Meteorological Society of Japan

5．降雪をもたらす meso-α-scale low を含む multi-scale process*

二 宮 洸 三**

1．はじめに

大気中では様々な循環システムが相互に影響し合いつつ変化し，その過程全体の結果として，現実に観測される気象状況を出現させている．北海道の降雪もこの様な観点から議論する必要がある．

北海道の石狩平野近傍の強い降雪をもたらす気象擾乱については多くの調査研究報告があり，北海道西岸に発生する小低気圧とそれに伴う降雪バンドが特に重要な擾乱であることが知られている(札幌管区気象台，1989)．降雪予測を行う観点から，これらの小低気圧は，その形状，経路などによって細かく分類されている．しかし現象の本質を理解するためには，あまり細部にとらわれない大づかみな分類が必要である．Ninomiya (1991) は，これらの小低気圧を，水平スケール 100～10 km の meso-β/γ-scale low と～500 km の meso-α-scale low に分類している．後者は，寒気内擾乱として知られている polar low や comma cloud low とも多くの共通点を持っている (Ninomiya, 1989)．

北海道西岸の meso-α-scale low は，それが強風雪をもたらす点において，また特徴ある寒気内 meso-α-scale cyclogenesis の様相において興味深い研究の対象である．これが，筆者の一連の解析の動機であり，またこのシンポジウム報告の論点でもある．

2．統計的事実

詳細なケーススタディに先だって，統計的事実によって現象を概観することは，現象の全体像を把握するために必要かつ有効である．Ninomiya (1989) は1986～87年冬期について日本海および北西太平洋域の寒気内 meso-α-scale low を調査し，次の事実を指摘している．

(1)発現位置は，大陸海洋間で形成される下層傾圧帯 (∇T≈10～20°C/1000 km) 近傍にみられる．

(2)日本東方海上で発達した大規模低気圧の西～北西象限で発生しやすい．

(3)上層の大規模トラフ（上記した大規模低気圧はこのトラフ前面で発達したものである）内の寒冷渦の直下または前面で発生・発達する．

上記の発生発達の状況は暖候期の前線上の小低気圧の状況とは非常に異なり，寒気内 meso-α-scale cyclogenesis として注目される．

3．Parent low 内の meso-α-scale cyclogenesis

寒気内 meso-α-scale cyclogenesis の典型例として Ninomiya (1991) による1985年12月9-11日の事例解析を示す．

第1図は1985年12月9日12時 (UTC，以下の表記も同じ) の surface map である．上層トラフ (～135°E) の前面で発達した large-scale low の～1000 km 西方で meso-α-scale low が発生している．図には，これらの低気圧の12時間おきの中心位置を示してある．

第2図に10日00時の850及び 500 hPa map を示す．大陸上には寒気 (850 hPa で－24°C以下) があり，大陸海洋間には強い気温傾度が保たれている．この近傍で large-scale low が発達すると，その北西象限では東風による暖気移流（太平洋域から暖気が運ばれる）が，南西象限では寒気移流（大陸からの寒気の流出）がおきる．このため，large-scale low の西側では南北の気温傾度が増加する．これは large-scale low 内のシアー流内の局地的 frontogenesis にほかならない．これに伴って，シアーライン（東西に伸びるトラフ）が強化される．このシアーラインを，太破線で示した．

上記の frontogenesis ゾーン（つまりシアーライン）

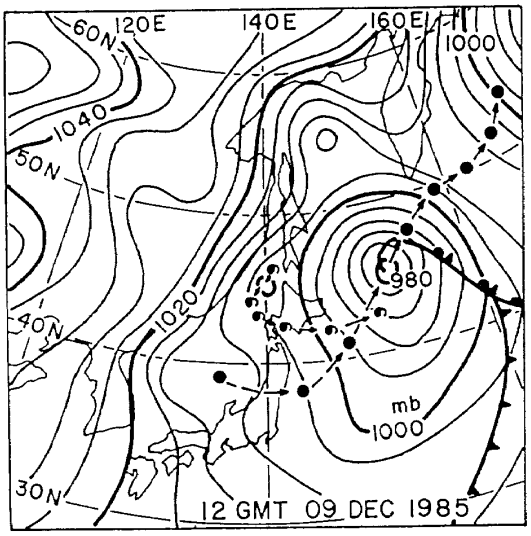
---

* Multi-scale process of the meso-α-scale low development and the associated snowfalls.

** Kozo Ninomiya, 気象庁.

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第1図　1985年12月9日12時の surface map parent large-scale low の中心位置（●）と meso-α-scale low の中心位置（◐）を12時間間隔で示してある．

