

石川県の豪雪

福田喜代志*

手取川上流は日本で屈指の深積雪地帯である。いままでに観測のある地点でも、その最深積雪の記録は内尾 537cm (1918), 白峰470cm

(1945), 中宮 464cm(1934), 新保440cm(1940), 目附谷 428cm(1957), 市ノ瀬415cm(1940) [金沢181cm (1963)] となっている。これは、この地帯に豪雪頻度が多いため、これを原因別に示すと、表1になる。

ここに大雪とは24時間の積雪増が30cm以上あった場合をとった。豪雪の原因は次の通りである。

(A) 南海低気圧の北側 主として、太平洋側に大雪があるが、日本海側の山沿い地方でも大雪があり、手取川上流にも大雪がある。

(B) 二つ玉低気圧 Aと同様の

表1 大雪回数 (1954年11月-1961年3月)

原因 地点	原因												計
	A B	Ca	Cb	Da	Db	Ea	Eb	Fa	Fb	Fc	Fd		
白峰	1			3	4	1	11	1	13	8	1	43	
新保		1		1	3	1	7	1	10	5	2	31	
中宮	1				2	1	4	1	12	4		28	
女原	1				2	1	8	4	10	4	1	28	
内尾	3			1	2	1	9	1	10	1		28	
九谷					3		6		9			18	
大杉	1				2		3	1	6	4		17	
湯涌					2		3	1	7	1		14	
鳥越					2		3		5	1		11	

