

ヒマラヤ周辺の気象について*

中島暢太郎・井上 治郎・安成 哲三

On the Climate of the Himalayas

By Chotaro NAKAJIMA, Jiro INOUE and Tetsuzo YASUNARI

Synopsis

The history of the studies on the climate of the Himalayas is summarized. There are many reports of the synoptic analysis of the monsoon over India, but there are few such reports of the climate of the Himalayas. We have a weather station at Lhajung (4420m) in Khumbu Himal. The meteorological data from April 1973 to March 1975 are analysed. Influences of the Tibetan High and the Subtropical jet stream are discussed. The relation between the climatic conditions and the growth of the glaciers are also discussed. Photographs of the cloud over Khumbu Himal were taken by 8mm time-lapse camera in winter season. The thickness of the valley wind is 200–300m according to the analysis of the photographs. Spectral analysis was performed on records of the daily precipitation during the monsoon season of 1973 at stations in the Nepal Himalaya. Through power spectral analysis, predominant periodicities of about 10 days and 5 days are found.

1. ま え が き

1966年4月に発足した災害気候部門は1976年3月で10周年を迎えた。前防災研究所所長故速水頌一郎先生は、この部門の設立に当って、「アジアの気候変動の解明と人類の幸福」に役立つような研究を行なうことを強く希望された。ここには、災害気候部門が行なって来た研究のうちで、アジアの気候変動の研究の基礎になるような仕事について紹介したい。

アジアの気候にとって、ヒマラヤ・チベット高原の存在が重大な意味を持っていることは後で述べるが、この地域の気象については登山隊による断片的な記録以外はきわめて資料が少ない。1967年4月から6月にかけて樋口明生がネパール東部のヤルン氷河において、一般気象の他に氷河上および周辺の微細気象の観測および大気放射の観測を行なって、その結果を中島・樋口¹⁾が解析した。高度5,000mでの気温日変化や氷河上の表面条件（氷、水たまり、岩くず）による熱収支の差異などについて貴重な成果が得られた。1968年と1969年の2年間、渡辺光が代表となって文部省科学研究費による「気候変化の水収支に及ぼす影響」と題する研究班が組織されたが、その中に「気候変化と氷河」研究グループがつくられ、アラスカ・パタゴニアおよびヒマラヤの氷河と気候の関係が集中的に研究され、ヒマラヤの氷河の分類や資料、文献の収集が行なわれた²⁾。これらの調査を通じてわれわれが一番困ったのは、特にヒマラヤの冬期における観測データが皆無に等しいことであった。そこで、日本山岳会の1970年度エベレスト登山隊に参加した井上は1969年12月から1970年1月にかけて2カ月間クンブヒマールのPheriche (4,243m)に滞在して気象観測を行ない、冬にはこの地方の氷河を涵養するような降雪がほとんどないことを明らかにし、また登山活動後、1970年6月から7月までの2カ月間Ngomhasa (3,860m)でモンスーン期間中の気象観測を行なった³⁾。

2年間つづいた「気候変化と氷河」の研究活動は日本国内の多数の研究者が参加してつくられた「比較氷河

* ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査隊業績 No. 3

研究会」にひきつがれ、また 1973 年春には日本雪氷学会の中に「氷河情報センター」(代表者、樋口敬二)がつくられた。ここで討論されたヒマラヤの気候と氷河涵養、消耗に関する研究過程は報告書として発刊された⁴⁾。

1973 年の京都大学学士山岳会ヤルン・カン遠征隊に参加した樋口・井上・上田らは現地で気象および氷河の調査を行なった⁵⁾。高度 3,800m, 5,210m, 5,950m, 6,470m の 4 高度で 1973 年の 4 月 1 日から 5 月 20 日まで同時気象観測を行ない、気象要素の高度による差異の研究に貴重な資料を提供した。またヤルン氷河上では熱収支の観測や、各高度での雪の結晶のレプリカ作成、氷河水中の安定同位体の測定のための水のサンプル収集、大気汚染研究のための氷河水・空気のサンプル収集も行なわれた。氷河の研究としては氷河の流動量や氷河からの流出量の測定がなされた。なお、この隊の登山活動に対する援助として、中島が日本で 500 mb 北半球天気図を利用して現地の天気予報を行ない、その結果は毎日無線交信によって現地に伝えられ、また現地の局地気象の状況が日本に伝えられて予報精度の向上がはかられた。

なお、井上はこのあと、クンプ氷河地域に移動して、名古屋大学の研究者と共に Lhajung (4,420m) に氷河気象観測基地を設営して常時観測を開始した。これは常時観測所としては世界最高と思われる。これらの氷河および気象調査の実績が認められて、1974 年 4 月からは文部省科学研究費補助金(海外学術調査)「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査」(代表者樋口敬二)が開始された。その成果については本文に述べる。

1974 年夏にカラコラムの K 2 峰に登頂した京都大学山岳部の遠征隊は、山岳部長中島の指導によって、乾燥地域のカラコラムと湿ったネパール・ヒマラヤの気象状況の差異を研究した⁶⁾。

以下の各章では、まず、ヒマラヤの気象に関して今までになされて来た研究の歴史を展望したあとでわれわれの得た研究成果について述べる。

2. ヒマラヤ周辺の気象の研究の歴史的展望

ヒマラヤ周辺の気象を論ずるにもいろいろな立場がある。ヒマラヤ地域の気象の実態については定常的な観測を行なうには多くの困難があるが、登山との関連でいくつかの調査・研究がなされて来た。一方ヒマラヤ地域にも影響の大きいモンスーンについてはインドを主な対象地域として古くから多くの研究がなされている。さらに、大気循環の説明の中でヒマラヤ・チベットが果す役割について近年多くの研究がなされるようになってきた。これらについての今までの研究成果について歴史的な展望を行なう。

2.1. ヒマラヤ地域の気象調査

世界最高の山岳地帯であり、登山者でも容易に近づけないこの地方の気象を知るのは容易ではない。古い時代では、1900 年にカルカッタからカトマンズを経てカリ・ガンダキ方面からチベットに入り、ヒマラヤ山脈の北側をラサに向い、3 年後にブータンを通ってカルカッタに帰って来た河口慧海のチベット旅行⁷⁾の目的は気象調査ではなかったが、ヒマラヤの東部と西部、およびヒマラヤの北側と南側との気候の差異を詳しく記述している。気象学の素人である彼が南西モンスーンと北西モンスーンのこの地方への影響の差を見事に記述しているのは驚く程である。

さて、ネパールの気候についてのまとまった報告というのはあまり見当たらない。気候学の教科書にはインドの気候の記述の付録として言及している程度のものが多い。ネパールの気候について述べたものとしては Hagen (1961)⁸⁾ の本が素晴らしい。彼はネパールを愛し、国内各地を旅行し、また地質学、気象学、氷河学、生物学、人類学などの多方面の立場からネパールを論じている。ヨーロッパアルプスは周囲の平地の気象が比較的一様であるが、ヒマラヤは南北の強い気候のコントラストを形成しているということや、ネパールといっても中央の盆地、南側の小ヒマラヤ、北側の大ヒマラヤの存在が気候区分に大きな役割を持っていることなどを明示している。モンスーンは 7,000m 以上の高山には直接影響しないことが氷河の分布に良く現われていることなどもはっきりと指摘している。Hagen の本が総合的な記述であるのに対して、Kraus (1966)⁹⁾ は純気象学的立場からネパールの気候を論じている。まず、ヒマラヤ上空の大気大循環についてまとめて紹介したあと、東部にかたよってはいるがこの当時までになされている気象観測の資料と各登山隊の報告から収集した資料にもとづいて、地域別、高度別の降水量や気温、湿度の年変化を示している。最後に

これらの資料を用いてネパール国内のケッペン気候分類の細かい分布を示している。Malla (1968)¹⁰⁾ はカトマンズに限ってはあながち、気温、気圧、風、相対湿度、雲、降水について一般的な記述の他にその年変化や極値についても詳しく述べ、これらの気象要素の年変化の原因について考察を行なっている。カトマンズでは1945年に15分ほど小雪がふって以来今まで無降雪であるというような興味深い記述もある。さらに1852年以降のカトマンズの年降水量およびその5年移動平均値およびその著しい変動性についても述べている。インドにとってはヒマラヤ地域の気象状況を知ることが航空気象や国境問題に関連して重要である。Koteswaram (1973)¹¹⁾ はヒマラヤ地域の気象を冬 (12～1月)、春 (3～5月)、夏 (モンスーンシーズン) (6～9月)、秋 (10～11月) にわけて概説している。すなわち冬は“westerly disturbances” と呼ばれる低気圧がヒマラヤの南側を月に6～7回通り、その際にその強さによって、曇るだけであったり強い降雪になったりする。また冬のジェット気流がヒマラヤの高い山々にあたると乱流が生じ、特に午後には強くなる。春はwesterly disturbancesの回数が月2～3回程度に少なくなるが、低地部では雹が多くなり、特に午後から夕方が多い。monsoon season はヒマラヤ東部は6月からはじめから、西部も7月までに南西モンスーンの影響下に入る。しかしそれは一定の雨季ではなく波状の強弱がある。北部インドにあるモンスーントラフのために、南西モンスーンはヒマラヤ地域へは東風として入ってくるが、このトラフがヒマラヤに近づくときヒマラヤ地域の雨は強まり、インド方面は比較的雨が弱まる。その逆もいえる。その周期は3～4日ぐらいである。しかしネパール地方に大雨をもたらすのはモンスーン自体ではなく、むしろ“monsoon depressions”であり、ベンガル湾北部で発生してヒマラヤに接近し、3～5日にわたって平地に雨、山に雪を降らせる。この場合、ヒマラヤ・チベット地方の高度6km以上は高気圧におおわれ、ヒマラヤ上空は20～30ノットの東風が吹いている。秋は、たまに東部に発生する低気圧による以外は天気がよい。以上がKoteswaramの説明である。

ネパールおよび北部インドの気象状況を概説した文献をいくつか紹介したが、ヒマラヤの4,000m以上には常設の気象観測所はほとんどなく、高所の気象については、気象衛星や資源衛星、宇宙船などによる観測以外は各国の登山隊による気象観測が主となる。登山隊にとってその成否は気象条件によることが大であるため気象観測は大部分の隊で行なわれてきた。中には学術調査にかなりの重点を置いているものもある。まず外国の登山隊でヒマラヤの気象状況の解明に大きな貢献をした例をいくつか述べる。

1955年カラコラムに行った“Frankfurter Himalayan Expedition”がChogo Lungma氷河で行なった微細気象と放射に関する観測と解析は本格的なものであり、Untersteinerによって詳細な報告^{12), 13)} がなされている。この報告には1955年6月10～16日(4,000m) 7月12～8月2日(4,300m)の氷河のablation, 地上20, 100, 300cm 高度の風速, 地上 20, 100cm の気温, 湿度, 表面温度, 降水量, 蒸発量, 地表面での短波長波放射量の観測などの結果が日表として示されている。これらの結果、夏のカラコラムでは短波放射も大であるが、雲量が増えても減衰の少ない global radiation の大きなことが特色であるとしている。毎日の氷河表面上の放射収支を計算し、氷河の消長にとってアルベドの変化が重要なことを指摘した。6,000～7,000mの高度でも短期間の観測をしたが、アルベドを0.75と仮定すると、この高さでは雪だけは特別な条件以外では不可能であると結論した。この地方の氷河の ablation にとって放射による部分がきわめて大で、対流によるものはヨーロッパアルプスの場合などと大差はないが、蒸発によるものは無視出来るとした。蒸発は潜熱が大きいから熱収支には重要であるが、物質収支にはほとんど影響しない。ヨーロッパアルプスにくらべて氷河風がきわめて弱いことも空気と氷の温度差から論じた。1960～61年の Hillary の率いるエベレスト登山隊に参加した Bishop らはエベレスト近くの Mingbo Valley (5,700m) で放射観測を行ない全入射量の最大値が1.76cal/cm²minにも達したことを報じている¹⁴⁾。1963年のアメリカのエベレスト隊が行なった気象観測については Miller (1966)¹⁵⁾ が報告している。この隊が経験した最大深新雪は1963年3月中旬に Thangboche で経験した際までもぐるものであった。1963年3月から6月まで Base Camp (5,400m) で降水、最高、最低気温、放射、日照時間などの記録を定期的に観測し、4, 5月には Camp I (150m) および Camp II (6,500m) でも定常観測を行なった。また Khumbu 氷河の形態学的調査によって、最近5,000年以内に著しい気候変動による氷河の前進後退があったことを発見した。多くのエベレスト遠征隊の成功不成功を気象状況と結び

つけて総合的に報告したものとして Nedungadi (1964)¹⁶⁾ は1952年から1962年までの11年間の毎年の5月と6月のニューデリー、アラハバードおよびガウハチの6.0, 7.2および9.0km 高度の風とネパールの降水量の関係をグラフに示し、その後のヒマラヤ登山隊のよい参考資料となった。