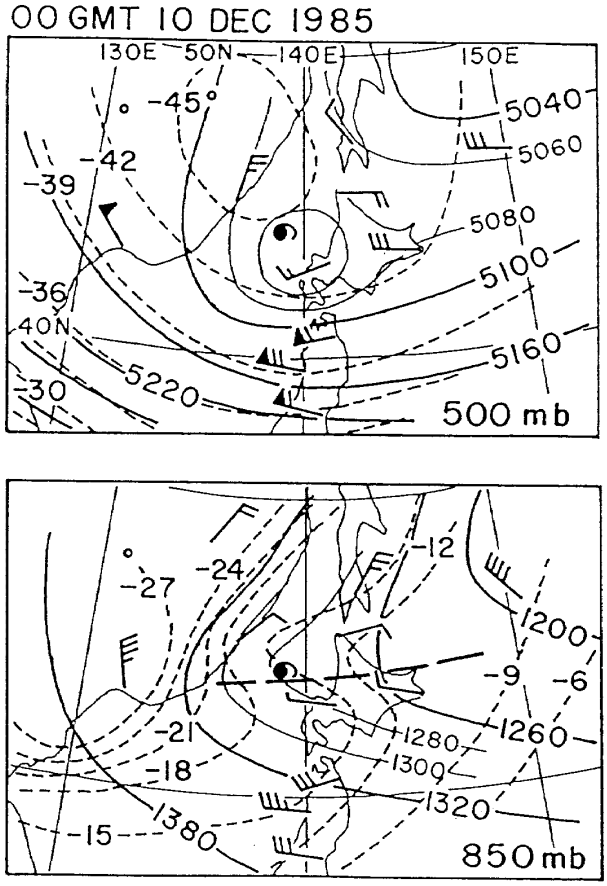
に上層の寒冷渦（large-scale トラフの内部の寒気核）が接近してくると meso-α-scale low が発生発達する．

上層の寒冷渦の通過による鉛直安定度の減少（500～850 hPa 層の $-\partial\theta/\partial p$ は8日12時の～6 K/100 hPa から10日00時の～2 K/100 hPa に変化している）と寒冷渦に伴う上昇流による渦管の伸長が meso-α-scale low の発達に寄与していると思われる．

第3図は10日00時の GMS の IR 画像であり，meso-α-scale low の明瞭な "eye" が見られる．厚い雲域（高層観測で厚い湿潤層も示される）は東風の暖気移流域にみられ，一方，晴天域（乾燥域でもあり，沈降を意味する）は西風の寒気移流域にみられる．この暖気域の上昇と凝結（熱源），寒気域の沈降は，meso-α-scale low の傾圧的発達過程を意味するものである．

アジア大陸東岸の寒気内 meso-α-scale cyclogenesis が大陸海洋間の強い気温傾度，上層寒冷渦および large-scale low の影響下に進行していることは重要な観測事実であり，特に large-scale low の meso-α-scale low に対する parent circulation としての役割が注目される．

この meso-α-scale low は，10日18時，寿都（国際地点番号47-421）近傍で上陸し，瞬間風速～18 m/sec の強風雪をもたらした．最盛期（上陸前後）には中心気圧は周囲（～100 km）に比し～－5 hPa であり，明瞭な暖気核（～＋3°C）の構造を示していた．



第2図　1985年12月10日00時の850および500 hPa-map. ◐は meso-α-scale low の中心位置を示す．

上層寒冷渦および parent low が東進し，その後面にとり残された meso-α-scale low はその後，寒冷な北海道陸上を通過中，急速に衰弱した．

この事例に類似した北海道西岸の meso-α-scale cyclogenesis は他に何例か認められる．一方 Tsuboki and Wakahama (1992) は，東西流の鉛直シアー流（つまり単純な南北の気温傾度の場）内での傾圧不安定による meso-α-scale cyclogenesis を論じている．本稿で論じたような上層寒冷渦や parent large-scale low の影響なしに，単純な zonal flow の状況下で寒気内 meso-α-scale low が発生し得るか否かについては更に検討を要する．