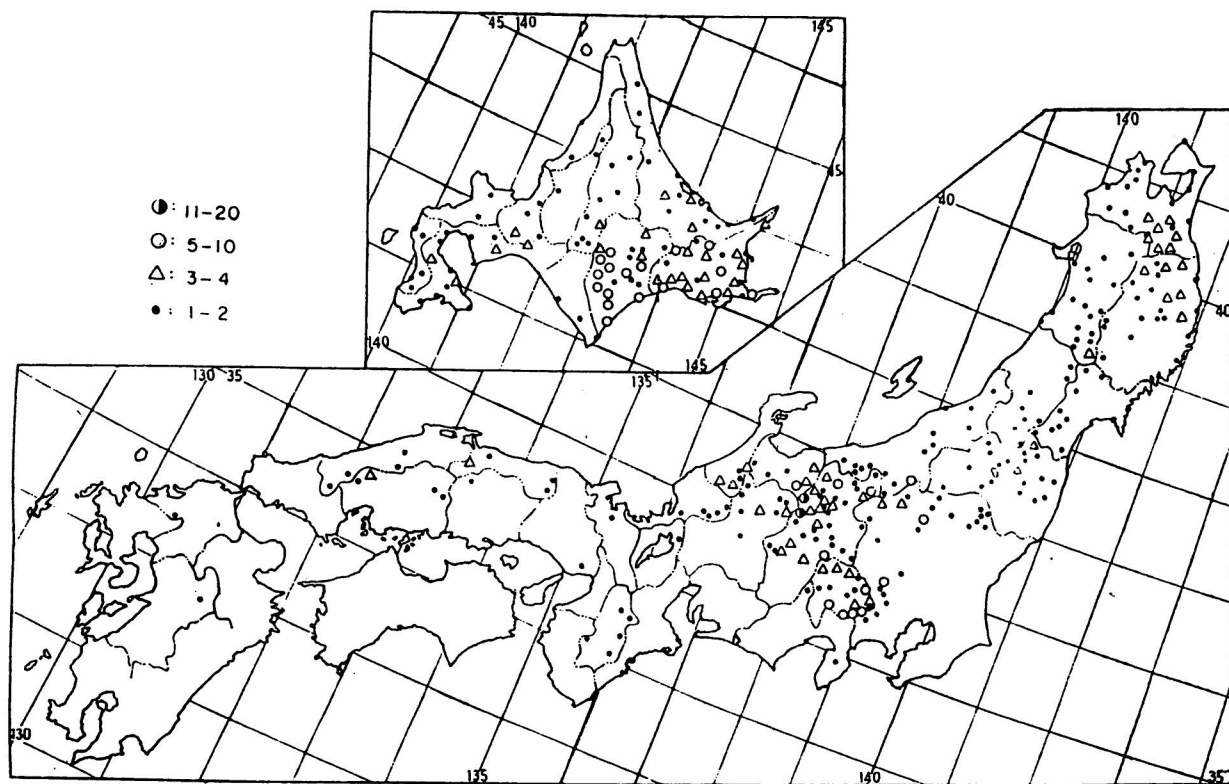


Fig. 1 Frequency of heavy snowfalls accompanied by south-sea cyclone, and south-sea and Japan Sea cyclones (A+B pattern). (1955-1963)

*芝浦工業大学

大雪出現頻度分布を示す。

A+B の場合の大雪出現頻度分布を Fig. 1 に示す。

(C) 日本海低気圧の前面 Ca, 非季節風型 全般的気圧配置が季節風型でないとき。 Cb, 季節風型 北西季節風型気圧配置のとき, 日本海に低気圧あり。

(D) 日本海低気圧の通過による大雪 Da 非季節風型, Db 季節風型

(E) 寒冷前線の通過による大雪 Ea 非季節風型, Eb 季節風型

Ca, Da, Ea の非季節風型のときは, 後述の Fa, Fc, Fd とほぼ同じ大雪出現頻度分布を示す。

Cb, Db, Eb の季節風型のときは, 後述の Fb とほぼ同じ大雪出現頻度分布を示す。

(F) 季節風型 Fa 季節風が弱いとき (中部地方で), Fc 季節風が典型的, Fd 季節風衰弱期

Fa, Fc, Fd の場合の大雪出現頻度分布は, ほぼ同じであるが Fc の場合, 大雪域は広く分布するが, Fa, Fd のときは局地的である。何れも日本列島の背陵山脈の西側に多く, 山中にもある。

