دکتر فرامرز خوش‌اخلاق

شمارهٔ مقاله: ۵۳۴

مطالعه آب‌وهواشناسی سینوپتیکی موسمی تابستانه آسیا در کشور افغانستان

[ترجمه]

By tager R. Sicall
Translated By: F. Khoshakhlagh, Ph.D

SYNOPTIC-CLIMATOLOGICAL STUDY OF THE ASIAN SUMMER MONSOON IN AFGHANISTAN

At present, there isn't a clear and generally accepted definition for the term "Monsoon". Parameters used for studying monsoon are also quite different. Summer monsoon affects east part of Afghanistan. In spite of climatic variety and wide mountainous area, network of meteorological stations of Afghanistan often lacks sufficient and long-term data. Monsoon circulation is originated by formation of thermal lows after June until September. The lows of L1 and L2 in Pakistan and Afghanistan are representatives of Intertropical Front (ITF). Whitin the low of L1 exists shallow maritime airmass, but there is warm continental airmass in L2. In most parts of Pakistan monsoon rainfall includes nearly 50% of total precipitation, whereas in Afghanistan monsoon rainfall is short and limited to eastern part of the country. Afghanistan monsoon rainfall falls into isolated storms with great time intervals. The monsoon circulation should be set before its first low reaches the country. The first stage of monsoon starts the secound half of May until the beginning of June and its peak period is established when the first low reaches in early June and the last storms in August and September. It is expected that westward penetration of maritime airmass over Afghanistan in advancing periods of monsoon occurs in upper levels. Conditions of monsoon in Afghanistan is nearly similar to West Africa regions and furthermore it is complicated by Hindu Kush Range. Last limit of monsoon penetration reaches around north and northwest vallyes of Kabul, and Hindu Kush blocks its further penetration to west. One of the monsoon's features is periodic and non-periodic displacement of ITF. Its reason sets in consecutive displacing of continental airmass with maritime one and vice versa. Another interesting feature of monsoon is its breaks. This phenomenon is established by temporal retreat or chang of monsoon airmass stratification due to penetration of midlatitude troughs to south and subtropical regions.

خلاصه

ۀ موسمی وجود ندارد و فراستج‌های مورد استفاده

created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional

برای تشخیص آن نیز متفاوت است. موسمی تابستانه بیشتر بر بخش شرقی افغانستان تأثیر می‌گذارد. به دلیل تنوع آب‌وهوایی و وجود پهنه‌های وسیع کوهستانی، شبکهٔ ایستگاه‌های هواشناسی افغانستان فاقد آمار درازمدت و صحیح است. گردش موسمی به واسطهٔ شکل‌گیری سامانهٔ کم‌فشار گرمایی است که از ژوئن شروع می‌شود و در سپتامبر پایان می‌یابد. علی‌رغم انتظار عادی این پدیده فقط مربوط به عربستان و هندوستان نیست، بلکه بیشتر، کم‌فشارهای خلیج‌فارس و جنوب پاکستان را نیز دربر می‌گیرد. سلول‌های کم‌فشار L_1 و L_2 در پاکستان و افغانستان نمودی از جبههٔ میان‌حاره‌ای (ITF) است. در کم‌فشار L_2 هوای دریایی کم‌عمق، ولی در کم‌فشار L_1 هوای گرم قاره‌ای وجود دارد. در بیشتر بخش‌های پاکستان باران موسمی بیش از ۵۰ درصد بارش سالانه را شامل می‌شود، در حالی‌که در افغانستان بارش موسمی به‌طور اندک محدود به بخش شرقی می‌گردد. در افغانستان بارش موسمی به صورت رگبارهای مجزا و در فاصلهٔ زمانی نسبتاً زیاد رخ می‌دهد. گردش موسمی قبل از رسیدن اولین کم‌فشار آن باید برقرار گردد. مرحلهٔ آغاز موسمی از میانهٔ ماه مه تا آغاز ژوئن است و گسترهٔ اوج آن از رسیدن اولین کم‌فشار در اوایل ژوئن و آخرین رگبارها در اوت و سپتامبر می‌باشد. انتظار این است که نفوذ غرب سوی هوای دریایی روی افغانستان در طول دورهٔ پیشروی موسمی در ترازهای بالایی رخ دهد. شرایط موسمی در افغانستان تا حدودی شبیه غرب افریقا است و به دلیل وجود سلسله کوه‌های هندوکش این پدیده پیچیده‌تر نیز می‌گردد. حدّ نهایی نفوذ موسمی به افغانستان تا حوالی دره‌های شمالی و شمال غربی کابل بوده و هندوکش نقش مؤثری در جلوگیری از نفوذ بیشتر آن به غرب دارد. از ویژگی‌های موسمی تپندگی آن است که در شکل جابه‌جایی دوره‌ای یا غیردوره‌ای ITF نمود می‌یابد که دلیل آن جابه‌جا شدن متوالی هوای قاره‌ای با دریایی و بالعکس می‌باشد. از دیگر ویژگی‌های جالب توجّه موسمی، وقفه‌های آن است که به واسطهٔ عقب‌نشینی موقت آن و یا تغییر چینه‌بندی تودهٔ هوا به دلیل نفوذ جنوب‌سوی ناوه‌های عرض‌های میانه می‌باشد.

پیشگفتار

دولت افغانستان با کمک سازمان هواشناسی جهانی (WMO) در سال ۱۹۵۵ شروع به برنامه‌ای جهت تأسیس شبکه ایستگاه‌های دیده‌بانی سطح زمین و جوّ بالا نمود. در این‌جا از برخی داده‌های جمع‌آوری شده برای مطالعهٔ عملکرد موسمی تابستانهٔ آسیا در بخش شرقی

افغانستان استفاده می‌شود. به علاوه نقشهٔ دقیق میانگین وضعیت کم‌فشار گرمایی موسمی بر روی پاکستان و افغانستان و نیز تحلیلی از پراکنش بارندگی موسمی ارایه می‌گردد. گردش موسمی بر روی بخش شرقی افغانستان و حرکات جبههٔ میان‌حاره‌ای (ITF) با استفاده از داده‌هایی که تاکنون (۱۹۷۷) منتشر نشده مورد بحث قرار می‌گیرد.

مقدمه

از مقالات بی‌شمار در مورد پدیدهٔ موسمی به ویژه آن‌ها که توسط هواشناسان هندی ارایه کرده‌اند، هیچ کدام تعریف روشن و قابل قبولی از «موسمی» ارایه نمی‌کند. علت کاملاً روشن است. در بخش‌هایی از کرهٔ زمین این پدیده قابل توجه است که تغییرات روزانه و محلی بیشترین فراسنج‌ها[1] غالباً نسبت به خصوصیات توده‌های هوای مؤثر بر آن نواحی تأثیر بیشتری دارند. بنابر این عبارت موسمی برای یک هواشناس، دریانورد و یا فرد عادی پدیده‌ای است که آن‌ها با توجه به تجارب شخصی‌شان می‌شناسند. برای مثال موسمی، از نظر دریانورد، پایداری باد، و از نظر مردم عادی به ویژه در پاکستان، هندوستان، و برمه بارندگی است. لیکن این دو عنصر به هیچ وجه برای توضیح واژهٔ «موسمی» کافی نیست. از این‌رو بیشتر هواشناسان فراسنج‌های دیگری مثل دما، نقطهٔ شبنم، اختلاف نقطهٔ شبنم (کمبود اشباع)[2]، گسترهٔ روزانهٔ دما و رطوبت‌نسبی، گونهٔ ابر و رطوبت‌سنجی را در نظر می‌گیرند. موسمی، علی‌رغم فراسنج‌هایی که برای توصیف آن به کارگرفته می‌شود پدیده‌ای فصلی است (موسمی از کلمهٔ عربی موسیم[3] به معنی فصل اقتباس شده است).

تا آنجاکه به افغانستان مربوط می‌شود بخش‌های شرقی آن تقریباً از اواسط ژوئن تا آغاز سپتامبر زیر تأثیر ابرهای همرفتی، رگبارهای پراکنده (گاهی‌اوقات با رعدوبرق) و رطوبت در حال تزاید قرار می‌گیرد. این انحرافات از شرایط عادی تابستانه با آشفتگی‌های غربی همراه نیستند و در عوض با تاوه‌های محصور در جریان‌های شرقی تراز زیرین جوّ مصادف می‌باشند و بنابر این به عنوان شرایط جوّی موسمی در نظرگرفته می‌شوند.

این‌گونه استدلال می‌شود که مفاهیم سنتی تودهٔ هوا نمی‌تواند به عنوان نوعی ابزار در پیش‌بینی حالات موسمی به کار رود (روپرچ[4]، ۱۹۷۰). این نظریه می‌تواند به دلیل مشخصهٔ

1- Parameters
2- Dew Point Depression
3- Mausim
4- Ruprecht

ظاهراً کاتوره‌ای[1] پدیده‌های جوّی باشد. بارش موسمی عموماً به صورت رگبارهای جدا از هم ریزش می‌کند، ولی همیشه وضع بدین‌گونه نیست. به علاوه بارش صرفاً یکی از عناصر مورد بررسی است و آنچه توسط هواشناسان «موسمی» نامیده می‌شود فقط گاهی اوقات با باران همراه می‌باشد. قابل توجه است که فراسنج‌های استفاده شده توسط هواشناسان در نواحی مورد مطالعه با فراسنج‌های انتخاب شده به‌عنوان خصیصهٔ توده هوا در عرض‌های میانه هماهنگی و ترادف بسیار دارد.

اگرچه برخی گسستگی‌های سطح‌زمین در این‌جا نسبت به عرض‌های میانه کمتر مشخص هستند، ولی جداسازی هوای موسمی از هوای قاره‌ای چندان مشکل نیست. پس باید این‌گونه استدلال نمود که حدّ انتهایی نفوذ هوای موسمی به افغانستان، می‌تواند هدف نهایی این پژوهش باشد (به معنی ظهور هوای موسمی بر روی منطقه به استناد داده‌های آماری). اما این آمارها از آنجا که بارندگی همیشه با گسترش سطحی هوای موسمی همراه نیست، ارزش محدودی دارند. رگبارها وقتی شکل می‌گیرند که هوای دریایی سرد و مرطوب به ترازهای بالایی فرازش یابد. بنابر این داده‌های سطح زمین تا حد امکان باید به صورت ترکیبی با داده‌های جوّ بالا مورد وارسی و دقت قرار گیرد. مشکل مشابهی نیز برای متصدیان امر پیش‌بینی در عرض‌های میانه در فصل تابستان پیش می‌آید. در هر دو مورد این مسأله معضلی برای پیش‌بینی حالات جوّی تودهٔ هوا است که به حساب چینه‌بندی تودهٔ هوا نیز گذاشته می‌شود. سازمان هواشناسی افغانستان این اصول را سال‌های زیادی، با موفقیت قابل‌توجّه به‌کار برده است.

در این مطالعه به دلیل نبود تعریف شفاف، و نیز برای پرهیز از سوءتفاهم، عبارت موسمی به دلیل بیان بهتر و هماهنگ‌تر با معنی اصلی‌اش صرفاً برای توصیف نوعی ارتباط ویژه در سازوکار گردش هوا به‌کار می‌رود. این پژوهش به‌طورتخصصی‌تر، به گردش هوا و عملکرد توده‌های هوای مؤثر بر پهنهٔ مورد مطالعه و نیز تظاهرات جوّی آن‌ها در طول ماه‌های تابستان می‌پردازد. در این رابطه واژهٔ هوای موسمی گاهی اوقات به جای واژهٔ سینوپتیکی مناسب‌تر؛ *هوای استوایی دریایی*، استفاده خواهد شد.

1- Random

ویژگی‌های جغرافیایی منطقه

افغانستان بین عرض جغرافیایی ۲۹ تا ۳۷ درجهٔ شمالی و طول جغرافیایی ۶۱ تا ۷۲ درجهٔ شرقی قرار گرفته است (شکل – ۱). این کشور سرزمینی کوهستانی است؛ از این‌رو شرایط جوّی و آب‌وهوایی آن تا حدود زیادی زیر تأثیر اشکال ناهمواری قرار می‌گیرد. به عبارت کلّی این کشور توسط کوه‌های هندوکش[1] به دو بخش ؛ دشت‌های شمالی منتهی به مرز شوروی سابق و بیابان‌های بخش‌های جنوبی در مرز پاکستان، تقسیم می‌شود. رشته کوه هندوکش ادامه کوه‌های هیمالیا[2] است که از بدخشان[3] در شمال شرق به طرف مرز ایران در هرات[4] و فراه[5] در جنوب غرب کشیده می‌شود. ارتفاع کوه‌ها از بدخشان که بلندی چکاد آن‌ها حدود ۶۵۰۰ تا ۷۰۰۰ متر است، به ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر در حوالی هرات کاهش می‌یابد. ارتفاع دشت‌های شمالی بین ۲۵۰ تا ۴۰۰ متر است، در صورتی که دشت‌های جنوب هندوکش ارتفاعی بین ۱۲۰۰ متر در شرق و ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر در غرب دارند. دشت‌های غربی که به مرز ایران می‌رسد در گسترهٔ وسیعی از دریاچه‌های شور و باتلاق‌هایی که رود هلمند[6] آن‌ها را تغذیه می‌کند، قرار گرفته‌اند.

در افغانستان مرکزی، رشته کوه‌ها خیلی وسیع‌اند و ضخامتی حدود ۳۰۰ – ۴۰۰ کیلومتری را در جهت شمالی – جنوبی می‌پوشانند. ضخامت کوهستان به سوی شرق باریک‌تر می‌شود به‌طوری که در شمال کابل[7] در حوالی گذرگاه سالنگ[8] فقط ضخامتی حدود ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر دارد، اما مجدداً به سوی شرق ضخامت کوهستان افزایش می‌یابد.

در امتداد طول جغرافیایی که از کابل می‌گذرد، کشور به دو بخش تقسیم می‌شود. دره‌ای که تقریباً از قندهار[9] در جنوب از طریق کلات[10]، ماکور[11]، غزنه[12]، و کابل امتداد می‌یابد. جبل‌سراج[13] در جنوب غرب گذرگاه سالنگ در پایکوه قرار گرفته است. درّهٔ مذکور تا شمال سالنگ امتداد می‌یابد و در دشت شمال بغلان[14] و قوندوز[15] به پایان می‌رسد.

درّهٔ بااهمیّت دیگر در طول رودخانهٔ کابل، از شهر کابل در غرب شروع می‌شود و از طریق

1- Hindu Kush
2- Himalayas
3- Badakshan
4- Herat
5- Farah
6- Helmand River
7- Kabul
8- Salang Pass
9- Khandahar
10- Kalat
11- Mukur
12- Ghazni
13- Jabul Saraj
14- Baghlan
15- Kunduz

جلال‌آباد[1] تا مرز پاکستان در شمال گذرگاه خیبر[2] کشیده می‌شود.

در نهایت رشته‌کوه مهمی در طول مرز افغانستان و پاکستان از جلال‌آباد در شمال از طریق خوست[3] تا چمن[4] در جنوب امتداد دارد. بلندترین چکاد این رشته با ۴۷۰۰ متر در جنوب جلال‌آباد قرار دارد و از آن جا بلندی چکادها به حدود ۲۳۰۰ متر در چمن کاهش می‌یابد.

شبکهٔ ایستگاه‌ها و داده‌ها

با در نظر گرفتن اَشکال ناهمواری کشور افغانستان، شبکهٔ ایستگاه‌های دیده‌بانی هواشناسی برای توصیف دقیق آب‌وهوا پراکندگی زیادی دارد(استنز[5] ۱۹۴۶، هرمن[6] و دیگران ۱۹۷۱ و هرمن ۱۹۶۵). علاوه بر آن که بیشتر ایستگاه‌ها در سال‌های اخیر تأسیس شده‌اند و عمر طولانی ندارند و در برخی موارد محل ایستگاه عوض شده است. سابقهٔ برخی آمارها به آغاز سال ۱۹۴۰ می‌رسد، ولی با وجود این ارزش زیادی ندارند، به‌طوری که در بسیاری موارد فاقد اطلاعات اساسی مثل زمان و مکان می‌باشد. به‌علاوه زمان استاندارد افغانستان که ساعت ۴/۵+ گرینویچ است رسماً اولین بار در مارس ۱۹۵۶ مورد استفاده قرار گرفت.

در برخی موارد در داده‌های سطح زمین خلأ آماری زیادی وجود دارد. معدود بودن و نیز پراکندگی زیاد آمار دیده‌بانی جوّ بالا برای مطالعات سینوپتیکی موانع زیادی ایجاد می‌کند. ثبت داده‌های باد پرتوگمانه[7] یا گاهی دیده‌بانی بالونهای اکتشافی[8] از سال ۱۹۵۹ در کابل انجام شده است، ولی در این داده‌ها در طی ماه‌های بسیاری خلأ آماری وجود دارد. داده‌های کوتاه‌مدت بالون اکتشافی برای مزارشریف[9]، قندهار و جلال‌آباد نیز موجود است. برخی ایستگاه‌ها را خود مؤلف ایجاد کرده است. وی تمام ایستگاه‌های هواشناسی افغانستان را در مدت زمان طولانی مورد بررسی و آزمون قرار داده است. بنابر این ایستگاه‌هایی که فاقد شاخص‌های سینوپتیکی هستند از این مطالعه حذف گردیده‌اند. ارتفاع بیشتر ایستگاه‌ها با استفاده از آخرین داده‌های موجود که توسط مؤسسه کارتوگرافی افغانستان فراهم آمده، تصحیح شده است. داده‌های فشار با استفاده از روابط یکسان ریاضی همان گونه که در پاکستان و اتحاد شوروی سابق مطابق با

1- Jalalabad
2- Khybar Pass
3- Khost
4- Chaman
5- Stenz
6- Herman
7- Radiosonde
8- Pibal=Pilot Balloon
9- Mazari Sharif

گزارش فنی[1] شمارهٔ ۹۱ انجام شده، دوباره محاسبه و تصحیح گردیده است. تحت این شرایط با استفاده از تحلیل نقشه‌ها یک توازن زمینگردوار[2] فرض شد. از دیده‌بانی‌های جوّ بالای پیشاور[3] و کویته[4] پاکستان در نزدیکی مرز این دو کشور نیز استفاده شد، ولی متأسفانه در این داده‌ها نیز خلأ بسیار وجود داشت.

ویژگیهای آب‌وهوایی

در بیشتر کتاب‌ها، گردش موسمی تابستانهٔ آسیا، به گرمایش فصلی هوا بر فراز عربستان سعودی و شبه قارّهٔ هند منسوب می‌شود که به سبب شکل‌گیریِ یک سامانهٔ[5] کم‌فشار گرمایی می‌باشد. در حالی که ماه ژوئن به‌عنوان ماه قبل از موسمی در نظر گرفته می‌شود ولی گردش موسمی در ماه ژوئیه و اوت به‌طورکامل گسترش می‌یابد. در آغاز ماه سپتامبر گردش موسمی شروع به عقب نشینی می‌کند. کم‌فشارهای گرمایی اصلی در مناطق زیر در نظر گرفته می‌شود:

۱- بر فراز بخش میانی خلیج‌فارس.

۲- در جنوب پاکستان، با مرکزی در ۲۸ درجهٔ شمالی و ۶۹ درجه شرقی.

از این کم‌فشارها فقط از مورد واقع بر روی پاکستان در این‌جا استفاده می‌شود. با استفاده از آخرین داده‌های موجود در افغانستان یک نقشهٔ میانگین فشار هوای سطح‌زمین با جزییات دقیق برای ژوئیه در شکل ۲ ارایه شده است. برای ترسیم همفشارها از گلباد تعدادی ایستگاه منتخب و نیز از دیگر نمودارهای بادهای غالب استفاده گردید.

داده‌های (نسبتاً) جدید فشار هوا و نیز باد غالب ایستگاه‌های فراه و زرنج[6] در گوشهٔ جنوب غربی و نیز داده‌های ایستگاه‌های بست[7]، قندهار و کلات در جنوب و شرق افغانستان آشکارا معلوم می‌دارد که باید دو هستهٔ کم‌فشار که سلول گرمایی اصلی آن (L_1) بر روی دشت مارگو[8] در جنوب افغانستان شکل می‌گیرد به حساب آورد. شکل ۳ - الف مربوط به تپه‌های شنی با ارتفاع ۱۰ تا ۱۵ متر در ناحیهٔ دِسو[9]، حدود ۱۵۰ کیلومتری جنوب غرب بست می‌باشد. جهت‌گیری تپه‌های مزبور نشانگر جهت باد غالب بین غرب و شمال غرب است که با موقعیّت (L_1) همخوانی دارد. کم‌فشار گرمایی بر روی پاکستان را بدون شک باید به عنوان سلول دوم

1- Technical Note
2- Geostrophic
3- Peshawar
4- Quetta
5- System
6-Zaranj
7- Bust
8-Dasht-I-Margo
9- Desu

(L_2)درنظر گرفت.

سلول کم‌فشار شمالی (L_3) فقط تا اندازه‌ای به عنوان کم‌فشار گرمایی طبقه‌بندی می‌شود. این سلول دقیقاً در شمال کوه‌های هندوکش قرار دارد و عمدتاً باید به عنوان کم‌فشار دامنهٔ نساری در نظر گرفته شود که به سبب ماندگاری جریان شمال غربی در جوّ بالا شکل گرفته است. به نظر می‌رسد ظهور سلول پرفشار (H_1) در بخش روبه باد کوهستان نظریهٔ اخیر را تأیید می‌کند (هرمن، ۱۹۶۵).

با استفاده از آماردهسالهٔ تعداد زیادی از ایستگاه‌های افغانستان گلبادهایی برای ماه ژوئیه استخراج گردید. این گلبادها برای ایستگاه‌های شرق افغانستان در شکل ۴ ارایه شده است. اساساً دو گونه گلباد دیده می‌شود: آن‌ها که در دو جهت باد غالب دارند و مواردی که صرفاً در یک سمت باد غالب را نشان می‌دهند.

گونهٔ اول در برخی ایستگاه‌های جنوب و جنوب غرب کابل مشاهده می‌شود، بنابراین کلات و ماکور دارای فراوانی باد از جهت شمال شرقی و جنوب غربی با پراکنش تقریباً مساوی هستند. باد در غزنه عمدتاً شمالی است ولی دارای بسامد خوبی از جنوب نیز می‌باشد. مشابه آن در قردیز (که دقیقاً در شرق غزنه قرار دارد) باد غالب از جهات شمال و شمال شرقی است ولی از بسامد نسبتاً زیادی از سمت جنوب غرب نیز برخوردار است. حائز اهمیت است که همهٔ ایستگاه‌های اخیر در بین دو سلول کم‌فشار گرمایی L_1 و L_2 قرار می‌گیرند. گلباد باقی ایستگاه‌ها به گونهٔ دوم تعلق دارد. کابل و ایستگاه‌های شمال آن دارای بادهای شمالی و شمال شرقی بوده‌اند، در صورتی که ایستگاه‌های شرق کابل عمدتاً بادهای شرقی دارند. در قندهار، واقع در جنوب، بادها غالباً بین سمت‌های جنوب غربی و غربی نوسان دارد. در روی نقشهٔ میانگین ماه ژوئیه (شکل - ۵) جهت باد غالب ایستگاه‌های گونهٔ اول با دو پیکان، و گونهٔ دوم با یک پیکان مشخص شده است.