ヒマラヤ地域には日本からの登山隊も世界で一番多いぐらい入っているが、その報告書の中からいくつかを選んで次に紹介する。東京大学は1963年バルトロカンリ、1965年キンヤンキッシュと2度にわたってカラコラム地域へ遠征したが、その際東条ウエザーサービス K.K. の協力を得て、統計的な手法から日本の富士山とカラコラム地域の間の偏西風中の波動の伝播に要する日数を計算して、また統計的に富士山の天気の周期変化を予測して、登山隊の出発前から全行動期間のカラコラムの天気の周期分析による予報を作成して持参した。その報告書¹⁷⁾にはその予報手法の説明および行動中の毎日の天気図を示している。これらの一連の天気図と現地の気象観測結果を対応させるとこの地方の天気変化の様子が興味深く解析出来る。また1955年の京都大学カラコラム遠征隊に参加した荻野¹⁸⁾ はカラチの気象台で入手した資料に基づいて、カラコラム地域の雨量分布図とパキスタン国内7地点のハイサーグラフを作成して、湿ったネパールヒマラヤの気候と乾いたカラコラム地域とを比較し、この地域の植生分布を気候との関係について論じた。また、ネパールヒマラヤでは1970年の日本山岳会エベレスト登山隊に参加した長田正行¹⁹⁾ はファクシミリでニューデリーから天気図を受信して本格的な天気予報を行ない、ジェットストリームとモンスーンの日々の変化の関係について詳しい解析を行なっている。また広域予報の他に局地予報についても報告を行ない、ベースキャンプ(5,350m)とその南南西約30kmにあるThyanboche(3,867m)とを比較し、偏西風中でもベースキャンプの方が1〜3日天気変化が早く訪れることや、その変化の振巾がベースキャンプの方がはるかに大きいことを述べている。また谷風と共に南から昇って来る雲の消長と湿度の自記紙に現われる変化がよく対応していることを述べている。

登山と関連してヒマラヤの気象を総合的に論じたものとしては大井正一(1969)²⁰⁾ のものが異色である。1952年から53年にかけての日本山岳会マナスル登山隊の気象資料の整理を担当した経験とベルリン自由大学で得た成層圏天気図の解析の手法とを組み合わせて月ごとの大気の安定度とヒマラヤの気象との関係を解説している。また今までの気候学の知識を総合報告し、ヒマラヤ東部と西部の気候の差の大きいことを強調している。これが気象力学的に論じているのに対して山田知充(1970)²¹⁾ は気候誌的な手法でネパールの気候を国内109地点の降水量と20地点の気温の資料を用いて解説している。1941〜65年の年降水量の変動、年降水量分布図、ネパール各地の月降水量の年変化の型の分類、高度による気温年変化の差、各地のクライモグラフ、ネパールの気候細区分などがその内容である。

2.2. モンスーンについての解析

ヒマラヤ地域の気象を論ずるにはモンスーン一般についても論及しなければならないが、これに関する文献はおびただしいものがあり、個々についてここで紹介するわけには行かない。総合解説書としてもRamage(1971)²²⁾ の立派な本があり、日本でも「アジアの気候」(1964)²³⁾ や「季節風」(1959)²⁴⁾、「モンスーン」(1972)²⁵⁾ などの解説書がある。少し異色の紹介書としてはChang(1967)²⁶⁾ がインドの夏のモンスーンの研究を歴史的に紹介して、モンスーン研究の手法としては気候学、気団論、擾乱による3つの流派があるが、前2者の方法では限界があり最後の方法でなければ今後の発展は望めないということを詳説している。これらの文献を参照しながら以下にモンスーンの研究を概観することにする。

モンスーンという言葉はアラビア海周辺の住民にとっては、生活に密接な関係のある気象現象として古い時代からよく知られていたけれども、航海者にとっては風が中心で年変化の著しい風を意味し、農民にとっては雨が中心で乾季と雨季の交替を意味していた。1920年頃にはWalker²⁷⁾ によって多くの気象学の論文が発表され、早くからHadleyによっていわれていたモンスーンは海陸の加熱の年変化の差によって生ずるという学説にさらにすすめるような記述的および統計的調査がなされた。Walker はインド各地の降水量の間の相関係数を計算して、インドの降水は、半島部、北西部、北東部にわけるとそれぞれ一様の降り方をすると述べた。このような統計調査の時代には太陽黒点との関係が重視され、太陽黒点極小期には日射不足のた

めチベット高気圧が発達せずしたがってモンスーンも弱まってインドの広い範囲で干ばつが起ると考えられていた。この種の研究は数多いが最近のものとして Subbaramayya (1968)²⁸⁾ は統計結果を理論的考察と結びつけようとしている。彼はインドを20以上の小地域に細分して降雨量の相関係数を計算し、西部から中部へかけての地域と北東インドの広い地域内ではそれぞれ相関が高いが、これら2つの領域の間には負の相関があることを明らかにした。このことを monsoon trough の南北振動によって説明し得ると述べている。

モンスーンが比較的背の低い対流圏下部の現象であることは早くから知られており、Wagner などの1930年頃の研究でも、その厚さは4~6kmであると述べられていた。モンスーンが大陸と海洋上の気温差によって生ずるといわれて来たが、インド付近の地表気温は場所によってかなりの差があり、夏にはタール沙漠の付近がもっとも地表温度が高い。このためここに熱的低気圧が半定常的にあるがその高さは850~750mbまでである。この低気圧付近から東に延びる monsoon trough は下層のモンスーン気流の流軸の位置を支配する。

モンスーンの季節による進行については早くから経験的に知られていた。南西モンスーンは4月の末から5月のはじめにかけてビルマ付近ではじまり、等開始日線は南西から北東にのびる線となって、この線が北東進して7月のはじめにはインドとパキスタン国境付近に達することが知られているが、これは決して定常的に前進するものではなく、とまったり、時には一時後退したり、急に進んだりする。また年による差も著しくニューデリーでは平均開始日が7月2日であるが1901年からの50年間で早い年は6月17日、おそい年は7月20日であった。またネパール地方では前駆的な降雨の開始と本格的なモンスーンの開始をはっきり区別したい年も多い。モンスーンは6月から9月まで定常的に吹くものでないことも早くからよく知られ、モンスーンの中休みが8、9月にはよく起る。インド中部でモンスーンが中休みになる期間には北部のヒマラヤ地域や南部のマドラス付近は逆に雨が強くなることが多い。モンスーンの後退は北部では9月頃で急速に後退するが、南部インドでは非常にゆっくりで、南部インドでは11、12月頃の後退期に雨が多い。

1930年頃からノルウェー学派によって気象学界に革命をもたらした気団・前線論はインドにも波及し、モンスーンの説明に応用しようとする試みが多くなされ、ついで熱帯収束線の解析が盛んに行なわれた。しかし、中緯度では南北の温度勾配の集中によるポテンシアルエネルギーの集中すなわちバロクリニックモデルが大きな役割をするが、低緯度では南北方向より鉛直方向の安定度や、それに寄与する大量の潜熱の放出などがエネルギー源として重要であり、中緯度と低緯度では気象力学の応用法を区別すべきであるという理解がはっきりなされるまでかなりの年月を要した。

モンスーン気流はどこから来るかということについては古くから地理の教科書にインド洋の南半球側の南東貿易風が赤道を北にこえるとコリオリ力の向きがかわるために南西風となり、これがモンスーンの起源であるとしている。Findlater (1969)^{29), 30)} はインド洋および周辺の気流観測の結果から、この説をさらに強調して話題をまき起した。すなわち、最初に Kenya で見付かった対流圏下層の強い南風の集中が赤道付近では38°Eと55°Eの間に集中したせまいジェット性格の気流であることを明らかにし、7~800mの高さに軸を持ち、強さが25~50m/sに達することを解析的に示した。このアフリカ沿岸の下層ジェット気流は北半球に入ってから右に曲りインド半島に達するが、Kenyaの900, 1,200, 1,500mの平均風速とインド西岸の4地点の平均日雨量とはよい相関を持つ、また逆に1月は7月ほど集中した強い気流ではないが、やはり北半球の冬のNEモンスーンに対応してアフリカ沿岸の800~900mbに中心を持つ北風が著しい。ただ夏より中心はやや高い、このようなモンスーンの起原が南半球にあるという考え方に対して、RoyやDesai (1971)³¹⁾ などインドの学者たちは、流線は南半球からつづいているかもしれないが、水蒸気の起原まで南半球にあるのではなく、水蒸気の補給はアラビア海の海面からなされているとして強く反対している。これには1963~64年に行なわれた International Indian Ocean Expedition の成果が基礎となっている³²⁾。この観測結果によれば10°Nより北、65°Eより西の海上では、海面から500~1,500mまでは不安定な湿潤空気があり、また6,000m以上には乾いた不安定層があるがその中間には沈降逆転層があることがわかった。65°Eより東からインド西岸に向けては湿潤層の厚さが増して行き、インド西岸に達すると中間の逆転層がなくなり、次第に積乱雲が発達して行くことがわかった。この事実からインド西岸の降雨のもとになる水蒸

気は北半球起源のものであると同時に、インド西岸の大雨はガッツ山脈による地形性の雨ではなく、海上での不安定化によるものであることがわかった。日本の北陸豪雪の成因の研究の歴史とよく似ている。

1945年頃から中緯度対流圏上部のジェット気流が発見され、その解析的研究や偏西風中のロスビー波の役割などが論ぜられ気象学は新しい段階に入ってきた。この際に、ヒマラヤ・チベット高原は大きな障壁物としてその役割が多くの研究者によって論ぜられた。Yin (1949)³³⁾ はジェット気流が冬には低緯度に夏には高緯度に偏位するに際して、チベット高原の南から北への移動は飛躍的に起り、これが“burst of the monsoon”と結びつくとして述べた。ジェット気流軸がヒマラヤの南にあるときはチベットの上の対流圏上部は低圧部になっているがジェット気流が北に移動するとチベット上空にはいわゆる暖かいチベット高気圧が出来る。このことからチベット高原はジェット気流に対する運動学的な障壁物というよりは、むしろ地球上の大きな熱源として考えた方がチベット高気圧の存在を説明するのに都合がよいのではないかという説がうまれてきて、ヒマラヤ登山隊でも放射測定が盛んとなった。しかし、これに対してこの付近の対流圏上部の高気圧や暖域の中心が2個にわかれていることや、そのひろがりの位置が地形とよく一致していないこと、さらに放射測定結果でも、夜の出射の方が大ではないかというような反論も出て来た。

ヒマラヤ熱源説に対する一つの反論として、ヒマラヤだけが熱源として作用するのではなく、アジア南部とインド洋との 20°N を堺にしての熱的性格のコントラストが問題であるという説が現われた。地球上で大規模な大陸と海洋の境界は大てい南北に走っているのがインド洋の北端だけは東西に走っているというのである。太平洋や大西洋の赤道付近の対流圏上部では easterly wave と呼ばれている渦の列が解析されるけれども、熱帯アジアからアフリカにかけては easterly jet stream が渦を伴うことなく比較的滑らかに走っている。このことは Koteswaram (1953)³⁴⁾ の論文で詳しく論ぜられた。このようにしてインド付近の夏のモンスーン期は、はるか北方の中緯度偏西風とこの熱帯偏東風との間のチベット高気圧が対流圏上部の基本的パターンと考えられた。

Ramaswamy (1965)³⁵⁾ らは、このような基本的パターンの形成と一時的な変形との周期的変化がモンスーンの消長と関係していることを述べている。すなわち、大ていの場合、シベリア上空の high index の偏西風に対応してチベット高気圧が強化され、対流圏下部ではモンスーン・トラフが南へ偏位してインド大陸上に広い範囲に並なしい強い雨を降らせるが、一方、break monsoon situation としては、シベリア上空で low index の偏西風波動が発達し、大振巾の谷が南にまで延び、時には北極から熱帯まで延びる“extended trough”になり、チベット高気圧が一時的に破壊され、これに対応して対流圏下部ではベンガル湾北部の低気圧が北進して北東インドに降雨が集中し、逆にインド大陸では雨が降らなくなるという。

冬の北部インドの大気の循環については、亜熱帯ジェット気流がヒマラヤの南側を通り、対流圏下部では“westerly disturbance”と呼ばれる低気圧が西から東に、月に数回通って弱いながらも降雨に周期的変動を生ずることはよく知られていた。しかしこの亜熱帯ジェット気流中にも西アジアでブロッキング高気圧が出来、これに対応してインド北部の上部対流圏に寒冷低気圧が出来ることがしばしばある。Gupta ら (1970)³⁶⁾ は1963～69年の11月から4月の間にこの付近で発達したブロッキング高気圧は65例に達するといっている。また上層のインド北部の寒冷低気圧は下部の westerly disturbance の発達と関係が深いことを統計的に示した。またこの種の波動が著しく発達した例³⁷⁾として、1958年12月11～13日の 500mb 図で、アラビア海北部に発達した高気圧が出来、ベンガル湾付近に深いトラフが出来て、ジェット気流の分枝はインド南端まで達して、そこに cut-off low が生じた例を解析している。赤道付近ではコリオリ力が小さいためインド北部で蛇行が深まると容易に赤道付近までトラフが延びるといっている。このような場合にヒマラヤ山中で北風が異常に強まることについては後でわれわれの解析例を報告する。

さきに、インド西岸に降水をもたらす水蒸気は南半球から来るのではなくアラビア海で海面から補給されるものであることを述べたが、インドの夏の可降水量の分布をみると、インド西岸よりインドの北東部からアッサム地方へかけてがもっとも多く 7.0 gr/cm² と世界で最大値となっている。これは水蒸気の補給源がアラビア海だけでなくベンガル湾も関係していることを意味している。しかしこの量もまた年による変動が

大きく、根山 (1972)³⁸⁾ は1963年と1966年のチベット高気圧や南の偏東風のパターンの大きな差と関係させて、両年の4月から9月の毎月の850mbの流線および等飽差線の分布が大きな差を持っていることを示した。また吉野ら (1972)³⁹⁾ はこの種の問題について総合的に論じている。