日本海海岸地方には比較的降雪量少い。

代表的例として Fc の場合を Fig. 2 に示す。

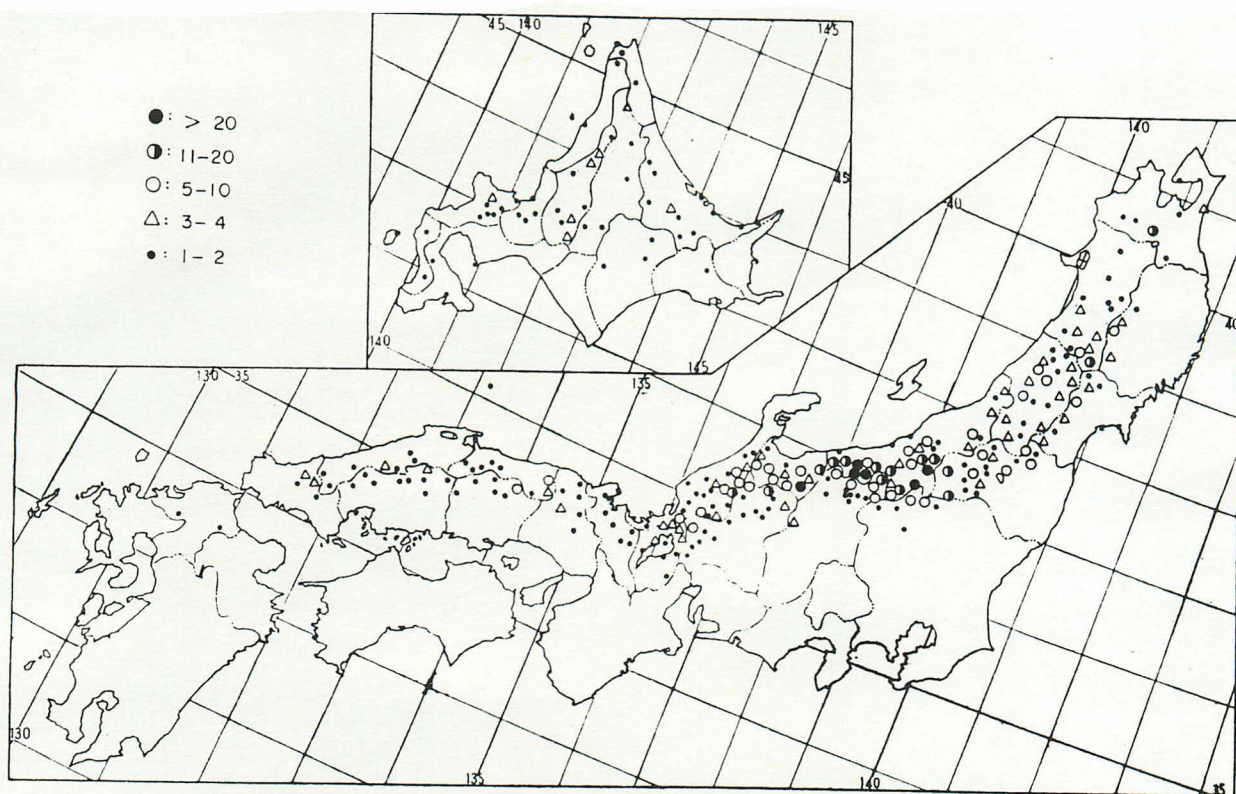


Fig. 2 Frequency of heavy snowfalls under the prevalent state of the monsoons (Fc pattern). (1955—1963)

Fb 季節風型で日本海上に擾乱がある場合。季節風型気圧配置であるが, 等圧線が海上で低気圧性曲率をもつ様に, 湾曲したり, 小さな谷状になったりして, 小低気圧又はメソ低気圧があると思われる場合である。この場合は Fc と同じく, 日本列島の背陵山系の風上側に, 大雪の出現頻度が甚だ多いが, Fc と異なる点は日本海の海岸地方にも大雪が多く出現する。出現頻度の特に多いのは新潟県中部から西で富山, 石川両県, 福井県中部までである。この例を Fig. 3 に示す。上述の様に手取川上流は何れ