توده‌های هوا

پایین جوّ درگیر هستند می‌توانند مستقیماً از پراکنش شمالی یا شمال غربی هوای گرم و خشک قاره‌ای بر فراز

created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional

بخش شمال شرقی افغانستان قرار می‌گیرد. مورد اخیر در ایران به باد شامل[1] موسوم و در غرب افغانستان به خاک ۱۲۰ روز[2] مشهور است. طول این دوره با دوران موسمی برابر است (سایوال، ۱۹۶۲).

در بخش جنوبی پاکستان جریان هوای دریایی استوایی با جهت غالب جنوب غربی وجود دارد که به موسمی تابستانهٔ هندوستان و آسیا نیز موسوم است. شاخه‌ای از این جریان به داخل کم‌فشار L_2 کشیده می‌شود، در صورتی که شاخهٔ دوم به سمت شمال شرق جریان می‌یابد. شاخهٔ اخیر در جنوب رشته کوه هیمالیا توسط ناهمواری انحراف یافته و به صورت جریان شرقی وگاه شمال شرقی به کم‌فشار L_3 می‌رسد. برای چگونگی ماندگاری و نگهداشت کم‌فشار L_2 نظریات گوناگونی ارایه شده است. طبق نظر راماج[3](۱۹۶۶) این مسأله مربوط به فرونشینی هوا بر روی آن می‌شود، که این حالت تراز هوایی را که از دریای عرب فرازش می‌یابد تحدید می‌کند و لذا ابرهای محدود و کوچک گسترش می‌یابد و بنابر این گرمایش تابشی را سهولت می‌بخشد. از سوی دیگر به نظر دیزایی[4](۱۹۶۷) لایهٔ وارونگی بر روی کم‌فشار L_2، مرز توده‌های هوای مختلف است و مربوط به فرونشینی نیست. او به افزایش مشخص در دما از جنوب به شمال در وردسپهر بالایی اشاره دارد. این واقعیت توسط فلون[5](۱۹۶۶) نیز بررسی شده است. او اذعان می‌دارد که هوای استوایی در بالای عرض ۱۸ درجهٔ شمالی در حدود ۸ تا ۱۱ درجه خنک‌تر از هوای جنب‌حاره‌ای بالای کم‌فشار L_2 می‌باشد. اما او تفسیری بر این اساس را که شیو[6] دمای افقی معکوس به ضرورت به مرز یک توده هوای خاص مربوط نمی‌شود نیز ارایه می‌کند. طبق نظر فلون چشمهٔ گرمای تابستانه بر روی فلات مرتفع تبت و همچنین آزاد شدن گرمای نهان ناشی از بارندگی‌های شدید در بنگلادش و برمه در شیو دمای افقی معکوس مذکور سهیم هستند. تفسیر راماج را فلون و همکارانش (۱۹۶۸)، که وارونگی را عمدتاً به واگرایی در جریان موسمی جنوب غربی نسبت می‌داد، تأیید کردند. تا آن جا که بیابان تار[7] در بخش قسمت جنوبی کم‌فشار L_2 مورد توجه است. فرضیهٔ اخیر بعدها توسط روپرچت[8] (۱۹۷۰) مورد بازنگری قرار گرفت.

اختلافات، و به همان اندازه تشابهات بین دو کم‌فشار گرمایی L_1 و L_2 بسیار قابل‌توجه

1- Shamal
2- Jak sad bist rooz
3- Ramage
4- Desai
5- Flohn
6- Gradient
7- Thar
8- Ruprecht

است. کم‌فشار L_2 توسط یک لایه هوای سرد کم‌عمق دریایی اشغال می‌شود، در حالی که مورد L_1 با هوای قاره‌ای نسبتاً گرم که احتمالاً تا ارتفاع زیادی ضخامت دارد پوشیده می‌شود. بنابر این ابرها در کم‌فشار L_1 نادر است و به علت خشکی شدید هوا بارشی دیده نمی‌شود. در نتیجه شرایط اساسی برای موجودیت آن کامل است و برای نگهداشت آن به فرونشینی یا عدم‌فرونشینی چندان نیاز نیست. اما برای کم‌فشار L_2 وضع به گونه‌ای دیگر است، به‌طوری‌که برای آن وجود وارونگی اهمیت اساسی دارد. تحت‌تأثیر یک آشفتگی موسمی در حال نزدیک شدن، ضخامت لایهٔ مرطوب بیشتر می‌شود و از این‌رو امکان شکل‌گیری ابر و گاهی بارش به وجود می‌آید. این عوامل آشکارا گرمایش تابشی را کاهش می‌دهد. بنابر این بهتر است گفته شود که در میانگین پراکنش فشار، کم‌فشار L_2 نباید به عنوان کم‌فشار گرمایی اصلی در نظر گرفته شود.

در مورد جداسازی توده‌های هوای دریایی و قاره‌ای توسط جبهه یا یک ناحیهٔ همگرایی، سلیمان[1] (۱۹۵۸) ذکر می‌کند که ITF (ITC)[2] نمی‌تواند در مرکز کم‌فشار گرمایی قرار گیرد زیرا آن از تودهٔ هوای گرم منفردی تشکیل شده که توسط هواهای سرد محاط گردیده است. کم‌فشار L_2 بدون شک یک کم‌فشار گرمایی بوده و در نتیجه منطقهٔ همگرایی میان آن منطبق با ITF (ITC) نیست.

موقعیت مرز توده‌های هوا بین L_1 و L_2 همان‌گونه که در شکل ۲ ارایه شده مبتنی بر بررسی دقیق باد، دما، رطوبت و بارش است. بخش شمالی (مرز تودهٔ هواها) به داخل کم‌فشار L_3 کشیده می‌شود که عمدتاً شالودهٔ پویا[3] دارد. ناپیوستگی‌های باد و رطوبت خیلی مشخص است. در موارد بسیاری یک ناپیوستگی عمدهٔ دما نیز دیده می‌شود. خشکی جریان شمال غربی می‌تواند در گسترهٔ معینی نشانگر ویژگی گرانی[4] باد باشد، اما آن، به یقین وقتی که منشأ تودهٔ هوا، قاره‌ای باشد، علت اصلی نیست. جنوب عرض ۳۰ درجهٔ شمالی، مرز بین تودهٔ هواها وقتی که از منطقه واگرایی بین کم‌فشار L_1 و L_2 عبور می‌کند کمتر مشخص است.

برای سهولت کار، مرز بین تودهٔ هواها در این مطالعه ITF نامیده می‌شود، بدین لحاظ دست‌کم تا اندازه‌ای تعریف سنتی جبههٔ سطح زمین را، آن‌طور که برژرون[5] (هواشناسی

1- Soliman
2- Intertropical Convergence = Intertropical Front
3- Dynamic
4- Katabatic
5- Bergeron

دینامیک ۱۹۵۷) بیان کرده دنبال می‌کند، اگرچه عبارت منطقه[1] می‌تواند در جنوب ۳۱ درجهٔ شمالی تناسب بهتری داشته باشد. مؤلف همچنین به این واقعیت آگاهی دارد که شیب مرز تودهٔ هوا در این مورد به ندرت با جبهه‌های عرض میانه هماهنگی و تطابق دارد.

نمودارهای همچند در شکل‌های ۶، ۷ و ۸ وردش روزانهٔ جهت باد را در سه ایستگاه حاشیه‌ای غزنه، ماکور و کلات که جهت شمالی - جنوبی دارند نشان می‌دهد. فاصلهٔ آن‌ها از هم ۶۰ تا ۷۰ کیلومتر است. در آغاز در شمالی‌ترین ایستگاه یعنی غزنه جهت باد غالب شمال غربی بوده که در ظهر بسامد بادهای جنوب شرقی افزایش می‌یابد. در ماکور تفاوت بین روز و شب با بادهای غالب شمالی مشخص‌تر می‌شود. در اوقات روز تغییری به سمت جنوب‌شرقی یا حتی جنوب غربی وجود دارد. در نهایت در کلات اختلاف بین شب و روز کاملاً آشکار است. بادهای شمال شرقی شبانه مشخصاً از بادهای جنوب غربی روزانه جدا می‌شوند. تغییرات در کلات و ماکور در حوالی ساعت ۱۰ و ۲۱ محلی رخ می‌دهد. سامانهٔ بادکوه و درّه بدون شک نقش مهمی بازی می‌کند، ولی به یقین تنها علت تغییر جهت باد نیست. بنابر این برای مثال در غزنه رابطه‌ای بین جهت باد و رطوبت وجود دارد. وضعیت همچندها در شکل ۹ بیان می‌کند که میزان اُفت رطوبت‌نسبی در زمان دمای بیشینه با بادهای بین جهات جنوب‌شرقی و شمال شرقی نسبت به دیگر جهات کمتر است. در قردیز و خوست، واقع در شرق غزنه، همبستگی بین جهت باد و رطوبت خیلی آشکار است. بنابر این جابه‌جایی جهت باد بدون شک مربوط به نوسان روزانهٔ ITF است که این نیز به نوبهٔ خود می‌تواند با تغییرات روزانهٔ فشار، مشابه آنچه در خیلی از مناطق آفریقا و آسیا گزارش شده، ارتباط داشته باشد. جابه‌جایی دوره‌ای و غیردوره‌ای ITF می‌تواند موضوعی برای مطالعات تفصیلی‌تر آتی باشد. لیکن براساس دانش فعلی از وضعیت رطوبت و باد، موقعیت متوسط ITF در ژوئیه به نظر می‌رسد دقیقاً روی قردیز باشد. به علاوه ITF ماکور و کلات را با بسامد کمتری مورد تأثیر قرار می‌دهد و از این‌رو تا شرق این ایستگاه‌ها نیز کشیده می‌شود.

یک وردش روزانه در جهت باد در تعداد زیادی از ایستگاه‌های مرز جنوبی ازبکستان، تاجیکستان و ترکمنستان، با افغانستان مشاهده می‌شود که در واکنش با ITF فاقد پدیده است. این‌جا از مناطقی است که سلیمان در اوقات تابستان، جبههٔ موسوم به جنب‌حاره (STF[2]) را در

1- Zone

2- Subtropical Front

آن جا مشخص می‌کند (سلیمان، ۱۹۵۸). ولی این مسأله مشخص شده که کوهستان پامیر سدّ مؤثری برای آشفتگی‌های غربی عرض‌های میانه ایجاد می‌کند (بوگاو[1] و دیگران ،۱۹۶۲). در اظهارنظری که توسط هنئی[2](۱۹۶۲) ارایه شده، نواحی اخیر به تکرار توسط انتهای جبهه‌های سرد نیمروزان در غربی‌ها پوشیده می‌شود، اما سامانهٔ بادکوه – دره در این‌جا نقش مهمی بازی می‌کند.

بارش

در این مطالعه بارندگی در طول ماه‌های ژوئن و اوت به اثرات موسمی منسوب می‌گردد، البته فقط تحت شرایطی که پراکنش سالانهٔ بارش با یک بیشینهٔ دوم در طول این ماه‌ها مشخص شود. بنابر این برای مثال غزنه به عنوان شهری متأثر از موسمی در نظر گرفته می‌شود، اما در پنجاب که در غرب دورتری قرار گرفته وضع چنین نیست (شکل – ۱۰).

مجموع میانگین بارش ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت در شکل ۱۱ ارایه شده است. افغانستان بین سه ناحیهٔ اصلی بارش احاطه گردیده که اولی و مهم‌ترین آن‌ها در پاکستان، دومی در پامیر و آخری در ایران قرار دارد. در خود افغانستان بارش تابستانه قابل حصول فقط در طول مرز شرقی ریزش می‌کند. مقادیر اندکی نیز در کوه‌های هندوکش غرب کابل و مقادیری نیز در دشت‌های شمال هندوکش گزارش شده است. غیر از این موارد بارش تابستانه بندرت وجود دارد. تأثیر اشکال ناهمواری خیلی مهم است به‌طوری‌که برای مثال می‌تواند در شکل منحنی‌های ۱۰ میلی‌متر در نظر گرفته شود که درّهٔ رودخانه کابل را از شهر کابل تا جلال‌آباد (با کمترین مقدار در کف درّه) به دقت دنبال می‌کند. در ایران، جنوب ترکمنستان، و ازبکستان نگاشت‌ها[3]، بیشینهٔ دومی را در تابستان نشان نمی‌دهند. درنتیجه این نواحی مناطق تحت‌تأثیر موسمی تلقی نمی‌شوند. درصد بارش تابستانه نسبت به سالانه در شکل ۱۲ ارایه شده است. در بیشتر بخش‌های پاکستان باران موسمی بیش از ۵۰ درصد بارش سالانه را شامل می‌شود. ولی این ویژگی به سمت غرب به تندی کاهش می‌یابد و همچند ۱۰ درصدی عملاً با ITF و مرز پاکستان و افغانستان به حالت موازی درمی‌آید. مقدار بیشینه در عرض ۳۲ درجهٔ شمالی به سوی شمال و به همان صورت جنوب غرب کاهش می‌یابد که با اَشکال ناهمواری و واگرایی تراز زیرین

1- Bugaev 2- Hanney 3- Records

جریان موسمی در جنوب غرب پاکستان هماهنگی دارد.

برای توصیف رژیم بارندگی تابستانهٔ افغانستان استفادهٔ صِرف از مقادیر میانگین حسابی مزیتی ندارد، زیرا بارش به‌طور معمول به صورت رگبارهای مجزا صورت می‌گیرد. برای مثال در کوه‌های هندوکش سال‌ها بین رگبارهای منفرد سپری می‌شود و بنابر این مقادیر میانه بارندگی مورد محاسبه قرار می‌گیرد. در مقایسهٔ مقادیر میانگین با میانه تعاریف زیر ارایه می‌شود:

۱- وقتی مقادیر میانگین و میانه، بیشینهٔ مشابه دومی را در تابستان نشان می‌دهد، گفته می‌شود که ایستگاه مذکور به‌طور منظم توسط بارش موسمی مورد تأثیر قرار می‌گیرد.

۲- وقتی بیشینهٔ دوم در مقادیر میانگین و نه میانه وجود دارد، ادعا می‌شود که در آن محل بارش موسمیِ گهگاهی رخ می‌دهد.

مرزهای بین نواحی زیرتأثیر اتفاقی و منظّم موسمی در شکل ۱۳ آمده است. البته این نواحی به ضرورت شبیه مناطق پوشیده از هوای موسمی نیست. برای مثال در برخی سال‌ها جلال‌آباد بارشی را در طول ماه‌های موسمی دریافت نمی‌کند، اگرچه نگاشت‌های رطوبت آشکارا نشان می‌دهد که معمولاً در آغاز ژوئن توده‌های هوای دریایی به این ایستگاه می‌رسد و در آن جا تا میانهٔ سپتامبر باقی می‌ماند (شکل - ۱۴). دلیل روشن آن این است که جلال‌آباد در سایه‌باران[1] جریان موسمی قرار دارد، از این‌رو گرچه ارتفاع جلال‌آباد ۲۲۰ متر بلندتر از پیشاور است ولی بارش آن فقط ۱۰ درصد میزان بارش پیشاور است.

ویژگی‌های سینوپتیکی موسمی تابستانه

مؤلف در بررسی سیماهای سینوپتیکی گردش موسمی در افغانستان شرقی با محدودیت‌های زمانی و مکانی ذیل مواجه بوده است:

۱- از آن جا که مشاهدات جوّ بالا عمدتاً از کابل، پیشاور و جلال‌آباد آن هم فقط برای چند ماه قابل دسترسی بود، لذا مطالعهٔ سینوپتیکی اصلی به بخش‌های شمال شرقی کشور معطوف گردید.

۲- موقعیت‌های انتخاب شده جهت بررسی‌های دقیق‌تر به دوره‌هایی محدود می‌شد که

1- Rain Shadow

داده‌های همزمان جوّ بالا فقط برای دو یا سه ایستگاه قابل‌دسترسی بود.

۳- داده‌های پراکنده بالون اکتشافی از مزار شریف و قندهار و به همان صورت داده‌های نامنظم باد پرتوگمانه از کویتهٔ پاکستان فقط وقتی که دارای انطباق زمانی با داده‌های جوّ بالای کابل و پیشاور بودند، مورد استفاده قرار گرفتند.

اگرچه اشکال ناهمواری دارای اهمیت اساسی در بارش افغانستان می‌باشد، ولی وقتی که گردش موسمی غیرآشفته باشد، بارندگی نیز نادر است. توفان‌های رعدوبرقی و رگبارهای فراگیر معمولاً فقط توسط همگرایی موجود درکم‌فشارهایی موسمی که از شرق و جنوب‌شرق می‌رسند، ایجاد می‌شود. بنابر این گردش موسمی باید قبل از این که اولین کم‌فشار فصل از راه برسد تشکیل شود. اگرچه برای اولین رگبار تابستانه، زمان عامل مهمی است ولی اهمیت سینوپتیکی آن کمتر آشکار می‌شود. چینه‌بندی توده‌های هوای درگیر در گردش به نظر می‌رسد از ویژگی‌های خودِ توده هوا مهم‌تر باشد.

هجوم[1] موسمی به واسطهٔ وقوع یک رشته حوادث (که از جایی تا جای دیگر متفاوت است) ویژگی می‌یابد. دورهٔ آن از سالی تا سال دیگر اندکی تفاوت دارد، اما اساساً مراحل زیر را نشان می‌دهد:

۱- پیشرفت موسمی یا شکل‌گیری چرخش موسمی معمولاً گستره‌ای از میانهٔ مه تا آغاز ژوئن دارد.

۲- مرحلهٔ اوج موسمی معمولاً گستره‌ای در فاصلهٔ زمانی رسیدن اولین کم‌فشار آن در اولین هفته ژوئن تا تقریباً آخرین رگبارها در اوت یا آغاز سپتامبر دارد.

با وجودی که در هند و پاکستان در بیشتر موارد بین مراحل اخیر ممکن است فاصلهٔ مشخصی ایجاد گردد، ولی در افغانستان وضع این‌گونه نیست، زیرا این کشور در حاشیهٔ منطقهٔ تحت‌تأثیر موسمی قرار گرفته است. نه پیشروی موسمی را باید حرکتی یکنواخت به سوی غرب و شمال ITF در نظر گرفت و نه اوج دورهٔ آن حالت ایستا دارد. هر دو مرحله به صورت شناور است و ITF نیز تحت شرایط نوسانی قرار دارد. تکان‌های نامنظم مربوط به وردش‌های میدان جریان به روی تکان‌های منظم مربوط به وردش‌های روزانهٔ فشار و باد تحمیل می‌شوند. اثر بزرگ‌نردهٔ کوهنگاری[2] هندوکش و کوهستان‌های خطوط مرزی پاکستان - افغانستان گردش

1- Burst

2- Orographic

هوا را پیچیده‌تر می‌سازد.

در طول دورهٔ پیش‌موسمی، هوای قاره‌ای معمولاً خنک‌تر از هوای دریایی است. در امتداد ITF هوای قاره‌ای باید زیر هوای دریایی قرار گیرد و بنابر این انتظار می‌رود که نفوذ غرب‌سوی هوای دریایی بر روی افغانستان در طول دورهٔ پیشروی موسمی در ترازهای بالاتر رخ دهد (نگاه کنید به نمایهٔ عرضی کابل - جلال‌آباد در شکل «۱۵»). بر روی کابل شار شرقی بالایی تقریباً ضخامتی حدود ۱۰۰۰ متر دارد و توسط یک شار شمال غربی پوشیده می‌شود. در بررسی اُفت محیطی دمای کابل مشخص می‌شود که در لایه بین ۶۰۰۰ تا ۷۰۰۰ متری یک شیو دمای کمتر از ترازهای دیگر موجود است. این واقعیت همراه با کاهش مشخص مقادیر رطوبت در بالای ۶۰۰۰ متری نشانگر هوای قاره‌ای می‌باشد. بنابر این لایهٔ بین ۶۰۰۰ تا ۷۰۰۰ متری در واقع لایهٔ آمیختگی بوده که جداکنندهٔ هوای پادموسمی [1] از شار شمال غربی قاره‌ای سیاره‌ای در تراز بالاتر است. به عبارت دیگر گردش موسمی در هوای قاره‌ای روی کابل محاط می‌گردد. با این تفسیر ذهنی، به نظر می‌رسد این فرض بدیهی باشد که؛ رگبارهای اولیه فصل همان‌طور که در کابل و کاریزمیر [2] در هشتم ژوئن گزارش شده (جدول - ۲) می‌تواند به تزریق بالاسوی هوای دریایی مختص گردد. لیکن هیچ‌گونه رگباری در جبل‌سراج و سالنگ که در فاصلهٔ ۵۰ تا ۷۰ کیلومتری شمال کابل قرار دارند گزارش نشده بود، بنابر این غیرمحتمل است که گردش موسمی بالایی به این مناطق رسیده باشد.

در آغاز ژوئیهٔ ۱۹۶۶ اولین رگبارهای فصلی موسمی در کابل و کاریزمیر گزارش شدند که به‌طور قابل‌توجهی دیرتر از موعد بودند. شرایط بر روی کابل در ششم ژوئن آن سال (شکل ۱۶) می‌تواند به‌عنوان مثالی برای کلّ ماه ژوئن ۱۹۶۶ در نظر گرفته شود. بادهای غربی دست‌کم تا ۱۲۰۰۰ متری وجود داشت. بنابراین گردش موسمی بالایی به کابل نمی‌رسید و انتظار هیچ‌گونه رگباری نبود.

پیشروی موسمی همچنین شامل تغییر تدریجی در خواص گرمایی توده‌هواهای وردسپهر، که در گردش هوا سهیم هستند، نیز می‌گردد. در طول آن دوره، هوای قاره‌ای در ناحیهٔ چشمه [3] به دلیل افزایش جذب تابش به تدریج از تودهٔ هوای سرد به گرم تبدیل می‌شود، در صورتی که هوای دریایی در مناطق شرقی‌تر با بارندگی خنک می‌شود. ولی آن اختلافات گرمایی را که در

1- Antimonsoon 2- Karizimir 3- Source Region

created with nitroPDF professional

جهت متضاد ابتدا کاهش و سپس افزایش می‌یابد دنبال می‌کند. این بدان معنی است که به سوی مرحلهٔ اوج موسمی، هوای دریاییِ سردتر در زیر هوای گرم‌تر قاره‌ای قرار می‌گیرد. اساساً پیشروی موسمی با تغییر چینه‌بندی تودهٔ هوا در وردسپهر پایینی همزمان است.

