

اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه

چکیده

کشف قانونمندی‌های حاکم بر هر سامانه اقلیمی، امکان تحلیل و پیش‌بینی مطلوب آن را فراهم می‌آورد. بر این اساس اقلیم‌شناسی سینوپتیکی منطقه دریای سرخ از اولین تحقیقات موجود تا به امروز مورد مطالعه قرار گرفت. مجموعه پژوهش‌های انجام شده را می‌توان در سه دوره یا سه فاز مطالعاتی جای داد. در دهه‌های ۱۹۴۰ و ۱۹۵۰ ساز و کارهای اولیه بارش‌زا و مؤلفه‌ای چون کم فشار مونسونی سودان در منطقه دریای سرخ مورد توجه قرار گرفت. در این دوره وقوع بارش‌های سیل‌آسای فصل پاییز در خاورمیانه عمدتاً با گسترش یک زبانه کم فشاری که از سودان به سمت منطقه دریای سرخ سپس مدیترانه شرقی گسترش یافته، توصیف گردیده است. پژوهشگران این دوره بر این نکته تأکید داشته‌اند که در ماه اکتبر کم فشار مونسونی سودان یک ویژگی غالب در خاورمیانه محسوب می‌شود. الفندی در تحقیقاتش نشان داد که کم فشار سودانی در شرایط معمول تا حدود ۱۵ الی ۱۹ درجه عرض شمالی گسترش می‌یابد اما با زبانه‌ای به شکل ۸ (V معکوس) به سمت شمال تا دریای سرخ شمالی امتداد پیدا می‌کند. او معتقد بود که تغییرات و نوسانات در موقعیت متوسط کم فشار سودان تنها ناشی از اثرات حرارتی بین خشکی و دریا نبوده بلکه دینامیکی است. در دهه ۱۹۶۰ اهمیت انکارناپذیر «منطقه همگرایی دریای سرخ» بر روی زندگی ملخ صحرا موجب مطالعه و بررسی دقیق ساختار گردش هوای محلی در این منطقه گردید. بررسی توزیع باد سطحی در امتداد دریای سرخ نشان داد که ویژگی‌های جغرافیایی منطقه دریای سرخ نقش عمده‌ای در پیدایش و تداوم بادهای شمال-شمال غربی و جنوب-جنوب شرقی در داخل شکاف دریای سرخ داشته

است. یافته‌ها بیانگر آن است که موقعیت منطقه همگرایی دریای سرخ با در نظر گرفتن شرایط سینوپتیکی و به واسطه تغییرات شدت هریک از دو باد غالب در شکاف دریای سرخ به صورت روزانه و ماهانه تغییر خواهد نمود.

در دهه‌های اخیر (به ویژه از اواسط دهه ۱۹۹۰) افزایش داده‌های اقلیمی به خصوص فراهم آمدن اطلاعات جو بالا، پژوهش‌های متعددی را در زمینه ارتباط الگوهای سینوپتیکی و ردسپهر میانی و فوقانی با بارش‌های سیل‌زا بر روی منطقه دریای سرخ و خاورمیانه در پی داشته است. برپایه این مطالعات شکل‌گیری مناطق همگرایی اولیه در منطقه دریای سرخ نتیجه تأثیر متقابل «جریان‌های و ردسپهری» و «ویژگی‌های توپوگرافی» می‌باشد. درعین حال تکوین و گسترش کم فشارهای منطقه دریای سرخ و جابجایی و انتقال آنها در خاورمیانه به موقعیت و شدت جت جنب حاره و نیز عمق و امتداد محور ناوه عرض‌های میانی در شرق مصر بستگی دارد. نتایج مطالعات اخیر نشان می‌دهد که زبانه کم فشار دریای سرخ نتیجه «فرآیند چرخندزایی بادپناهی» در منطقه دریای سرخ بوده و کوه‌های مرتفع فلات اتیوپی و کوه‌های عسیر بیشترین نقش را از این جهت دارا هستند.