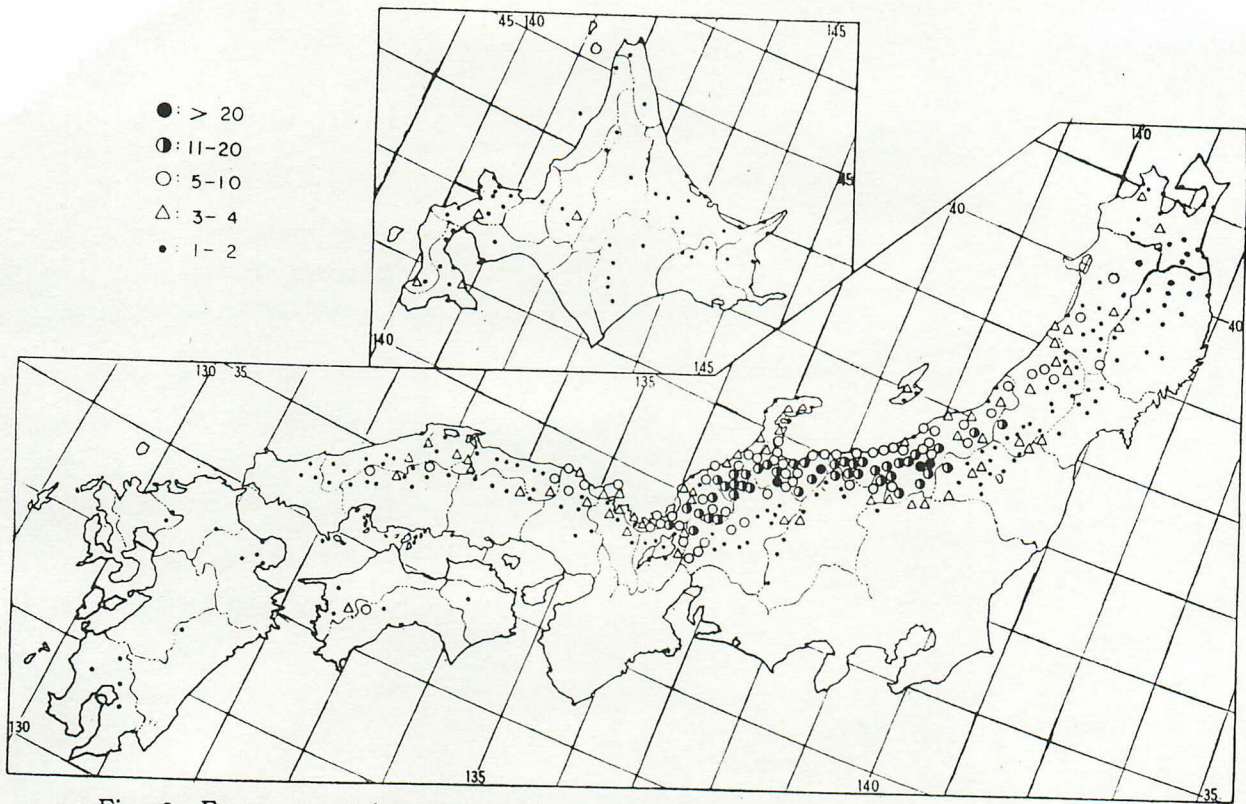


Fig. 3 Frequency of heavy snowfalls accompanied by minor disturbance far off the Japan Sea coast under the prevalent state of the monsoons (Fb pattern). (1955—1963)