در طول مرحلهٔ اوج موسمی، برخی‌اوقات ITF در غرب کابل مستقر می‌گردد که چنین شرایط در شکل ۱۷ نشان داده شده است. شار شمال غربی تقریباً تا ارتفاع ۳۵۰۰ متری (۱۷۰۰ متر بالای سطح زمین) درواقع جریان موسمی، تودهٔ‌هوای دریایی است که اندکی سردتر از هوای قاره‌ای است. جریان پادموسمی به خوبی در جابه‌جایی باد و به همان صورت در مقادیر بالای رطوبت نمود می‌یابد. لایهٔ همدما در چکاد لایهٔ پادموسمی در سراسر مرحلهٔ اوج موسمی کم‌وبیش ویژگی دایمی است و برای شرایط جوّی اهمیّت اساسی دارد. در خیلی از موارد همرفت در زیر لایهٔ همدما قوی است، اما فقط به‌طور کاتوره‌ای به داخل آن لایه نفوذ می‌کند. ضخامت لایهٔ مرطوب آن طور که در گردش موسمی دیده می‌شود، در مورد اخیر ۶۰۰۰ متر است، یعنی قدری بیشتر از آنچه پیشاروتی[1] (۱۹۶۳) در هندوستان در شمال عرض ۱۵ درجه گزارش کرده است.

لایهٔ همدما، هوای خنک دریایی زیرین را از هوای نسبتاً گرم بالایی جدا می‌کند و بنابراین نشانگر مرز تودهٔ هواهای مزبور است. گر چه بیشترین فرونشینی احتمالی به سبب گرمباد واچرخندی نیز ممکن است در شکل‌گیری و نگهداشت لایهٔ مذکور شریک باشد. همان‌گونه که دیزایی ذکر کرده است، علت اولیه برای شیو افقی و وارون دما در جهت شمالی – جنوبی بر روی بخش شمالی کم‌فشار L_2 بدون شک تضاد گرمایی بین توده‌های هوای قاره‌ای است.

همان‌گونه که توسط ساویر[2] (۱۹۴۷) عنوان کرده است، اکنون می‌توان از یافته‌ها خلاصه‌ای ساخت و گردش هوا روی افغانستان شرقی را با آنچه در شمال هندوستان و پاکستان وجود دارد، مقایسه کرد. در طول دورهٔ پیش‌موسمی وقتی هوای قاره‌ای نسبت به هوای دریایی سردتر است، گردش موسمی، افغانستان شرقی را فقط از طریق ترازهای بالایی زیر تأثیر قرار می‌دهد و در آن جا صرفاً اختلاف دمای قابل‌توجه بین توده‌های هوا را می‌توان مشاهده نمود. در ترازهای زیرین و سطح‌زمین تضادهای دما اندک است. یک الگوی اصلی گردش برای ناحیهٔ بین کابل و مرز پاکستان آن‌طور که در شکل ۱۸ نشان داده شده، به دست می‌آید. در این مرحله هوا در کابل

1- Pisharoty 2- Sawyer

به‌طور معمول صاف با مقداری ابرهای کومه‌ای پراکنده می‌باشد.

در آغاز ذکر شد که به سوی مرحلهٔ اوج موسمی هوای قاره‌ای نسبت به هوای دریایی ندکی گرم‌تر می‌شود. ساویر پافشاری می‌کند که افت محیطی دمای هوای قاره‌ای در این مرحله نسبت به هوای دریایی تندتر است. بنابر این در بالای یک ارتفاع معیّن اختلافات دما بین دو نودهٔ‌هوا نسبت به آنچه در تراز زیرین وجود دارد، متفاوت خواهد بود، و درنتیجه هوای دریایی دوباره گرم‌تر از هوای قاره‌ای می‌گردد و در بالای آن مستقر می‌شود. نفوذ غرب‌سوی هوای دریایی به طرف مرحلهٔ اوج موسمی در ترازهای زیرین مشخص شده و بنابر این هر تغییری، در ترازهای مذکور در چینه‌بندی توده‌هوا تأثیر خواهد گذارد. چینه‌بندی در ترازهای بالاتر بدون تغییر باقی می‌ماند، اما تضادهای دما و رطوبت در بیشتر موارد خیلی آشکار خواهد شد، که این به علت همرفت تشدید شده در هوای دریایی و احتمالاً فرونشینی واچرخندی شدید هوای قاره‌ای بالایی می‌باشد. در این‌جا دو الگو به دست می‌آید که اساساً دوگونه گردش موسمی را شامل می‌شود: **گردش موسمی تراز پایین** که در زیر **گردش اصلی موسمی** قرار می‌گیرد و در شکل ۱۹ به‌طور اصولی ارایه شده است.

از ۲۵ دیده‌بانی بالون اکتشافی که در جلال‌آباد (در حدود ۱۴۰ کیلومتری شرق کابل) در طول ماه‌های ژوئن تا اوت ۱۹۶۵ انجام گرفت، ضخامت متوسط جریان موسمی شرقی زیرین در ارتفاع ۱۲۰۰ متر و چکاد جریان پادموسمی زیرین تقریباً در ۲۰۰۰ متری برآورد گردید. شرایط در برخی موارد، مشابه پدیده‌ای است که در غرب افریقا وجود دارد (جایی که موسمی جنوب غربی مرطوب توسط باد خشک هارماتان[1] بالایی پوشیده می‌شود) و در شکل ۲۰ ارایه شده است. در مورد گردش یکنواخت، ابرهای سرد بارانزا نمی‌توانند نزدیک به ITF سطح زمین شکل بگیرند و در عوض بارش اصلی چند صد کیلومتر در جنوب ITF ریزش می‌کند. به دلیل وجود رشته کوه‌های بلند در افغانستان شرقی، شرایط اندکی نسبت به غرب افریقا پیچیده‌تر می‌گردد، که این؛

۱- جریان برگشت کرده، موسمی را به شرق و شمال شرق منحرف می‌کند.

۲- باعث انحراف از پراکنش متعارف[2] بارندگی می‌گردد. عبارت متعارف در این‌جا میانگین پراکنش سالانه می‌باشد (مشابه آن چیزی که در غرب افریقا مشاهده می‌گردد).

1- Harmattan 2- Normal

یک الگوی گردش هوا نه فقط در کوه‌های هندوکش بلکه برای کوه‌های مرزی افغانستان - پاکستان که بین جلال‌آباد و پیشاور قرار دارد و در شکل ۲۱ ارایه شده، در نظر گرفته می‌شود. از ویژگی‌های جالب توجّه، یکی گردش موسمی زیرین است که به نظر می‌رسد در اثر رشته کوه بین جلال‌آباد و پیشاور به دو سلول تفکیک می‌گردد.

به‌طوری‌که در ابتدای بحث دیده شد (شکل - ۲) موقعیت متوسط ITF در ژوئیه بین کابل و جلال‌آباد، یعنی در همسایگی لغمان[1] (حدود ۵۰ کیلومتری شرق کابل) قرار دارد. کابل تحت این شرایط گاهی اوقات هوای ابری و گهگاه هوای رگباری و رعدوبرقی دارد. اما پدیدهٔ جالب‌تر توفان گردوغبار می‌باشد که در بعدازظهرها وقتی بادهای همدگرفشاری[2] قوی به دلیل تعمیق و گسترش روزانهٔ مرکز کم‌فشار تا شرق ایجاد می‌شود، به‌طور فراوان مشاهده می‌گردد. جلال‌آباد در کنارهٔ مرطوب ITF قرار دارد، اما این لایه خیلی کم‌عمق است و لذا بارش اندکی تولید می‌کند. بنابر این هوا شرجی[3] است، اما معمولاً با آسمان خاکستری (گرفته) همراه است.

با وجود فقدان آمار قابل اطمینان، به خوبی مشخص شده که رگبارهای موسمی که هر ساله رخ می‌دهد گاهی اوقات در خیلی از بخش‌های شمال شرق افغانستان به سیلاب‌های ویرانگر منتهی می‌شود. نام رایج این پدیده سیلاو[4] است. این لغت می‌تواند از کلمهٔ فارسی سیل (SEL) به معنی طغیان و آو (AU) به معنی آب اقتباس شده باشد. از این‌رو کلمهٔ سیلاو بیشتر به معنی اثرات نهایی رگبارها است تا توضیح‌دهندهٔ ماهیت پدیدهٔ هواشناسی موجبه (شکل - ۲۲).

یک موضوع بااهمیت در مورد موسمی، حدّ نهایی نفوذ آن به داخل درّهٔ کابل است. هوای موسمی بدون شک گه‌گاه بیشتر قسمت‌های درّهٔ شمالی و شمال غربی کابل را پُر می‌کند، ولی به ندرت به جبل‌سراج می‌رسد. مکان اخیر در نقطه‌ای قرار دارد که از آن جا تا گذرگاه سالنگ، که بلندترین نقطهٔ شاهراه شمالی کابل است، درّه خیلی باریک و دامنه‌هایش پُرشیب می‌گردد. در نتیجه شرایط برای هوای قاره‌ای مناسب می‌شود تا به صورت بادهای گرانی از چکادهای هندوکش (که در اوقات تابستان نیز برف‌آلوده هستند) به سمت پایین به داخل درّهٔ جبل‌سراج وزش یابد. به دلیل باریکی درّه، باد به درون آن فشرده می‌شود که این با توجه به اثر قیفی[5] به بسامد بادهای خیلی قوی می‌انجامد. بنابر این روشن است فرض شود که هوای موسمی نمی‌تواند در ترازهای زیرین به جبل‌سراج برسد. به نظر می‌رسد که کوهستان هندوکش در این

1- Laghman
2- Isallobaric
3- Sultry
4- SELAU
5- Funnel Effect

مورد مانع مؤثری را تشکیل می‌دهد.

یک عارضهٔ طبیعی روی دامنهٔ کوهستان در چند کیلومتری جنوب جبل‌سراج در اولین نگاه عبارت اخیر را نقض می‌کند (شکل ۲۳). الکساندر بارنز[1] (۱۸۴۰) که در ۱۸۳۶ میلادی این محل را دیده بود، آن را به صورت ذیل توصیف می‌کند: ما اکنون در مجاورت ریگ - روان[2] یا ماسهٔ متحرک هستیم.... بین دشت‌ها تپّه کوچکی دیده می‌شود که در آن نواری از زمین‌های ماسه‌ای از چکاد تپه به انتهای آن می‌رسد.... ریگ - روان رو به جنوب قرار گرفته، ولی احتمالاً باد پروان[3] (نام یک ایالت)، که در بخش عمده‌ای از سال با شدت از شمال می‌وزد، آن را به صورت یک پیچک نهشت داده است. قدرت این باد آن گونه است که همهٔ درختان نواحی مجاور را به سمت جنوب خم می‌کند؛ به علاوه این که بعد از چند سال مزارع احتیاج به پاکسازی از سنگ و شن دارند، چون خاک مابین آن‌ها توسط باد حمل می‌گردد.

نهشت ماسه‌ای ریگ - روان نتیجه‌ای از جریان دایمی جنوبی است که در هر حال هیچ‌گونه ارتباط مستقیمی با موسمی ندارد. همان‌گونه که بارنز گمان می‌کرد، شکی وجود ندارد همانند آنچه که در شکل ۳ب دیده می‌شود یک پدیدهٔ پیچکی دامنهٔ بادپناه در جریان بادگرانی شمال وجود دارد.

در غرب و شمال کابل شرایط جوّی ترازهای بالایی به دلیل نبود داده‌های جوّی کمتر مشخص بوده، لیکن جبل‌سراج و به همان صورت ایستگاه‌های مستقر در بالای گذرگاه سالنگ و برخی که در غرب دورتری قرار دارند، در میانگین بارش خود دارای بیشینهٔ دوم تابستانه هستند. به نظر می‌آید این حالت نشانگر آن باشد که به سبب ایجاد ناپایداری شرطی، هوای موسمی خنک‌تر می‌تواند به ترازهای بالاتر از چکاد هندوکش فرازش نماید.

تپش‌های موسمی[4]

ویژگی تپندگی جریان موسمی در جابه‌جایی‌های دوره‌ای و غیردوره‌ای ITF نمود می‌یابد. این پدیده نه تنها در سطح زمین بلکه در ترازهای بالایی نیز دیده می‌شود.

در روی نقشهٔ میانگین فشار ژوئیه در شکل ۲ موقعیت متوسط ITF روی قردیز قرار دارد. انتظار این است که در طول دورهٔ اوج موسمی ITF در دورادور این محل نوسان کند. بنابراین

1- Alexander Burnes 2- Reg - Ruwan 3- Purwan

4- Monsoon Pulses

برای مطالعهٔ تفصیلی جابه‌جایی ITF باید رطوبت‌نگار[1] را نه فقط برای قردیز و غزنه (که در ۶۵ کیلومتری غرب قردیز قرار دارد) بلکه همچنین برای خوست (در ۶۵کیلومتری شرق قردیز) نیز مورد بررسی قرار داد.

رطوبت‌نگار در شکل ۲۴ الف برای قردیز معنی‌دار است. به نظر می‌رسد که محور ITF در ساعت ۱۷۴۵ محلی، وقتی که افزایش ناگهانی در رطوبت وجود داشت، از روی ایستگاه مذکور عبور کرده است. در ساعت ۰۱۳۰ کاهش ناگهانی مشابهی مشاهده می‌گردد که بیانگر عقب‌نشینی ITF است.

شهر خوست در سراسر دورهٔ اوج موسمی معمولاً در کنارهٔ مرطوب ITF قرار می‌گیرد. لیکن در ۳۱ ژوئیهٔ ۱۹۶۶ (شکل ۲۴ ب) شهر خوست وقتی ITF در حال عبور بود، تقریباً تا ساعت ۱۶۴۰ در کنارهٔ خشک آن قرار گرفته است. در ساعت ۲۰۰۰ همان شب ITF از قردیز عبور می‌کند(شکل ۲۴ ج) که تندی آن در این مورد در حدود ۲۰ کیلومتر در ساعت بوده است. در ساعت ۲۳۴۵ به نظر می‌رسد که ITF مجدداً از روی قردیز عبور کرده، اما با مسیری شرق‌سو و نهایتاً برای بار سوم در ساعت ۰۱۴۵ از روی قردیز گذشته است. به نظر می آید نوسان ITF در حوالی قردیز در این مورد به خوبی بررسی شده است. در این روش برای مطالعه از همه رطوبت‌نگارهای اوت ۱۹۶۸ و ژوئیه و اوت ۱۹۷۰ استفاده گردیده و نتایج آن در جدول ۳ ارایه شده است.

نوسان ITF در جهت افقی به ویژه در افریقا به خوبی شناخته شده است، برای نمونه در سودان، سولوت[2] (نیروی‌هوایی امریکا، ۱۹۴۳) و در چاد[3]، نیویر[4](۱۹۵۹) آن را مطالعه کرده‌اند. در بسیاری موارد جابه‌جایی ITF به حساب وردش روزانهٔ فشار گذاشته می‌شود. در جدول ۳ با توجه به اندازهٔ جابه‌جایی فقط یک مورد در ۲۰ ژوئیه ۱۹۷۰ وجود دارد که ITF از روی خوست، قردیز و غزنه در طی یک روز عبور کرده است. در نتیجه دامنهٔ جابه‌جایی در آن مورد حدود ۱۳۰ کیلومتر بود که برای نمونه به مقادیر ارایه شده توسط پاول[5] و پدگلی[6](۱۹۶۹) در نیجر نزدیک می‌باشد. در تمامی موارد مطالعه شدهٔ دیگر، دامنهٔ جابه‌جایی کمتر، ولی همان‌طور که وستون[7](۱۹۷۲) در شمال شرق هند گزارش داده ترتیب و نظم یکسان بوده است.

1- Hygrogram
2- Solot
3- Tchad
4- Neviere
5- Powell
6- Pedgley
7- Weston

ویژگی تپندگی جریان موسمی در جوّ بالا را می‌توان با مثالی از پیشاور (شکل ۲۵) روشن کرد. در ۲۸ ژوئن ۱۹۶۵، جریان موسمی شرقی که پیشاور را زیر تأثیر قرار داد، در ساعت ۱۶۳۰ محلی دارای ضخامت ۱۰۰۰ متر از سطح زمین بود. دیده‌بانی ساعت ۱۰۳۰ روز بعد، یک جریان کم‌عمق شرقی را نشان داد. در شب ۳۰ ژوئن ضخامت جریان به بیش از ۲۰۰۰ متر افزایش یافت. در نهایت در روز دوم ژوئیه، دیده‌بانی ساعت ۰۴۳۰ نیز نشانگر یک مؤلفهٔ شرقی و جریان موسمی در همه ترازهای جوّ بود که تا ۳۰۰۰ متری استیلا داشت.

شکل ۲۶ نشان‌دهندهٔ شرایط جوّی روی جلال‌آباد در چند روز بعد می‌باشد. مضافاً این که در این‌جا ویژگی تپندگی جریان موسمی، به همان صورت که جابه‌جایی تدریجی هوای قاره‌ای در سطح زمین توسط هوای دریایی سردتر انجام می‌گیرد، تشخیص داده می‌شود. فرآیند مذکور در این مثال در روز دهم ژوئیه کامل شده بود.

وقفه‌های موسمی[1]

وقوع وقفه در پدیدهٔ موسمی را می‌توان به یکی از دلایل زیر نسبت داد:

۱- قطع موجودی (ذخیره) هوای دریایی. این پدیده در هر زمانی در طول فصل موسمی می‌تواند رخ دهد، و از لحاظ سینوپتیکی به معنی عقب‌نشینی تدریجی ITF و به‌طور ساده امحای گردش موسمی است.

۲- تغییر چینه‌بندی تودهٔ هوا به عنوان پیامد انحراف از ویژگی‌های متعارف فصلی تودهٔ‌هوا. آشکارا احتمال دارد که این پدیده در آغاز یا به سمت پایان فصل موسمی روی دهد. این‌گونه انحرافات عموماً با توجّه به عبور یک آشفتگی موج غربی رخ می‌دهد، که در خیلی موارد اثر آن ضعیف است و بدون هیچ‌گونه تظاهرات قابل‌توجه در شرایط جوّی است.

مثالی از این آشفتگی‌های موجی غربی در فصل موسمی، در شکل ۲۷ الف تا د آورده شده است. نقشه‌های جریان هوای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نشانگر یک ناوهٔ کاملاً مشخص است که در دورهٔ زمانی ۲۸ تا ۳۱ ژوئیه ۱۹۶۶ از شمال افغانستان می‌گذرد. جدول ۴ شرایط جوّی را در کابل در دورهٔ زمانی ۲۹ ژوئیه تا ۴ اوت نشان می‌دهد و شکل ۲۸ شرایط هوای تراز بالایی را بر روی کابل در همان دوره‌ها مشخص می‌سازد.

1- Monsoon Breaks

در ۳۰ ژوئیه بین ساعات ۰۹۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ (۱۳۳۰ و ۱۶۳۰ محلی) وقتی یک افزایش ناگهانی درکمبود اشباع وجود داشت، در سطح زمین ناوه از روی کابل عبورکرد. موج دارای زبانهٔ بلند و تغییر جهت قابل‌توجه باد بود. بیشینهٔ اختلاف دما در تراز ۶۰۰ تا ۶۵۰ هکتوپاسکالی دیده می‌شد و هوای قاره‌ای ۴ تا ۵ درجه خنک‌تر از هوای دریایی بود. بخش جنوبی ناوهٔ بالایی از بین دو سلول پرفشار به داخل شرقی‌های استوایی کشیده می‌شد. وقفهٔ موسمی در مورد اخیر دورهٔ کوتاهی داشت. قبل از این در اول اوت هوای موسمی مقداری عقب‌تر یعنی در کابل بود و در روزهای بعد گردش موسمی دوباره به‌طور کامل گسترش یافت (شکل ۲۸).

وقفهٔ موسمی در مورد اخیر مربوط به بازوی جنوبی مثلث[1] (دلتا) رودباد می‌باشد، که توسط وایکمن[2] (۱۹۶۲) توصیف گردیده است. گرچه مرکز بیشینهٔ باد همیشه شناخته نمی‌شود، ولی بازوی جنوبی مثلث به‌نظر می‌آید در دورهٔ اوج موسمی بندرت به شمال افغانستان می‌رسد. برای ماه‌های ژوئیه تا سپتامبر سال‌های ۶۰-۱۹۵۷، ۱۹۶۶ و ۱۹۷۱ همه داده‌های گمانهٔ باد کابل تحلیل گردید و تندی‌های ۵۰ نات و بیشتر در بالای ده‌هزار متری به‌عنوان مبنای بازوی جنوبی مثلث رودباد انتخاب شدند. از این نمونه فقط سه مورد برای ژوئیه و چهار مورد برای اوت یافت شد، ولی در سپتامبر انبوهی از این‌گونه موارد به طرف انتهای ماه مشاهده گردید. برای نمونه در سپتامبر ۱۹۷۱ که دارای هشت مورد بود، همگی در دورهٔ بعد از ۱۹ سپتامبر متمرکز شده بودند.

به نظر می‌آید که این یافته‌ها نظریهٔ ریتر[3] و هیوبرگر[4] (۱۹۶۰) را تأئید می‌کند که این‌گونه اظهار می‌دارند: *«جابه‌جایی سریع رودباد به موقعیت زمستانی‌اش در جنوب هیمالیا، با همان سرعتی است که پرفشارهای گرمایی روی فلات تبت و پامیر از بین می‌رود».*

تظاهرات جوّی همراه این پدیده در افغانستان شمالی نیز معلوم می‌کند که فرآیند اخیر ناگهانی بوده و معمولاً در خلال چند روز در میانه یا پایان سپتامبر تکمیل می‌شود (خاتمه می‌یابد). موسمی تابستانه در افغانستان با آسمان خاکستری (گرفته) و ابرهای همرفتی تکه‌تکه، سرانجام با یک آسمان آبیِ شفاف و ابرهای کلاله‌ای چنگکی[5] به پایان می‌رسد.

1- Delta
2- Weickmann
3- Reiter
4- Heuberger
5- Cirrus Uncinus

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از جناب آقای دکتر هوشنگ قائمی، مشاور سازمان هواشناسی به لحاظ مساعدتها و تشویق‌های بی‌شائبه‌شان تشکر و قدردانی می‌گردد.

منبع اصلی (ترجمه شده)

Sivall. Tage. R. 1977: Synoptic-Climatological Study of the Asian Summer Monsoon in Afgahanistan. Geografiska Annaler. (1977). 1-2.