کلید واژه‌ها: کم فشار مونسونی سودان، منطقه همگرایی دریای سرخ، زبانه کم فشار دریای سرخ، جت جنب حاره، ناوه عرض‌های میانی، اقلیم خاورمیانه.

مقدمه

در منطقه شرق مدیترانه در دوره سرد سال تقریباً هر ساله شاهد بارش‌های شدیدی هستیم که موجب سیل‌های مخرب همراه با خسارت‌های مالی و جانی فراوان می‌شوند. از سویی در بخش وسیعی از مناطق جنوب غرب و جنوب ایران نیز هر از چندگاهی چنین بارش‌های سیل آسایی ثبت می‌گردد. در یکی دو دهه اخیر در موارد متعدد منشأ چنین بارش‌هایی تحت عنوان «کم فشار سودانی» یا «زبانه کم فشار دریای سرخ» شناخته شده است. علیرغم اینکه در چند سال اخیر در محافل علمی در رابطه با بارش‌های ایران از سامانه‌های بارش‌زایی صحبت به میان می‌آید که منشأ در عرض‌های جنوبی و به طور دقیق‌تر منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا دارند، اطلاعات موجود در رابطه با چنین سامانه‌هایی ناکافی و اندک است و پژوهش‌های داخلی در این زمینه تنها به چند رساله و پایان‌نامه دانشگاهی منتشر نشده محدود می‌شود. با توجه به این امر هدف اصلی مقاله حاضر تبیین ویژگی‌های سینوپتیکی منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا است. بر این

اساس اقلیم‌شناسی سینوپتیکی منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا از اولین تحقیقات موجود تا به امروز مورد بررسی قرار گرفته و با نگرشی تحلیلی یافته‌های مربوط به نحوه تشکیل، تکوین و تأثیر سامانه‌های کم فشار منطقه دریای سرخ و سودان بر روی اقلیم خاورمیانه ارایه گردیده است.

ویژگی‌های جغرافیایی منطقه دریای سرخ

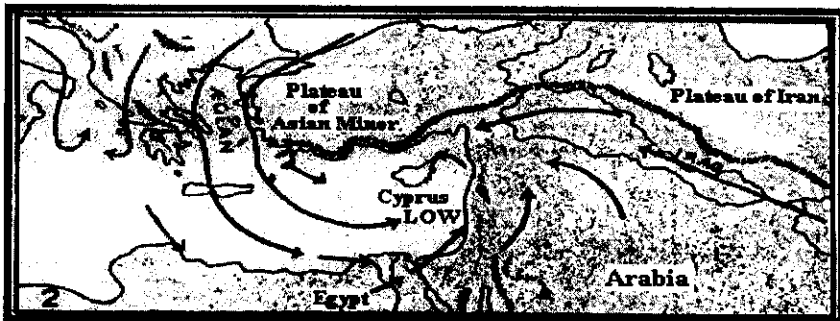
دریای سرخ به طول ۱۲۰۰ کیلومتر از سوئز در منتهی الیه شمال غربی تا رأس باب‌المنذب در منتهی الیه جنوب شرقی کشیده شده است و بین $۱۲^{\circ}۱۴'$ الی ۳۰° عرض شمالی و ۲۰° الی $۴۲^{\circ}۲۵'$ طول شرقی قرار گرفته است. دریای سرخ در دره‌ای واقع گردیده که حاشیه غربی آن دارای رشته تپه‌هایی است که به سمت جنوب به مناطق کوهستانی محدود می‌گردد، در حالی که در حاشیه شرقی آن فلات عربستان قرار دارد. دیواره شرقی این دره شکسته به صورت یک رشته کوهستان با شیب تند از جنوب شرق یمن جنوبی شروع شده و در امتداد ساحل به سمت غرب ادامه می‌یابد. پس از دهانه باب‌المنذب جهت جنوبی- شمالی پیدا کرده و در امتداد ساحل تا شمال مکه امتداد دارد. بین شرق عدن تا مکه کوهستان مرتفع‌تر بوده و ارتفاع آن به بیش از ۲ کیلومتر می‌رسد، (ارتفاع قله‌ها در پاره‌ای از نقاط کوهستان عسیر به بیش از ۳ کیلومتر می‌رسد). همانطوری که نقشه نشان می‌دهد در این محدوده کوهستان بسیار به ساحل نزدیک شده، به طوری که ساحل حالت پرتگاهی دارد.