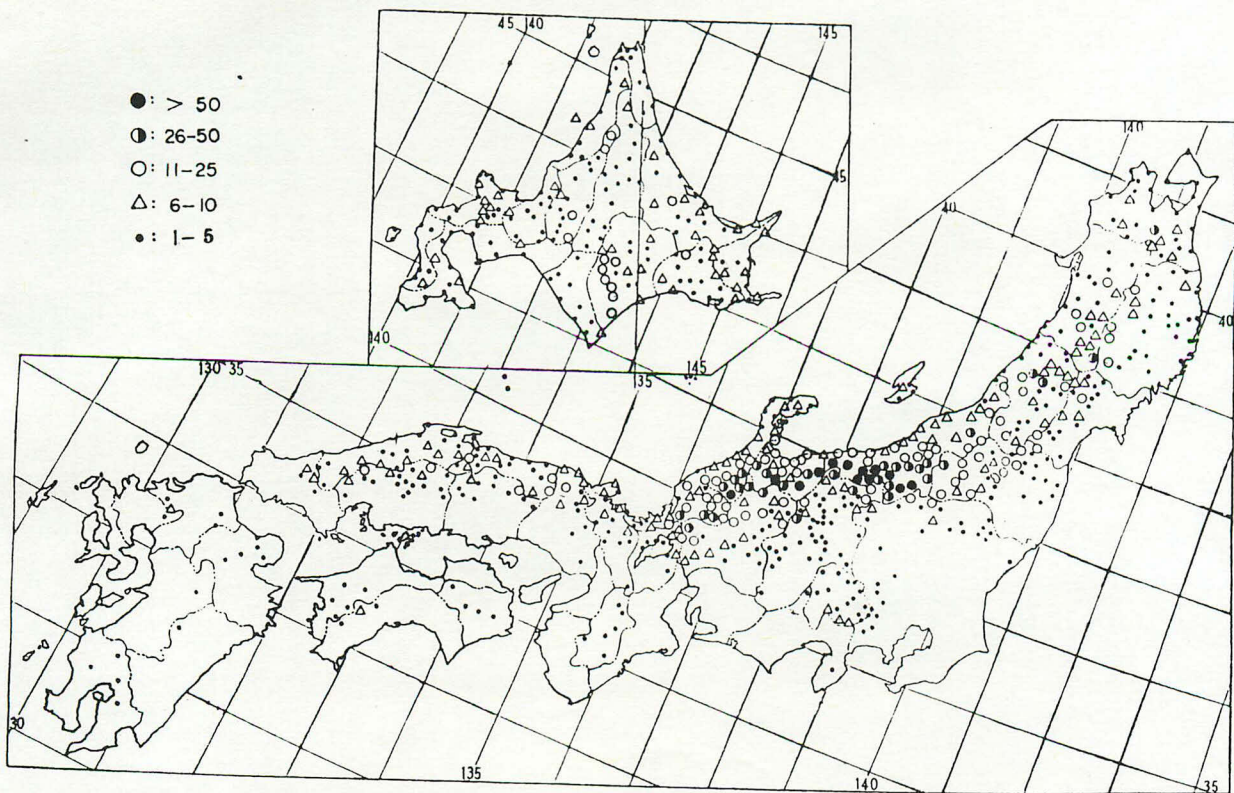


Fig. 4 Geographical distribution of heavy snowfall frequency (total frequency from 1955 to 1963).

の原因による大雪も、特に出現多いことが明らかで、手取川上流に豪雪が特に出現し易いことは観測的統計的事実である。Fig. 4 はすべての大雪原因の総計の出現頻度分布を示したものであるが手取川上流が日本でも大雪多発地帯であることが明らかである。

次に豪雪はどのように降るのであろうか、この点を少し考えて見たい。

豪雪時の気温 高温なときは雨であるが、低温なとき雪となることは論を待たぬ。これは降水の一般論で大雪となると話は違ふ。Fig. 5 は輪島高層 700mb の温度を縦軸に、輪島から南東方向の大

