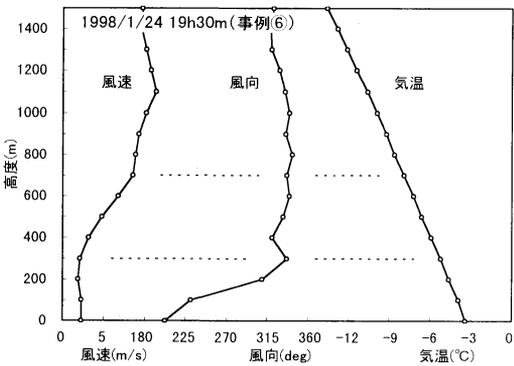
いることが分かる。

高層気象観測値は記号⑤, ⑥で示す通過前後に2回得られた。これらを事例⑤, ⑥とすると、事例⑤はシア・ライン北側の南西風領域での観測値といえる。また、事例⑥はシア・ライン通過とほぼ同時刻であるが、第15図の解析結果では、地上風向が「200度(南南西)」であることからシア・ラインのすぐ北側として考える。

第14図は、シア・ライン北側にあたる事例⑤での風向、風速、気温の鉛直分布である。シア・ライン北側であった事例①と同様、三つの層に分けることができる。300 mから下は、風向が上に向かって「240度(西南西)」から「310度(北西)」へ時計回りに連続的に変化している。300 mから700 mまでも時計回りの変化をしているが、変化は小さく、ほぼ「310～320度(西北西)」の範囲に収まっている。そして、700 m付近から上は西北西でほぼ一定である。また、風速は700 m付



第14図 1998年1月24日18時17分の富山空港の南約2 km地点での高層気象観測による風向、風速、気温の鉛直分布。破線は高度700 m、300 mを示す。観測地点は第3図参照。



第15図 1998年1月24日19時30分の富山空港の南約2 km地点での高層気象観測による風向、風速、気温の鉛直分布。破線は高度700 m、300 mを示す。

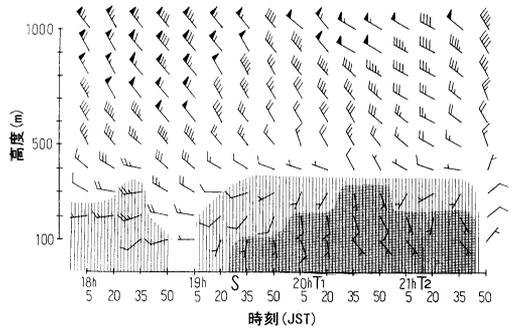
近より下は風速が上に向かって強まっているのに対し、それより上はほぼ一定である。気温は全体にほぼ一定の減率で上に向かって低下している。

第15図は、シア・ラインのすぐ北側にあたる事例⑥の風向、風速、気温の鉛直分布である。同じシア・ライン北側の事例である事例①と風の分布が、事例⑤と気温の分布が良く似ている。

21時の輪島の高層気象実況によると、風速が地上から900 mにかけて連続的に強まっている他は顕著な変化は見られなかった。風向は「320～330度（北西から北北西）」でほぼ一定であった（図略）。

3.2 ドップラーレーダーによる解析結果

1998年1月24日の事例では、ドップラーレーダー観測も実施された。第16図は同日の18時5分から21時50



第16図 1998年1月24日18時5分から21時50分までの、富山空港の南約2 km地点でのドップラーレーダー観測値から推定した風の鉛直分布。Sは第12図より推定したシア・ライン通過時刻、Tは富山をシア・ラインが通過した時刻(T1は北上、T2は南下)。風の記号は第2図と同じ。ハッチは南風成分を持った風（濃いハッチが東南東～南(110～190度)、薄いハッチが南南西～西南西(200～250度)）。

分にかけてのドップラーレーダーにより推定した上層風の時系列図である。シア・ラインが通過した時刻は、「S」で示した富山空港の他に、「T1」、「T2」として富山を通過した時刻も入れてある。「T1」と「T2」の間はシア・ラインが富山より北に存在していた時間である。