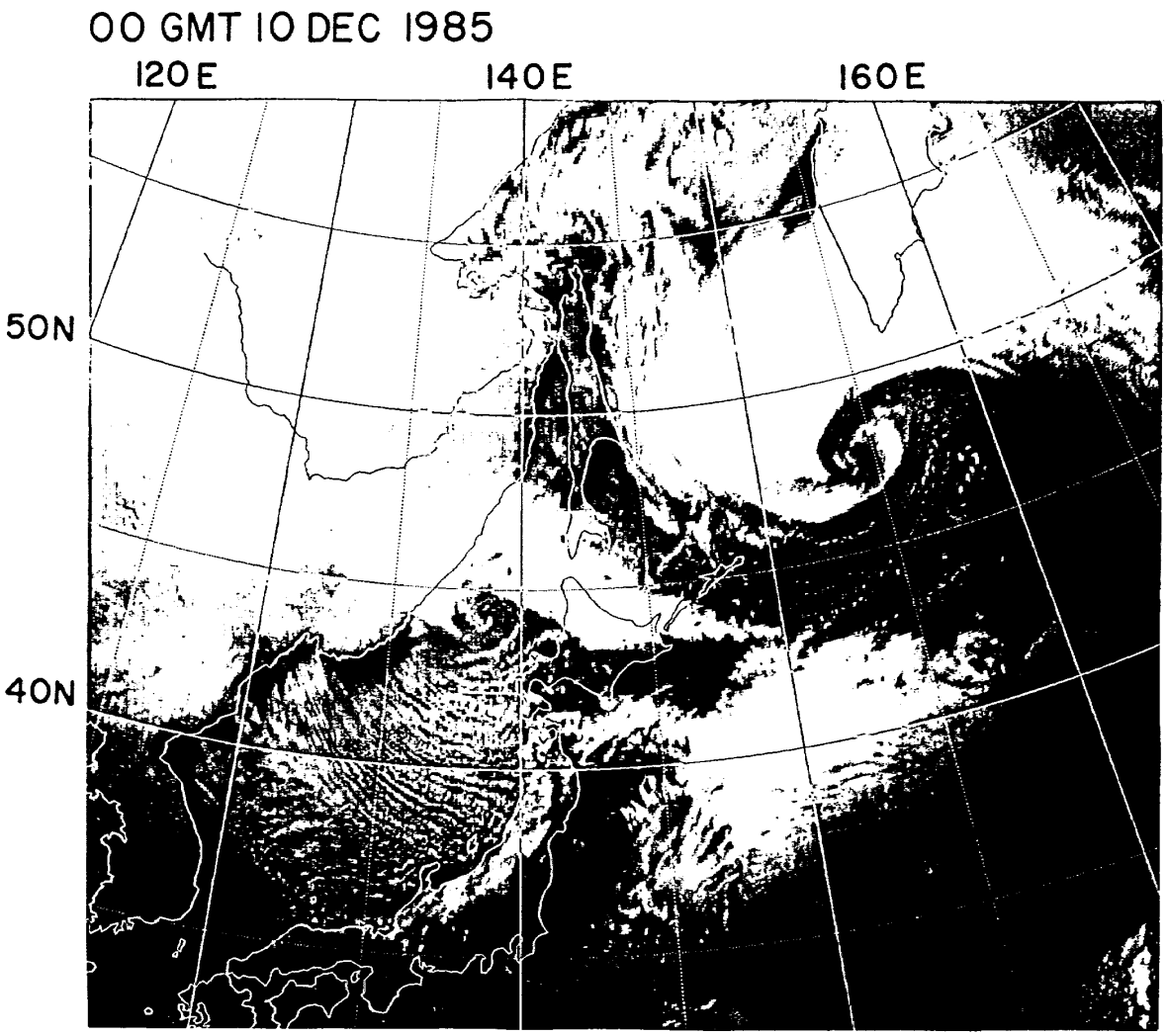
第4図は，1985年12月8日12時を初期値とする数値予報（当時の～65 km 格子モデルによる）の24時間予報であり，この meso-α-scale low の発達が予測されている．meso-α-scale low は現在の mesoscale model でほぼ正確にシミュレートされている．