نقشهٔ کشور افغانستان

جدول ۱ شبکهٔ ایستگاه‌های دیده بانی هواشناسی افغانستان و سال تأسیس آن‌ها
(انتخاب شده برای این مطالعه)

ایستگاه	شمارهٔ شاخص	عرض جغرافیائی	طول جغرافیائی	ارتفاع	سال تأسیس
بغلان	۴۰۹۱۴	۳۶°۱۲' شمالی	۶۸°۴۵' شرقی	۵۱۰ متر	۱۹۵۸
بست	۱۸۸	۳۱°۳۳'	۶۴°۲۲'	۷۸۰	۱۹۶۰
فیض‌آباد	۱۰۴	۳۷°۷'	۷۰°۳۱'	۱۲۰۰	۱۹۶۳
فراه	۱۷۴	۳۲°۲۱'	۶۲°۹'	۶۶۰	۱۹۶۰
قردیز	۱۷۰	۳۳°۳۷'	۶۹°۱۴'	۲۳۵۰	۱۹۶۴
غزنه	۱۶۸	۳۳°۳۲'	۶۸°۲۵'	۲۱۸۳	۱۹۵۷
هرات	۱۳۸	۳۴°۱۳'	۶۲°۱۳'	۹۶۴	۱۹۵۸
جبل‌سراج	۱۳۲	۳۵°۸'	۶۹°۱۵'	۱۶۳۰	۱۹۶۱
جلال‌آباد	۱۵۴	۳۴°۲۶'	۷۰°۲۸'	۵۸۰	۱۹۵۸
کابل	۱۴۸	۳۴°۳۳'	۶۹°۱۳'	۱۷۹۱	۱۹۵۶
کلات	۱۷۹	۳۲°۷'	۶۶°۵۲'	۱۵۶۵	۱۹۶۷
قندهار	۱۹۰	۳۱°۳۰'	۶۵°۵۱'	۱۰۱۰	۱۹۶۳
کاریزمیر	۱۴۹	۳۴°۳۸'	۶۹°۳'	۱۹۰۵	۱۹۵۸
خوست	۱۷۱	۳۳°۲۱'	۶۹°۵۷'	۱۱۴۶	۱۹۶۲
کوندوز	۹۱۳	۳۶°۴۰'	۶۸°۵۵'	۴۳۳	۱۹۶۴
لغمان	۱۵۲	۳۴°۳۹'	۷۰°۱۳'	۷۷۰	۱۹۶۵
میمنه	۱۲۲	۳۵°۵۵'	۶۳°۴۵'	۸۱۵	۱۹۵۸
مزارشریف	۱۱۱	۳۶°۴۳'	۶۷°۱۲'	۳۷۸	۱۹۵۷
ماکور	۱۸۰	۳۲°۵۰'	۶۷°۴۷'	۲۰۰۰	۱۹۶۶
پنجاب	۱۲۶	۳۴°۲۳'	۶۷°۲'	۲۷۱۰	۱۹۶۵
سالنگ‌جنوبی	۱۳۱	۳۵°۱۸'	۶۹°۳'	۳۱۷۲	۱۹۶۲
شبرقان	۱۰۸	۳۶°۴۰'	۶۵°۴۳'	۳۶۰	۱۹۶۳
زرنج	۱۸۶	۳۱°۰۰'	۶۱°۵۱'	۴۷۸	۱۹۶۹

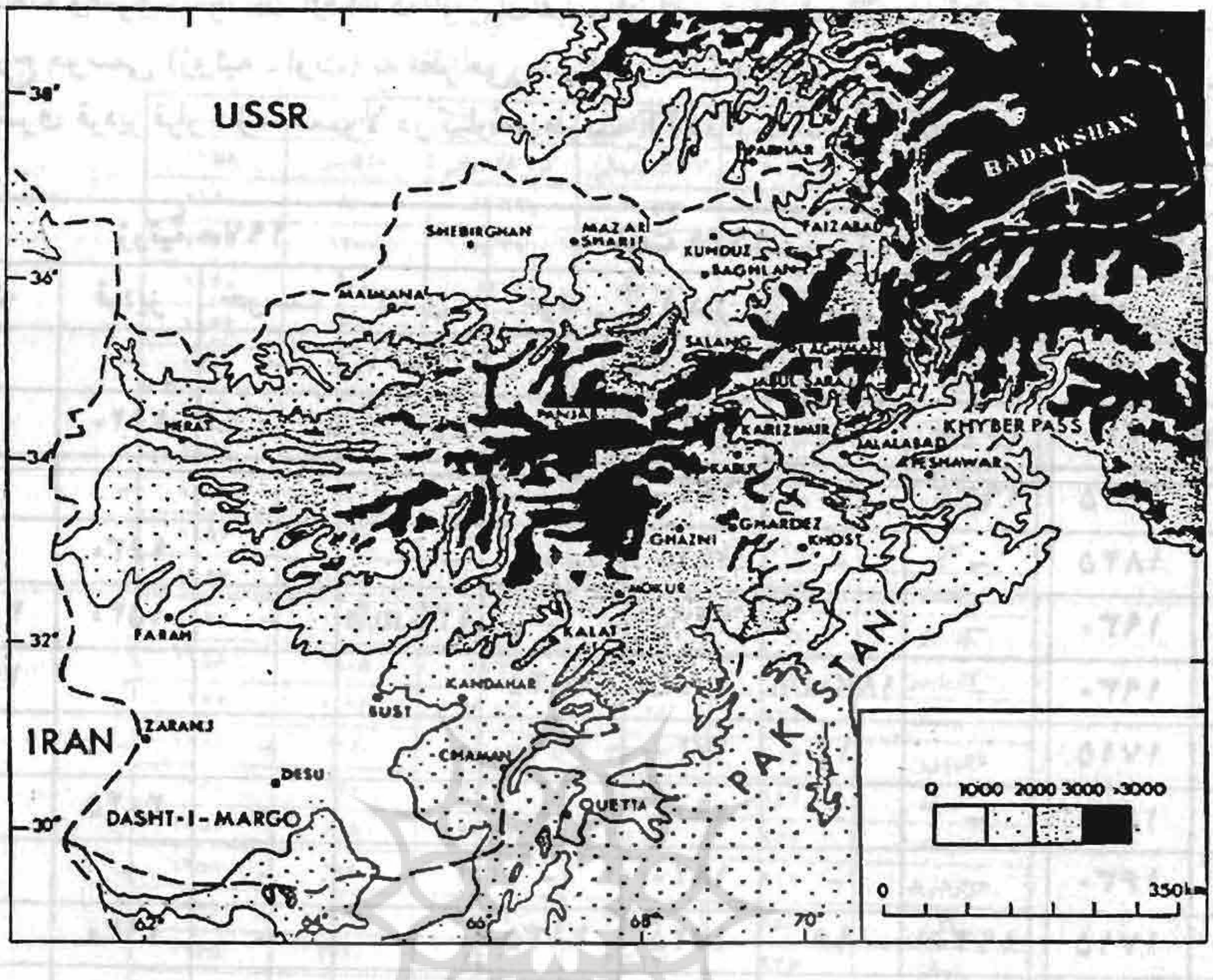
زمان

جدول ۲ تاریخ اولین رگبار موسمی در بعضی ایستگاه‌های افغانستان
جاهای خالی جدول نشانگر فقدان اطلاعات است.
فقط ایستگاههای جلال‌آباد، غزنه، کابل و کاریزمیر در کلّ دورهٔ ۷۱-۱۹۶۰ فعال بوده‌اند.

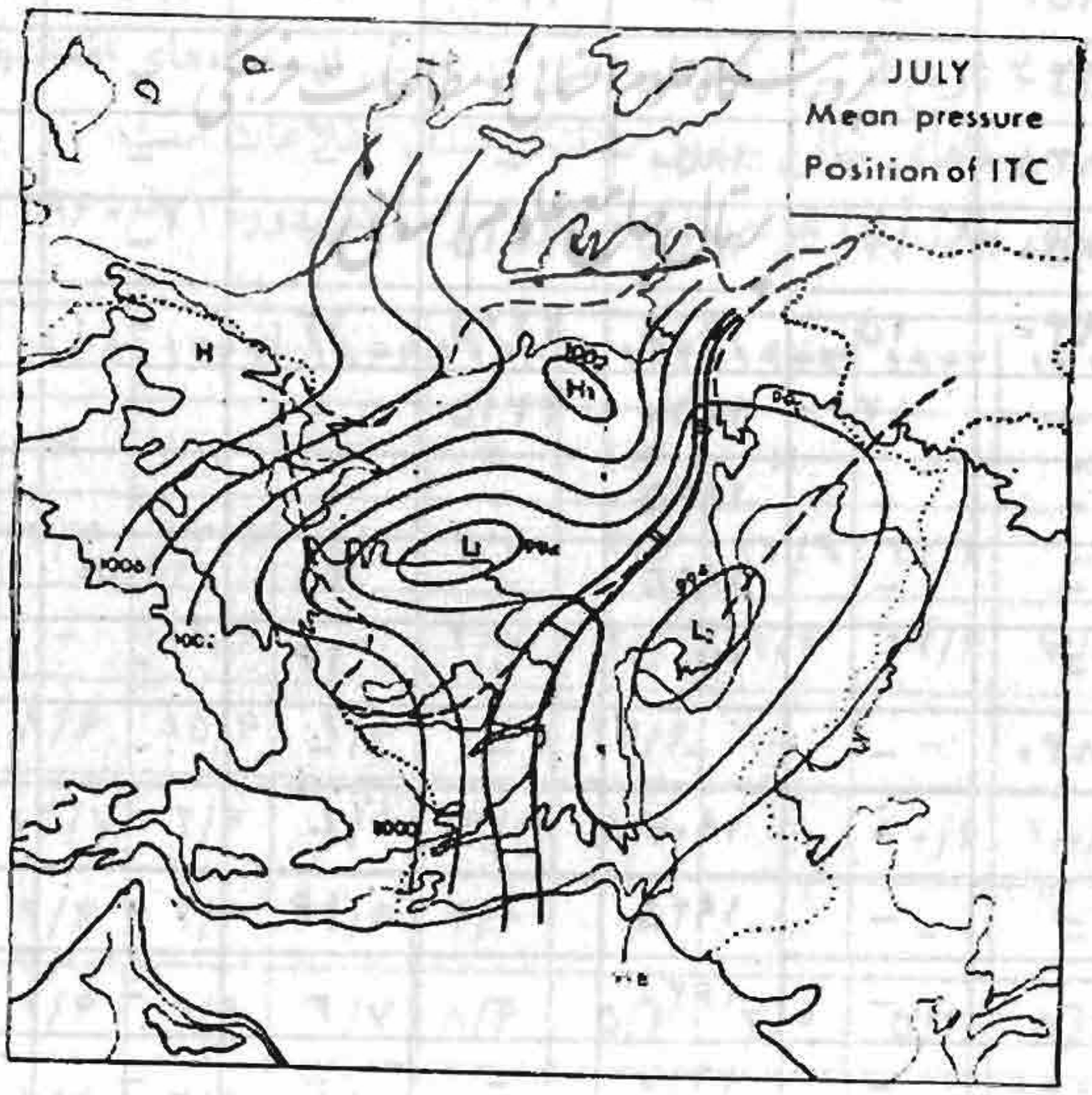
سال / ایستگاه	۱۹۶۰	۱۹۶۱	۱۹۶۲	۱۹۶۳	۱۹۶۴	۱۹۶۵	۱۹۶۶	۱۹۶۷	۱۹۶۸	۱۹۶۹	۱۹۷۰	۱۹۷۱
	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
خوست	-	-	۱۱/۶	۱۷/۹	۴/۶	۴/۶	۱/۷	۱۳/۶	۱/۶	۷/۶	۸/۶	۷/۶
جلال‌آباد	۲۰/۶	۷/۶	۱۲/۶	۱/۶	۲/۶	۳/۷	-	۱۵/۶	-	۱۴/۶	۱۲/۶	۱۴/۶
قردیز	-	-	-	-	۱۳/۶	۱/۶	۱/۶	۱۵/۶	۸/۶	۲/۶	۳/۷	۱/۶
غزنه	۱۹/۶	۱۸/۶	۳۰/۶	-	۹/۶	۱۳/۶	۱/۶	۲/۶	۱۳/۷	۹/۶	۲۷/۶	۷/۶
لغمان	-	-	-	-	-	۴/۶	۱/۶	۲/۶	۱/۶	۱۸/۶	۵/۶	۷/۶
کابل	۱/۶	۸/۶	۵/۶	۲/۶	۵/۶	۸/۶	۲/۷	۱/۶	۱/۶	۱/۶	۵/۷	۲۱/۶
کاریزمیر	۲۱/۶	۷/۶	۱۱/۶	۱/۶	۱۰/۶	۸/۶	۸/۷	۲/۶	۱/۶	۱/۶	۱۴/۶	۷/۶
جبل‌سراج	-	۷/۶	۷/۶	-	۱۸/۷	۲/۷	۱۵/۷	۱۵/۶	۳/۶	۲/۶	۱۴/۶	-

جدول ۳ دامنه و سرعت نوسان ITF ، که از زمان عبور آن از روی غزنه، قردیز و خوست برآورد شده است. در طول دورهٔ اوج موسمی (ژوئیه ـ اوت) به نظر می‌رسد که از ITF از طریق قردیز نوسان می‌کند. خوست که در ۵ کیلومتری شرق قردیز قرار دارد، معمولاً در کنارهٔ مرطوب ITF قرار دارد و در اوت زیر تأثیر ITF واقع نمی‌شود.

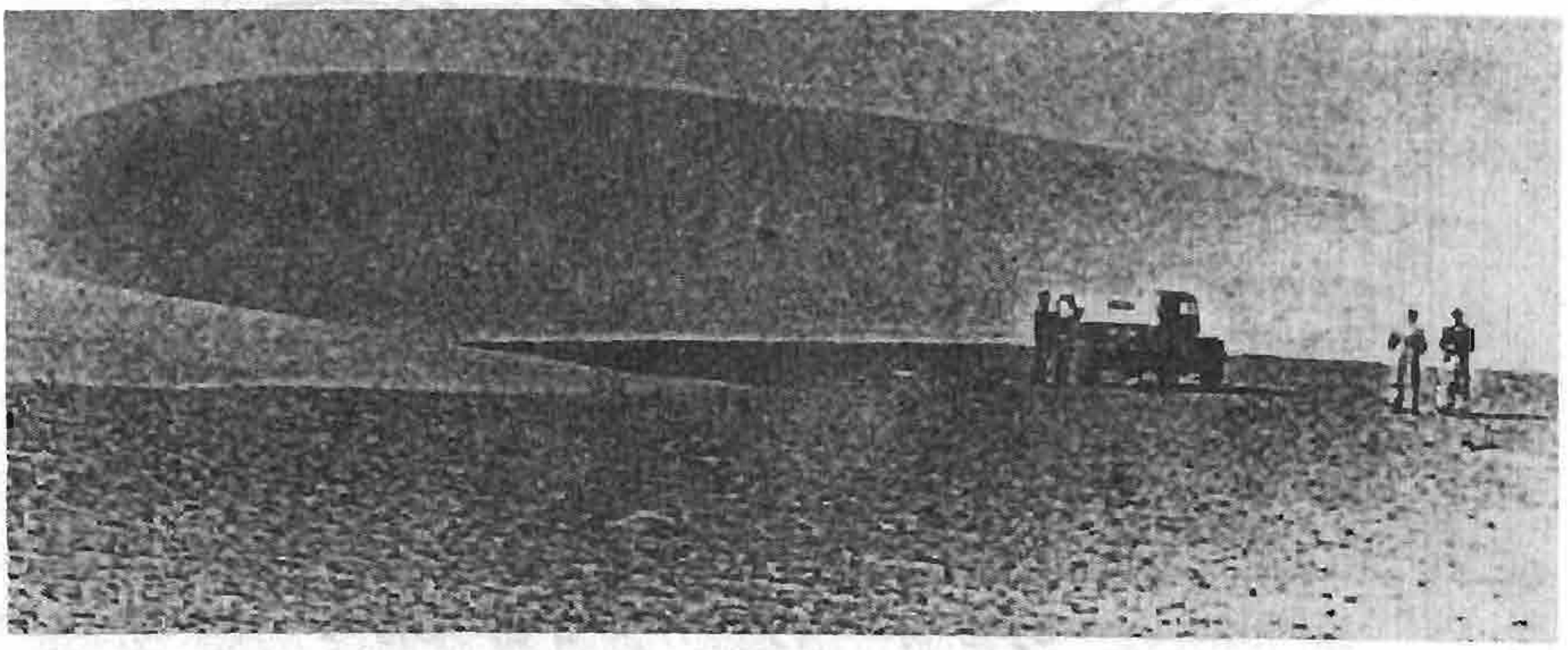
	ژوئیهٔ ۱۹۷۰				اوت ۱۹۶۸			اوت ۱۹۷۰		
	غزنه	تردیز	خوست	تندی	غزنه	قردیز	تندی	غزنه	قردیز	تندی
۱	–	–	–	–	–	۱۷۴۰	–	–	۱۸۴۵	–
۲	–	۱۶۲۰	–	–	–	۱۹۱۵	–	۲۰۳۰	۱۷۱۰	۲۰Km/h
۳	–	–	–	–	–	۱۹۰۰	–	۱۹۳۵	۱۶۱۵	۲۰
۴	–	۱۶۳۰	–	–	–	۱۵۲۰	–	–	۱۸۴۵	–
۵	۲۰۳۰	۱۵۳۰	–	۱۳Km/h	–	۱۶۳۵	–	–	۱۹۳۰	–
۶	۱۹۳۰	–	–	–	۲۰۴۵	۱۷۰۵	۱۸Km/h	–	۱۹۳۰	–
۷	–	–	–	–	۲۱۴۰	۱۷۴۰	۱۶	–	۱۷۱۵	–
۸	–	۲۰۴۵	–	–	–	۱۹۱۰	–	–	۱۶۲۰	–
۹	–	–	–	–	–	۱۸۴۰	–	–	۱۶۳۰	–
۱۰	–	۱۹۴۰	–	–	۲۱۳۵	۱۷۲۵	۱۶	۱۹۲۰	۱۷۱۵	۳۰
۱۱	–	۱۹۵۰	–	–	۲۰۳۰	۱۵۵۰	۱۵	۱۹۳۰	۱۶۱۵	۲۰
۱۲	–	–	–	–	۲۰۴۵	۱۷۰۰	۱۷	۱۹۲۰	۱۷۰۰	۲۷
۱۳	–	۱۹۴۵	۱۶۲۰	۲۰	۲۳۴۰	–	–	۱۹۵۰	–	–
۱۴	–	۱۸۴۰	–	–	–	۱۷۳۰	–	۱۹۴۰	۱۷۰۰	۲۵
۱۵	–	۱۹۳۵	–	–	–	۱۸۵۰	–	۱۸۳۵	–	–
۱۶	۲۳۱۵	۱۸۱۰	–	۱۳	۲۲۱۵	۱۸۴۰	۱۷	۲۰۵۰	–	–
۱۷	۲۰۱۰	۱۵۱۵	–	۱۳	۲۲۴۵	۱۸۱۵	۱۵	۱۹۴۰	۱۶۲۵	۲۰
۱۸	۲۰۳۵	–	–	–	۲۲۱۵	۱۶۵۰	۱۲	–	–	–
۱۹	–	۱۹۰۰	–	–	–	۱۸۴۵	–	–	–	–
۲۰	۲۲۰۰	۱۸۳۵	۱۶۵۵	۲۵	–	۱۸۱۵	–	–	–	–
۲۱	۲۰۱۰	۱۶۱۵	–	۱۶	–	۱۷۰۰	–	–	–	–
۲۲	–	–	–	–	–	–	–	۱۸۴۰	–	–
۲۳	–	۱۹۴۵	–	–	–	۱۹۰۰	–	–	–	–
۲۴	۲۱۱۵	۱۷۱۵	–	۱۶	–	۱۹۴۵	–	–	۱۸۴۵	–
۲۵	–	–	–	–	–	۱۶۴۰	–	–	۱۷۳۰	–
۲۶	–	۱۸۱۵	–	–	–	۱۹۱۰	–	۲۰۰۰	–	–
۲۷	۱۹۰۰	–	–	–	–	–	–	–	۱۷۵۰	–
۲۸	۱۹۳۰	–	–	–	–	۱۸۳۰	–	–	۱۷۴۰	–
۲۹	۲۲۱۰	۱۷۰۰	–	۱۲	–	۱۹۳۰	–	–	۱۸۴۵	–
۳۰	۲۱۱۵	۱۸۲۰	–	۲۲	۲۰۱۵	۱۷۳۰	۲۳	–	۱۸۳۰	–
	–	۱۸۲۰	–	–	–	۱۸۳۵	–	۱۷۳۵	–	–



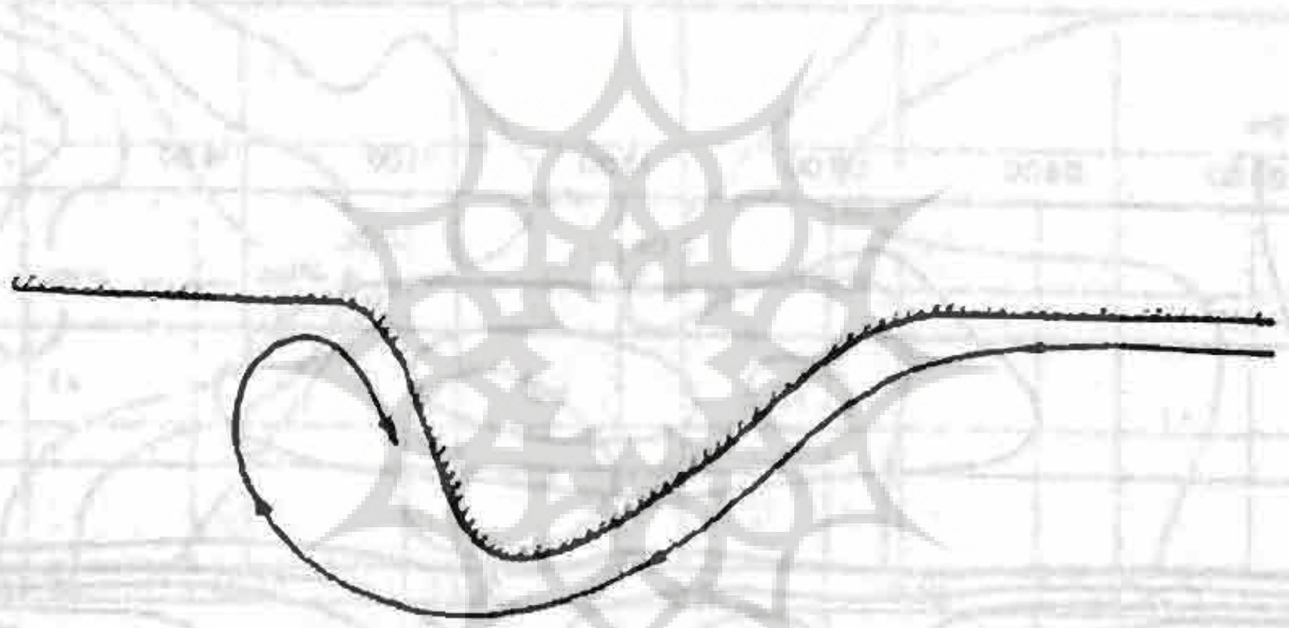
شکل ۱ نقشهٔ افغانستان



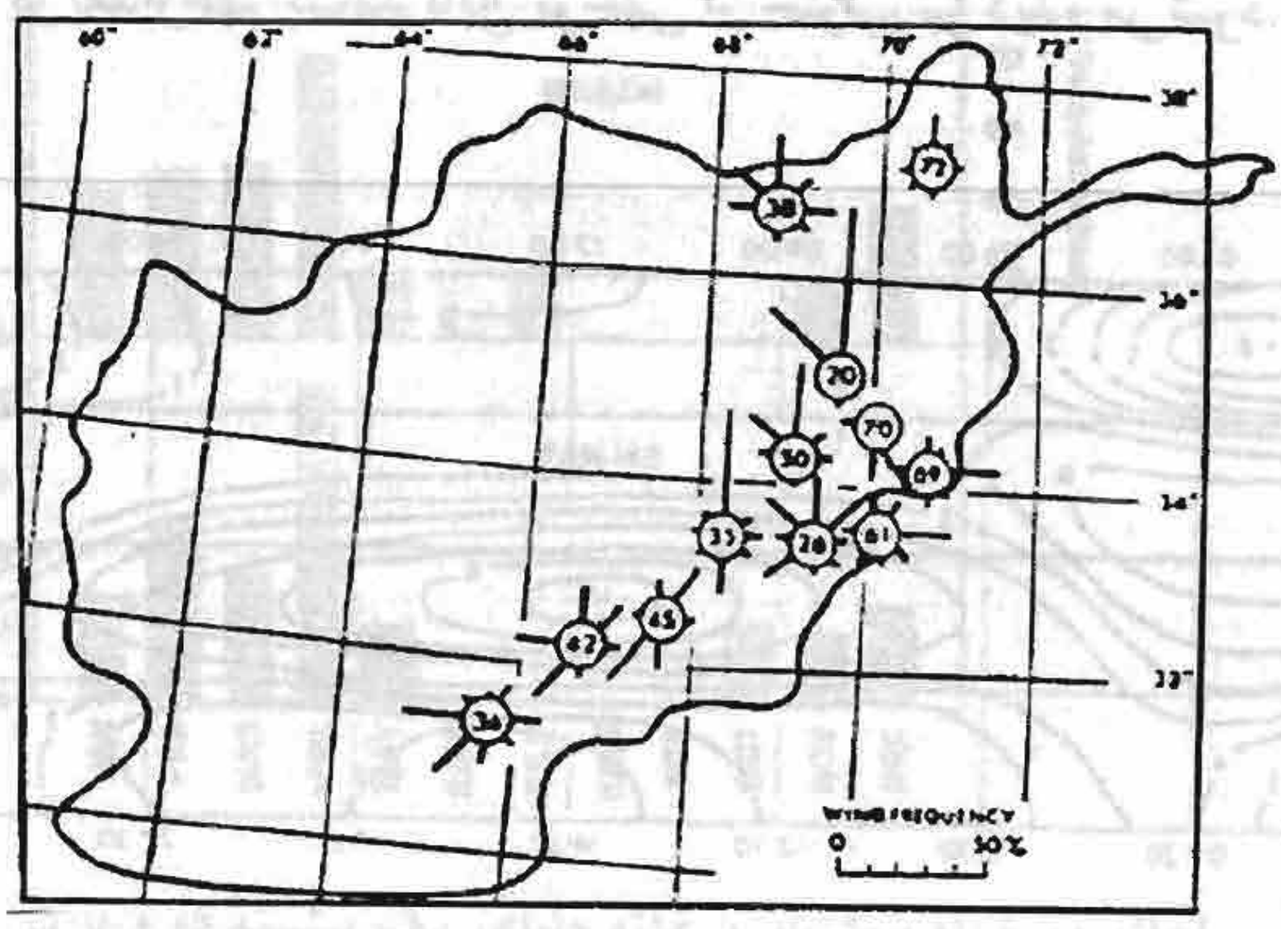
شکل ۲ میانگین پراکنش فشار روی افغانستان و نواحی مجاور در ماه ژوییه
موقعیت متوسط ITF (ITC) در بین دو کمفشار L1 تقسیم شده است.