第16図で示した時間帯は富山空港をシア・ラインが南から北へ通過しているが、高度400～500 mから上はほぼ北西風で一定となっている。しかし、それより下の高度300 m以下は、シア・ライン通過に伴い変化が見られる。「S」で示したシア・ライン通過までは、高度300 m以下は南西風が主体となっている。しかし、シア・ライン通過直後の19時35分に、高度100 m付近に南風が現れている。そして、南風の層はシア・ラインから離れるほど厚みを増し、はじめは南風層の上に南西風層が存在していたが、シア・ライン通過から約1時間後の20時35～50分には南西風層は観測されていない。そして、この時間はシア・ラインが富山より北側まで北上した時間とほぼ重なっている。

なお、ここで示した風向風速の変化は3.1.3項で述べた2回の高層気象観測とほぼ似ている。

4. 考察と結論

4.1 シア・ラインを構成する気層の高さ

航空機、高層気象観測による解析結果をシア・ラインに対する相対位置毎にまとめると、第1表のように

第1表 シア・ラインに対する相対位置毎の解析結果のまとめ。風、気温の変化は、上に向かっての変化を記述してある。

シアラインとの相対位置	地上の風向	層の数		最1層	第2層	第3層	第4層	事例
北側	南南西 ～ 南西	3	高度	300～400mより下層	400mと700mの間	700～800mより上層		① ⑤
			風向	南南西から北西へ時計回りに連続変化	西北西または北西(変動大きい場合あり)	西北西または北西でほぼ一定		
			風速	連続的に増加又は減少	連続的に増加	緩やかに増加他層より強い		
			気温	上に向かって低下				
近傍	北側  南側	3 4	高度	300mより下層	300mと700mの間	700mより上層		⑥
			風向	南南西から北西へ時計回りに連続変化	北西でほぼ一定	北西でほぼ一定		
			風速	ほぼ一定	連続的に増加	緩やかな増加他層より強い		
			気温	上に向かって低下				
南側	南南東 ～ 南南東	4	高度	150～200mより下層	200mと400mの間	400mと600mの間	600～900mより上層	③ ④
			風向	南から南南東へ反時計回りに変化	南南東から西北西又は西へ時計回りに変化	西北西または西で変動大	西北西または西でほぼ一定	
			風速	緩やかに減少	一定または減少	緩やかに増加	緩やかに増加、他層より強い	
			気温	上に向かって昇温または一定(=上層より低温)	上に向かって低下			
南側	南南東 ～ 南	3	高度	400mより下層	400mと700mの間	700mより上層		②
			風向	南から南東へ反時計回りに変化後、上端で急変	西北西で変動大	西北西でほぼ一定		
			風速	ほぼ一定 中間層より強い	緩やかに増加	緩やかに増加 他層より強い		
			気温	200mより下は、上に向かって昇温(=上層より低温)	上に向かって低下			
輪島	西～北西	なし		風速が600～900mまで連続的に増加。その上でほぼ一定である他は、目立った変化なし。				全

なる。第1表によると、地上から数えて第2～3層(近傍東側のみ第3～4層)は、シア・ラインに対する相対位置に関わらず、ほぼ同じ高度、特徴を持っている。つまり、高度約300～400mから上は西北西～北西で一定しており、その中で700～900mまでは、風向が変動し風速が増加している。この状況は、輪島の状況とも似ていることから、一般場の状況を示していると考えられる。したがって、シア・ラインを構成するのは最下層(近傍南側は下の2層)のみであり、その高さは300～400mであるといえる。この状況は3.2項に示したドップラーレーダーの解析結果とも同じである。