4．Parent low 内の meso-α-scale low の発達

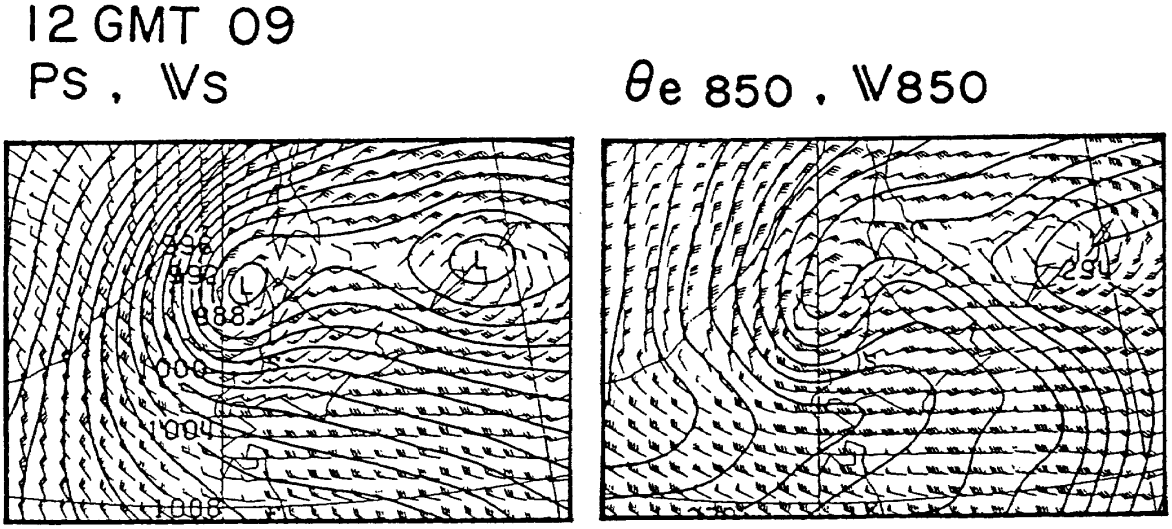
寒気内 meso-α-scale low についてのもう一つの実

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



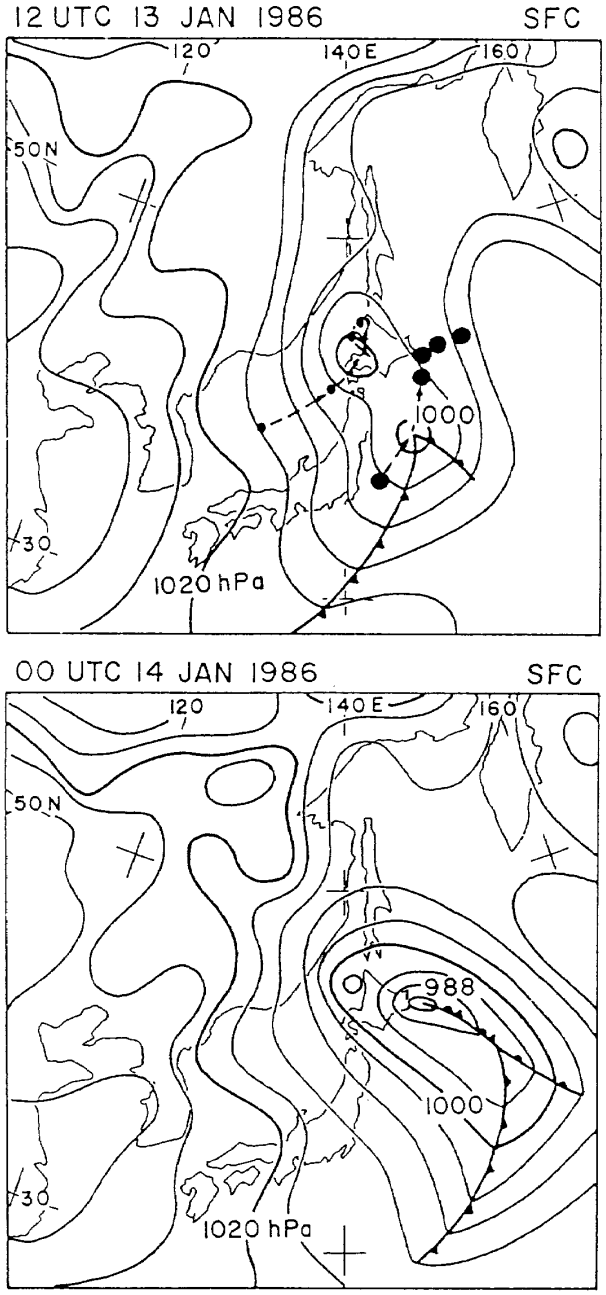
第 3 図　1985年12月10日00時の GMS IR 画像．北海道西岸に meso-α-scale low の "eye" が見える．



第 4 図　1985年12月 8 日12時の初期値からの 9 日12時に対する24時間数値予報（当時の現業用 65 km 格子モデルによる）．左：地上気圧と風速度　右：850 hPa 相当温位と風速度．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

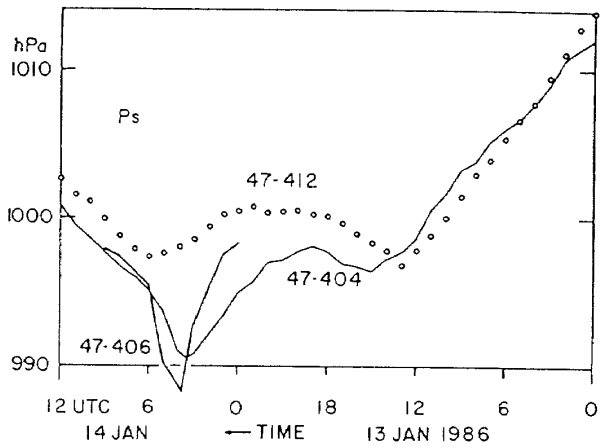


第5図　1986年1月13日12時および14日00時の surface map. 低気圧中心の6時間毎の位置を示す.

例として Ninomiya *et. al.* (1993) による1986年1月13-14日の事例解析を引用する.

第5図は1986年1月13日12時および14日00時の surface map である. 上層トラフの前面で large-scale low が急速に発達し北上している. 一方, トラフ直下で発生した meso-α-scale low は, 主低気圧の接近とともにその北西象限で発達している. 第5図上段には, 両低気圧の6時間間隔の位置を示してある.

この meso-α-scale low は北海道西岸を北上し, ついでループを描いて南下した. この途中, 羽幌(47-404)



第6図　札幌 (47-412), 羽幌 (47-404) および留萌 (47-406) における1986年1月13-14日の地上気圧時系列

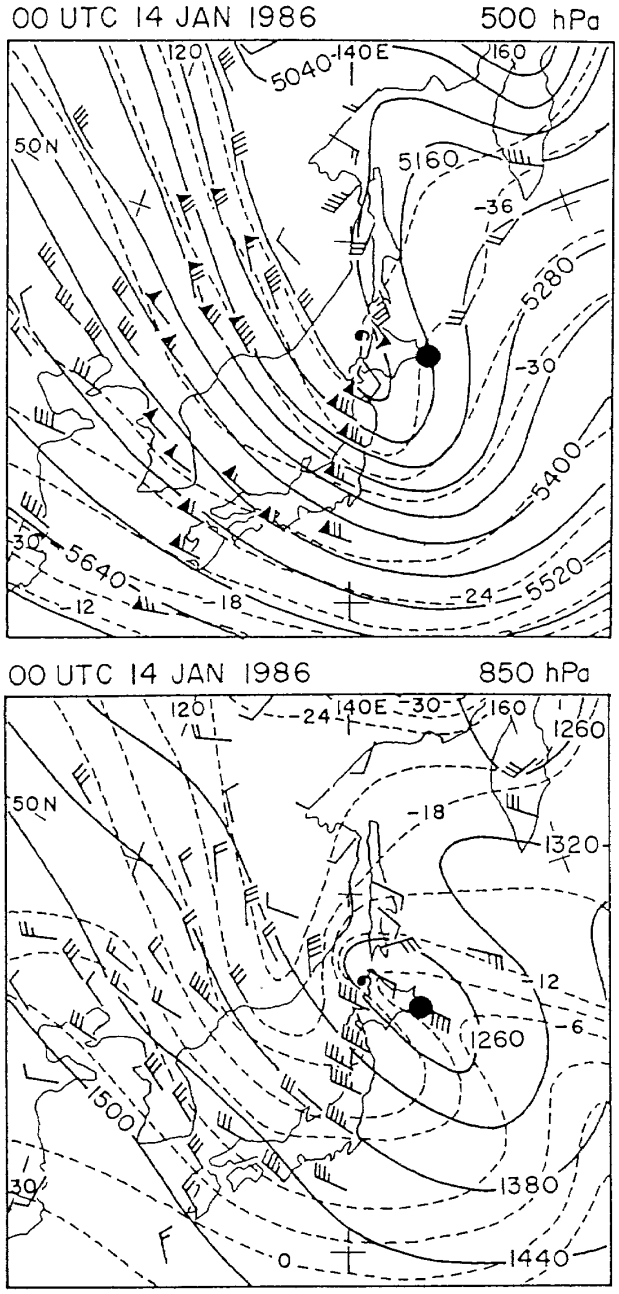
近傍を2回通過している. 第6図は札幌(47-412), 羽幌および留萌(47-406)の地上気圧 p_s の時系列である. 低気圧は羽幌近傍を13日14時 (北上) と14日04時 (南下) ころ通過しているが, この間, 主低気圧の北西象限で急速に発達している.