شکل ۳ ـ الف تپه‌های ماسه‌ای در دسو، که در ۱۵۰ کیلومتری جنوب غرب بست در بیابان قرار گرفته است. جهت‌گیری تپه‌ها مشخص کنندهٔ جهت باد غالب می‌باشد.

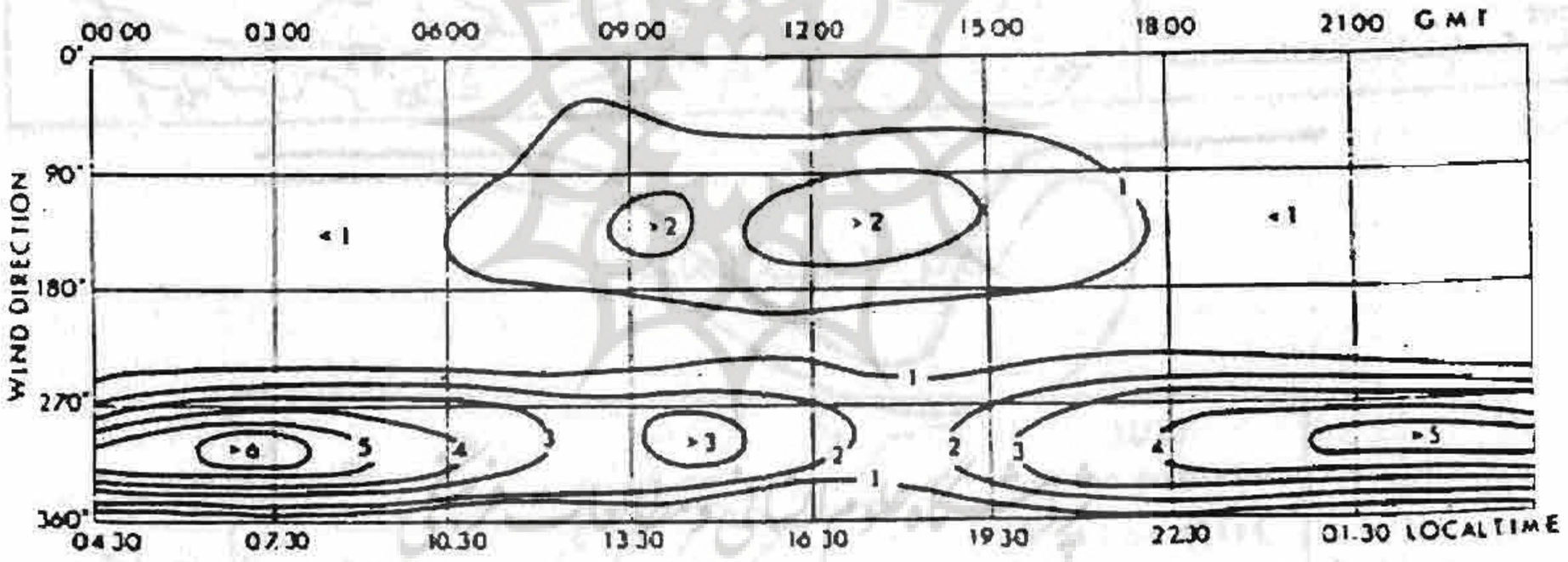


شکل ۳ ـ ب شکل‌گیری تپه‌های ماسه‌ای به سبب جریان پیچکی دامنهٔ بادپناه

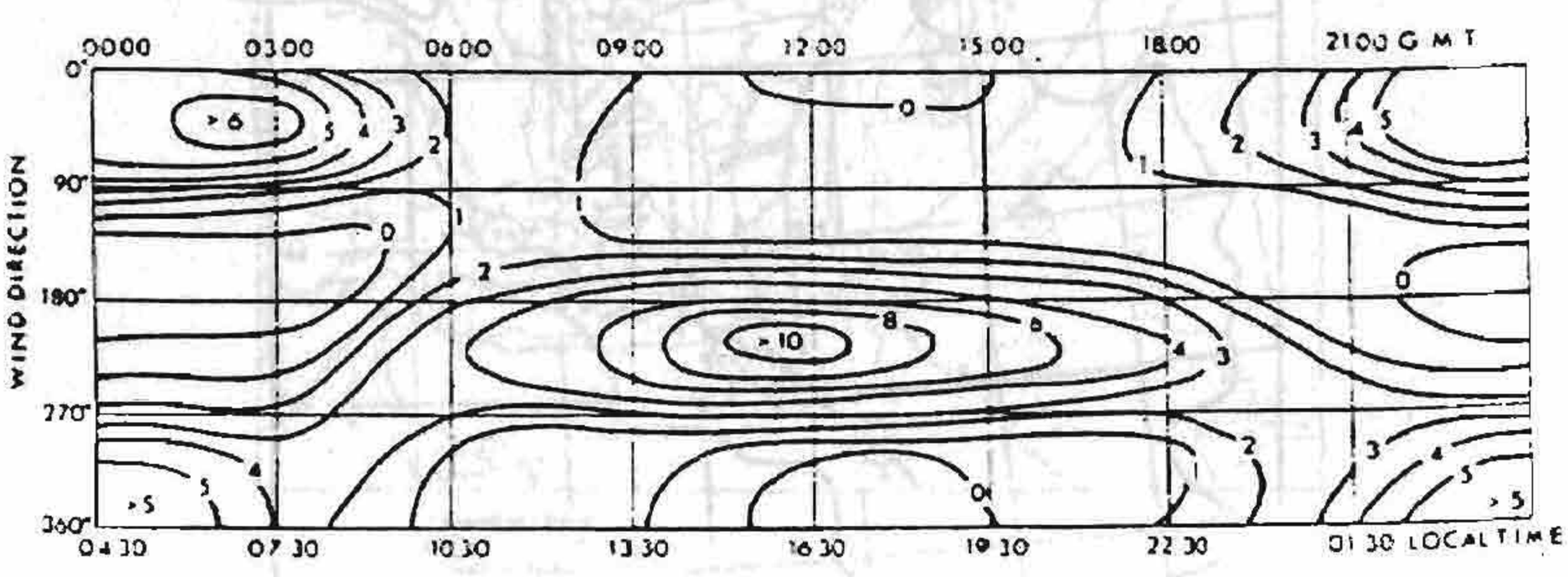


شکل ۴ گلبادهای ماه ژوئیه برای تعدادی از ایستگاه‌های افغانستان.
ارقام داخل دوایر نشان دهندهٔ درصد اوقات هوای آرام می‌باشد.

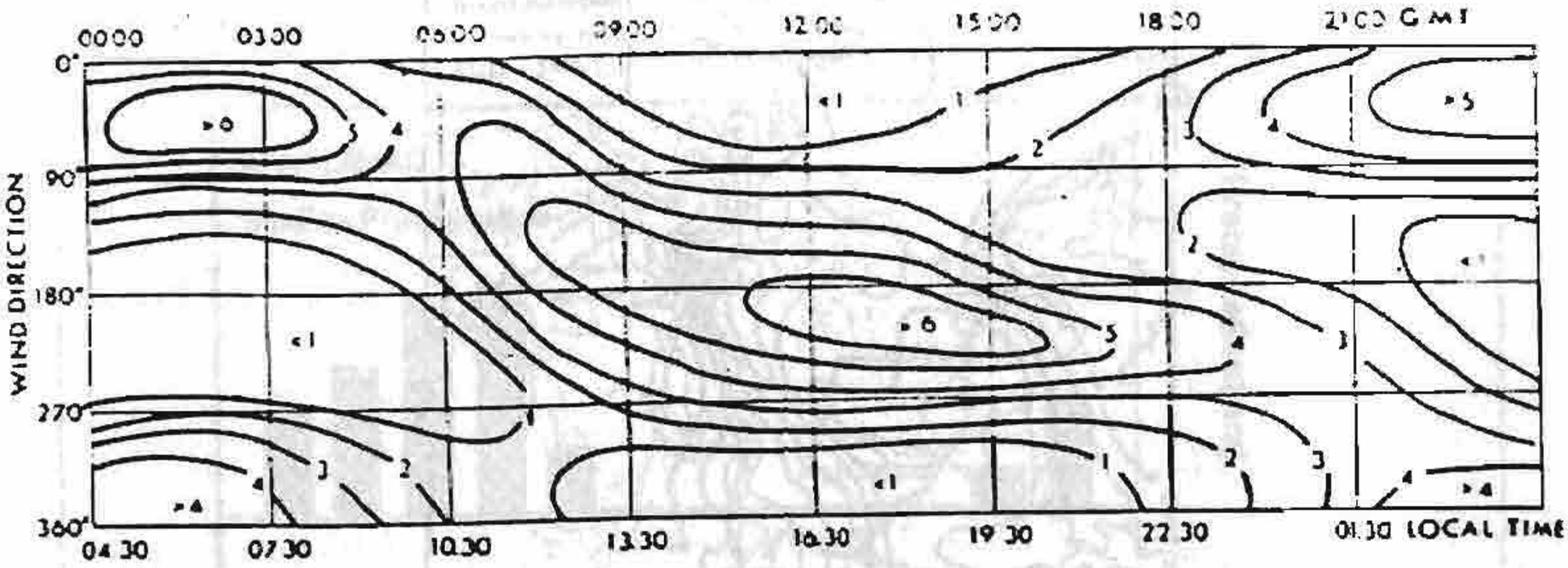
شکل ۵ میانگین فشار سطح دریا در ژوییه برای تعدادی از ایستگاه‌های منتخب در افغانستان، پاکستان و شوری سابق. پیکان‌ها نشانگر باد غالب در طول ماه هستند.
برخی ایستگاه‌ها دو پیکان دارند که نشانگر باد غالب در دو جهت می‌باشد.



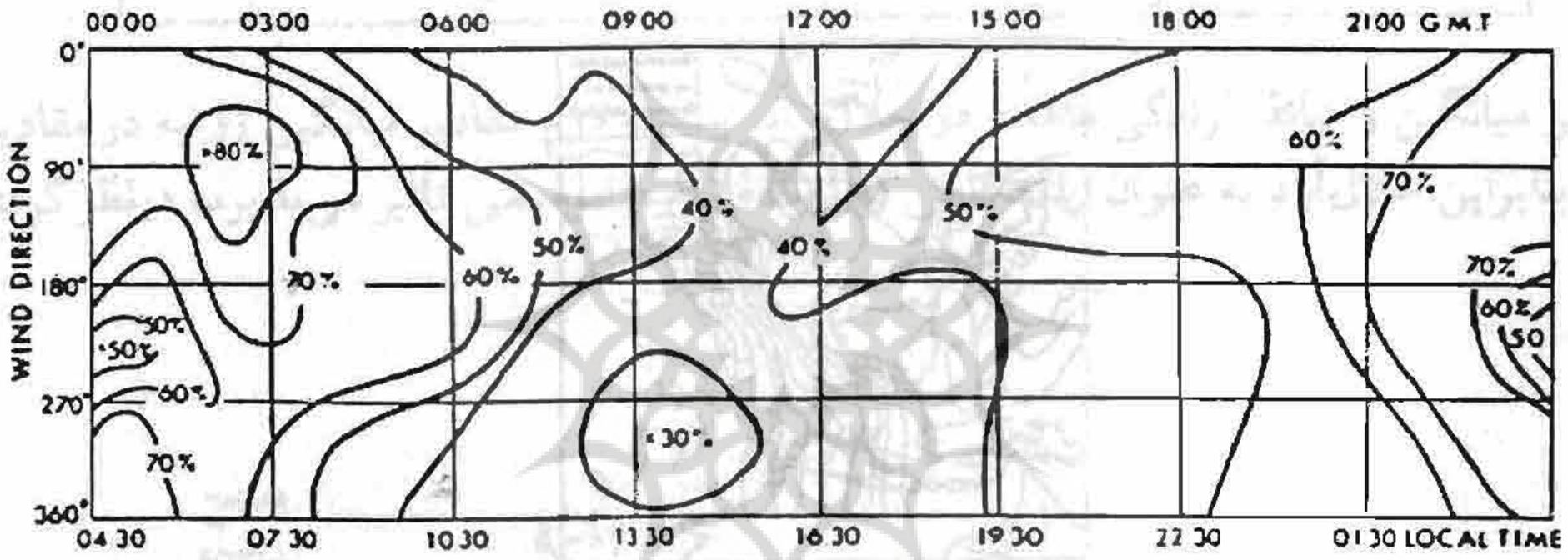
شکل ۶ وردش روزانهٔ جهت باد در غزنه در ماه ژوییه. باد غالب از شمال غرب است، ولی در بعدازظهر بسامد قابل توجّهی از جنوب نیز دیده می‌شود.



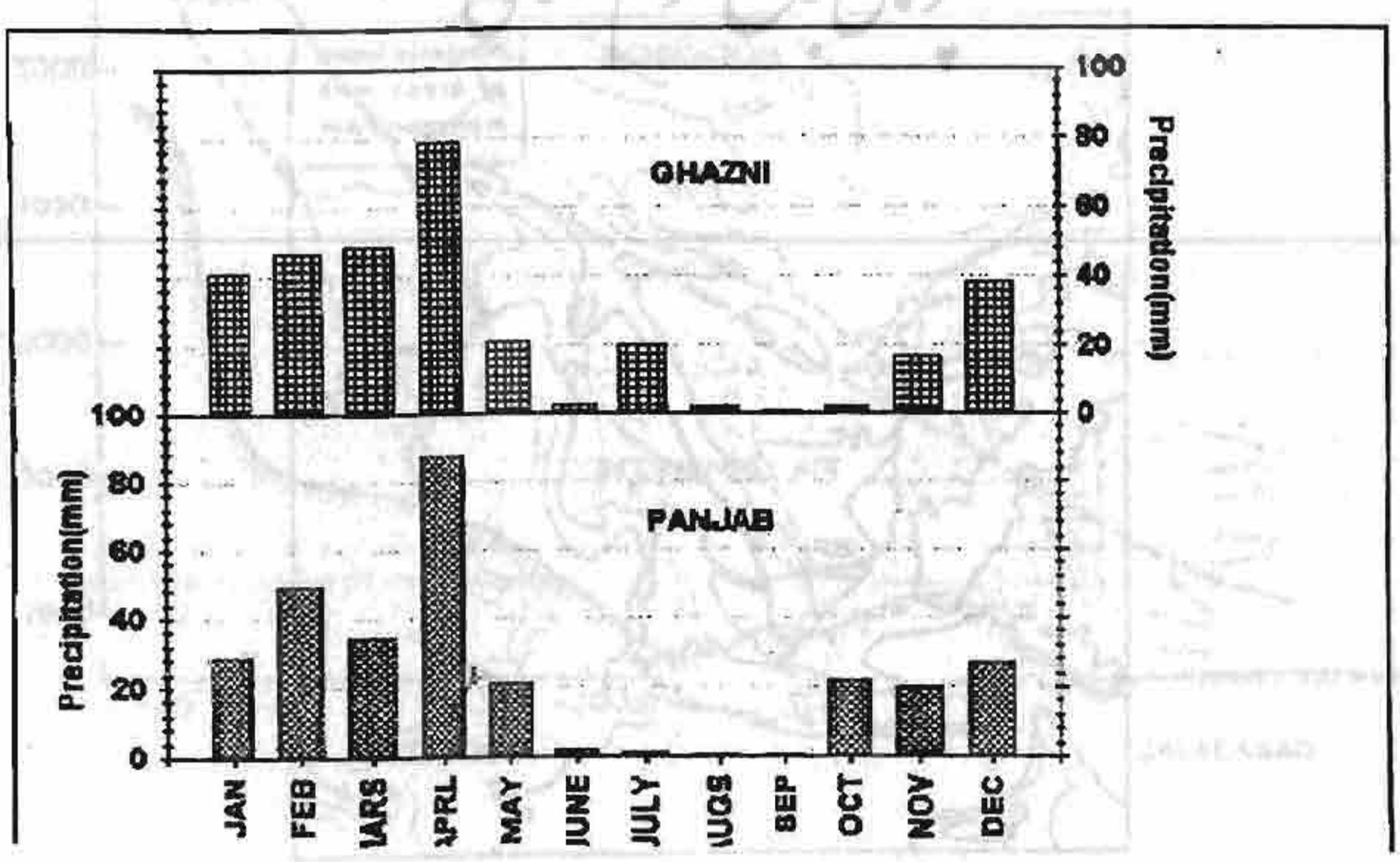
شکل ۷ وردش روزانهٔ جهت باد در ماکور در ماه ژوییه. باد شمالی در شب حاکم است و در طول روز جهت باد عمدتاً بین جنوب شرقی و جنوب غربی قرار می‌گیرد.



شکل ۸ وردش روزانهٔ جهت باد در کلات در ماه ژوییه. باد شمالی در شب غلبه دارد. در اوقات روز باد عموماً جنوب غربی است.



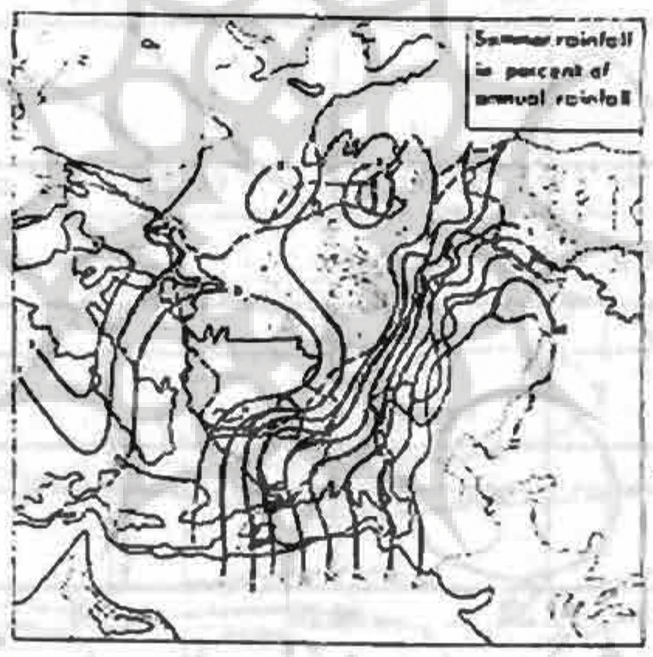
شکل ۹ وردش روزانهٔ رطوبت نسبی به لحاظ جهت باد در غزنه در طول ماه ژوییه. رطوبت نسبی عموماً در بین جهات باد جنوب‌شرق و شمال‌شرق نسبت به دیگر جهات بیشتر است.