なお、すべての領域で共通する700～900mでの風向や風速の変化は、エクマン層の境界を示していると思われる。

#### 4.2 南西風、南風の成因の考察

シア・ラインを構成する最下層(地上から300～400mまで)と、その上の一般場の層との比較から、シア・

ライン両側の風(地上での南西風、南風)の成因を考察する。

##### 4.2.1 南西風の成因

シア・ライン北側の最下層は、風向は上に向かって南西から北西に連続的に変化しており、その上の層との間でも急激な風向の不連続はなかった。そして、気温も上の層との間での不連続はなかった。これらから、シア・ライン北側の南西風は一般場の風と同一気塊と考えられる。それが、何らかの原因で風向が変えられた結果と考える。そして、風向が南西に変化を起こしている高度はどの事例も300～400mで一定していた。第3図によると、富山県から石川県にかけての地形は、この高度の等高線の走向が「南西から北東方向」となっており、南西風の風向とほぼ一致する。このことから、風向変化の主原因として地形効果が考えられる。

冬季の富山県内の風が一般的な北西風となりにくく南西風が卓越することは、舟田(1993)が示しており、

地形的要因であると推論している。また、新潟地方気象台(1996)は格子間隔7.5 kmの狭領域モデルによる冬季季節風のシミュレーションを行い、富山県内の南西風を再現し、その成因は地形効果であるとしている。今回の解析結果は、これらの推論を裏付けるものと考えられる。

#### 4.2.2 南風の成因

シア・ライン南側の最下層は、その上の層と比べ低温と推定され、風向も上の層との間で急変していた。また、地上でもシア・ライン通過に伴いわずかだが気温低下が見られた例があった。このことは、シア・ライン南側の南風は一般場の風とは別の冷氣塊であることを示唆している。第4図bや第8図、第12図bによると、南風は富山県南部の山間部から流れ出している様に見える。この地域は積雪地帯であり、冷氣が生成されやすい場所である。これらから、南風の主要原因は富山県南部の山間部からの冷氣塊の流出が考えられる。

このことから、南風を重力流であると仮定する。小倉(1997)によれば、地表面の抵抗および冷氣と暖気の境界面での混合を無視すれば、重力流の先端部の進行速度Cは次式で与えられる。

$$C = Fr_1 (gh\Delta\rho/\rho)^{1/2} \quad (1)$$

ここでgは重力加速度、hは重力流の厚さ、 $\Delta\rho$ は重力流先端部での密度差、 $\rho$ は重力流発生前の密度である。また、 $Fr_1$ は無次元のフルード数であり、理論的には重力流の厚さが暖気の厚さに比べて1桁以上薄い時は $\sqrt{2}$ となる。通常、冬型の気圧配置時には沈降性の安定層が3000 m付近に存在している(今回の事例も同様)。寒気の厚さを南風層の厚さから300~400 mとすると、この条件をほぼ満たしており、今回は $Fr_1$ を $\sqrt{2}$ とする。なお、この式は重力流に対向する風速成分はゼロとしているが、今回はシア・ラインを挟んで風がほぼ直交していることから同じ条件とした。

この式について、それぞれの値を代入し計算した。重力流先端部での温度差については、シア・ラインが富山空港と富山の間に位置した1997年1月22日20時と1998年1月24日20時の富山空港と富山の温度差から0.3~0.5°Cとし、重力流発生前の温度は同時刻の富山の気温から-1~-2°Cとした(第4図b, 第12図bを参照)。また、hは南風層の厚さから300~400 mとして計算した。その結果、Cは2.5~3.8 m/s(≒9~14 km/h)となった。これは、1997年1月および1998年1月の

事例でのシア・ラインの移動速度とほぼ同じである。このことは南風が重力流であり、南風の成因が富山県南部の山間部からの冷氣塊の流出であることを示唆している。

このように、冬季の局地前線の一方が内陸の冷氣によって形成される例は、房総不連続線の成因の一つとして示されている(吉門(1999))。しかし、冬季の富山県内の南風についてはそのような調査結果は示されていない。岐阜県高山市付近に発生する高気圧が原因とした調査があるが(気象庁(1968))、今回は発生源が異なる。また、南西風の成因の所で引用した新潟地方気象台(1996)のシミュレーションでも、南風は再現されていない。