第7図は1986年1月14日00時の500および 850 hPa map である. V字型の深いトラフの前面で急激に発達した主低気圧の北側では, 東—南東風による暖気移流が, 西側では北西風による寒気移流が出現し, この結果主低気圧北西象限で著しい気温傾度の増加 (つまり frontogenesis) がみられ, 同時的に著しいシアーラインが発達している. 850 hPa 面では, 稚内 (北側, 暖気移流) と札幌 (南側, 寒気移流) の間の気温傾度は ~2°C/100 km に, 風の水平シアーは $\sim 10\times10^{-5}$ sec^{-1} に達している.

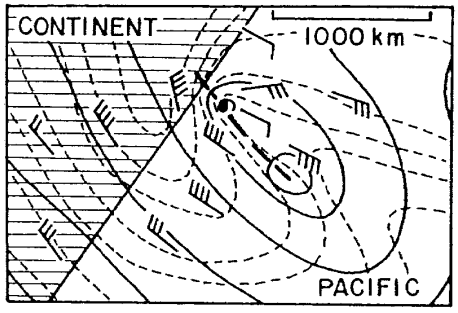
meso-α-scale low は, 上層の寒冷渦のこの frontogenesis ゾーンへの接近に伴って著しく発達している. 14日00時, 寒冷渦直下(そこで meso-α-scale low が発達している) では 500~850 hPa 層での鉛直安定度-$\partial\theta/\partial p$ は~3 K/100 hPa に減少している. 高層観測点稚内 (47-401), 札幌 (47-412) およびテルネイ (31-909) の実測風から求められる上昇流 ω は~−10 hPa/hour であった. 下層の強い水平シアー流に上層寒冷渦に伴う上昇流が重なり, meso-α-scale low の渦管の伸長がおこり, その著しい発達がひきおこされている. meso-α-scale low の北東側では主低気圧に伴う東風により暖気移流があり, そこでは厚い雲層と湿潤層が観測される. 一方南西側では北西風による寒気移流があり, そこでは乾燥した気層が観測されている. この暖気域の上昇, 寒気域の下降運動は meso-α

NII-Electronic Library Service

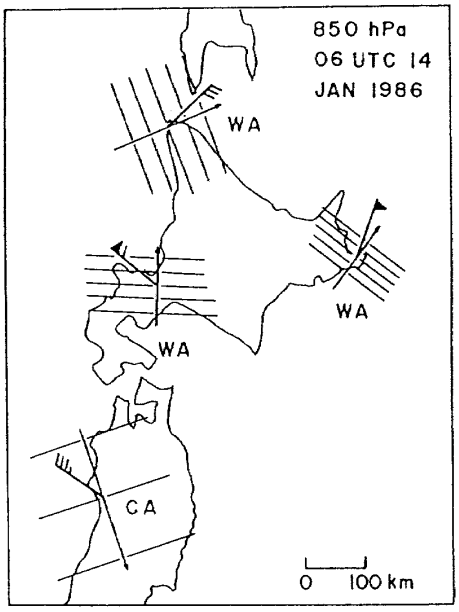
Meteorological Society of Japan



第7図 1986年1月14日00時の500および850 hPa map. ●および◔は主低気圧およびmeso-α-scale lowの中心位置を示す.



第8図 parent large-scale low内の対流圏下層のシアー流中における frontogenesis と, meso-α-scale low の発生／発達の場所.



第9図 1986年1月14日06時のレーウィン観測による 900～800 hPa 層の水平風速鉛直シアーから推定した 850 hPa 面の温度傾度. 温度傾度は1°C間隔の等温線で示し, 矢印は低温から高温への方向を示し, WA および CA はそれぞれ暖気および寒気移流を示す.

-scale low の傾圧的発達を示すものである.

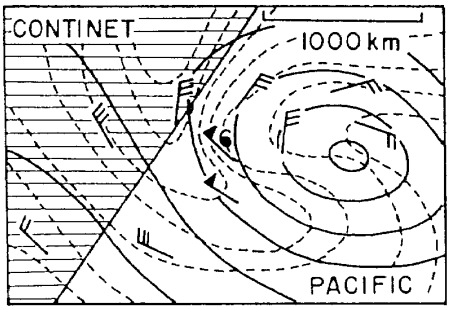
このように, このケースの meso-α-scale low の発達に対して large-scale low が parent circulation の役割を果たしていることは重要な事実であり, 第3節の結論が再確認される. 上述した meso-α-scale low の発達にかかわる parent large-scale low の対流圏下層の循環の特徴を模式的にまとめたのが第8図である.