ベンガル湾北部付近はこのように可降水量が多いが、実際にかんがりの雨が降るのは、ここで周期的に形成されるモンスーン低気圧に関連している。中心気圧偏差が6mb以上になると「サイクロン」と呼ばれ、さらに風速が64ノット以上になると「ハリケーン」と呼ばれる。ベンガル湾上で発生するすべての擾乱は年間平均126個でそのうち72個が6月から9月の4カ月に発生する。このような低気圧はアラビア海でも発生する。この発生のメカニズムについては中緯度の低気圧と同じように上層の偏東風波動に伴うもので擾乱は南シナ海から追跡出来るという意見もあるが、そうでないという反論もある。しかしモンスーン・トラフとモンスーン低気圧は密接な関係がある。このように5月から9月にかけて多数のモンスーン低気圧が発生するが、非常に発達するのはプレモンスーン期 (4～6月) とポストモンスーン期 (10～12月) に限られている。発生場所はベンガル湾とアラビア海の5°N～15°Nの間である。Koteswaram (1971)⁴⁰⁾ によれば、1891～1970年の80年間に発生した“severe cyclone”の数は184個 (年2.3個) で、それより弱い“tropical cyclone”の数は272個 (年3.4個) であるという。なお、severe cyclone 184個のうち、ベンガル湾が131個で、アラビア海は53個と約3:1の割合である。

中緯度と異なると、熱帯地方にはいろいろな周期の擾乱が見られ、それは主として降雨量、風速、気圧のスペクトル解析の手法によって見出された。ただし、中緯度と異なると赤道近くでは気圧はそれほど有用ではない。発見された擾乱はたとえば、周期4日、波長10,000kmの西進波 (高度約18km)、周期10～20日、波長20,000～40,000kmの東進波 (高度約18kmと25km)、周期約4日、波長2,000～6,000kmの西進波 (下部対流圏)、周期約7日、波長約8,000kmの西進波 (対流圏上部)、周期約4日、波長約8,000～10,000kmの西進波 (下部対流圏) など周期、波長、発生高度、進行方向の異なる種々のものである。村上 (多) (1972)^{41), 42)} は特に波数1～2、周期約10～20日の長周期の波をモンスーンの変動と結びつけて考えようとした。これは、15°～20°Nでは地球上の他の地域は雨の少ない亜熱帯高圧帯であること及びインド西岸のモンスーンの雨にこのような長周期の変動がみられることからである。さらにこのようなモンスーンの雨によって大気中に放出される潜熱は莫大のものであるとして、潜熱をエネルギー源としたこの種のスケールの波動の数値シミュレーションに成功した。村上 (勝) (1976)⁴³⁾ は1962年のインド付近の各種気象要素のスペクトル解析を行なって約5日と約15日の周期があることを見出し、前者は波長が経度で約30°の西進する擾乱で monsoon low として知られていたものに対応することを明らかにした。またこの擾乱の垂直構造の解析から、monsoon low に伴う風の低気圧循環は対流圏下層で卓越し、トラフの軸はやや西に傾き、対流圏上部に warm core を持ち、さらに対流圏中層に steering level を持っていることを示した。

インド周辺の農業にとって、大雨洪水も干ばつも重要であり、気象学的だけでなく実用的にも気候変動の予測は重要な課題で多くの人たちによって手がけられてきた。上述のようにモンスーンの消長も中緯度偏西風中のブロッキング現象やチベット高気圧の消長を通じて世界の大気大循環と結びついていてたとえば村上 (多) らのいうように波数1～2の波として説明出来る面が多い。しかし一方、一旦雨が降り始めると潜熱の放出が大になりさらに大気の循環がかわって行くというような発達系も考えられ、特に長周期の変動に対しては世界中の他の地域の気候変動とはかわった変動もあり得ると考えられる。また降雨量を指標とする場合、この付近は短周期の変動の振巾が非常に大きいので長周期変動をとり出すことがむずかしいという統計手法的な問題もある。Koteswaram (1970)⁴⁴⁾ はインドの20地点の年降水量の変動を low pass filter を用いて統計処理して、インド西岸についてはいづれも1900年を極小にした長期変動が見られることを明らかにし黒点数の変動と対応させて説明した。しかしインドの他の地域については変動はもっと複雑であると述べている。

3. Khumbu Himal での気象と氷河の観測結果

まえがきにも書いたように、われわれは1973年4月以来、ネパール東部のエベレストに近い Khumbu

Himal の Lhajung (27° 53'N, 86° 50'E, 4,420m) で常時気象観測を行なっている。ここではその観測結果の概要と気象に関連の深い氷河の質量収支についての研究の序報をする。Fig. 1 は1970年のネパールの年降水量分布, Fig. 2 はネパールの主な水系と氷河の分布であるが, われわれの観測所は南北に流れる Dudh Kosi

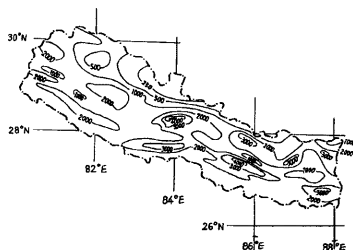


Fig. 1. Annual Precipitation in Nepal.

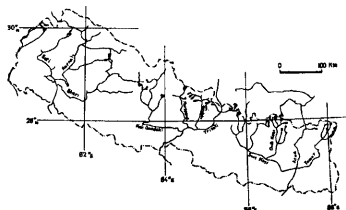


Fig. 2. Rivers and Glaciers in Nepal.

(河)の上流にある。降水量分布から見てもネパールの西部より東部の方が一般に多雨である。交通の便利なども考慮して, モンスーンによる乾期・雨期の差の明瞭なところで, しかも今まで常時気象観測が行なわれたことのないような高いところの代表としてこの Lhajung をえらんだ。Table 1 は観測期間中の月降水

Table 1 Precipitation at Lhajung.

RAINFALL AND SNOWFALL AMOUNT IN mm													Annual Amount	Maximum, in 24 hours and date
Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.			
1973	—	—	—	<u>1.5</u>	<u>17.5</u>	<u>75.0</u>	<u>136.5</u>	<u>133.0</u>	<u>64.7</u>	115.0	0.0	0.0	543.2	61.5 23 Jul.
1974	4.0	0.3	18.0	4.8	<u>48.5</u> <u>13.5</u>	<u>40.1</u> <u>19.5</u>	<u>193.5</u> <u>134.5</u>	<u>134.4</u> <u>74.5</u>	<u>59.6</u> <u>51.6</u>	17.1	0.0	8.2	528.5 346.0	25.4 4 Aug. 25.5 22 Jul.

NUMBER OF PRECIPITATION DAYS										M
										100.0 ≤
										1.0 mm
										≤ 1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm
										1.0 mm

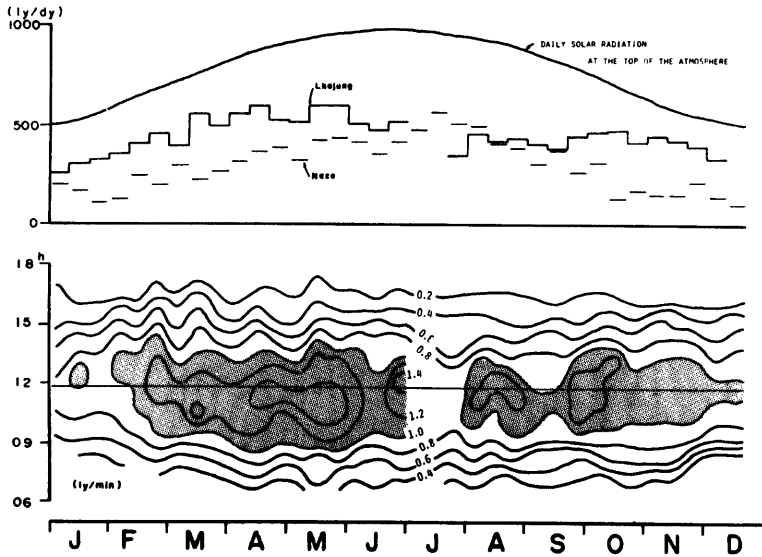


Fig. 3 a) (above) Annual course of 10 days mean of Insolation (ly/min) in 1974 at Lhajung (4420 m, 28°23'N) shown by connected bar and at Naze (2m, 28°23'N) by isolated bar. Daily solar radiation at the top of the atmosphere is also shown.
b) (below) Annual course of diurnal insolation change. Time is taken as ordinate and date is taken as abscissa. Isopleth is hourly mean value of 0.2 ly/min interval. The areas exceeds 1.0 ly/min are shown by point stipple. The straight line noon shows the time of local solar meridian.

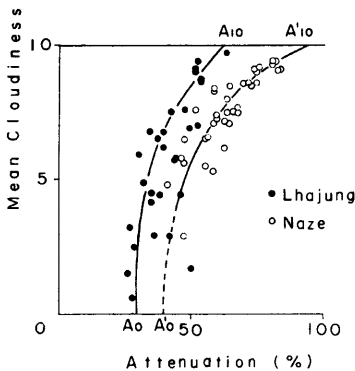


Fig. 4. The relation between the attenuation ratio (A) of solar radiation and mean cloudiness (C, C=0 for clear sky, C=10 for overcast). The black and open circles show the data at Lhajung and Naze respectively. Mean 10 days value are used for both stations. Attenuation ratio at both stations under clear sky and overcast is denoted by A_0 , A_0 and A_{10} , A_{10} .

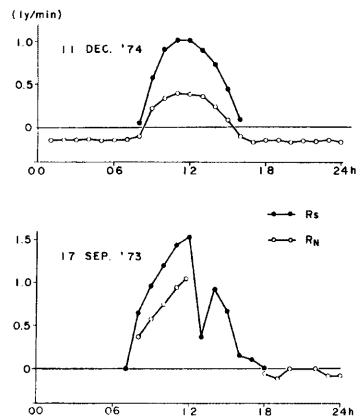


Fig. 5. Examples of Radiation balance in winter (above) and in monsoon (below) at Lhajung. Black and open circles show solar radiation (R_s) and net radiation (R_N) respectively.

Table 2 Mean and extreme temperatures at Lhajung (°C).

	03h	06h	09h	12h	15h	18h	21h	24h	Mean	Mean	Mean	Range	Highest	Lowest
									Max.	Min.			Max.	Min.
1973														
Apr.	-0.8	-1.0	3.1	4.2	2.7	0.8	-0.3	-0.5	1.0	5.5*	-2.3*	7.8*	7.8*	-7.6*
May	0.6	0.5	3.2	4.8	3.8	2.3	1.7	1.1	2.3	7.3	1.3	6.0	10.8	-4.8
Jun.	4.5	4.1	6.2	7.2	7.2	6.1	5.3	5.0	5.7	9.3*	4.9*	4.4*	11.0*	1.2*
Jul.	5.5	5.3	7.8	8.9	8.6	7.2	6.7	6.0	7.0	10.5	5.6	4.9	12.2	3.6
Aug.	4.9	4.6	6.9	7.9	7.8	6.5	5.8	5.4	6.2	9.2	4.8	4.4	11.0	3.4
Sep.	4.0	3.7	5.9	7.1	6.9	9.3	4.9	4.4	5.8	8.1	3.4	4.7	10.2	0.4
Oct.	-0.4	-1.4	1.7	3.5	2.9	0.5	-0.1	-0.6	0.8	2.8	-2.9	5.7	5.0	-7.0
Nov.	-4.1	-4.4	-1.0	0.9	0.0	-3.0	-3.4	-3.8	-2.4	3.8	-4.5	8.3	7.2	-8.6
Dec.	-5.9	-6.2	-5.3	-0.6	-1.1	-4.8	-5.2	-5.8	-4.4	1.6	-7.8	9.4	6.4	-12.3
1974														
Jan.	-9.0	-9.0	-7.0	-4.0	-4.7	-7.6	-8.3	-8.9	-7.3	-1.1	-11.3	12.4	6.7	-15.8
Feb.	-6.7	-6.4	-2.9	-1.9	-2.3	-6.1	-6.2	-6.1	-4.8	0.8	-9.4	10.2	5.6	-15.4
Mar.	-5.2	-5.6	-1.8	-1.0	-0.9	-3.9	-4.7	-4.9	-2.2	2.9	-6.4	9.3	7.0	-10.5
Apr.	-1.4	-1.6	2.2	4.9	3.1	0.6	0.3	-0.1	1.0	6.4	-3.4	9.8	11.6	-7.9
	0240	0540	0840	1140	1440	1740	2040	2340						
May	0.5	0.2	3.2	5.1	4.3	2.2	1.6	1.2	2.3	7.8	-1.6	9.4	11.2	-8.2
Jun.	3.7	3.9	5.7	7.3	7.4	5.2	4.6	4.2	5.2	9.3	2.2	7.1	12.0	-1.6
Jul.	5.2	4.8	6.7	7.6	7.5	6.5	6.0	5.6	6.2	9.4	3.9	5.5	11.0	2.5
Aug.	5.1	4.6	6.7	8.0	7.6	6.3	5.9	5.4	6.2	9.5	3.5	6.0	11.6	1.3
Sep.	2.9	2.4	4.2	5.5	5.2	3.7	3.4	3.1	3.8	7.3	0.8	6.5	9.2	-0.9
Oct.	1.3	-0.7	3.8	5.2	4.9	2.3	1.9	1.4	2.5	7.0	-2.0	9.0	9.8	-7.2
Nov.	-5.9	-6.3	-0.8	0.1	1.1	-3.9	-4.9	-5.7	-3.3	3.1	-8.2	11.4	9.2	-13.4
Dec.	-8.7	-8.6	-7.1	-3.1	-4.3	-8.0	-8.1	-8.3	-7.0	-0.6	-11.9	12.5	3.7	-14.7