#### 4.3 シア・ラインの構造

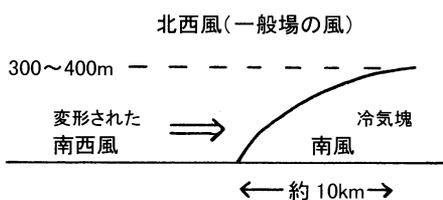
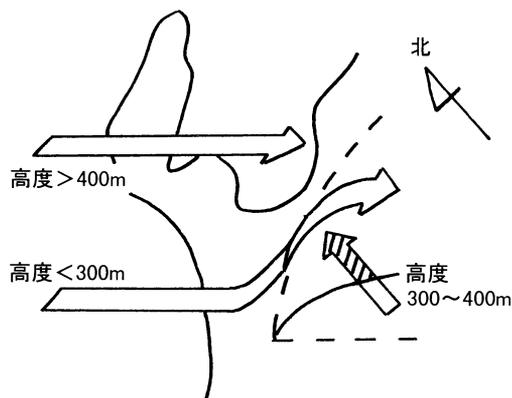
これまでの考察で、シア・ラインを構成する南西風と南風は300~400 mまでの高さであることがわかった。第1表によると、シア・ライン近傍の南側のみ、この高度内で更に2層に分かれている。そして、下の層はシア・ライン南側の最下層と、上の層はシア・ライン北側の最下層と似た状況となっていた。このことは、シア・ライン近傍の南側では、シア・ライン南側の南風層の上に、シア・ライン北側の南西風層が重なっていることを示している。

ドップラーレーダーにより推定した風の鉛直分布でも、シア・ラインの南側に入った直後は、南風層の上に南西風層が重なっていた。更にシア・ラインから離れるほど南風層の厚さが増し、南西風層の厚さが減少していった。そして、シア・ラインが富山空港から約10 km離れた富山の北まで北上したときに南西風層がなくなっている。これらから、シア・ラインは上空では北から南に傾き、近傍では南風層の上に南西風層が重なっていると考えられる。また、南風層の方が南西風層より低温であったことから、シア・ライン近傍では冷たい南風の上に相対的に暖かい南西風が重なった構造をしていると思われる。これらを模式的に表すと第17図のようになる。

#### 5. まとめ

冬型気圧配置時に富山県内の平地に局地的な大雪や悪視程をもたらすシア・ラインについて、その立体構造を明らかにすることを目的に調査を行った。得られた結果は次のとおりである。

(1) シア・ラインは県内ではほぼ南西から北東方向に横断する形で存在し、北側が南西風、南側が南風と



第17図 解析結果から推定したシア・ラインの立体構造の模式図。白矢印は気塊の流れを示す。

なっていた。そして、南北に移動していた。

(2) シア・ラインを構成する南西風と南風層の高さは300~400 mであり、それより上は、一般場の北西から西北西風となっていた。

(3) シア・ライン北側の南西風は、上層への風向変化が連続的であり、気温の不連続もないことから、一般場の風が何らかの原因で下層のみ変化した結果と考えた。そして、風向の変化している高度の地形が、風向とほぼ一致することから、風向変化の主原因は地形効果と考えた。

(4) シア・ライン南側の南風層は、北側や上層より低温であり、上端で風向が急変していた。そして、南風の風上は積雪地帯である富山県南部の山間部にあたることから、南風の主原因は、富山県南部の山間部からの冷気塊の流出と考えた。