شکل ۱۰ میانگین بارش ماهانه در غزنه و پنجاب. غزنه دارای یک بیشینهٔ دوم بارش در ژوییه است و بنابراین به عنوان ایستگاه تحت تأثیر موسمی در نظر گرفته می‌شود. پنجاب دارای بیشینهٔ دوم بارش در تابستان نیست و بنابراین به عنوان ایستگاه فاقد اثرات موسمی شناخته می‌شود.

created with nitroPDF professional

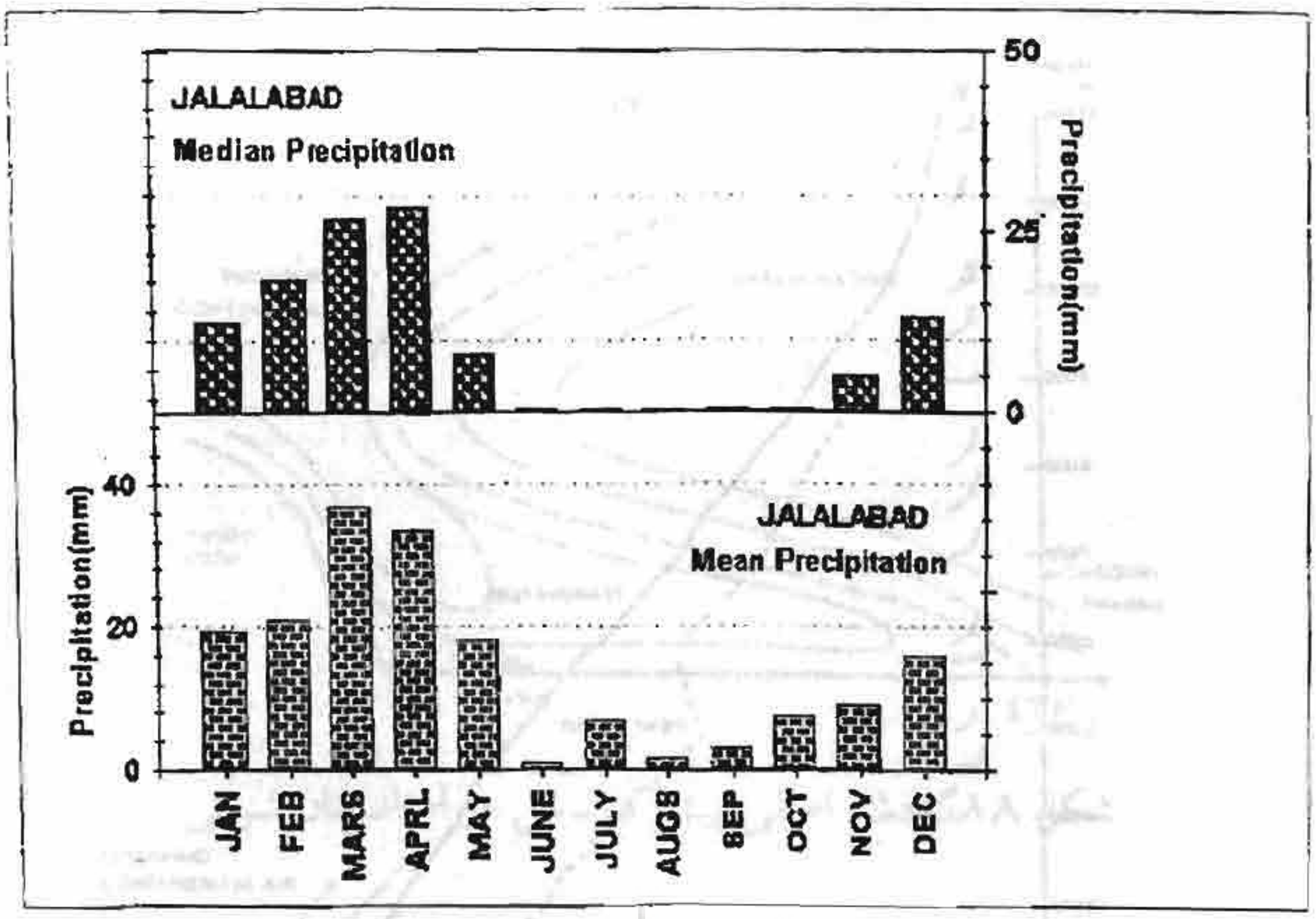
شکل ۱۱ میانگین مجموع بارش ماههای ژوئن، ژوییه و اوت در افغانستان و نواحی مجاور آن. فقط در شرق افغانستان و پاکستان بارندگی به واسطهٔ اثرات موسمی می‌باشد. به شکل همباران ۱۰ میلی‌متر در طول رودخانهٔ کابل بین کابل و جلال‌آباد توجّه شود.



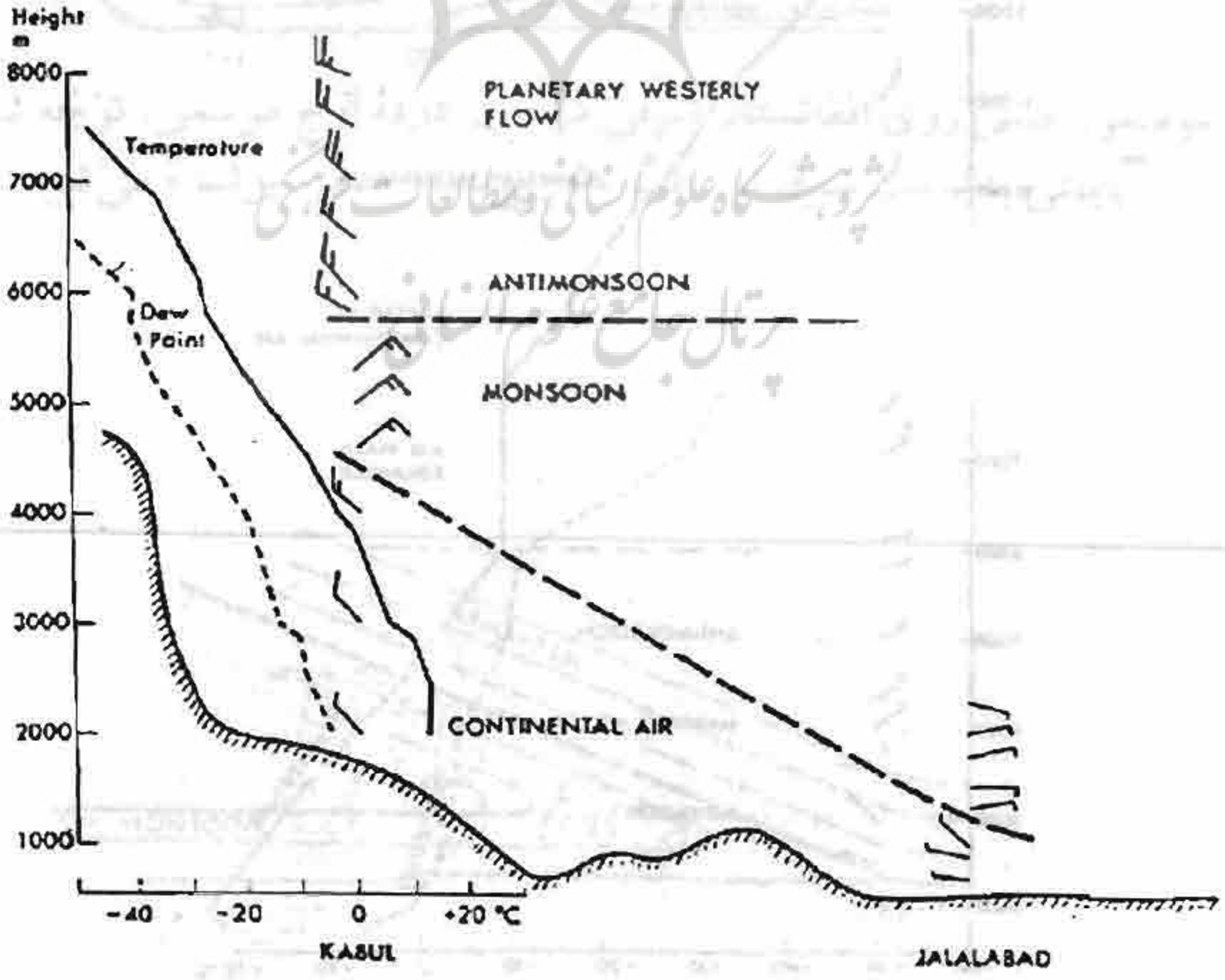
شکل ۱۲ بارندگی موسمی در افغانستان و نواحی مجاور به صورت درصدی از بارش سالانه. هم مقدار ۱۰ درصدی به صورت تجربی در طول ITF و مرز افغانستان ـ پاکستان کشیده شده است.

شکل ۱۳ مرزهای بین نواحی که به طور منظم و نواحی که گهگاه زیر تأثیر بارندگی موسمی قرار دارند. توجّه شود نواحی زیر تأثیر گهگاهی موسمی در اطراف جلال‌آباد و در کوهستان‌های شمال و غرب کابل قرار دارند.

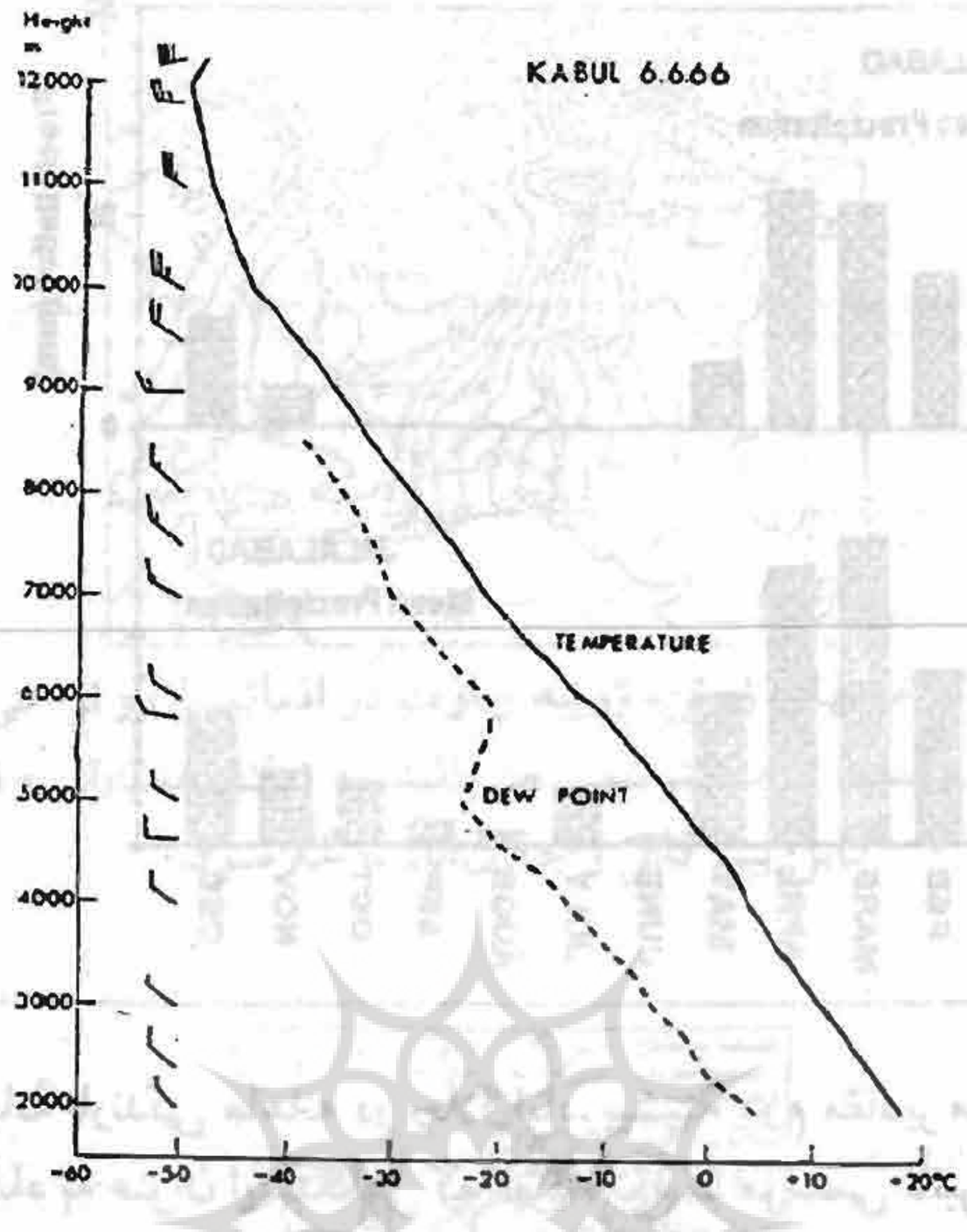
created with nitroPDF professional



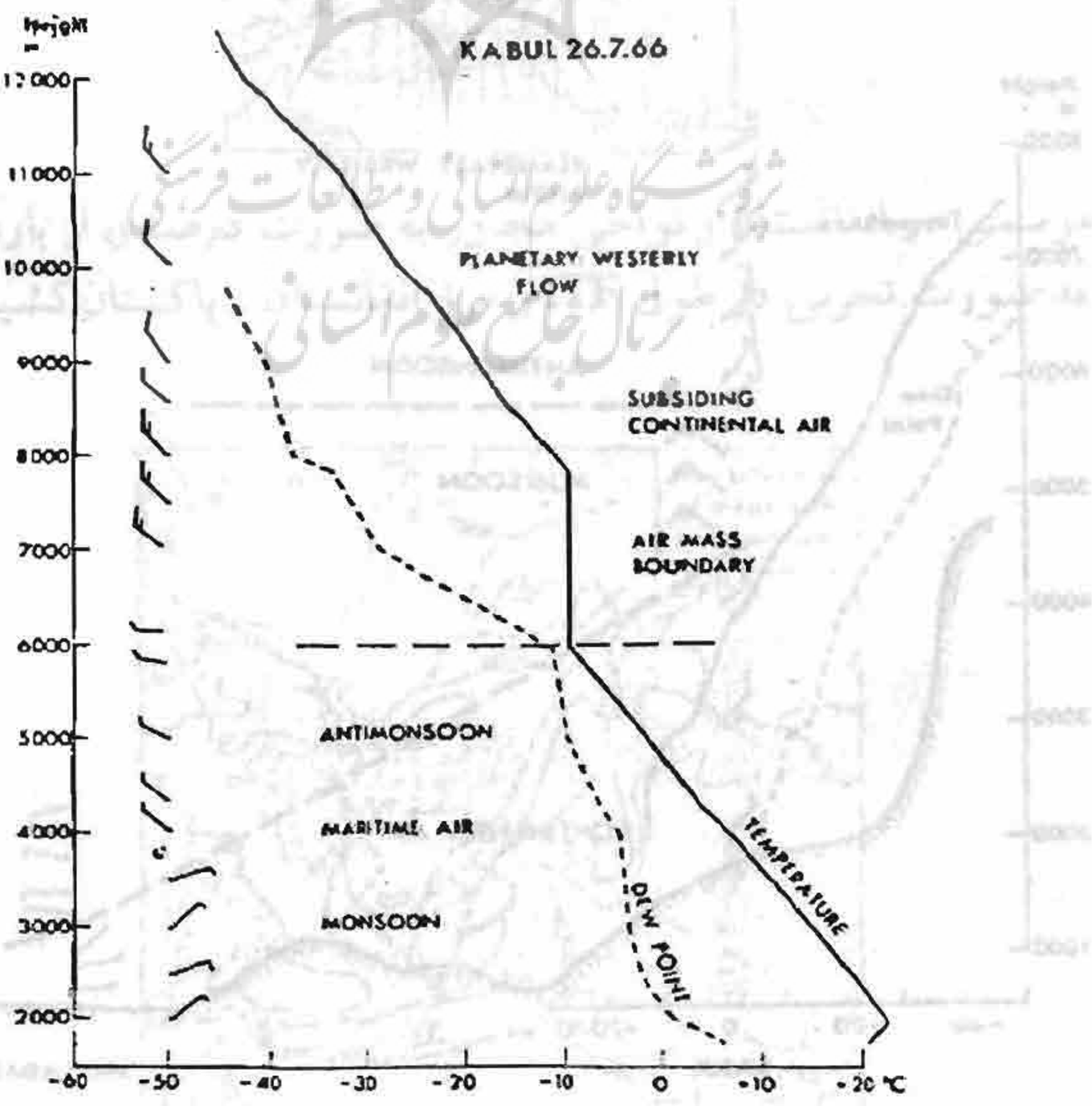
شکل ۱۴ مقادیر میانگین و میانهٔ بارندگی ماهانه در جلال‌آباد. پیشینهٔ دوم مقادیر میانگین ژوئیه در مقادیر میانهٔ این ماه پیدا نیست. بنابراین جلال‌آباد به عنوان ایستگاهی که گهگاه توسط موسمی تأثیر می‌پذیرد، درنظر گرفته می‌شود.



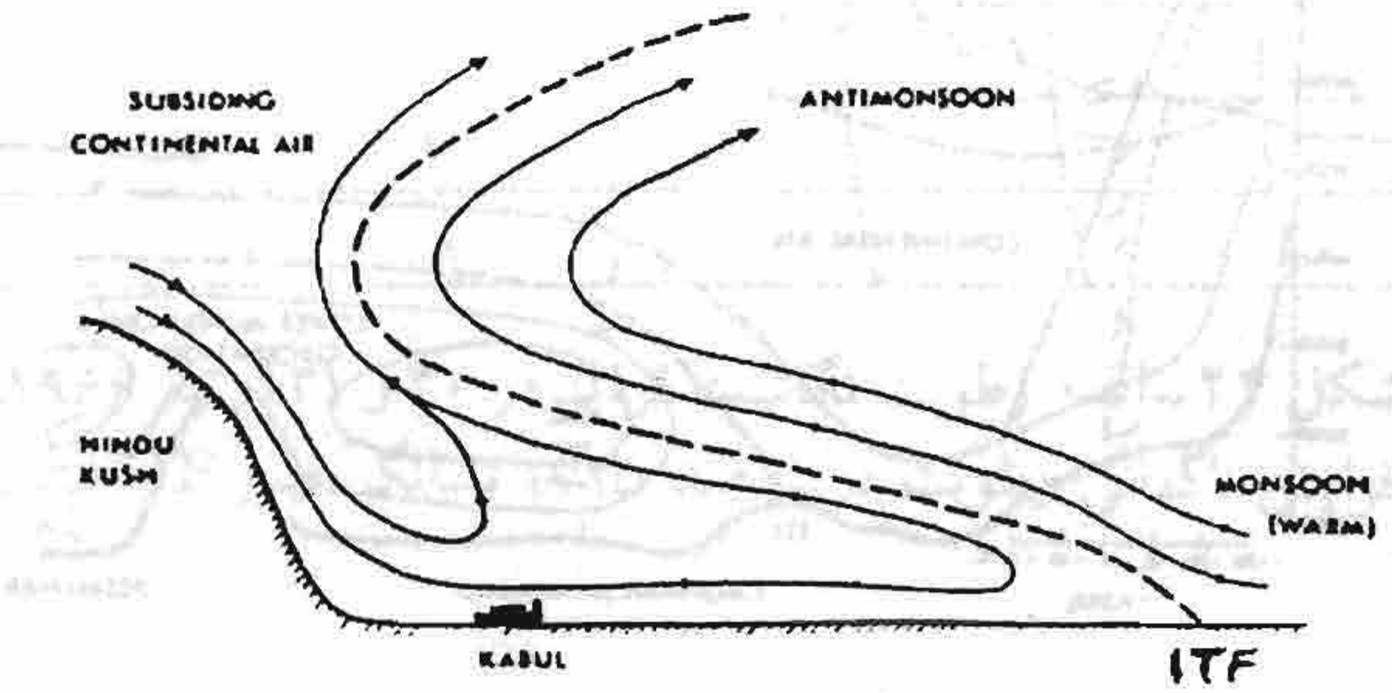
شکل ۱۵ گردش پیش موسمی بین کابل و جلال‌آباد در ۶ ژوئن ۱۹۶۵. هوای موسمی نسبت به هوای قاره‌ای گرم‌تر است و بنابراین نفوذ غرب سوی آن در بالای هوای قاره‌ای رخ می‌دهد.



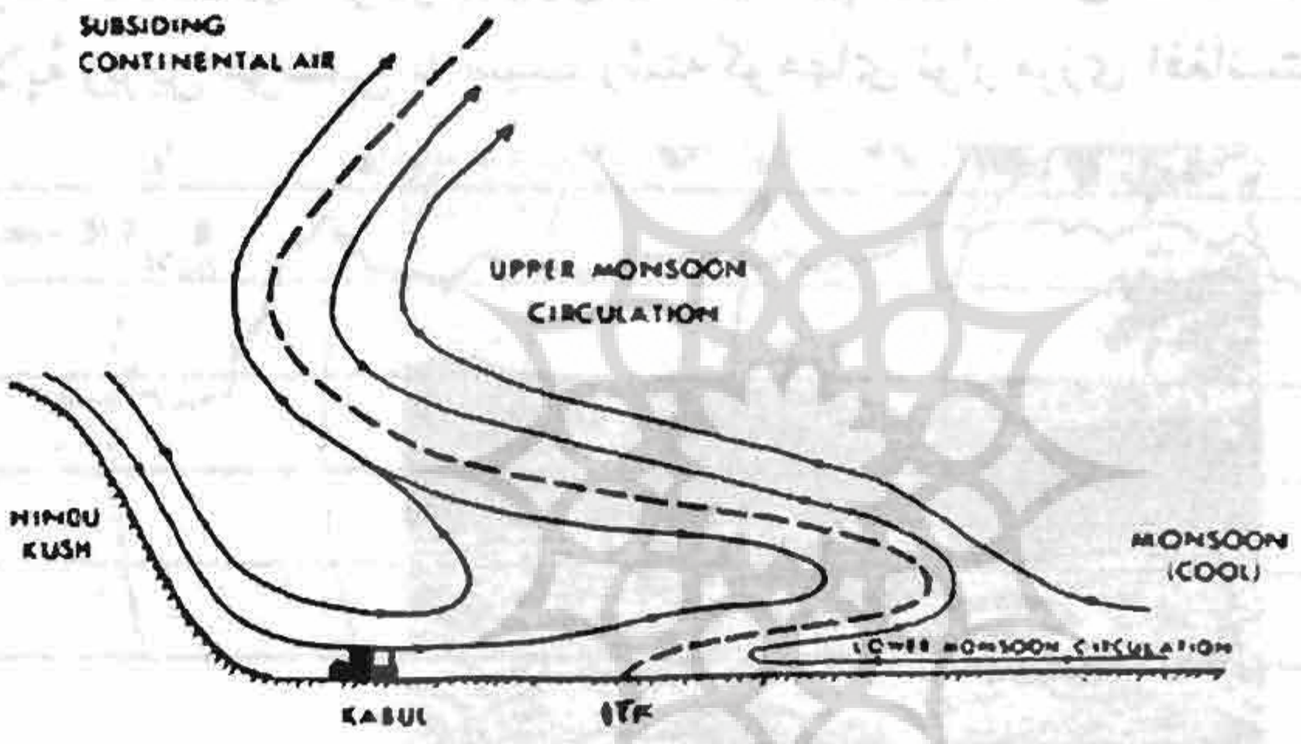
شکل ۱۶ شرایط جوّی روی کابل در ۶ ژوئن ۱۹۶۶. گردش بالایی موسمی به کابل نمی‌رسد.