* uncertain due to lack of data

多量の入射量があるが、モンスーン期には雲が多くなるため、その差は減り、7月頃には一時的に名瀬の方が大となる。名瀬の方は梅雨の影響などが多少あっても大気上限での入射の年変化と大体平行しているが、Lhajung はモンスーン期の大部分が大体一定値となっている。Fig. 3 の下半部には縦軸に一日の間の時刻をとって、入射量の等値線の年変化を示している。モンスーン期には入射量最大値が午前中に現われていて、午後の雲の影響がはっきり示されている。このような Lhajung と名瀬の入射量の差を別の観点から調べてみる。大気上限で期待される入射量が地表の実測で減じているのは途中の雲滴や dust, vapour などによると考えられる。今 Attenuation Ratio として

$$A = \frac{(\text{expected value}) - (\text{observed value})}{(\text{expected value})} \times 100\%$$

という量を考え、雲量別に散布図を画いたのが Fig. 4 である。これを見ると同じ雲量であれば Lhajung の方が名瀬より減衰が少ないことがわかる。すなわち雲の厚さが薄いであろうことが推定出来る。

以上は日変化の説明であったが、次に年変化について述べる。Fig. 5 は冬 (1974年12月11日) と夏 (1973年9月17日) の solar radiation と net radiation の日変化の例である。冬は晴天が多いので観測も容易であるが、モンスーン中は毎日霧雨が午後中つづくので非常に測定が困難であり、しかも測定しやすい日の実測値は必ずしもモンスーン期間の代表値ということが出来ない。一般的に多くの観測例からまとめていえることは、Lhajung の裸地では冬はやや熱の損失になっているが夏は夜間放射が少ないのと日射量が多いのとで差引地面が熱を吸収することになっている。

Lhajung で観測期間中の3時間ごとに測られた気温の月平均値、最小値と日較差の月平均値、月ごとの高極、を Table 2 に示す。なおグリニッチの0時は日本では9時に相当するがネパールでは5時40分に相当するので、1974年5月から観測正時をグリニッチ時間に合わせることにした。Fig. 6 には10日平均値で観測期間中の平均気温の季節変化の様子を示した。1974年の平均気温は 0.2°C であり、1年の約半分は氷点下であることがわかる。日射の場合と同様モンスーン期間中はほとんど等温であることが日本などと大きく異なる場所である。また Lhajung は主谷の底にあるのではなくて、200m ほど高い台地の上にあるため (Fig. 14)、冬の底冷えがない。谷底では最低気温はもう少し低くなっている。Fig. 6 の下段は Fig. 3 と同じように時刻別気温の年変化の様子を示したもので、等温線は 2°C ごとに画かれている。また 0°C および

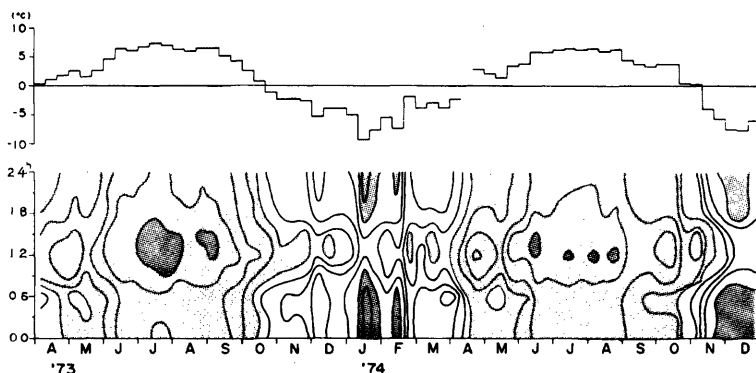


Fig. 6. (above) Two year variation of 10 days mean air temperature (at Lhajung). (below) Two year Variation of daily temperature change (drawn in the same manner as Fig. 3). Isotherms are of 2°C interval. The areas above 0°C are shown by point stipple. Those above $+8^{\circ}\text{C}$ and below -8°C are shown by fainter stipple.

$\pm 8^{\circ}\text{C}$ のところで塗りわけて区別されている。この図から冬は気温の日較差が大 (約 12°C) で夏は日較差が小さい ($4\sim 6^{\circ}\text{C}$) ことがわかる。また1973年の夏には 8°C 以上の期間が長かったが1974年には降水のところで述べたようにモンスーン活動が盛んなため 8°C をこえる時間は少なかった。

Fig. 7 は、日射や気温と同じように相対湿度と水蒸気張力の年および日変化を図にしたものである。下段は30, 50, 70, 90%の等値線が画いてあり、30%と90%のところで塗りわけられている。これを見ると雨期と乾期との差は非常にはっきりしている。モンスーン期間中はほとんど90%をこえ夜間は飽和の状態が何日

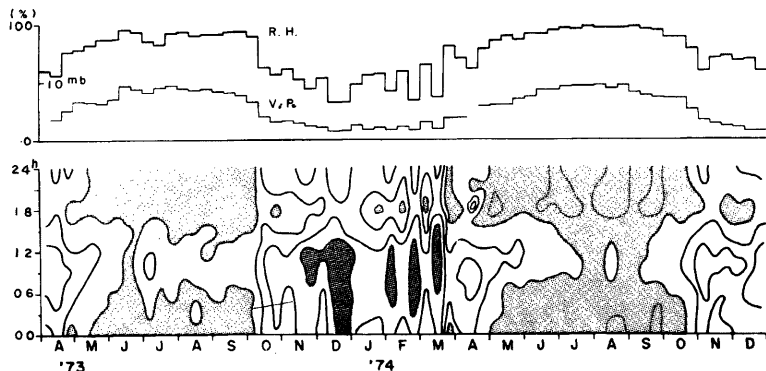


Fig. 7. (above) Two year variation of 10 days mean relative humidity (R. H.) and vapor pressure (V. P.) at Lhajung. (below) Two year variation of daily variation of R. H. (drawn in the same manner as Fig. 3). Humidity isopleths are of 20% interval. The areas above 90% are shown by point stipple and those below 30% are shown by fainter stipple. Broken line shows isopleth of 100%.

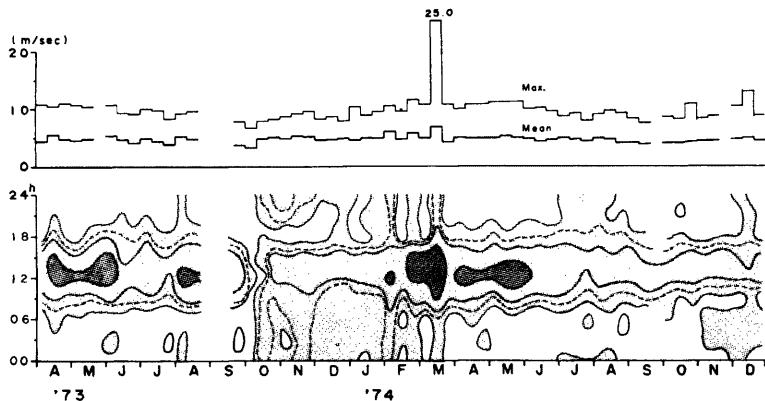


Fig. 8. (above) Two year variation of mean and maximum hourly wind speed during each 10 days at Lhajung. (below) Two year variation of daily variation of wind speed. Isopleths are of 2 m/s interval. Broken line is 5 m/s. The areas below 4 m/s and those above 8 m/s are shown by point and fainter stipple respectively.

もつづく、相対湿度と水蒸気張力の曲線が平行していることから、温度の影響でなく移流による水蒸気輸送の影響で高湿度になることがわかる。

Fig. 8 は気温などと同要領で作成した風速の変化図で、上段には日最大平均風速と日平均風速の10日平均値を、下段には平均風速を 2m/s ごとの等値線で書き、破線で 5m/s の表値線を示し、4m/s 以下と 8m/s 以上を塗りわけて示した。ここには示されなかったが時刻別の風向頻度分布をみると年間を通じて典型的な山（北）・谷（南）風が卓越している。ただ夏の山風はやや不明瞭である。Fig. 8 で年間を通じてほとんど風速の変化がないことや、下段の図で日中はほとんど定常的に 4m/s をこえる風速帯が見られることから谷風の定常性が示される。この谷風はまた下流からの水蒸気の輸送手段としてきわめて重要である。1973年の11月20日から12月15日まで近くの Lhajung より 600m 高い 5,075m の Pokalde 峯で風速の観測をしたが、Lhajung でみられる定常的な谷風は観測されなかった。したがって谷風の厚さは 600m よりかなり薄いものと考えられる。

Fig. 8 をみて目立つのは1974年3月20日の異常な強風である。平日は最大風速が 10m/s ぐらいであるのにこの日は 25m/s にも達しており、Lhajung での観測はきわめて困難となり Khumbu 地方の谷沿いでは建物の被害が発生した。Fig. 9 にはその前後の18日から21日までの風速、気温、相対湿度の日変化の様子を示す。湿度の非常に低い北風が約半日間吹きつづけたことがわかる。気温はあまり昇っていないがヒマラヤ越えの一種のフェーン現象と考えられる。Fig. 10 にはこの時の300mbの亜熱帯ジェット気流の流線の変化状況を示す。16日には通常の流れを示していたジェット気流が、次第にブロッキング型となり、西方の高気圧の前面ではほとんど北風になって来て、20日には、エベレスト近くを強い北風が通ったと考えられる。このようなブロッキングの生成についてはGupta (1970)³⁶⁾ が解析例や統計値を示しているが、このように発達したブロッキングは珍しいようである。この付近では谷が丁度南北に走っているので、上層気流の流軸と谷筋の走向とが一致した時に突如として強風が起る。この解析例は今後のこの地方の強風災害防止に役立つ

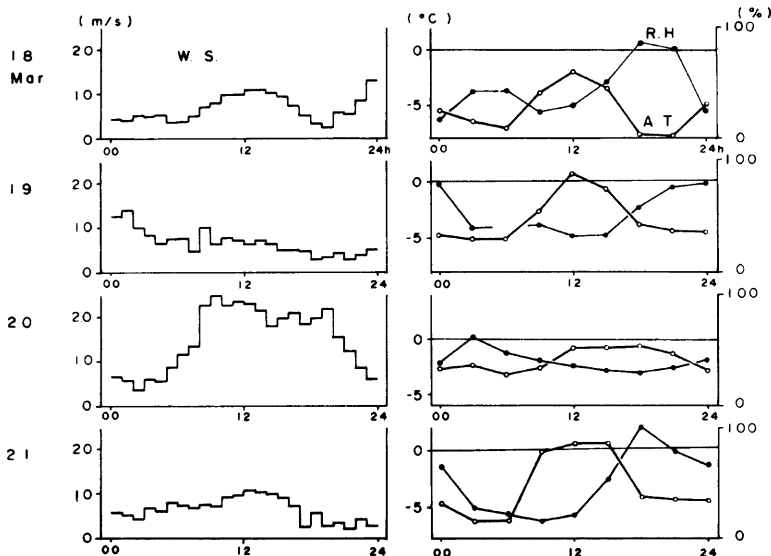


Fig. 9. Diurnal change of hourly wind speed (W. S.) (left), air temperature (A. T.) and relative humidity (R. H.) (right) at Lhajung from 18th to 21th Mar. 1974.

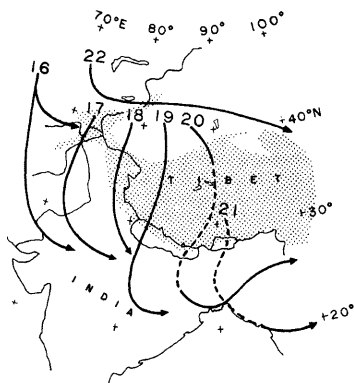


Fig. 10. Trajectory of southern branch of subtropical jet stream from 16th to 22th Mar. 1974 traced on the daily 300 mb chart (00Z). Broken line shows lack of data. Terrain of more than 4,000m are expressed by point stipple.