さて, large-scale low の occlusion がさらに進み, かつ meso-α-scale low が発達しつつ南下すると周辺の風速場と雲分布が変化する. すなわち, それまで meso-α-scale low の前方にあった雲域が, meso-α-scale の西側に広がり, 大きな弧状の雲バンドが形成されるに至る.

14日06時の高層観測はレーウィン観測であり, 温度・湿度（したがって高度）のデーターは得られていない. そこで, 900～800 hPa 層の鉛直シアーから"温度風"を仮定して, 気温傾度を推定することを試みた. ただし傾圧性の強い大気中で非断熱的熱源がある場合

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第10図　発達した parent low 内の対流圏下層の confluence による気温傾度の集中と meso-α-scale low の発達の場所.

には地衡風平衡（したがって地衡風の鉛直シアーである温度風平衡も）は必ずしも正確には成立しないから，この気温傾度の推定の精度は充分でなく，その結果は定性的に理解すべきものである．第9図はこのようにして推定した14日06時における 850 hPa 面の気温傾度（1°C間隔の等温線で表示してある）である．なお気温傾度の方向は低温から高温側に向かう矢印で示し，実測風（矢羽根）も図示している．なお，WA および CA はそれぞれ暖気および寒気移流を意味している．この時点では，稚内および札幌上空では暖気移流があらわれている．すなわち太平洋域からの暖気流は主低気圧の前方から北側をまわって北海道西岸にまで達している．一方，秋田上空では寒気移流が引きつづいている．

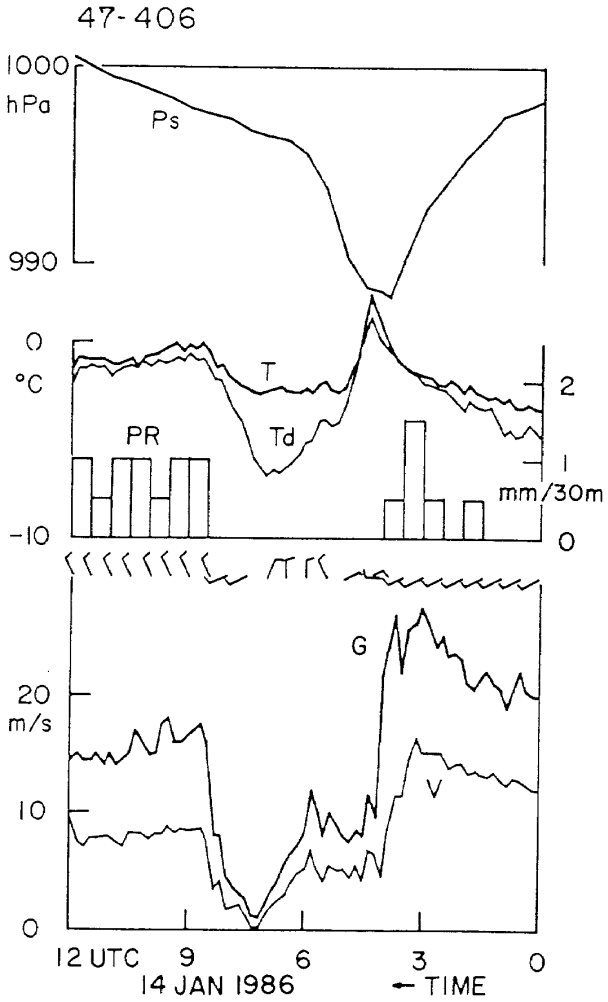
前述した meso-α-scale low の西側の雲ゾーンは，この暖気流に伴うものであり，単に北海道内陸からの寒気流の影響のみから生成されたとは考えられない．

第9図にみたように，暖気移流域と寒気移流域の境界は札幌～秋田の中間にあり，そこでは強い気温傾度が維持されており，parent low 内部の合流場における frontogenesis の状況である．この状況を模式的にまとめたのが第10図である．この状況は，Bond and Shapiro (1991) のアラスカ湾における polar low 発生の状況と類似している．

なお，第8図では，水平シアーによる frontogenesis が主張されていたが，第10図では，主低気圧の発達に伴なって，その前面からまわり込んだ暖気流が，後面の寒気流と合流しており，合流 (confluence) による局所的 frontogenesis が重要な特徴となっている．