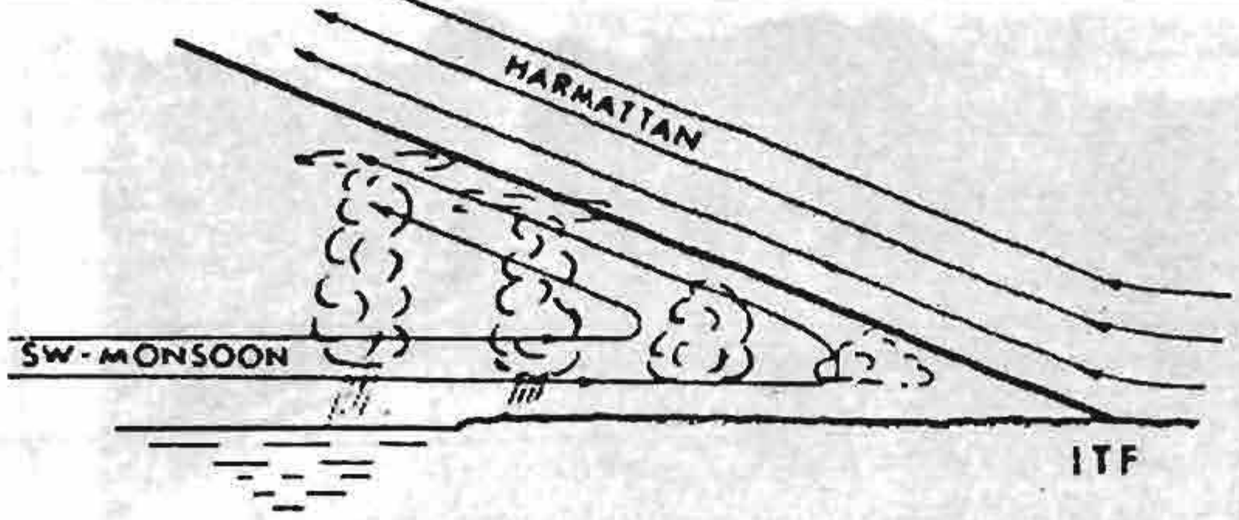
شکل ۱۷ شرایط جوّی روی کابل در ۲۶ ژوییهٔ ۱۹۶۵ که همراه گردش کاملاً گسترش یافتهٔ هوای موسمی است. لایهٔ همگرما بالای ۶ هزار متری مرز توده هوا است که هوای مرطوب و نسبتاً خنک موسمی را از هوای خشک و انباشتی گرم‌تر، قاره‌ای جدا می‌کند.



شکل ۱۸ گردش اصلی پیش موسمی در افغانستان شرقی

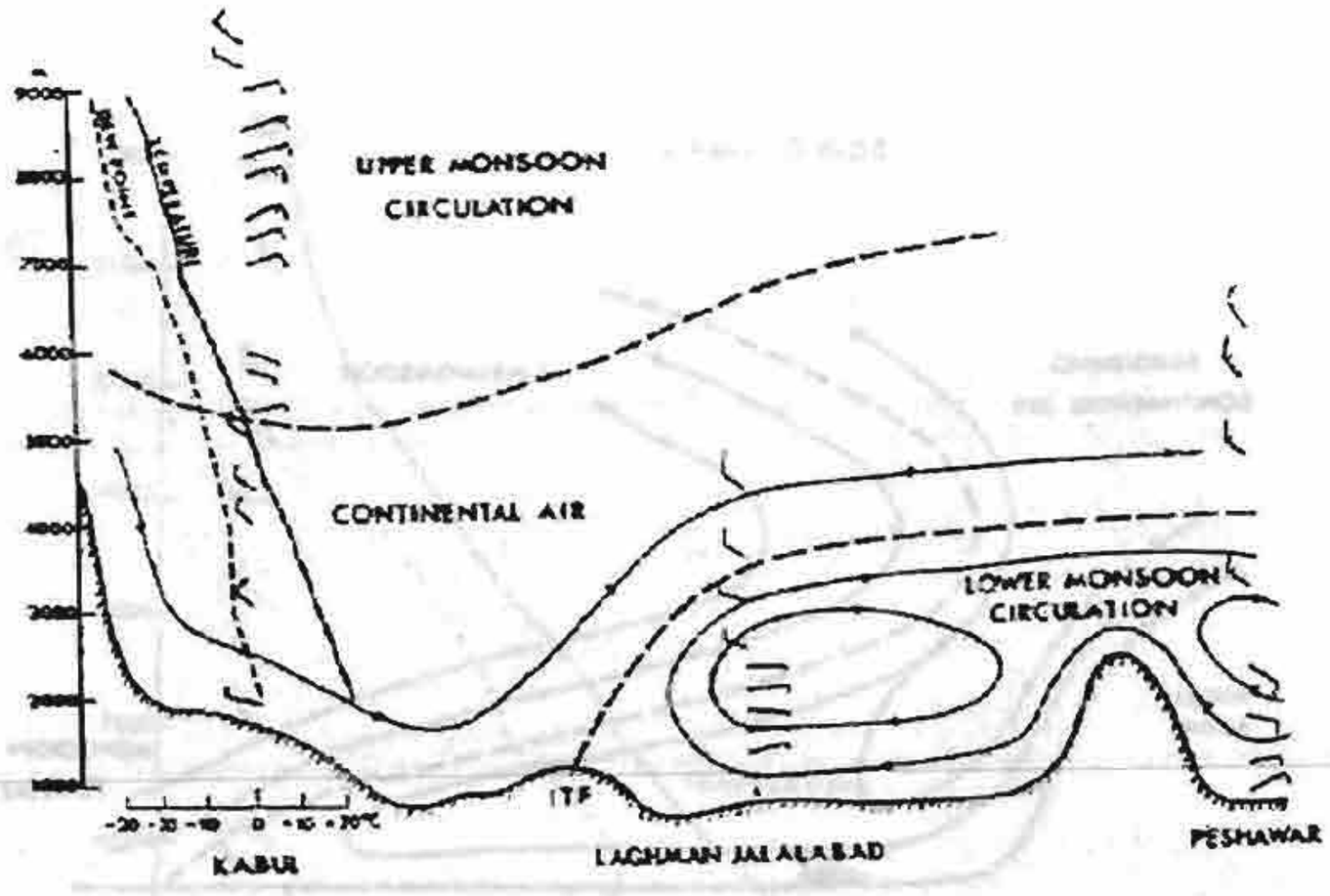


شکل ۱۹ گردش موسمی اصلی روی افغانستان شرقی در طول دورهٔ اوج موسمی. توجّه شود که گردش موسمی پایینی به سمت شرق توسط گردش موسمی اصلی پوشیده می‌شود.



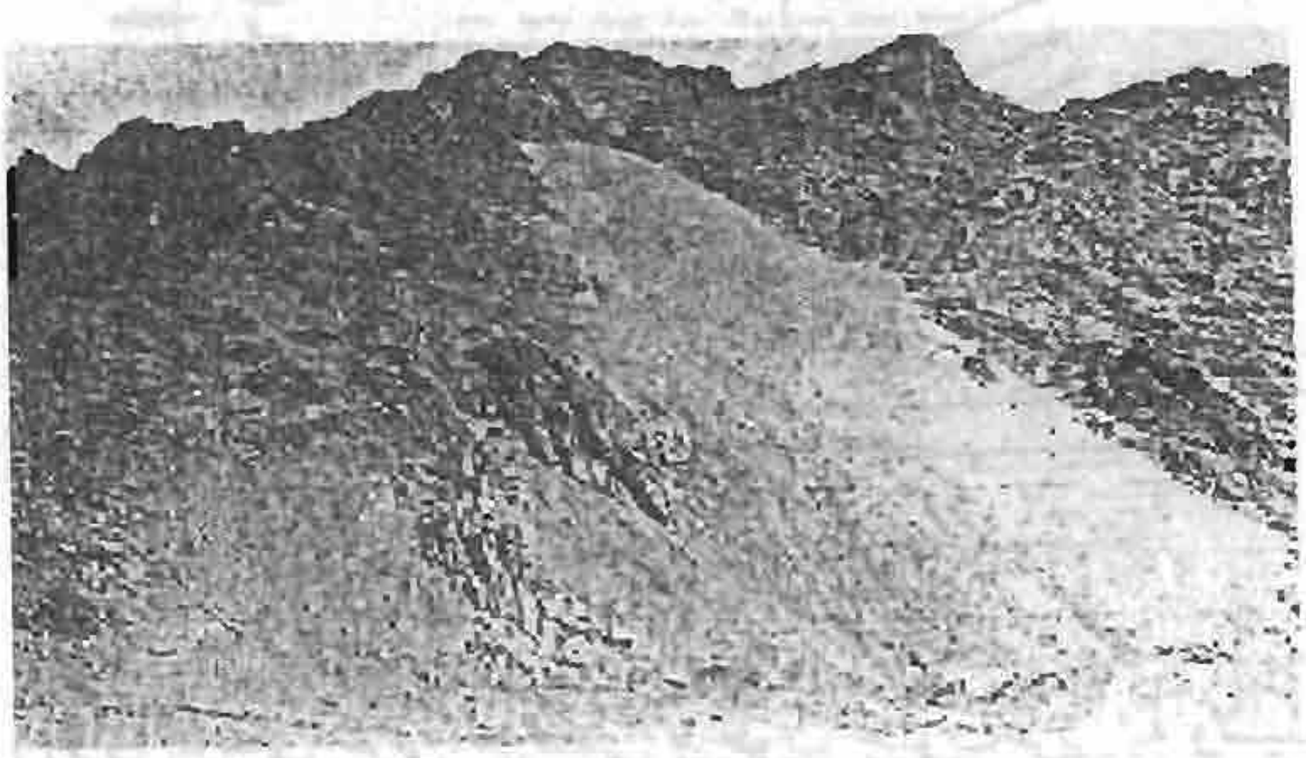
شکل ۲۰ گردش موسمی روی افریقای غربی. موسمی مرطوب جنوب‌غربی به وسیلهٔ باد خشک هارماتان پوشیده می‌شود (با گردش موسمی پایینی شکل ۱۹ مقایسه شود).

۱۱۱۲۲

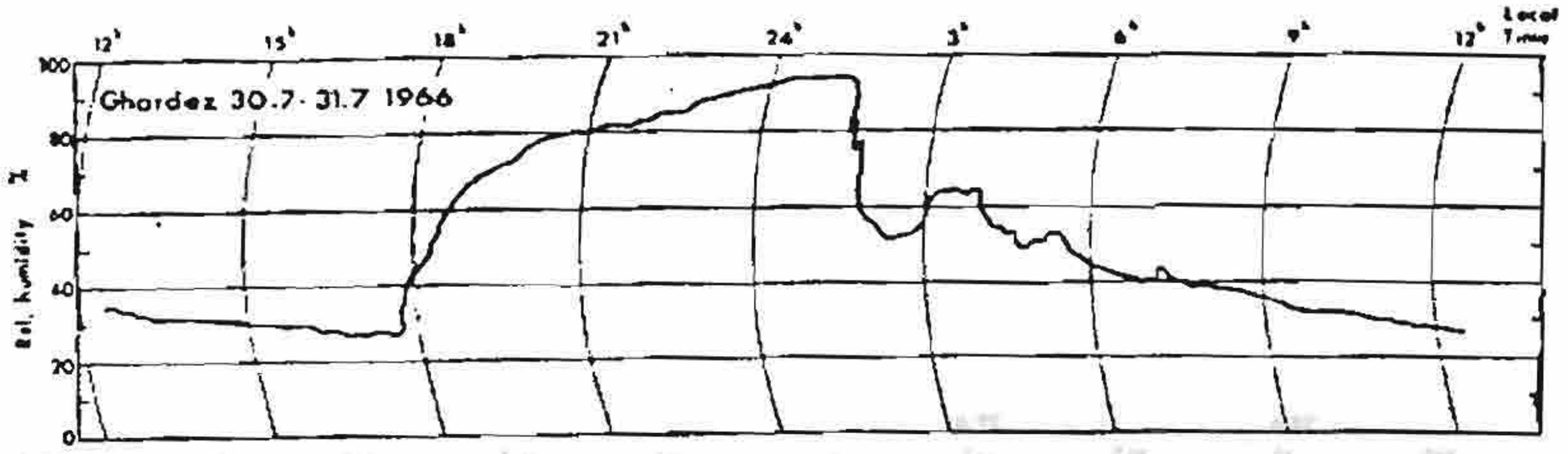


شکل ۲۱ گردش واقعی موسمی بین کابل و پیشاور در طول دورهٔ اوج موسمی (۸ اوت ۱۹۶۵). منطقهٔ ITF در مجاورت لغمان قرار گرفته است. لایهٔ مرطوب روی جلال‌آباد چنان کم‌عمق است که اجازهٔ شکل‌گیری ابرهای همرفتی را نمی‌دهد. گردش لایهٔ زیرین موسمی به سبب رشته کوههای نوار مرزی افغانستان ـ پاکستان درشاخه می‌شود.

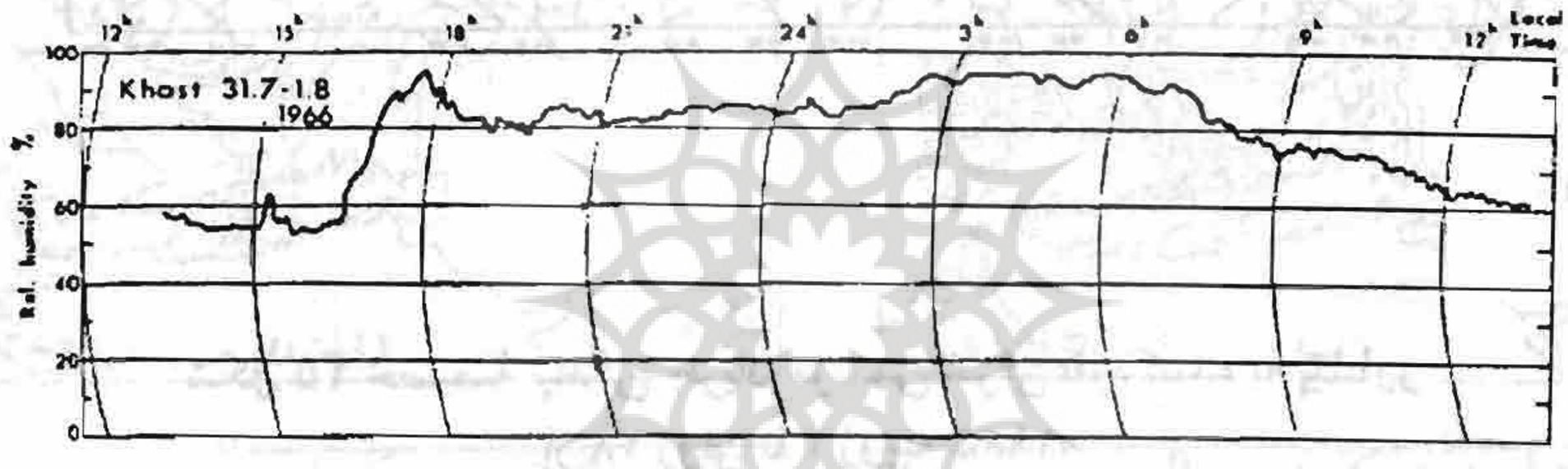
شکل ۲۲ بقایای باغ‌های خارج از روستای نجراب (Nejrab) که توسط سیلاب‌های ۱۵ ژوییه ۱۹۷۰ ویران شده است. روستای مذکور بین جبل سراج و جلال‌آباد (تقریباً ۵۰ کیلومتری شمال‌غربی جلال‌آباد) قرار گرفته است.



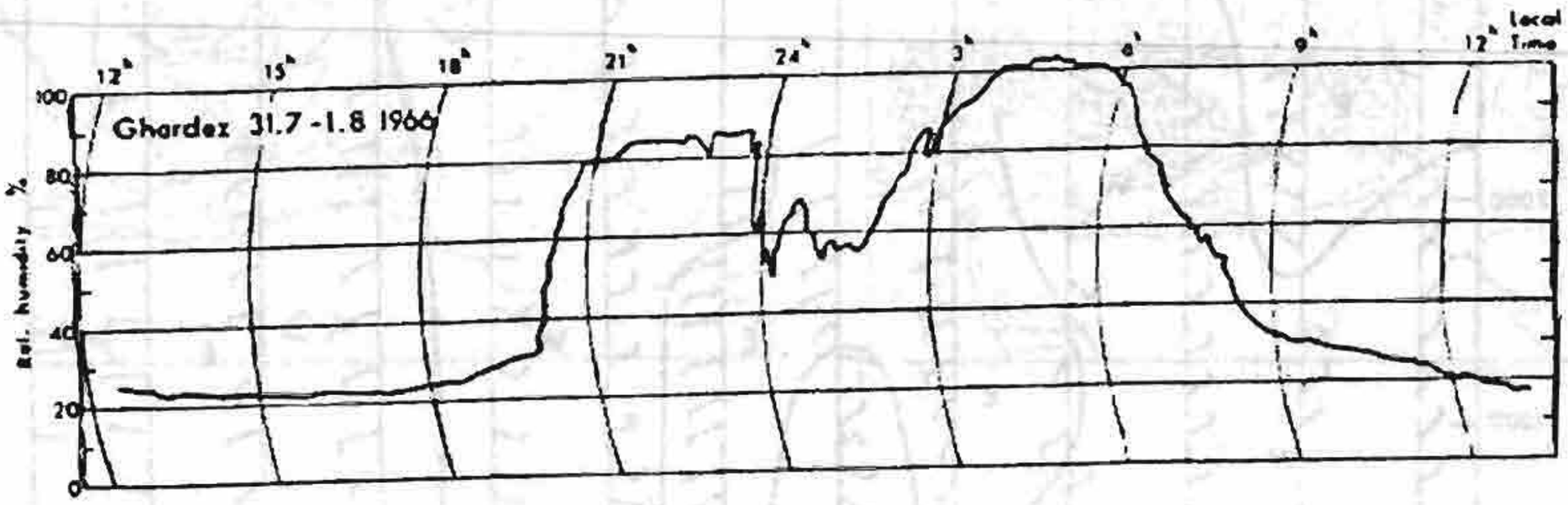
شکل ۲۳ نهشت ماسه‌ای ریگ ـ روان از منظر جنوبی در فاصلهٔ حدود ۲ کیلومتری



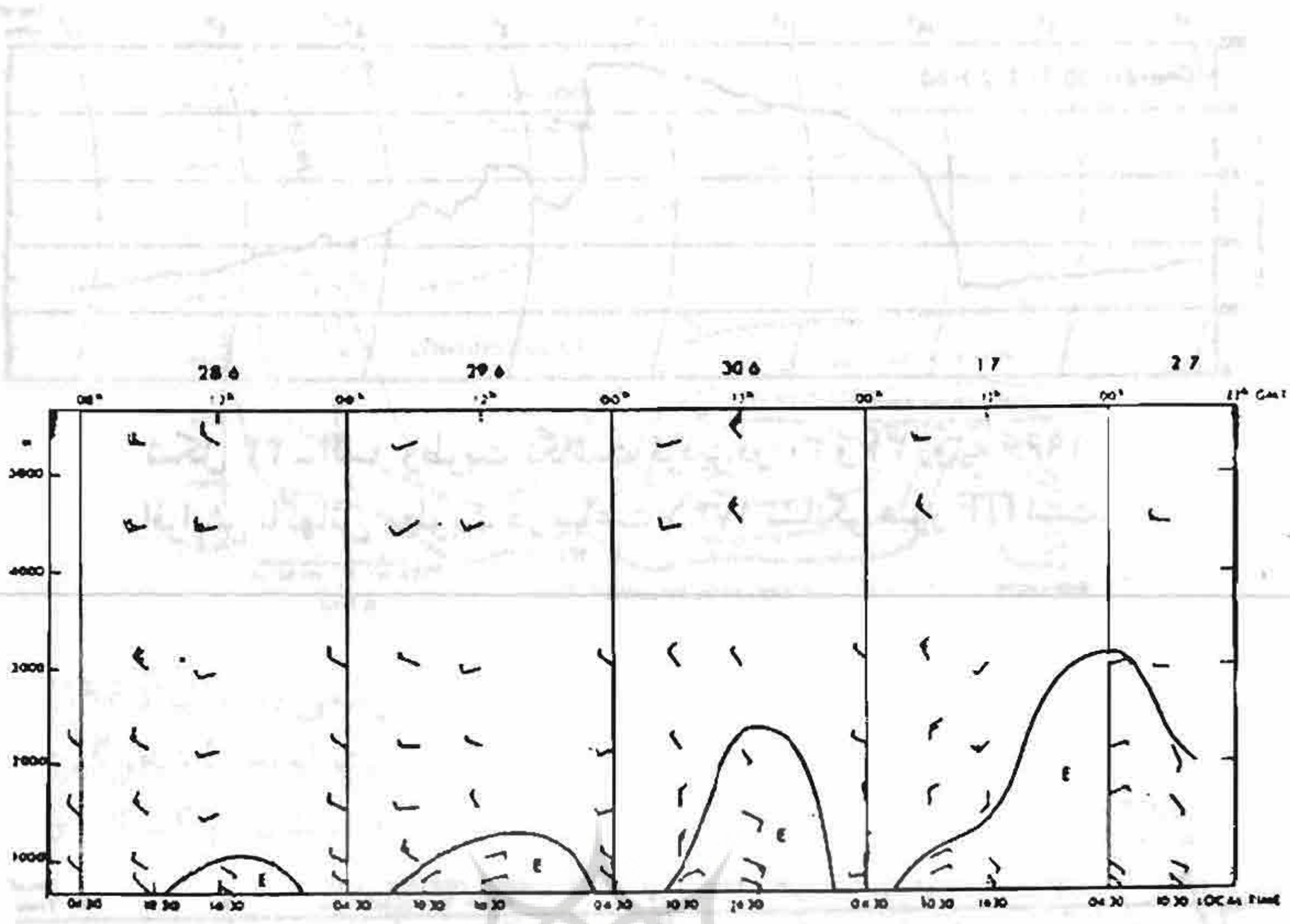
شکل ۲۴ ـ الف رطوبت نگاشت قردیز در ۳۰ و ۳۱ ژوئیه ۱۹۶۶.
افزایش ناگهانی رطوبت در ساعت ۱۷۴۵ نشانگر عبور ITF است.



شکل ۲۴ ـ ب رطوبت‌نگاشت خوست در ۳۱ ژوئیه و ۱ اوت ۱۹۶۶.
به نظر می‌رسد که ITF در ساعت ۱۶۴۰ از محل عبور کرده است (با شکل قبلی مقایسه شود).