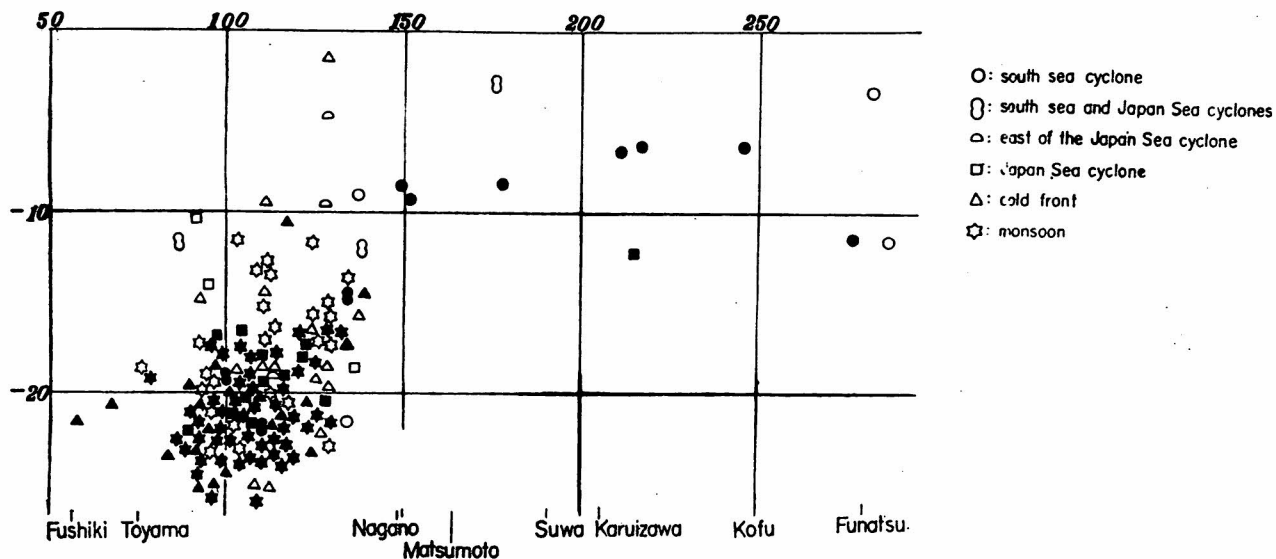


Fig. 5 21 LST 700mb temperature (ordinate, in °C) at Wajima in the case of heavy snowfall in the zone with 105km width on both sides of line drawn to the southeast direction from Wajima, and the distance (abscissa, in km) between Wajima and the center of the area covered with heavy snowfall. Black symbols indicate the cases that heavy snowfalls were observed at two more stations, and white symbols the cases having one heavy snowfall station.

雪域までの距離を横軸にとって、大雪の原因別の温度を調べたものである。北アルプスより南東側では前述のように南海低気圧、二つ玉低気圧による大雪であるが、北アルプス北西側では季節風による大雪が多いのである。両者の相違は、その降雪域のみならず、気温にある。低気圧による大雪は季節風によるものより一般に高温である。これは、低気圧による大雪は雨雪の限界温度近くで大雪になっているのであって、低温な場合は降雪量が減ずるといふ降水の一般論原則に従っている。しかし、季節風による大雪は低気圧による場合より 10°C 以上も低温なときに出現している。季節風時の大雪は、低温な気層が、高温な日本海上を吹送するときの蒸発と下層の加熱とによる上下の不安定が起き、これによる対流が原因であって上層が低温なほど降雪は活発である。レーダー観測によれば、雪雲は海上で発生する積乱雲中に発達し陸地に吹送される。気流の山岳による地形上昇中では雪雲の発生、発達は見られない。もとより、地形上昇による凝結はあるであろうが、この場合は低温空気であるから薄い雲を作るに止り濃密な雪雲には到らないのであろう。

即ち、アジア大陸を出発した気団は低温乾燥なものであるが、高温な日本海の対馬暖流上を流れるうちに、下層は高温多湿となり、一方上層は依然低温であるから、対流は活発になり積乱雲が発生し、雪雲が出来る。しかし雲中では上昇流があるので雪片の落下はさまたげられ、海上では降雪は少い。雪雲が陸上に流されると、陸地は低温であるから対流は次第に衰えるので、雪片は落下し始め

る。このとき雪雲の高さは 3—4 km であって、その水平移動の速さは、季節風速の 20m/s にも及ばう。雪片の落下速度は 1 m/s 程度とすれば、3 km を落下するには 3000s の時間がかかり、落下点は海岸より風下内陸 60km になる。途中に高い山脈があれば、ここに季節風はさえぎられ、雪雲も水平運動を停止し、ここに豪雪を起す。これが、手取川上流の豪雪である。

これで山側の大雪の説明はつく。参考まで海岸の大雪の機構については次の如くである。前述の様に、海岸の大雪時の気圧配置は Cb, Db, Eb, Fb の場合であって、季節風型であって日本海上に低気圧、前線又は小擾乱のあるときである。日本海に低気圧等の擾乱があれば、その東側では東よりの風が吹こうとするから、季節風は部分的に衰弱する。ここで大雪が起る。これが海岸の大雪であるが、低気圧は部分的であり、又移動するから広い範囲で見れば又長時間では季節風は卓越し、このときでも山側でも大雪はあり得る。日本海岸全般的にいて、海岸だけに大雪があり、山側ではなかった例は甚だ稀である。雪雲が内陸深く吹き送られなかった部分に、海岸で降雪するのである。要するに上層気温が低いほど、風が強いほど、山側の降雪は多くなる。

日本海上の擾乱 表 1 で見られる通り、山側の大雪も Db, Eb, Fb 等の季節風型で海上に低気圧前線又は擾乱があった場合の頻度が多くなっている。日本海上で小低気圧が発生して発達する例はよく見られる。天気図上で低気圧としてはっきり認められなくとも、小擾乱として存在することは知られている。この小擾乱につき一見解を述べて見たい。