ものと思われる。

ヒマラヤの水河の存在はヒマラヤの気象に大きな影響を与えているが、氷河の涵養と消耗はまたそこでの気象条件によって支配される。まえがきでも述べたように、われわれネパールヒマラヤ氷河調査隊はこの地域の気象と氷河とを総合的に調査しようというものであり、その初年度の成果は欧文報告⁴⁵⁾として発刊されつつある。ここでは氷河の構造自体に関する研究成果は述べないことにして、氷河の涵養と消耗についての水文気象学的なモデルと物質収支の試算の結果だけを報告する。Fig. 11 はヒマラヤ東部における大型氷河の模式的断面図である。降水量の年変化を示すFig. 3 からわかるように地球上の他の地域のように冬期ではなくてネパールヒマラヤ東部の南面の氷河ではモンスーン期が氷河の涵養期になる。しかしモンスーンの降水も氷河の下部では次第に雪より雨の方が多くなるため質量の収入 (accumulation) にはならない。簡単にするために氷河の上端から下端までの降水量は一樣としても、このような理由で図に示すように収入は氷

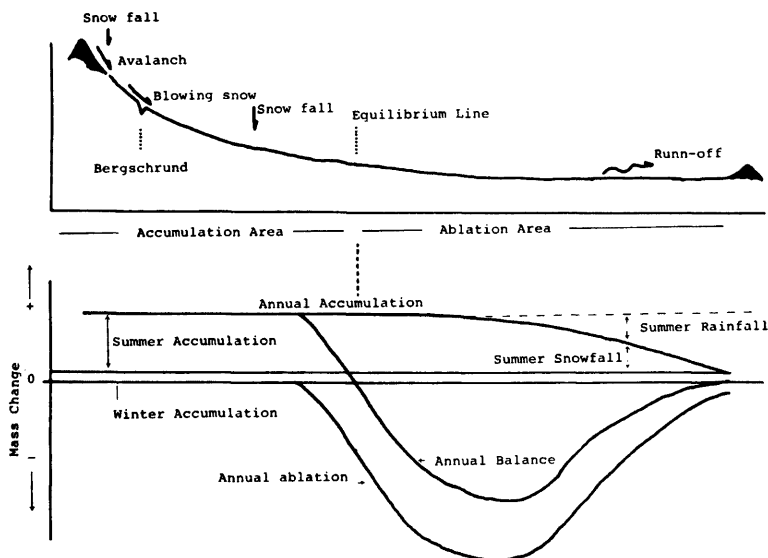


Fig. 11. Schematic model of the mass budget on the glaciers in the Himalayas. (above) Model of the glacier Mass change along the longitudinal line of the glacier (below)

河下部ほど減少する。冬は降雪量は少ないが末端まで雪となるから、accumulation は少ないながら一様であると考えられる。氷河面の状態が一様であれば融氷(ablation)は下流ほど大きくなる筈であるが、実際には氷河末端付近は厚く礫におおわれていて融氷は抑制される。したがって年間の ablation および accumulation と ablation の差はこの模式図のように上流から下流へ変化するものと考えられる。

モデル的にはこのように説明出来るが、実際には氷河へは両側から雪崩などで雪氷が補給されるので、流域の巾の変化も考慮しなければならない。Fig. 12 は Khumbu 氷河の断面図である。一番上は鉛直断面図で高度約 8,000m の上流(左)から高度約 5,000m(右)まで水平距離約 15km の氷河の勾配変化を示している。二段目は流域の巾の変化を示しており、白い部分は氷河の西側の流域巾であり、斜線を施した部分が氷河の部分である。計算の便宜上、流域を下流から順次 I, II … XIV の区域にわけたが、IV より下流では氷河の高さが盛上って両側の流域からの雪氷の側面補給は考えられないので、実際の流域には巾があるが、この収支モデルでは白い部分を除いた。Müller (1968)⁴⁶⁾ は B. C. 地点で消耗量を測定したが、その結果を Fig. 12 の左下に時間経過として示してある。ここではその結果を領域 III および II の上半分に適用した。また領域 IV については年降雪量と同量の消耗があるものと仮定した。Fig. 12 の右下には II の領域で測ったわれわれの消耗量測定値の時間変化を示してある。この値から領域 II の消耗量を年間 100m として図のように与えた。I の領域に対しては、II の値と末端の値(消耗 0 とした)を直線的に内挿した。これらの仮定を基にして計算した質量収支のモデルが Fig. 13 である。領域 IV より下流での ablation の合計は 4.7×10^{12} gr (470万トン) で、氷河上への直接の降雪量は 1.0×10^{12} gr, 周囲の山腹への降雪量(領域 IV より上流

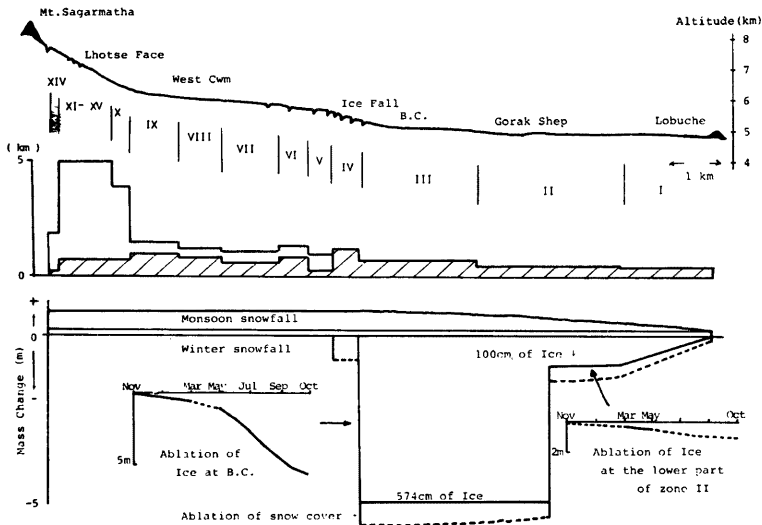


Fig. 12. Calculation basis of the mass budget of Khumbu glacier. (above) Longitudinal cross profile of Khumbu glacier. (middle) Mean width of zone I-XIV (a part of the glacier is shaded). (below) Mass budget at each zone of the glacier and ablation of glacier ice at B. C. (left: May to Nov. after Müller, Dec. to Feb. by G. E. N., Mar. and Apr. are interpolated) and at the lower part of zone II (right: May to Jul. by G. E. N. Sep. to Apr. are extrapolated assuming the same seasonal change of ablation at B. C.)

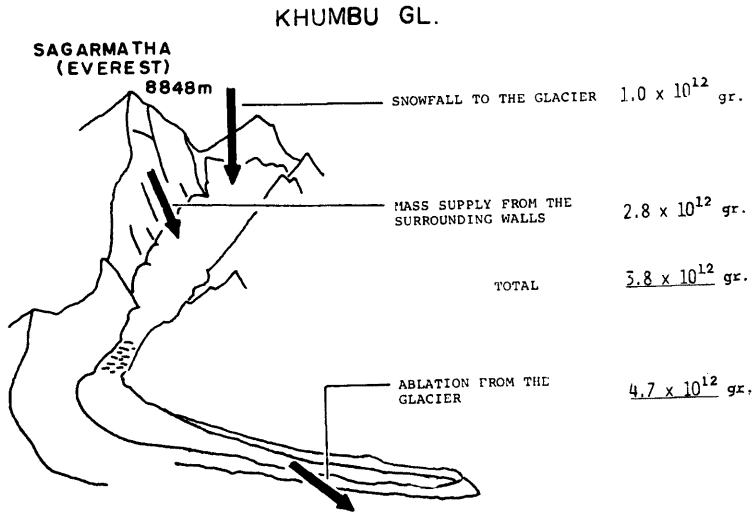


Fig. 13. Mass budget of Khumbu glacier

の分)は 2.8×10^{12} grとなる。この計算では収支がバランスがとれていないが、未だ観測が十分でない今の段階では無理に収支を合するのは問題である。ただ氷河上への直接の降雪による収入より周囲の山腹への降雪による側面からの収入の方が多いことは注目に値する。

4. Khumbu Himal での雲の観測

ネパールヒマラヤでは高度 4,000m 以上のところでは地上気象観測でも容易でなく、まして、上層気象観測は登山隊などが臨時に行なった測風気球観測を除くと皆無であり、チベット側のラサの観測などに頼らなければならない。このような困難な地理的条件のところでは、間接的ではあるが 8mm カメラによるこまどり写真が高層の気象状況を知る有力な武器となる。水野・平井両氏により開発されたデジタル・カメラは重量 3kg で可変の時間間隔で撮影が可能であり画面の端に時刻が記録されるという便利な特色があるので、1974 年 12 月にこれを Khumbu 地域に持参した。以下にその解析例のいくつかを示す。Plate. 1 は Lhajung の少し下流から北方に向けて 1974 年 12 月 29 日にうつしたものである。画面の左の峰がエベレスト、右の峰がそれから 3km はなれた位置にあるローツェで、ローツェの方がカメラに近い位置にある。0.5 秒のインターバルで撮影したが、ここには 29 日 9 時 51 分 30 秒から 52 分 10 秒まで 10 秒ごとに 5 枚えらび出した画面を示す。0.5 秒間隔でうつした場合フィルム 1 本に約 30 分間の雲の運動が記録される。このフィルムを映写解析することによって、この高度 (約 8,500m) の風速は約 25m/s であることがわかった。この種の雲は晴天日にヒマラヤの 8,000m 以上の孤立峯の頂上付近から風下に向かって数 km 延びるもので、飛行機から見たり、立体写真をとったりして調べるとあたかも煙突の煙のように細長い雲であることがわかる。この付近は冬季ジェット気流の卓越するところであるから、山頂の風下側で負の圧力となって断熱膨脹によって生ずるものと考えられる。翌 30 日には気圧の谷が接近して来て天気が下り坂に向ったが、この雲は 29 日にくらべて太い帯状となった。

前章でも風や雨についての記述と関連してこの地方で山谷風の卓越することについて述べたが、次に谷風に伴う雲の運動の 8mm カメラによる解析例を示す。12 月の Khumbu 地方は降雪があることはきわめて珍

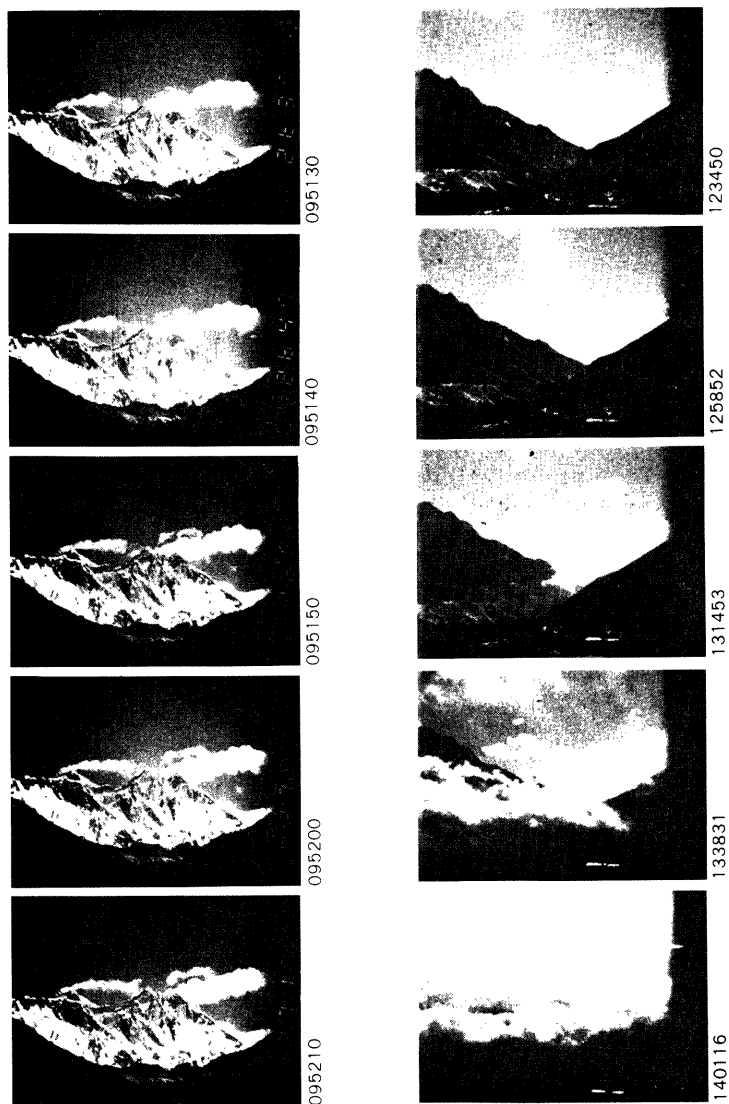


Plate. 1 Wave shaped clouds from the summits of Mt. Everest (left) and Mt. Lhotse (right). These photographs were taken by 8 mm time-lapse camera between $09^h 51^m 30^s$ – $09^h 52^m 10^s$ on December 29, 1974.

Plate. 2 Photographs showing the development of clouds accompanied by the valley wind in the Imja Khola valley between $12^h 34^m 50^s$ – $14^h 01^m 16^s$ on January 1, 1959.

らしいが1975年1月1日から翌2日朝までに約5cmの積雪が Lhajung で観測された。Plate. 2 には1975年1月1日12時34分50秒から14時01分16秒までの約20分毎の5こまの写真を示す。Fig. 14 の Lhajung 付近の地図にカメラの位置 A とカメラアングル BAD を示した。カメラは南南西に向けられており、Plate. 2 の画面中の右手前の尾根が地図の BC に相当し、左後方の尾根は地図の DE に相当している。Fig. 15 に 1975年1月1日17時40分(12z)の500mb 天気図を示したが、(図中黒三角印はエベレスト峰)この地方の北西に5,520m の cut-off low があるため Khumbu 地方の上層は南西ないし南南西の風となり谷風を強めるような気圧配置になっている。したがってこの日はいつもより強い谷風が、冬としては珍らしい湿った空気を上流に送りこんでいた。Plate. 2 から見られるように12時半頃までは快晴であったが、下流から昇ってくる雲が発達して14時頃にはカメラの地点にまで雲が達した。しかしこの頃でも D 地点の尾根がまだ見えていることから、雲頂高度は5,000m ぐらいであることがわかる。画面に見える谷底は標高4,000m ぐらいであるから雲の厚さは1,000m 以下ということになる。13時30分頃の段階では雲の厚さは200~300m と計算できる。

上の例は天気が悪化している時の例であるが、次には冬の普通の晴天日の午後に現われる谷風の伴う降水を伴わない雲の解析例を示す。撮影場所は Fig. 16 に A 点で示されるような Lhajung から Imja Khola の谷を南西へ約15km 下った地点であり、カメラは西南西に向けて撮影した。カメラアングルは図中の CAB で示される。Plate. 3 は1974年12月29日12時11分50秒(写真中には001150と表示)から12時14分05秒までの15秒毎の写真(a-j)を示す。画面の右後方は地図に示されているように Kwangde 峰(6,167m)である。この層積雲は画面中では左方から右方へ、Fig. 16 の地図中では点 B から C へ向って Bhote Kosi の谷を上

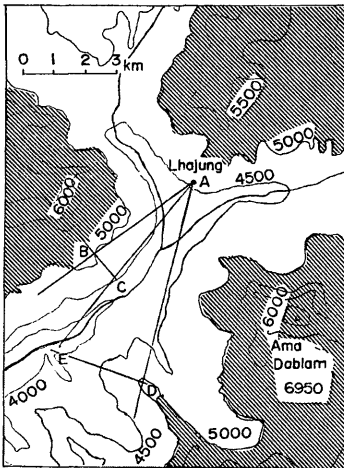


Fig. 14. Local map around Lhajung. (A) is the Lhajung Weather Station, BAD is the camera view angle; BC and DE are the mountain slopes seen in the photographs in Plate.