5．Meso-α-scale low に伴う降雪

Meso-α-scale low は主低気圧の北西象限で発達し



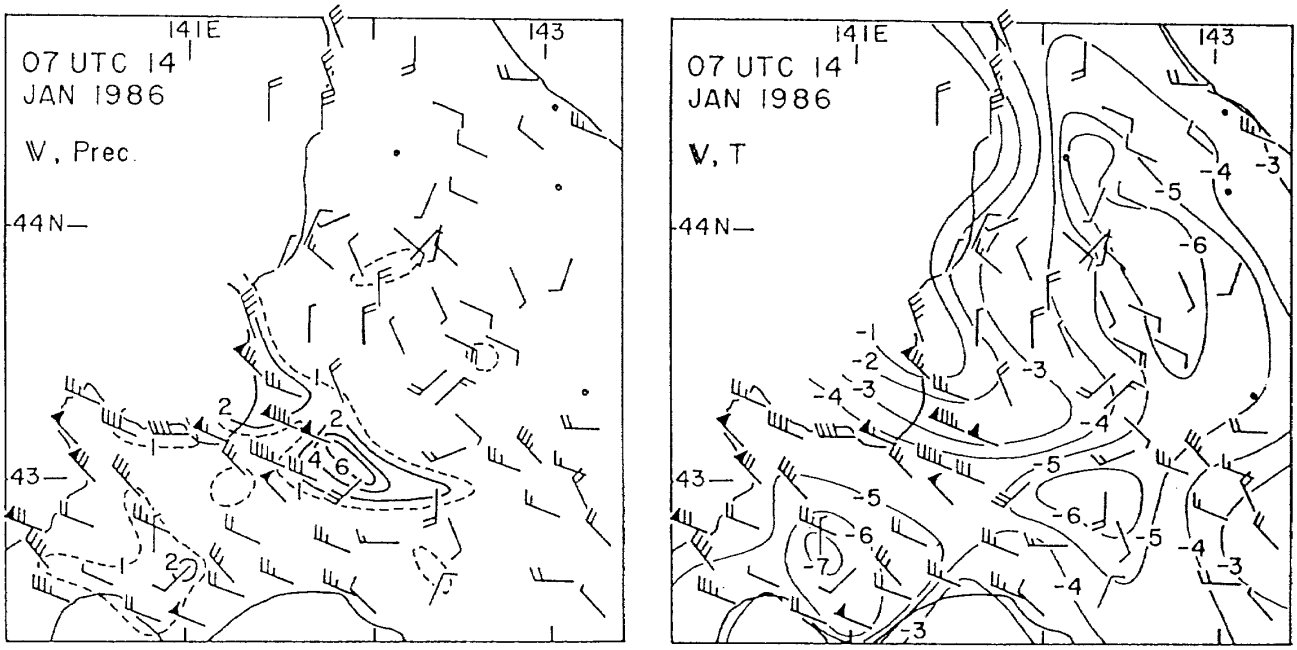
第11図　留萌（47-406）における地上観測の時系列データ（Ps：気圧，T：気温，T_d：露点温度，PR：降水量，G：10分間最大瞬間風速，V：10分間平均風速）

つつ北海道西岸を南下し14日04時ころ留萌（47-406）附近で北海道に上陸した．この最盛期の meso-α-scale low の状況を留萌における地上観測の時系列データ（第11図）によって示す．

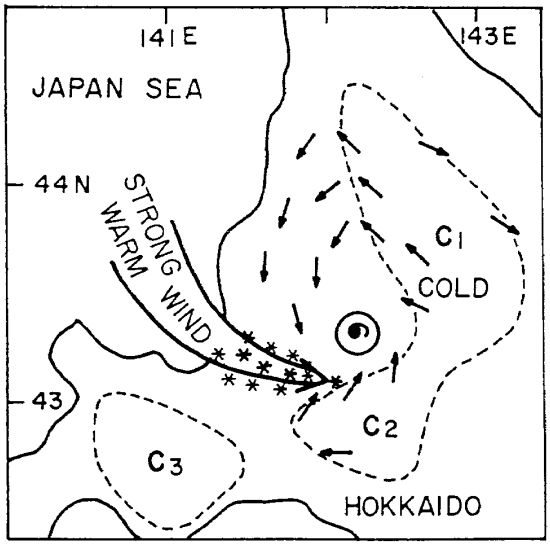
中心気圧は，その3時間前後に比し～10 hPa の下降を示している．中心ではその周囲に比し～4°Cの高温を示し，明瞭な warm core 構造を示している．warm core は高い露点温度を示しているので，中心における下降流の存在は考えにくい．中心の通過直前に，強い降水と著しいガスト（～25 m/sec）が出現している．中心通過後は，露点温度と気温および風速の著しい減少がみられる．（なお，14日07時ころ，meso-β/γ-scale の擾乱が通過していることが風向の変化から知られる．このような meso-α-scale low 内の微細構造あるいは multi-scale 的構造は Ninomiya and Hoshino (1989) が指摘している．）

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第12図　1986年1月14日07時の AMeDAS map. 左：風速度（矢羽根：2 m/s, 旗印：10 m/s）と前1時間降水量，右：風速度と気温



第13図　北海道西部に強風雪をもたらす meso-α-scale low 周辺の循環の模式図．太い矢印は，meso-α-scale low の中心に巻き込む，meso-α-scale secluded warm airflow，短い矢印は内陸の寒気域から吹き出る寒気流を示す．これらの気流の合流／収束によって降雪（＊で示す）が生じている．

この warm core 構造は，AMeDAS データを用いた地上解析（14日03～05時についての）からも明瞭に認められている．この時刻以後，上層寒冷渦と主低気圧は東進し，その後方にとり残された meso-α-scale low は衰弱しはじめる．Meso-α-scale low の低気圧性循環はその後数時間は維持されているが，warm core はすみやかに消失する．warm core の消失が meso-α-scale low の衰弱に伴う力学的構造の変化によるのか，あるいは，寒冷な北海道陸上の通過によるのかについては，まだ明らかではない．