冬型季節風のいわゆる西高東低の気圧配置は大陸高気圧の発達が主因である。この大陸高気圧も良く観察すると中国本土に中心のある中緯度高気圧と旧満州より北に発達する高緯度高気圧に分離して考えられる。これに従って、季節風の風系も、700mb 高度では、日本海北部は北西風であり南部では南西風になっている。これ等両風系の境界域は収束線になり、この収束線に沿うて小擾乱または小低気圧が発生する (Fig. 6), 大雪域はこの収束線付近で起る。この収束線は人工衛星の観測からも確め

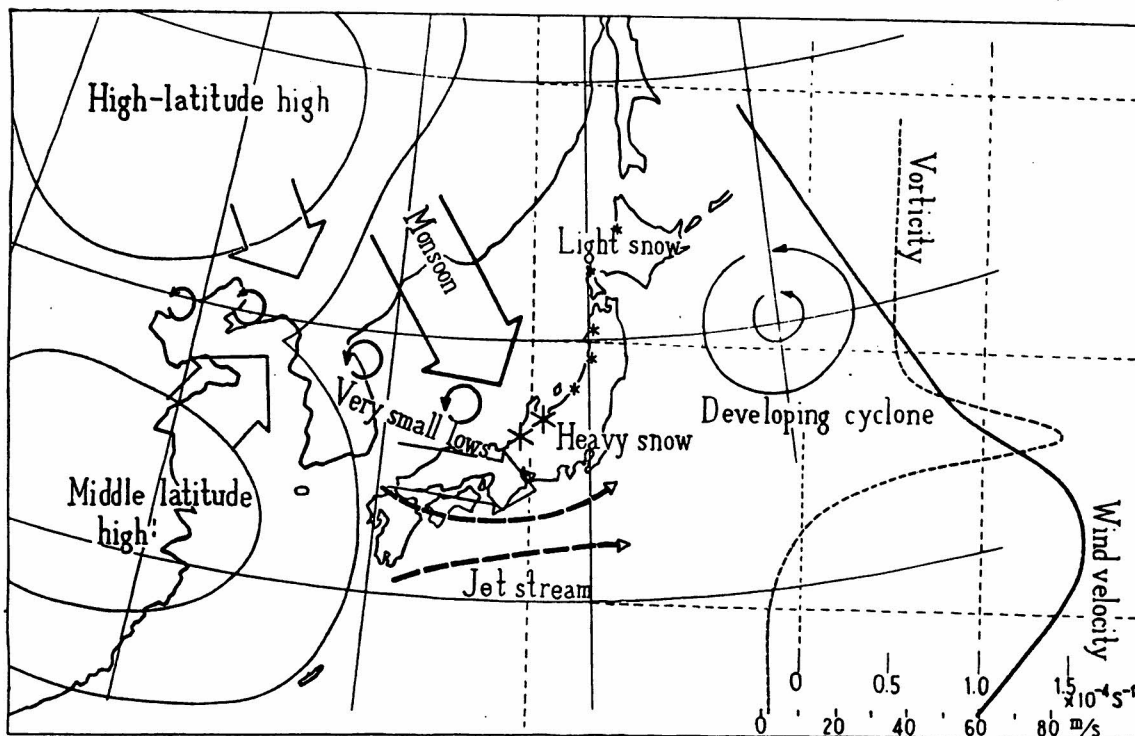


Fig. 6 Synoptic model for the coastal heavy snowfall in the Hokuriku district.