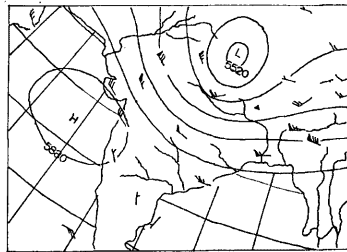


Fig. 15. 500 mb weather map at 12 z, Jan. 1, 1975.

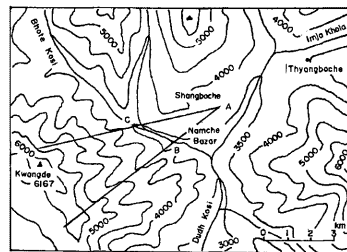


Fig. 16. Local map around Namche Bazar. (A) is the position of the camera, CAB is the camera view angle and BC is the direction of the movement of the clouds.

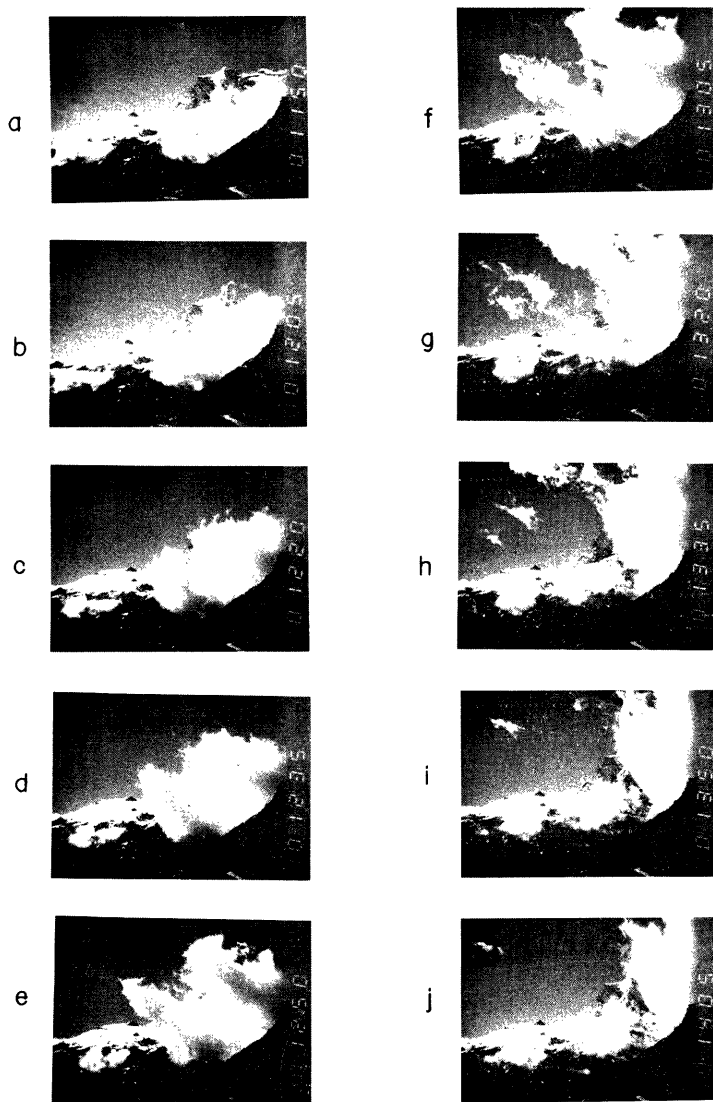


Plate. 3 The movement and the development of the clouds moving with the valley wind in Bhote Kosi valley between $12^h 11^m 50^s$ – $12^h 14^m 05^s$ on December 29, 1974.

流へ向ってほとんど水平に運動している。このフィルムを映写して計算したところ、その水平速度は約 4m/s である。Fig. 8 に示された谷風の平均速度と大体一致している。Fig. 16 の地図を用いて幾何学的に計算すると、この雲の厚さは 100~200m である。しかし、Plate. 3 で見られるように画面の右半分では時々この雲が烈しい対流を起す。これは Kwangde 峯北側の氷雪の斜面を滑降する空気と Bhote Kosi を遡上する気流の気温の差による不安定化によるのではないかと想像される。発達時には雲の厚さは 500~700m に達する。この画面からも見られるが、フィルムの映写によって明らかのように、雲が少し発達すると雲頂部は下部とは逆の方向に運動する。(この画面では右から左へ) このことは谷風の厚さを知る上で非常に興味深い。すなわち谷風の厚さは 200~300m であって、それより上方では 500mb 天気図に見られるような上層の西風の勢力下に入ってしまう、このことは前章で風の解析から述べた事実とよく一致する。

5. Khumbu Himal の天気の変化と中緯度上部対流圏の波動

3 章と 4 章では Khumbu Himal での気象観測の結果を述べたが、この章では総観解析の立場から Lhajung

Fig. 17. (a)

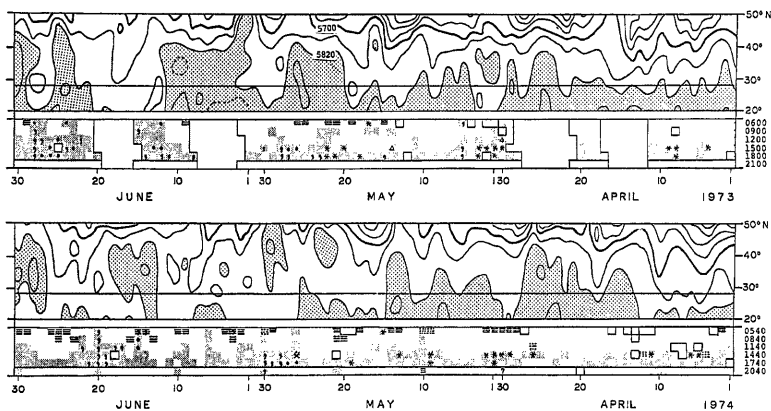


Fig. 17. (b)

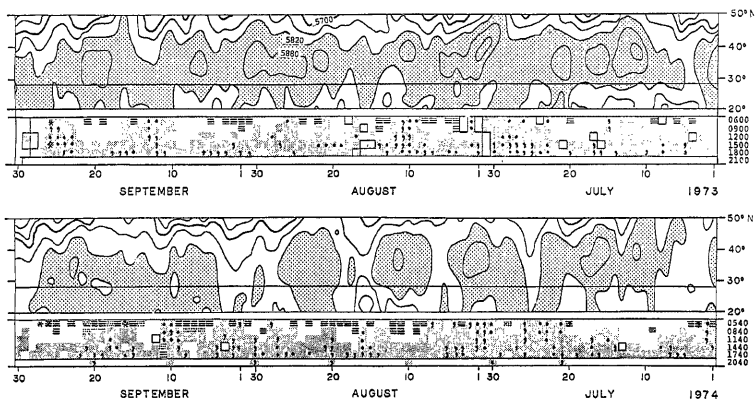


Fig. 17. (c)

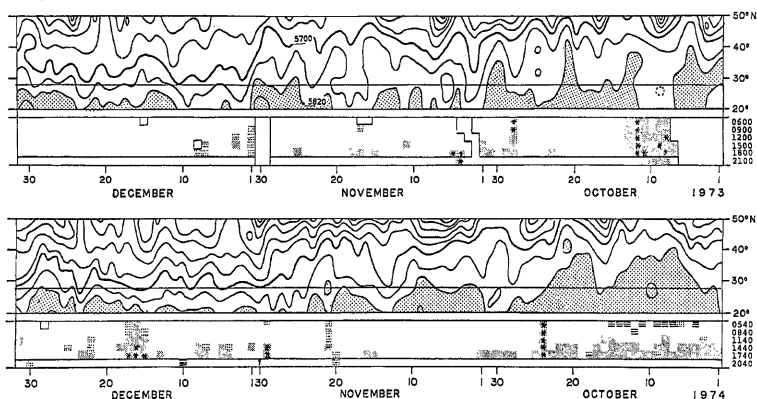


Fig. 17. (d)

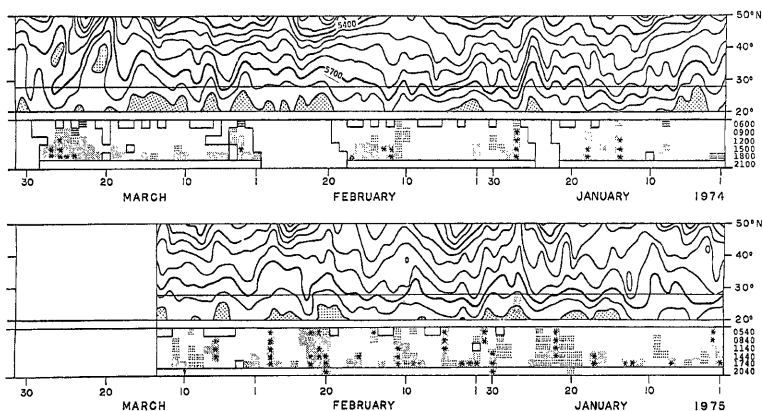


Fig. 17. Meridional time section of geopotential height at 500 mb level along 85°E and daily frequency of cloudiness (cloud amount is over 90%) of each observation time at Lhajung. 3 types of cloudiness according to the cloud types are shown as follows: point stipple indicate convective clouds (Cb, Cu, Sc) and nimbostratus (Ns), shade by lines indicate stratus (St), shade by broken lines indicate upper clouds (Ci, Cc, Cs, Ac, As).

の天気変化をしてみる。Fig. 17 は 1973 年 4 月から 1974 年 3 月までの天気変化を 500 mb 高度の変化と対応させたものである。図の上段には 20°N から 50°N までの 500 mb 面高度の等値線が画いてある。また Lhajung の緯度である 28°N は直線で示されている。5,820m より高い部分は網目を施して区別して画いた。図の下段は Lhajung で 3 時間ごと（6 時から 21 時まで）の天気を示し、雲量 90% 以上の雲のある場合を雲の種類によって、積雲、積乱雲、層積雲および乱層雲の場合は網目で、層雲の場合は 3 本の横線で、また上層雲、中層雲の場合は 3 本の横破線で区別した。たて線で区切られた空白部は欠測を示す。Fig. 18 にはこ

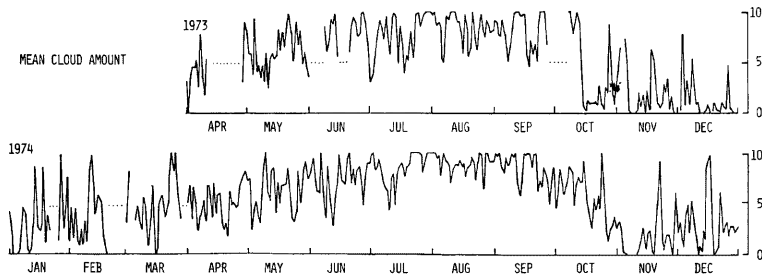


Fig. 18. Seasonal variation of daily mean cloud amount.

の期間の日平均雲量の変化を示した。この2つの図と Fig. 3, Fig. 6, Fig. 7 を総合して Khumbu Himal の天気を概説すると次のようになる。

ブレモンスーン期：3月末頃から Khumbu 地域の水蒸気量は次第に増加してくるがまだ晴天日は多い。Fig. 17 が右から左へ時間軸をとってあるのは、500mb 高度の時間変化図が 500mb 面高度の空間分布に対応してみられるからである。このような視点からみると、ときどき起る降水は中緯度偏西風波動の谷の東側の上層発散、下層収束場に対応しているといえる。このような場合には漸く増えてきた水蒸気による潜在不安定成層の不安定解放によって降水が生ずると考えられる。

モンスーン期：5月に入ると水蒸気量はますます増大し亜熱帯ジェット軸がチベットの北側に後退してチベット高気圧が形成されはじめるが、時には中緯度偏西風帯の深い寒冷トラフがチベット高気圧を押しのこともある。この時期にもやはりまとまった降水は中緯度のトラフが発達した場合にその前面で起こる。4,000m ぐらいのところでは雪より雨の降ることが多くなってくる。Fig. 17 で 1973 年と 1974 年とを比較すると、1974 年はチベット高気圧の発達が目立たない。Table 1 で示したように 1974 年のモンスーン期の降水量は 1973 年にくらべてかなり少ない。

6月の終りからモンスーン期も最盛期に入り、Fig. 17 の 500mb の 5,820m 等高線で囲まれたチベット高気圧の南側にはインド北部から低圧部が顔を見せている。最盛期も Lhajung の降水の周期はチベット高気圧の消長に対応しているようである。すなわち、約10～15日の周期でチベット高気圧が弱まった時に雨が降る。モンスーン期の特色はチベット高気圧の形成であるが、雨が多いのはチベット高気圧の弱った時であるということは興味深いことである。モンスーン期の Lhajung では毎日朝には層積雲または積雲型の雲が Imja の谷をのぼって来て、午後は雲におおわれる。時には一日中これらの雲におおわれることもある。この頃の雨は大体夕方から夜にかけて降りやすい。しかし特に雨の多い時、たとえば 1973 年の 7 月 27～30 日や 1974 年の 7 月 30 日から 8 月 5 日にかけての場合などは終日雨が降った。