14日06時以後（warm core は消失している），注目されるのは，meso-α-scale low（その低気圧性循環も次第に不明瞭になっているが）中心の南西側における暖気を伴う強風域の出現である．第12図は14日07時の AMeDAS データによる地上解析図であり，暖気（−1～−3°C）を伴う強風軸（～20ノット）が海上より，北海道に侵入していることが示される．この強風軸は強い降雪を伴っている．レーダー観測はこの降雪バンドが，石狩湾上のエコーバンドの南端部にあたっていることを示している．第12図から，北海道内陸の寒冷地から流出する寒気流と暖気流（強風軸）との合流・収束が強い降雪の発現と関係していることも観察される．

第12図にみられた特徴的な状況を模式的にまとめた概念図が第13図である．以下第13図にもとづいて，meso-α-scale low がもたらした強い降雪現象を説明しよう．太い矢印は強い暖気流である．第4節で説明したように，主低気圧の前面から北をまわった seclude された暖気流の先端が meso-α-scale low の西側から中心に向ってスパイラルの漸近線状に巻き込んでおり，meso-α-scale secluded airflow の状況を

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

呈している．海上において気団変質を受けた気塊の収束も，この気流の成因に寄与しているかも知れないが，主低気圧をめぐる暖気流の役割も重要だと思われる．これについてはなお検討を要する．

第13図の点線は－5℃の等温線で C_1, C_2, および C_3 は主要な内陸の寒気域であり，短い矢印は，寒気流を示す．寒気域から流出した寒気は，meso-α-scale low の低気圧性循環に巻きこまれ，前記の強い暖気流と合流収束し，強い降雪（＊で示した）をもたらしている．強い降雪は激しいガストを伴っているが，それに伴う気温下降は必ずしも認められない．ガストが低温な接地境界層を破壊するからではないかと思われる．

6．むすび

北海道西部（石狩平野など）に降雪をもたらす擾乱の一つとして寒気内 meso-α-scale low をとり上げ，特に次の3点に注目した．

第1の問題は，寒気内 meso-α-scale low の発生発達の状況である．対流圏下層で大きな気温傾度が維持されているアジア大陸東岸で large-scale low が発達すると，その循環に伴う frontogenesis によって meso-α-scale low の発生発達に適した条件が生じ，上層寒冷渦の影響下，meso-α-scale low が発達する．この冬期日本海北東部における parent large-scale low 内の meso-α-scale low の発達状況は暖候期（例えば梅雨前線帯など）の小低気圧の状況とは非常に異なるものである．

第2の問題は，これによってもたらされる降雪の発生状況である．meso-α-scale low に伴う secluded warm airflow と meso-α-scale low の接近によって北海道内陸部からひき出された寒気との合流収束によって強い降雪が発生している．

第3の問題は，様々なスケールの現象が関与し合って進行する一連の過程のなかで meso-α-scale low が発生し，降雪がもたらされている事実である．多くの降雪のケースについての multi-scale process を正確に理解することが，今後の課題である．

参　考　文　献

Bond, N. A. and M. A. Shapiro, 1991：Polar lows over the Gulf of Alaska in conditions of reverse shear, Mon. Wea. Rev., 119,551-572.

Ninomiya, K., 1989：Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the northwestern Pacific in winter, J. Met. Soc. Japan, 67：83-97.

Ninomiya, K., 1991：Polar low development over the east coast of the Asian Continent on 9-11 December 1985, J. Met. Soc. Japan, 69, 669-685

二宮洸三，1991：寒気内の mesoscale 低気圧，気象研究ノート，172, 211-251

Ninomiya, K. and K. Hoshino, 1990：Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part II：Meso-β-scale low in meso-α-scale polar low, J. Met. Soc. Japan 68, 307-318

Ninomiya, K., K. Wakahara and H.Ohkubo, 1993：Meso-α-scale low development over the north-eastern Japan Sea under the influence of a parent large-scale low and a cold vortex aloft, (J. Met. Soc. Japan 投稿)

札幌管区気象台，1989：北海道西岸に発生する小低気圧の研究，技術時報別冊38号，137 pp

Tsuboki, K. and G. Wakahama, 1992：Mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams, J. Met. Soc. Japan, 70, 77-93

討論

1．村松氏に対して

竹内（北大・低温研）：JSM モデルで帯状雲が再現可能であるということであったが，帯状雲は JSM モデルくらいのスケールの現象が本質的であると考えて良いのか？

村松：現在のルーチン的に使われている JSM モデルは 30 km メッシュであるので，それで表現できる現象であると考えている．もっと格子を細かくすれば地形が強調されるのでより現実的にはなるが，どこに降るかはまだ難しい．

山田哲二（Yamada Science and Art, Co.）：局地性の強い降雪量を予報するためには格子を細かくする必要があるが，それ以外に，微物理過程のパラメータリゼーションが重要な課題となると思うがどの様に予報に取り入れられているのか？　あるいは，レーダーの観測データなどを使ってナウキャスト的に取り入れるのか？

村松：これからの講演で議論されると思うが，微物理過程のパラメータリゼーションを議論する前に格子を細かくして地形による降雪の集中性を調べる必要がある．それよりも細かい現象に対しては観測システムも考えに入れた予報をする必要がある．微物理過程の問題は今後の研究課題である．

NII-Electronic Library Service