南風を重力流と仮定して計算した先端部の進行速度は、シア・ラインの移動速度に近く、このことも南風が冷気塊であることを示唆していた。

(5) シア・ライン近傍での観測結果から、シア・ラインは上空では南に傾き、冷気塊である南風の上に相対的に暖かい南西風が重なった構造をしていることが見出された。

## 謝辞

調査資料の内、航空機による観測資料は全日本空輸株式会社に、高層気象およびドップラーレーダー資料は、気象協会に提供いただきました。この場をかりてお礼申し上げます。

本論文の作成にあたり、多くの助言をいただいた富山地方気象台の中垣技術課長に感謝します。

## 参考文献

- 舟田久之, 1993: 富山県の降雪分布, 天気, **40**, 243-253.  
 気象庁, 1968: 豪雪に関する研究および北陸不連続線の沿革, 気象庁技術報告第66号, 3-13.  
 メソ気象調査グループ, 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造, 天気, **35**, 237-248  
 Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: Numerical experiments, J. Meteor. Soc. Japan, **64**, 841-855.  
 Nagata, M. 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: A prediction experiment, J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 871-883.  
 Nagata, M. 1991: Further numerical study on the formation of the convergent cloud band over the Japan Sea in winter, J. Meteor. Soc. Japan, **69**, 419-428.  
 日本気象協会北陸センター, 1998: 雪雲の特性解明. 平成9年度 科学技術総合研究委託費地域先導研究成果報告書「富山県域の雪の特性解明と利雪に関する高度利用研究」, 47-84.  
 新潟地方気象台, 1996: 狭領域モデルを用いた風と気象特性の調査. 東京管区気象台地方共同研究報告, 9-27.  
 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 97-103, 215pp.  
 富山空港出張所, 1996: 冬型の降雪による視程変化の短時間予測手法の開発に向けて(第1年度), 気象庁航空気象予報技術検討会, 92-94.  
 吉門 洋, 1999: 冬の房総局地前線の構造のレビュー, 気象研究ノート第193号, 165-170.

## Structure of Shear Line with Heavy Snowfall and with Low Visibility Formed in Toyama Prefecture in a Case of Winter Conditions

Atushi Ookubo\* and Yoshimitu Kurokawa\*\*

\* (Corresponding author) Toyama Local Meteorological Observatory, Technical Division, 2415, Ishizaka, Toyama-shi, Toyama 939-0892 Japan.

\*\* Toyama Local Meteorological Observatory, Toyama Airport Branch.

(Received 15 April 1999 ; Accepted 3 February 2000)

### 第12回日本気象学会夏期特別セミナー（若手会夏の学校）開催のお知らせ

第12回夏の学校実行委員会

日本気象学会夏期特別セミナー（夏の学校）は、若手研究者同士の研究に関する議論と情報交換の場として、また親睦を深める場として、毎年開かれている行事です。12回目の今回は、北海道大学が主幹となり、支笏湖畔で開催することになりました。内容は招待講演、一般講演、ポスターセッションなどを予定しています。この機会にたくさんの研究発表や議論を繰り広げていただくと幸いです。また学会等では発表しにくい基本的な内容の議論や、分野を越えた交流を試みてはいかがでしょうか。

要項、参加申し込みは Web ページ(下記 URL 参照)上で行います。御希望の方及び興味を持たれた方は是非 Web ページを御覧下さい。併せて、講演やポスターセッションでの発表も募集しております。交通費を除くセミナーの参加費は、15,000円程度を予定しています。多数の方のご参加をお待ちしております。また、最新情報や詳細は、ymnet や Web ページで順次お知らせします。

記

日 時：2000年7月14日（金）午後  
～16日（日）午前（2泊3日）

場 所：支笏湖ユースホステル  
北海道千歳市支笏湖畔  
(新千歳空港よりバスで約40分、  
札幌駅よりバスで約1時間35分)

定 員：100名程度を予定

参加申込期間：5月8日（月）～6月5日（月）

連絡・問い合わせ先：

〒060-0810 札幌市北区北10条西5丁目  
北海道大学大学院地球環境科学研究科  
大気海洋圏環境科学専攻  
第12回気象学会夏の学校実行委員会  
代表：谷口 博  
TEL：011-706-2374（専攻事務室）  
011-706-2299（研究室）\*  
FAX：011-706-4865  
E-mail：ymss-info@ep.sci.hokudai.ac.jp  
URL：http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/  
ymss/

\*研究室移転のため、5月以降専攻事務室及び研究室の  
TEL/FAX 番号は変更する可能性があります。最新の  
情報は Web ページを御覧下さい。