モンスーン期の終り：10月頃は水蒸気量はまだまだ多く、モンスーン末期の状況であるが、秋の最初の中緯度の深い谷がチベット高気圧の中に割りこんで来ると、突如としてモンスーン期が終る。しかもこの時にはかなりの降雪が見られる。Fig. 17 で 1973 年の 10 月 11 日と 1974 年の 10 月 24 日の雪がこれに相当する。前者の場合 Lhajung では 2 日間に 41cm の新雪 (降水量換算 76mm) があり雷鳴がとどろいた。この時はヒマラヤをこえて北からの冷氣が Khumbu 地方に流入して強い対流を生じたものと思われる。

ポストモンスーン期：インドのボンベイの「モンスーン入り」がドラマティックといわれているのに対応して、ここではモンスーンがドラマティックに明けると長い無降水期間がはじまる。この期間は亜熱帯ジェット気流が本格的に南下して強まるまでつづくが、1973年には12月末まで、1974年には11月末までつづいた。この期間には 500mb 面ではまだ亜熱帯ジェット気流がはっきりしないが、300mb 面では既にインド北部に定着している。水蒸気量が減って来て、モンスーン期のように谷からのぼって来る雲は少なくなり、特に 11

月の前半頃は一日中雲が見られない。

冬の季節：秋からこの地方の水蒸気量が減少して、中緯度偏西風波のトラフが通っても降雪にはならなかったが、北の方から強い cold outbreak が起るのをきっかけとして周期的な降雪がはじまる。1974年1月14日や1974年12月15～17日の擾乱がこれに相当する。これ以後の冬の期間には Lhajung でも時には 10cm をこえる新雪が見られる。1974年のはじめはそれほど降雪がなかったが1975年の1～3月は4～5日の周期の降雪が目立った。冬期もモンスーン期中緯度偏西風波のトラフ付近で雨が強くなるけれども、冬期の場合はモンスーン期の場合と異って、日本付近を baroclinic wave が通過する時と同じような雲の変化がみられる。すなわちモンスーン期の雨は中緯度のトラフが通るときにモンスーン気流が流入して降るが、冬の場合は偏西風波動そのものに伴う降雪といえる。

冬期の終り：冬の終りは1974年3月19日の場合（第3章でその強風について説明した。）のように強いブロッキング高気圧が西方に出来て、cut-off low が誘発されたあと、亜熱帯ジェット気流が急に北方へ転位し、水蒸気量も急に増大して生ずる場合がある。

以上述べたように Khumbu 地方の降水の形態は日本と大変異なるけれども、中緯度偏西風帯中の波動と密接な関係のあることは共通していることがわかった。

6. Nepal Himalaya のモンスーンによる降雨量のスペクトル解析

前章で Fig. 17 を用いて説明したようにモンスーン期間中のネパール地方の降水には周期的に変化がみられる。このことをさらに定量的にしらべるために1973年のモンスーン期（6月9日～10月15日の129日間）の日降水量のスペクトル解析を行なった。資料は Lhajung を含むネパール国内33地点とインドの2地点の日降水量も用いた。方法は Blackman and Tukey (1958)⁴⁷⁾ の方法により最大ずらし日数30日で行なった。Lhajung はモンスーン期間中ほとんど毎日降水が見られるが、その大部分の日はい日降水量 5mm 以下の霧雨である。しかしモンスーン期間中の全降水量に大きく寄与するのは日降水量 5mm 以上の擾乱性の降水である。このスペクトル解析の目的は、この擾乱の特徴的な周期とその空間的スケールを求めることである。しかし、ネパール・ヒマラヤのモンスーン期間中の降水は対流性で、日降水量とその変動の様子は非常に近い地点の間でも互いに大きく異なっていることが多い。

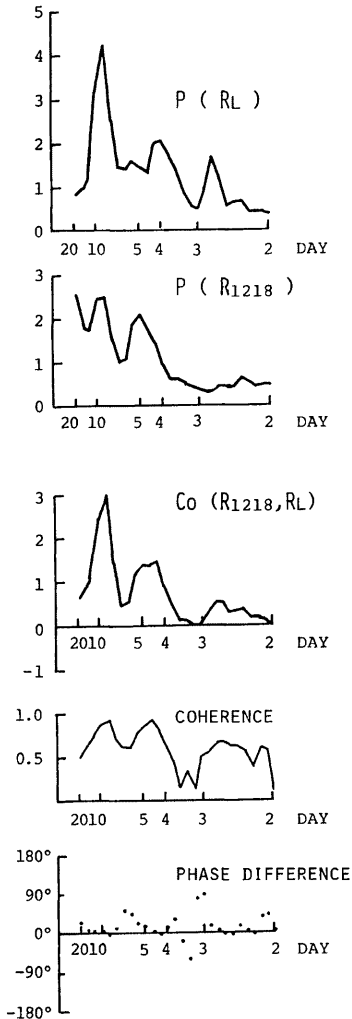


Fig. 19 Powerspectrum of normalized precipitation at Lhajung and Thyangboche, and cospectrum, coherence, and phase difference between the data of the both stations.

そこで各地点の日降水量変動の様子を比較することによって、対流のスケールでなくもう少し規模の大きいシノプチックな擾乱の特性をとり出すためには毎日の降水量の資料を正規化する必要がある。ここでは毎日の降水量の値の立方根をとって正規化し、変動巾を小さくした。Fig. 19 の第1段目と2段目はこのようにして求めた Lhajung と、その 15km ほど下流 (南) の Thyanboche (地点番号1,218) の日降水量 (R) の Powerspectrum (P) である。8~12日付近に卓越した周期があり、ついで4~5日付近にもピークが見られる。第3段目以下に示した Cospectrum (Co) Co-herence, 位相差から、これら2地点の8~12日の周期の波の間にはよい相関があり、coherence は約0.9で位相差はほとんどないことがわかる。しかし正規化する前の元の資料のグラフでは一見相関が少ないように見えていた4~5日の周期の波についても相関は大体よいといえる。

次に西・中・東部の10地点について同じような計算を行なった。地点番号とその位置は Fig. 20 に示す。Fig. 21 は Powerspectrum であり Fig. 22 は、これらの各地点と Lhajung との間の Cospectrum である。各点とも、ある程度の power の分散は見られるが、やはり10日付近と4~5日付近に卓越周期が見出される。特に、10日付近の波は、中部・東部については各地点とも Lhajung のそれとよい相関にあり、位相差も1日以内で、この周期の雨をもたらす擾乱は比較的大きなスケールの擾乱と推定できる。一方、西ネパール、カリガンダキ以西の比較的乾燥した地域の2地点の Powerspectrum および Lhajung との Cospectrum には中・東部に見られるような、顕著な10日付近および5日付近の波は見られない。これは西部の雨の降り方がかなり異なり、立方根では正規化が十分出来なかったためかもしれない。

つぎに、降水の地域性をより平均化するために、ネパール国内33カ所の資料を用いて、全ネパール平均、西、中、東部ネパール平均の地域平均降水量を計算し、それぞれの Powerspectrum を計算したのが Fig. 23 である。どの地域にも非常に顕著な8~12日付近のピーク、ついで5日付近、さらに3~4日付近、2~3日付近にもピークが見られる。特に、8~12日付近と4~5日付近の波は、地域間の相関も高く、位相差もほとんどないことから、ネパール全域に同時に降水をもたらすほどの比較的大規模な擾乱であることが示唆される。4~5日周期の波は特に東ネパールで強く現われていることから村上(勝)⁴⁸⁾も指摘しているように、モンスーン・トラフにそった低気圧性擾乱である可能性が大きい。

Fig. 24 はインド北東部に近い Darjeling とベンガル湾に面した Calcutta の同じ期間の同様にして計算された Powerspectrum であるが、8~12日の周期の波に注目すると両者の間には大きな差のあることがわかる。ネパール各地の波にもこの周期が著しいことから考えると、これはヒマラヤ周辺に強く見られる特徴のようである。これは Fig. 17 にみられるチベット高気圧の10~15日付近の振動の周期とも密接に関連していると思われ、今後の重要な研究課題である。

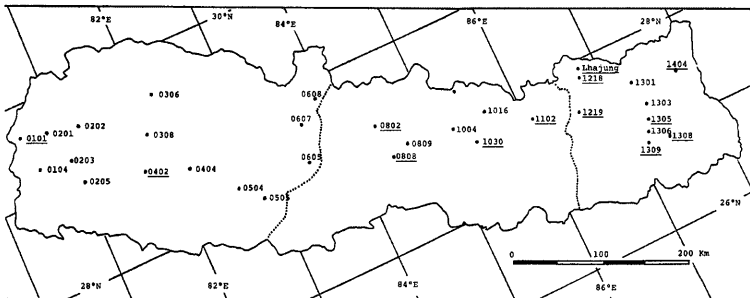


Fig. 20. Distribution of observation stations in Nepal used in the present study. The stations shown in Fig. 21 and Fig. 22 are indicated with the underlined station number.

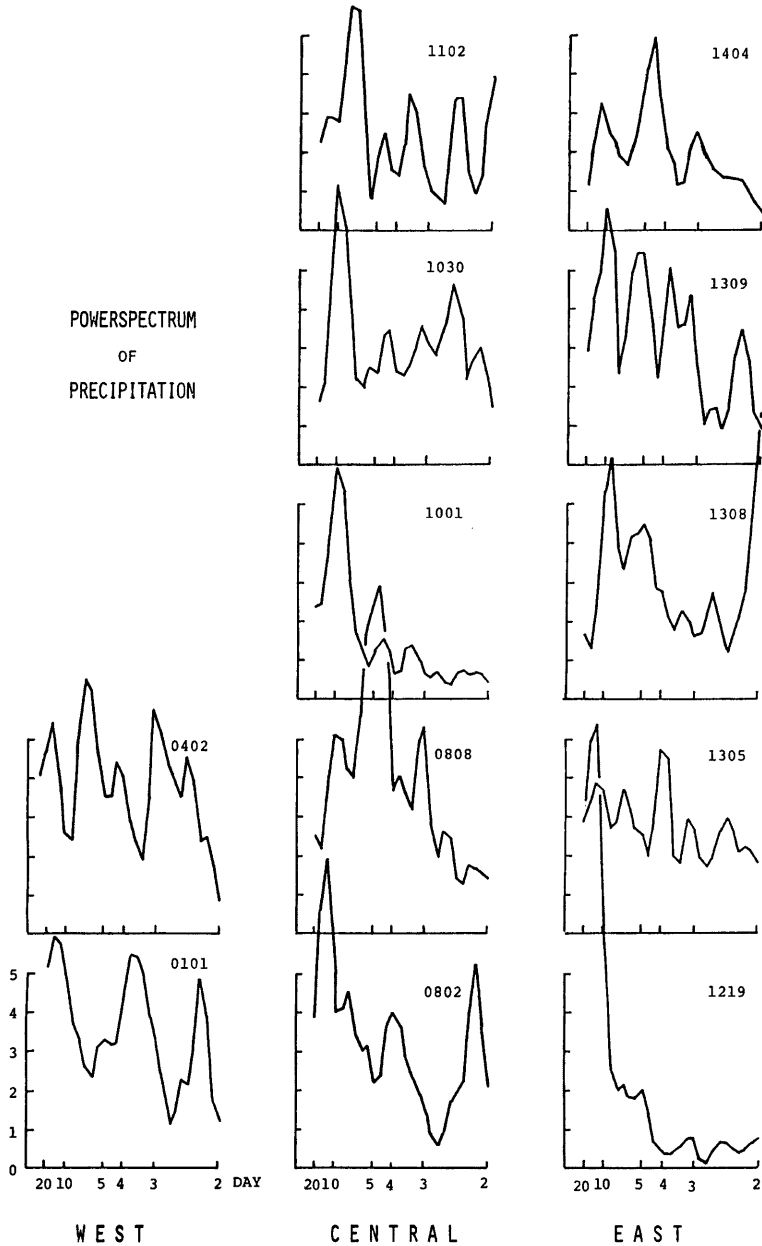


Fig. 21. Powerspectrum of normalized precipitation at 12 stations in Nepal.
5 stations from east and central Nepal and 2 stations from west Nepal
are chosen for this analysis.

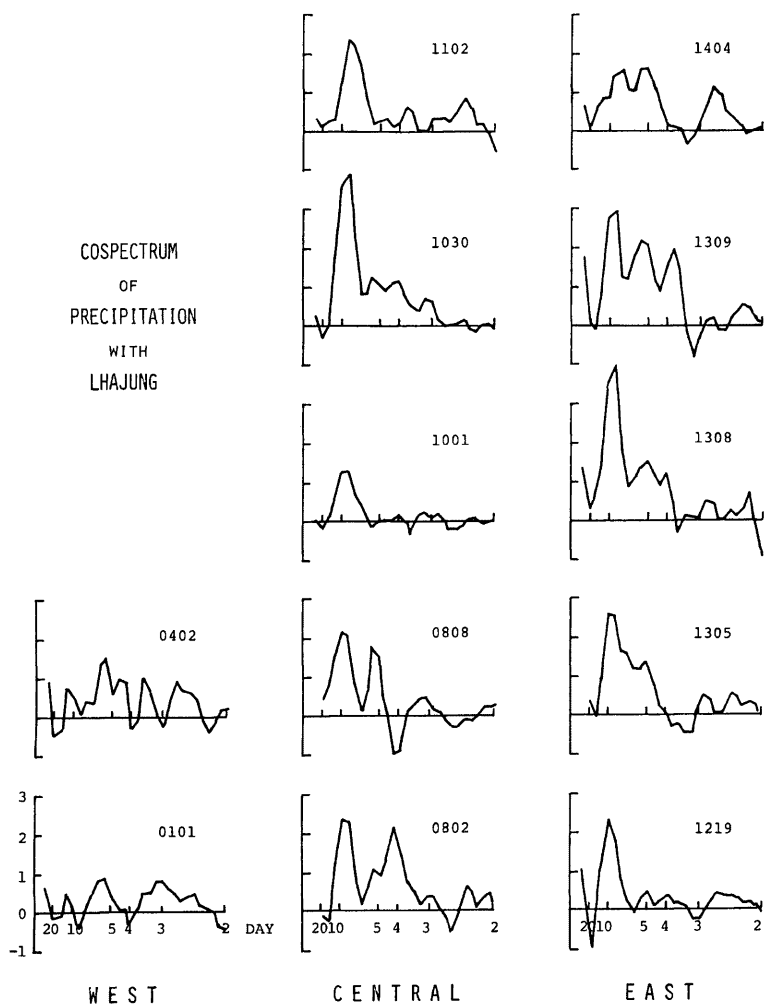


Fig. 22. Cospectrum of normalized precipitation between Lhajung and each station in Fig. 21.