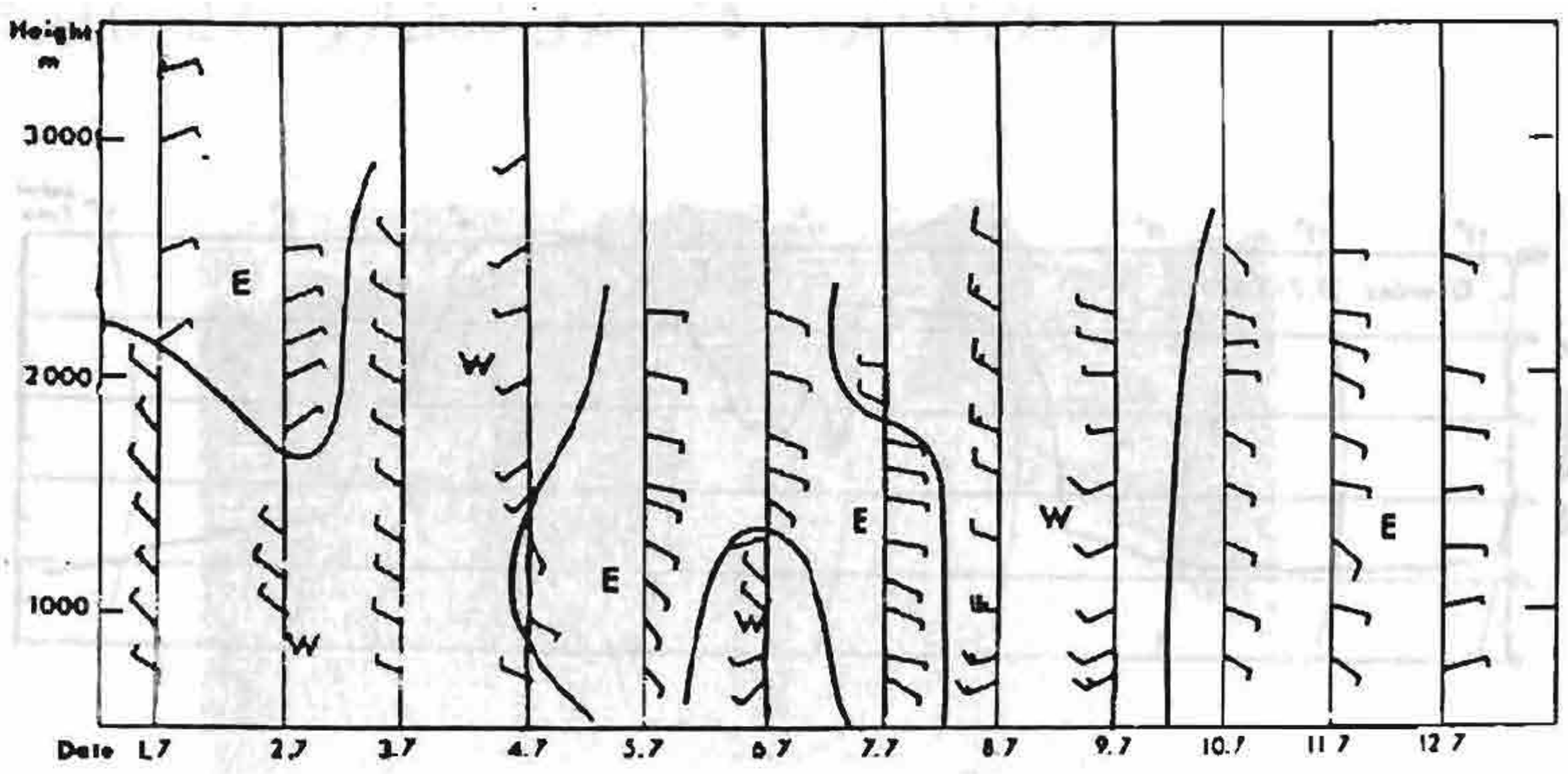


شکل ۲۴ ـ ج رطوبت‌نگاشت قردیز برای ۳۱ ژوئیه و ۱ اوت ۱۹۶۶، که بیان‌گر نوسان ITF در هنگام عبور از آن ایستگاه می‌باشد. به نظر می‌رسد ITF از ایستگاه در ساعت ۲۰۰۰ و ۲۳۴۵ روز ۳۱ ژوییه و ساعت ۰۱۴۵ روز ۱ اوت عبور کرده است (با دو شکل اخیر مقایسه شود).

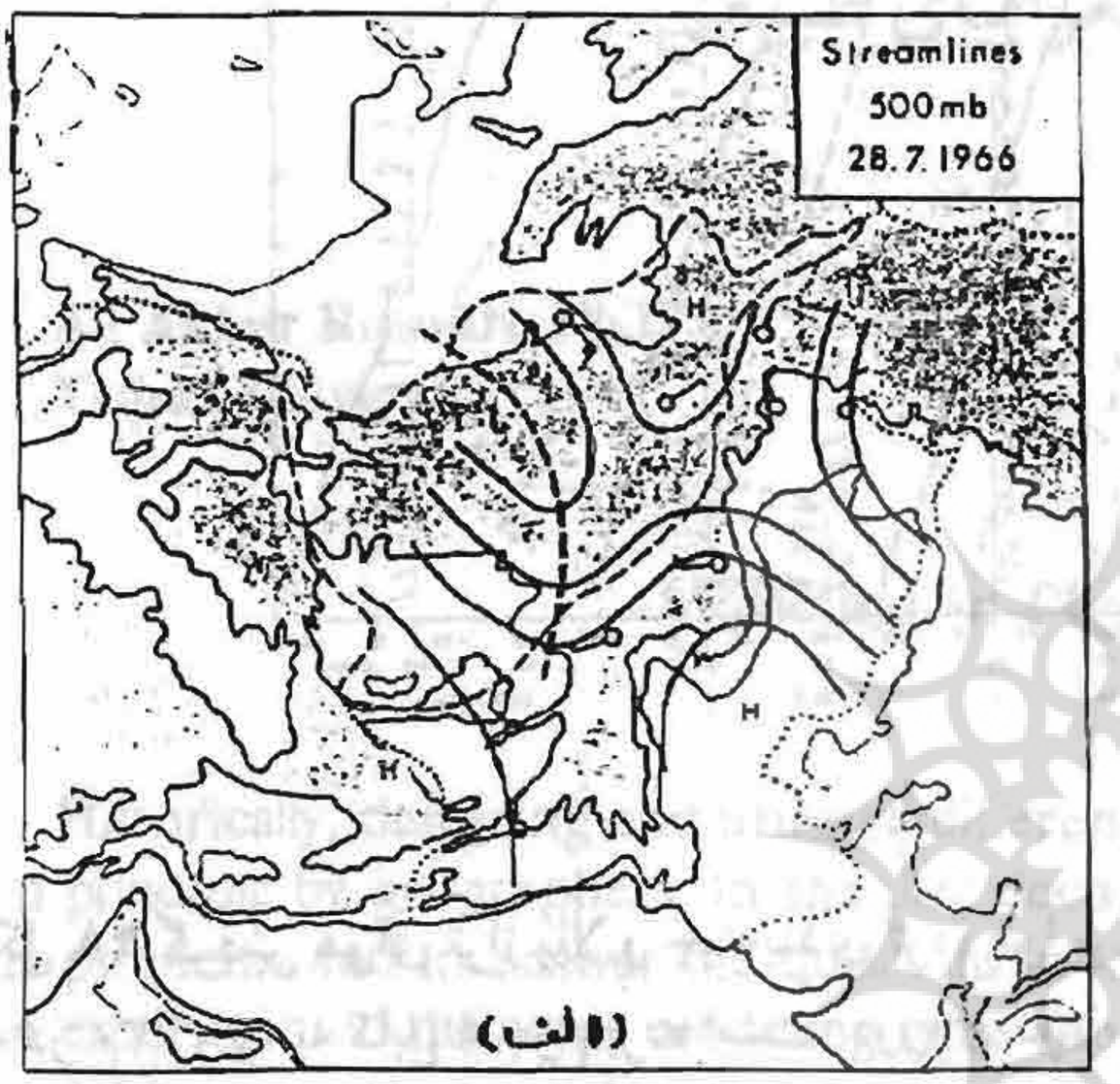


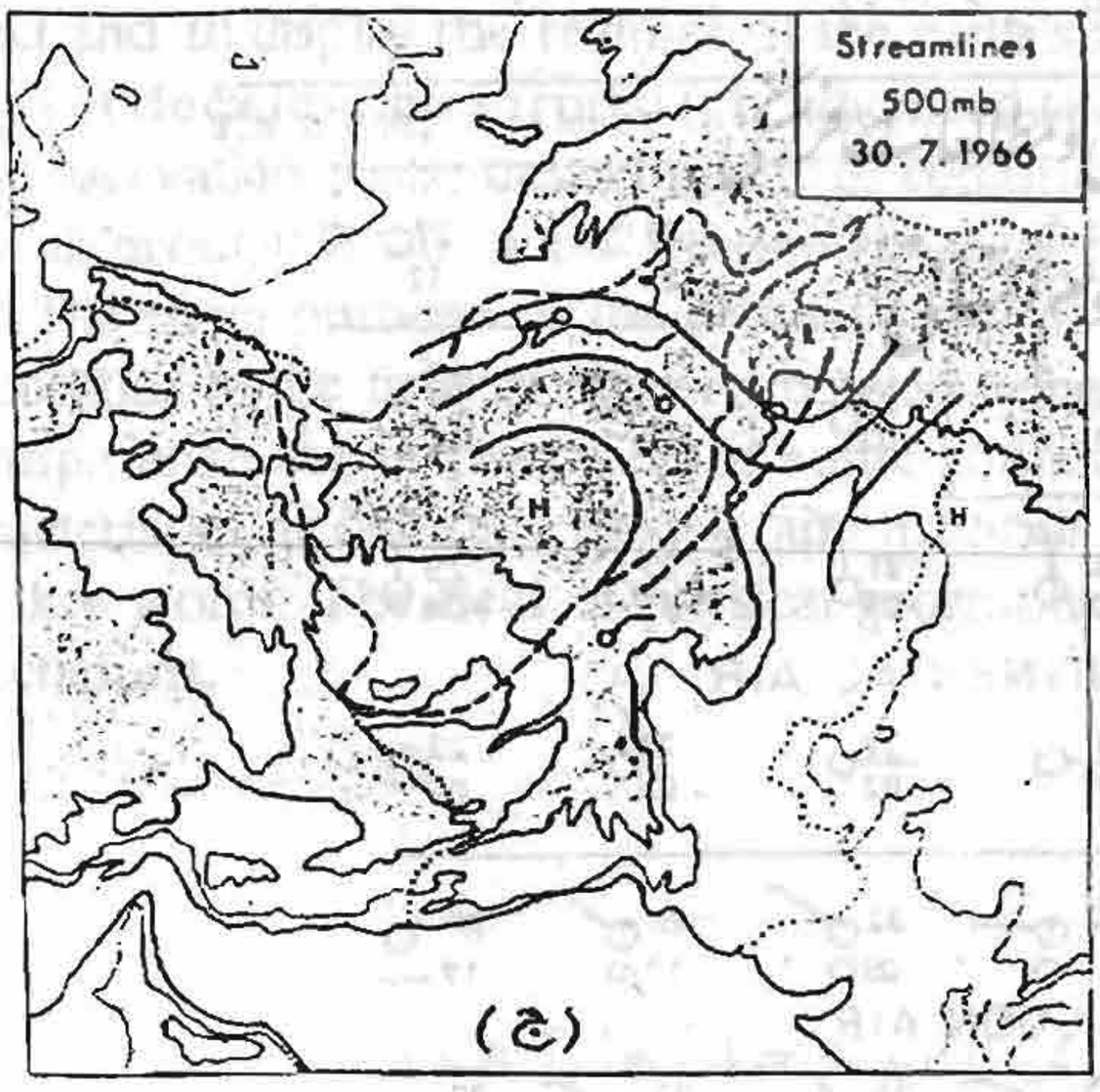
شکل ۲۵ خصیصهٔ تپندگی جریان موسمی شرقی نفوذکننده به پیشاور
از ۲۸ ژوئن تا ۲ ژوییه ۱۹۶۵.

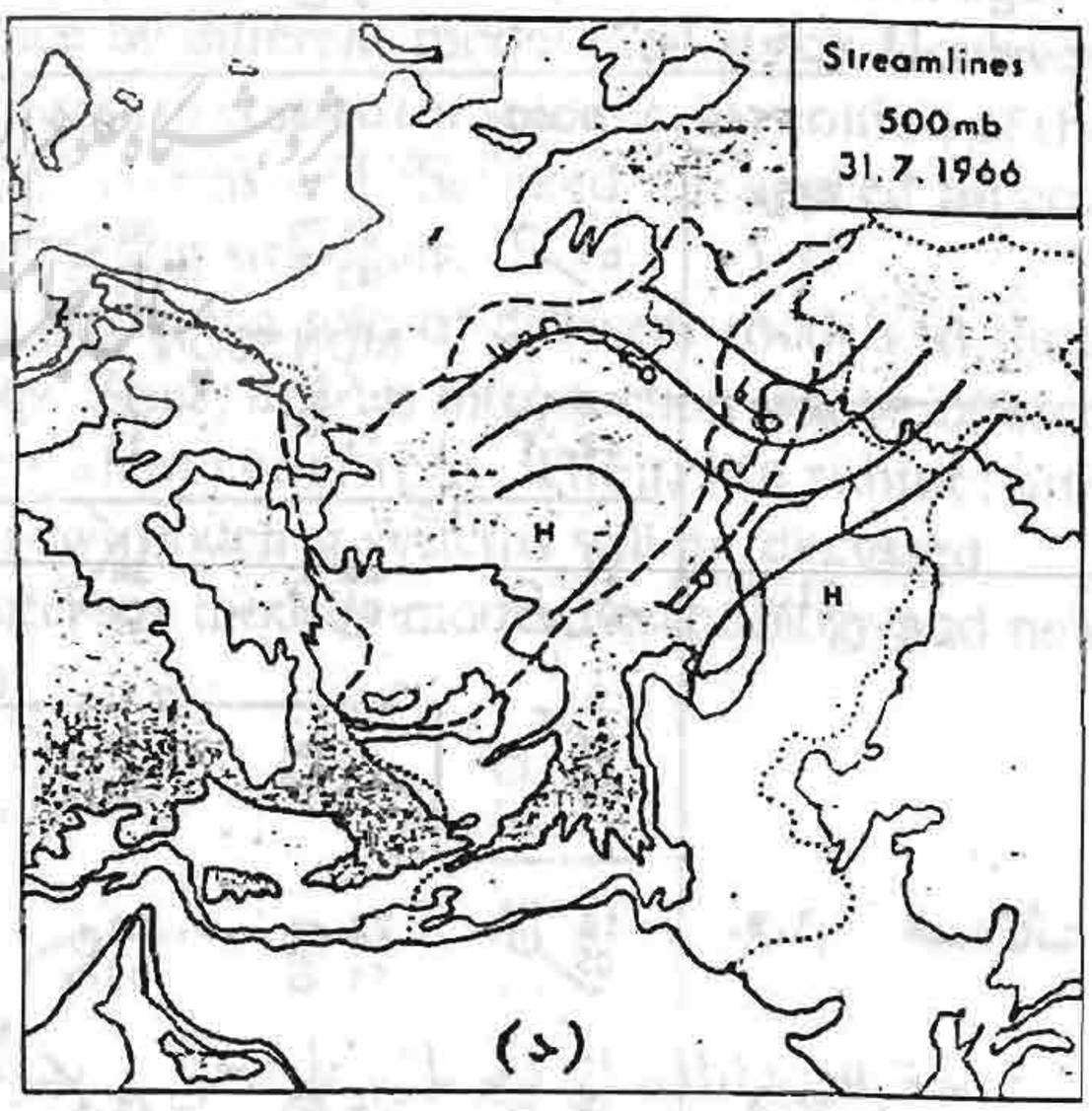
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



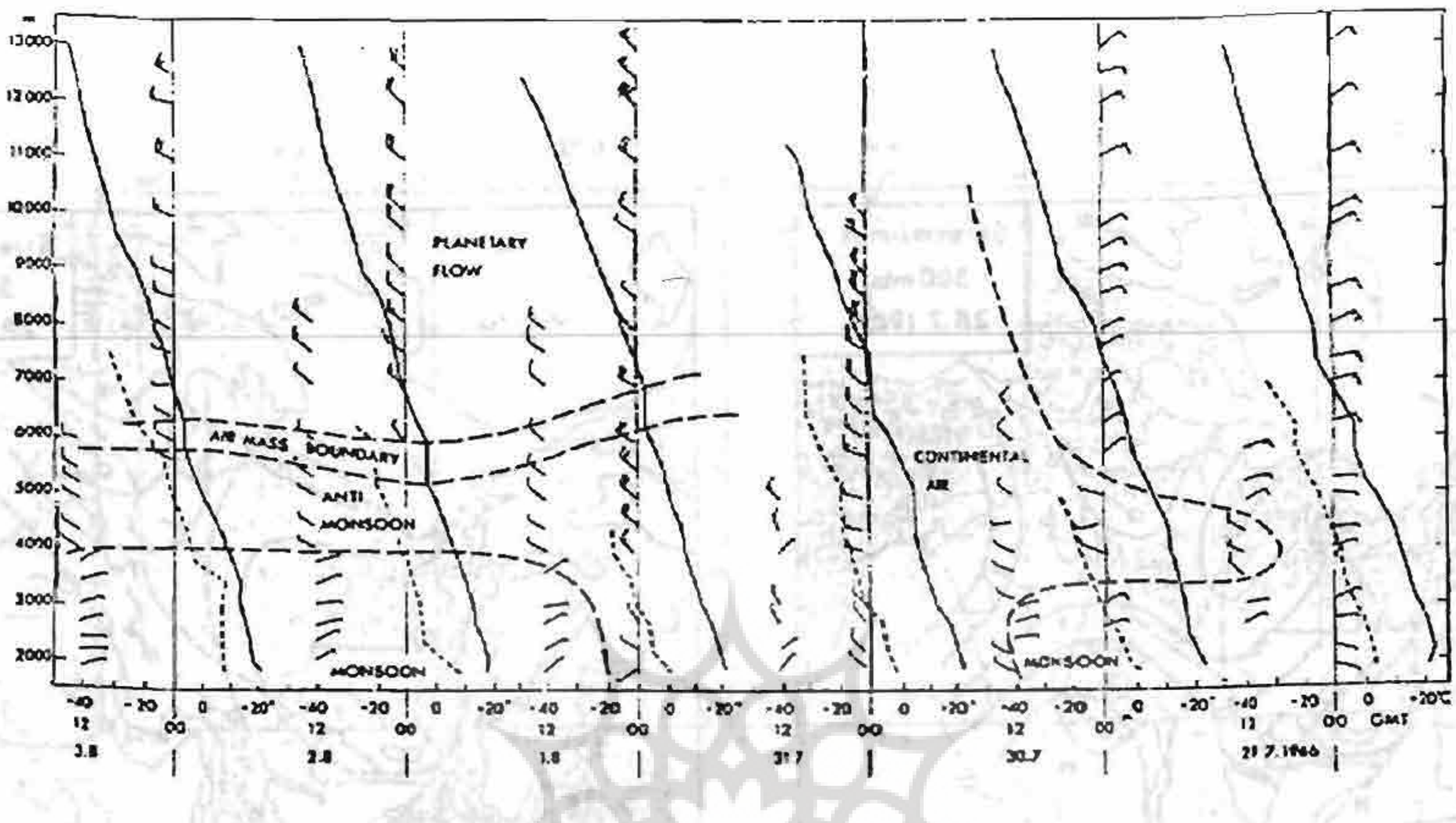
شکل ۲۶ خصیصهٔ تپندگی جریان موسمی شرقی نفوذکننده به جلال‌آباد
از روز ۱ تا ۱۲ ژوییه ۱۹۶۵.



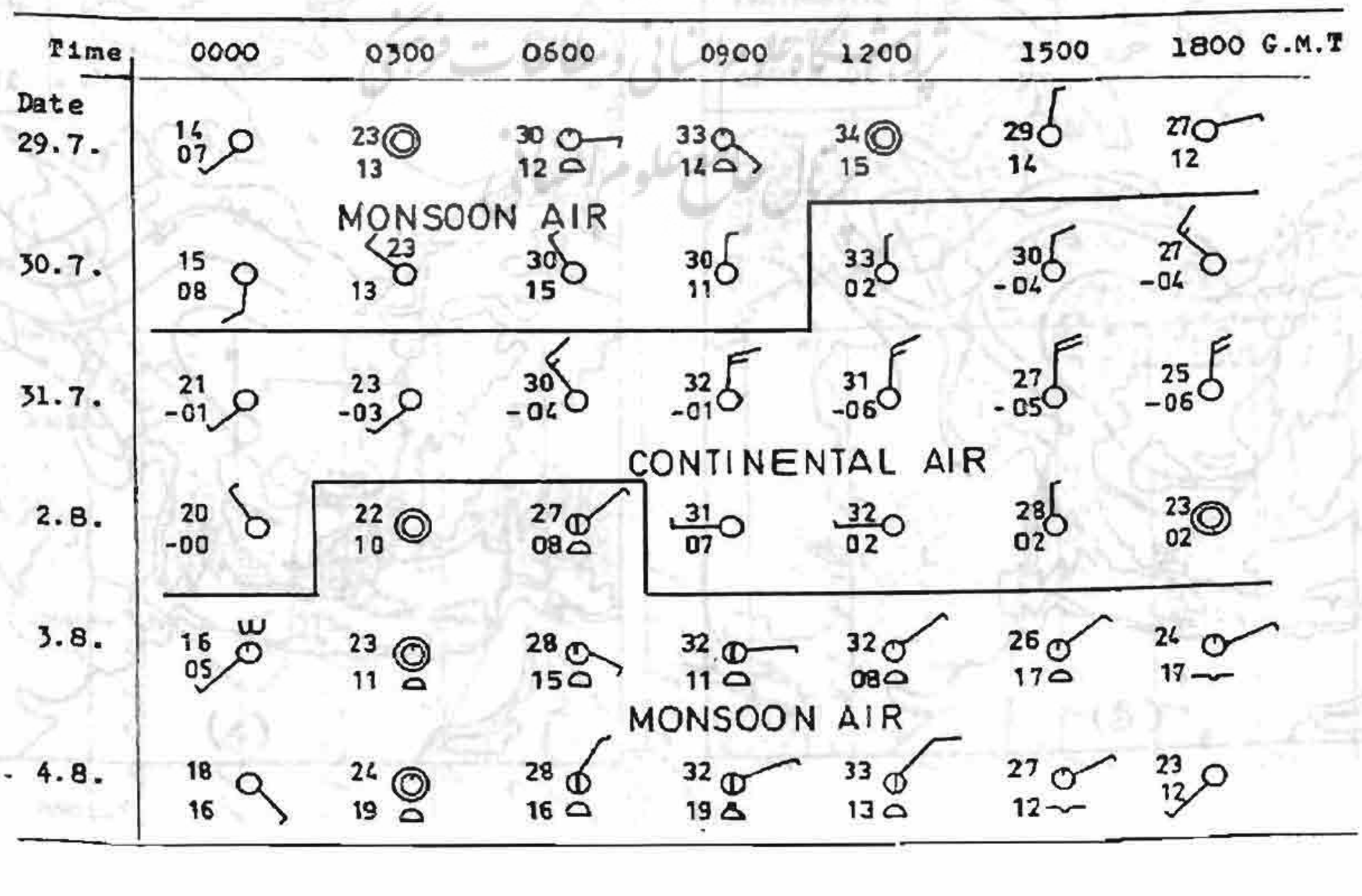




شکل ۲۷ الف تا د نقشه‌های خطوط جریان تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نشانگر یک آشفتگی ضعیف موج غربی است که از شمال افغانستان در طول مرحلهٔ اوج موسمی (۲۸ تا ۳۱ ژوییهٔ ۱۹۶۶) عبور کرده است.



شکل ۲۸ گردش هوای تراز بالا و چینه‌بندی تودهٔ هوا بر روی کابل در هنگام وقفه در جریان موسمی. هوای قاره‌ای که در ۳۰ ژوییه به کابل هجوم برده است، دوره‌ای کوتاه داشته و در روز ۲ اوت گردش موسمی مجدداً شبیه نقشهٔ خطوط جریان در شکل (۲۷ الف تا د) می‌گردد.



جدول ۴ شرایط جوّی در ۲۹ ژوییه و ۴ اوت ۱۹۶۶ نشانگر وقفه در موجودی هوای موسمی در روز ۳۰ ژوییه بین ساعت ۹ تا ۱۲ گرینویچ می‌باشد. با شکل ۲۸ مقایسه شود.