られた。

この収束線の日本海岸と交る点付近が豪雪域になる。これは、北緯 37° 付近に最多出現頻度があるが、稀に北偏して北海道、また南偏して山陰でも起ることがある。それで豪雪は Fig. 7 で示した様に、新潟県中部から福井県中部の間に多出現が見られる。

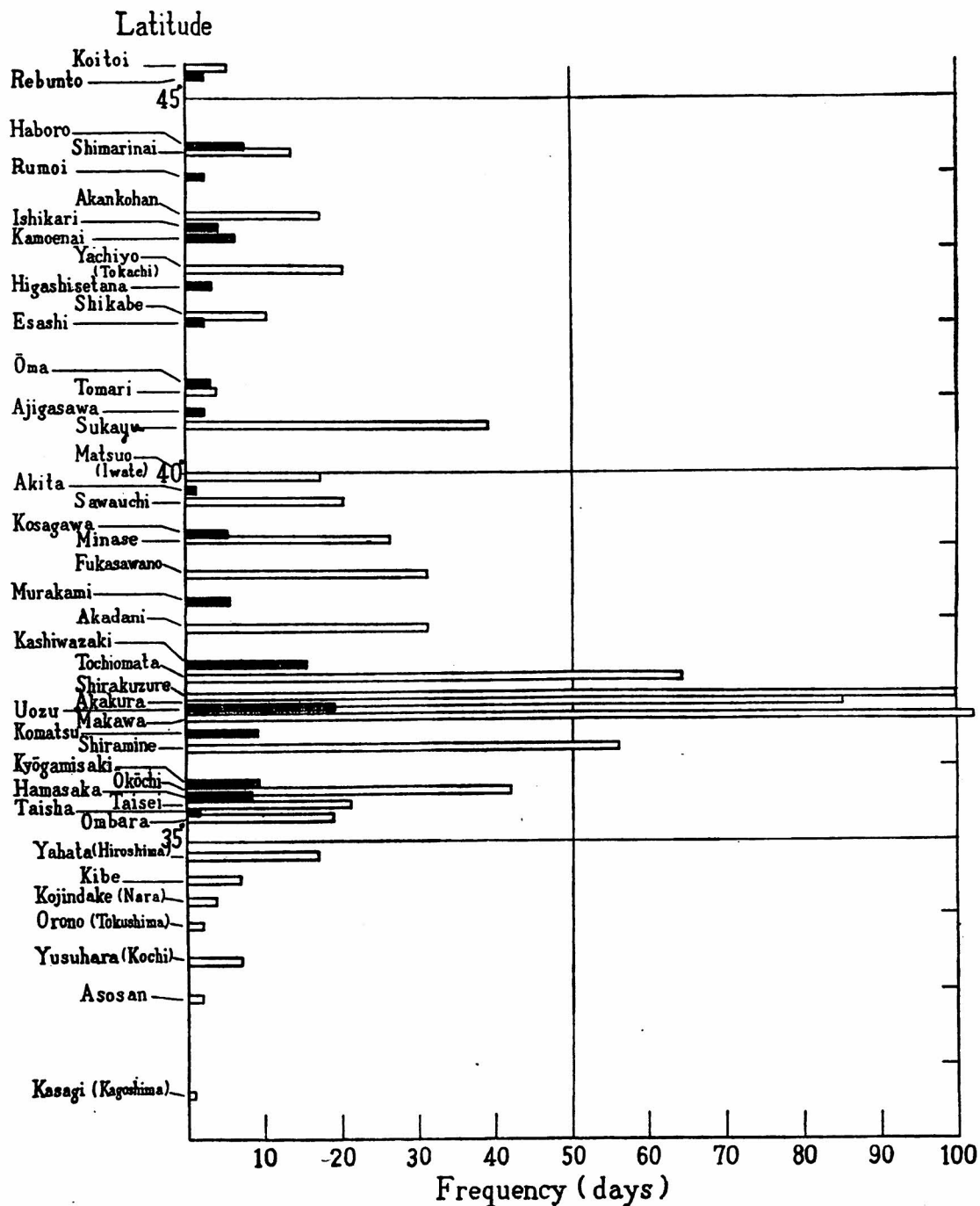


Fig. 7 Latitudinal distribution of the heavy snowfall frequency (1955—1963).
Black: Japan Sea coast. White: inland.