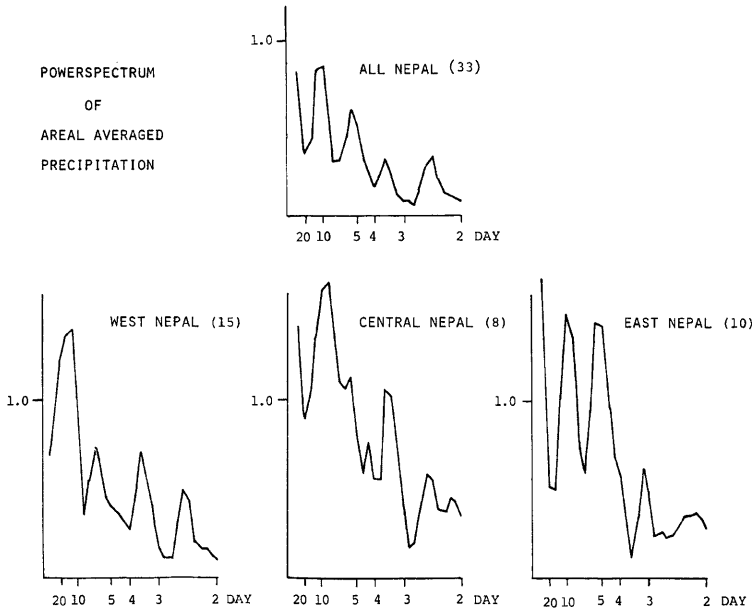


Fig. 23. Power spectrum of normalized precipitation for east, central, west, and the whole Nepal, by the use of the data at 10, 8, 15, and 33 stations, respectively.

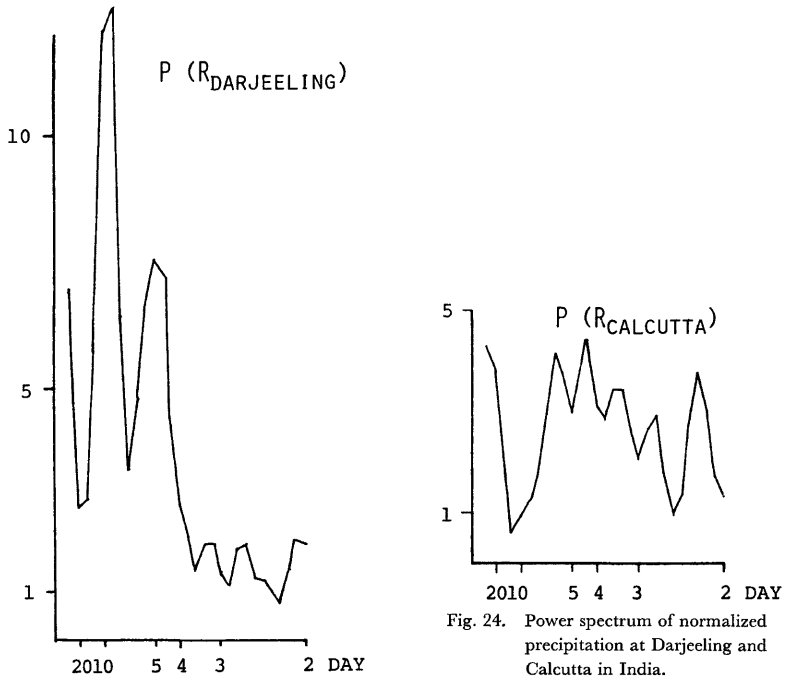


Fig. 24. Power spectrum of normalized precipitation at Darjeeling and Calcutta in India.

7. あ と が き

以上、ヒマラヤ周辺の気象に関する内外の研究成果の概要の歴史的展望と、文部省科学研究費補助金（海外学術調査）「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査」（代表者名古屋大学樋口敏二）の初年度の研究成果のうち気象に関係した部分を中心に述べてきた。この他にも研究をはじめている項目、たとえばヒマラヤ全体の熱収支、シノブチック解析、気候変動の問題があるが頁数が多くなるのでこれらについては次の機会にゆずることとした。なおこの報告の全文は中島が執筆したが、第 3 章は主として井上の、第 5 章と第 6 章は主として安成の調査に基いて書いたものである。しかし、このような困難な地域での長期の観測と調査はとても 3 名で出来るものではなく、名古屋大学樋口敏二教授以下の調査隊のメンバーのグループ活動の成果の一部であることを記して感謝の意を表したい。また、この隊の初年度の正式報告書⁴³⁾の中にはこの 3 人以外の著者による気象関係の報告があることを付記しておく。

さらに、このような国際的な学術調査には在ネパール日本大使館や在ネパール日本人各位、そしてネパールの外務省や気象台の方々の大きな協力が不可欠であることを述べ、これらの各位に深く感謝すると共に、われわれの研究成果がネパール国の発展に役立つよう努力することを述べておきたい。

参 考 文 献

- 1) 中島暢太郎・樋口明生：プレモンスーン期における 東部ヒマラヤの 氷河上の気象観測について，京大防災研究所年報11号 B, 1968, pp. 1-17.
- 2) 中島暢太郎・樋口明生・渡辺興重：気候変化と氷河，文部省科学研究費業績報告「気候変化の水収支に及ぼす影響」1970, pp. 42-92.
- 3) 井上治郎：ヒマラヤ高山地域の気候——クンプ・ヒマール 4,000m の夏と冬——，日本山岳会1970年エベレスト登山隊報告書第 II 部学術報告，1972, pp. 133-143.
- 4) 比較氷河研究会：氷河の形成と気候について，「ヒマラヤ山脈，特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題」，1973, pp. 23-36.
- 5) 樋口明生・井上治郎・上田 豊：気象と氷河，京大学士山岳会ヤルンカン遠征隊 1973，ヤルンカン学術調査報告，1975, pp. 33-44.
- 6) 金山清一：K12 の気象，京大学山岳部 K12 峰登頂記，中央公論社，1976, pp. 155-186.
- 7) 河口慧海：西藏旅行記，博文館（1967年に白水社から重版された）（英訳もインドで発刊），1904.
- 8) Hagen, T.: Nepal, Kummerly & Frey, Berne, 1961, p. 180.
- 9) Kraus, H.: Das Klima von Nepal, Khumbu Himal. Band 1, Forschungsunternehmen Nepal Himalaya, München, 1966, pp. 301-321.
- 10) Malla, U. M.: Climatic Elements and Seasons in Kathmandu Valley, The Himalayan Review, 21st International Geographical Congress, Special Issue, Nepal Geographical Society, 1968, pp. 53-77.
- 11) Koteswaram, P.: The Weather over the Himalayas, 1973.
- 12) Untersteiner, N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen in Karakorum I, Strahlung Arch. Met. Geoph. Biokl. B. Bd. 8 H. 1, 1957, pp. 1-30.
- 13) Untersteiner, N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen in Karakorum, II. Warmehaushalt Arch. Met. Geoph. Biokl. B. Bd. 8, H. 2, 1957, pp. 137-171.
- 14) Bishop, B. C., Angstrom, A. K., Drummond, A. J., and Rocho, J. J.: Solar Radiation Measurements in the High Himalaya (Everest Region), Journal of Applied Meteorology, Vol. 5, No. 1, Feb, 1966, p. 99.
- 15) Miller, M. M.: Glacio-Meteorology on Mt. Everest in 1963, Weather Wise, Vol. 17, No. 4, Aug. 1964, 1966, pp. 167-179.
- 16) Nedungadi, T. M. K. and T. R. Srinivasan: Monsoon Onset and Everest Expeditions, Indian Journal of Met. and Geoph., Vol. 15, No. 2, 1964, pp. 137-148.
- 17) 阿部 圭：気象，キンヤンキッシュ 1965，東京大学カラコラム遠征隊報告，1968, pp. 91-109, 181-

- 201.
- 18) Ogino, K., Honda, K. & Iwatsubo, G.: Vegetation of the Upper Swat and the East Hindukush, Results of the Kyoto University Scientific Expedition to the Karokorum and Hindukush, 1955, Vol. 3, The Committee of the KUSE to K & H, 1964, pp. 253-268.
 - 19) 長田正行：エベレスト峰の気象——1970年グレモンズン期の記録——1970年エベレスト登山隊報告書第II部学術報告, 1972, pp. 99-132.
 - 20) 大井正一：ヒマラヤの気象, 岩と雪14, 1969, pp. 100-109.
 - 21) 山田知充：ネパールの気候に関する覚え書き, 山岳65, 1970, pp. 188-198.
 - 22) Ramage, C. S.: Monsoon Meteorology, Academic Press, New York, 1971, p. 296.
 - 23) 畠山久尚：アジアの気候, 世界気候誌, 第1巻, 古今書院, 1964, p. 577.
 - 24) 根本順吉, 倉島 厚, 吉野正敏, 沼田 真：季節風, 地人書館, 1959, p. 294.
 - 25) 倉嶋 厚：モンスーン, 河出書房新社, 1972, p. 251.
 - 26) Chang, Jen-Hu.: The Indian Summer Monsoon, 1967.
 - 27) Walker, G. T.: Correlations in Seasonal Variations of Weather, The Local Distributions to Seasonal Forecasting in India. Memoires Ind, Met. Dept. 23, 2, 1922, pp. 23-39.
 - 28) Subbaramayya, I.: The Inter-Relation of Monsoon Rainfall in Different Subdivisions of India. 気象集誌, Vol. 6, 1968, pp. 77-85.
 - 29) Findlater, J.: A Major Low-level Air Current near the Indian Ocean during the Northern Summer, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 95, 1969, pp. 362-380.
 - 30) Findlater, J.: Interhemispheric Transport of Air in the Lower Troposphere over the Western Indian Ocean, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 95, 1969, pp. 400-403.
 - 31) Roy, Y. P. and B. N. Desai: Origin of the Southwest Monsoon Current over the Indian Seas, VAYU MANDAL, Vol. 1, No. 1, 1971, pp. 34-36.
 - 32) India Meteorological Department: Proceedings of the Symposium on Meteorological Results of the International Indian Ocean Expedition, 1965.
 - 33) Yin, M. T.: A synoptic-aerological Study of the Onset of the Summer Monsoon over India and Burma, J. Met., 6, 1949, pp. 394-400.
 - 34) Koteswaram, P.: The Easterly Jet Stream in the Tropics, Tellus, 10, 1958, pp. 43-56.
 - 35) Ramaswamy, C.: On the Synoptic Methods of Forecasting the Vagaries of Southwest Monsoon over India and Neighbouring Countries. The Symposium on Meteorological Results of the Indian Ocean Expedition, 1965.
 - 36) Gupta, M. G., K. S. V. Rajagplan: Formation of upper anticyclones and their blocking activity during Winter over Asia, Indian Jour. of Met. and Geoph., Vol. 21, No. 4, 1970, pp. 567-576.
 - 37) Gupta, M. G.: A Case Study of the Westerly Jet over Trivandrum, Indian. Jour. of Met. and Geoph., Vol. 19, No. 1, 1968.
 - 38) 根山芳晴：モンスーンアジアにおける湿潤分布の季節変動, 研究時報, Vol. 24, No. 10, 1972, pp. 447-456.
 - 39) 吉野正敏編：モンスーンアジアの水資源, 古今書院, 1972.
 - 40) Koteswaram, P.: The East Pakistan Cyclone of November 1970, VAYU MANDAL Vol. 1, No. 1, 1971, pp. 16-20.
 - 41) Murakami, T.: Equatorial Tropospheric Waves Induced by Diabatic Heat Sources, Jour. of the Atmospheric Science, Vol. 29, 1972, pp. 827-836.
 - 42) Murakami, T.: Equatorial Stratospheric Waves Induced by Diabatic Heat Sources, Jour. of the Atmospheric Sciences, Vol. 29, 1972, pp. 1129-1137.
 - 43) Murakami, T.: Analysis of Summer Monsoon Fluctuations over India, 気象集誌, Vol. 54, 1976, pp. 15-31.

- 44) Koteswaram, P. & Alui, S. M. A.: Secular trends and Variations in Rainfall of Indian Regions. IDOJATAS 3-4, 1970, p. 176.
- 45) ネパールヒマラヤ氷河学術調査隊: Seppyo, Glaciers and Climates of Nepal Himalayas, 1976, pp. 1-130.
- 46) Müller, F.: Mittelfristige Schwankungen der Oberflächengeschwindigkeit des Khumbu gletzer am Mt. Everest. Schweizerische Bauzeitung, 86, 1968.
- 47) Blackmann, R. B. and J. W. Tukey: The measurement of Powerspectra, Dober Publications, New York, 1958.