در ساحل غربی این دره فرو رفته فلات مرتفع اتیوپی قرار دارد. ارتفاعات این فلات از جنوب اتیوپی شروع شده و با جهت تقریباً جنوبی- شمالی تا شمال بندر سودان ادامه می‌یابد. ارتفاع این کوه‌ها بین ۲ تا ۳ کیلومتر بوده و در بلندترین نقطه آن در قله رأس دهشان به ۴۶۲۰ متر می‌رسد. این فلات در امتداد شرقی خود به فلات سومالی منتهی می‌شود که فلات اخیر ساحل جنوبی خلیج عدن را احاطه کرده است، ارتفاعات اتیوپی در جنوب (باب‌المنذب) از ساحل دریا فاصله داشته ولی از مصوع^۱ به سمت شمال در نزدیکی ساحل امتداد دارد. دریای سرخ جنوبی بین دو فلات مرتفع محصور شده است (Elfandy, 1950a). انتهای شمالی دریای سرخ به شبه‌جزیره «سینا» که در داخل خشکی بالغ بر ۲۴۰۰ متر ارتفاع دارد ختم می‌شود.

تحلیل فرآیندهای سینوپتیکی در منطقه دریای سرخ

در سال ۱۹۳۸ «آشبل» از بیت المقدس برای نخستین بار توفان‌های تندری در منطقه شرق مدیترانه را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که این پدیده عمدتاً متأثر از سامانه‌ای است که اصطلاحاً آن را «کم فشار دریای سرخ» نامید (Elfandy, 1948). این سامانه بدون جبهه، جریان گرمی را از سمت جنوب شرقی به داخل منتهی الیه شرق- جنوب شرقی مدیترانه موجب می‌گردد (Soliman, 1953) که به واسطه صعود سریع جریان جنوب شرقی بر روی هوای سردتر شمالی که از مدیترانه منشأ می‌گیرد توفان‌های تندری ایجاد می‌شود. در دهه ۱۹۴۰ و اوایل دهه ۱۹۵۰ الفندی مقالات متعددی در رابطه با اقلیم‌شناسی سینوپتیکی در مدیترانه شرقی و منطقه دریای سرخ نوشت و نقش کم فشاری موسوم به «کم فشار مونسونی سودان» را در تشکیل کم فشارهای تیپ خمسین و کم فشارهای قبرس مورد توجه قرار داد (Elfandy, 1946; 1948; 1950a; 1950b; 1952). در واقع شاید بتوان این دوره را فاز اول مطالعه منطقه دریای سرخ دانست.

الفندی در سال ۱۹۴۶ در مقاله‌ای در رابطه با «کم فشارهای قبرس» یکی از عواملی را که در فعال شدن و تقویت کم فشارها در نزدیکی قبرس نقش دارند «برخورد یک جریان حاره‌ای جنوب شرقی از منطقه دریای سرخ و عربستان با یک جریان سرد شمال غربی» می‌داند که در فصول انتقالی به خصوص فصل پاییز همین امر موجب تشکیل کم فشارهای تندری فعال در نزدیکی ساحل فلسطین می‌شود. شکل ۱ ساز و کار فوق‌الذکر را نشان می‌دهد.



شکل ۱ گسترش کم فشار قبرس و جریان جنوب شرقی [Elfandy, 1946]

در سال ۱۹۴۲ الفندی در مقاله‌ای به طور مستقل نحوه تشکیل و تکوین کم فشار مونسونی سودان را مورد مطالعه قرار داد و در سال ۱۹۴۸ نقش این سامانه را در گسترش

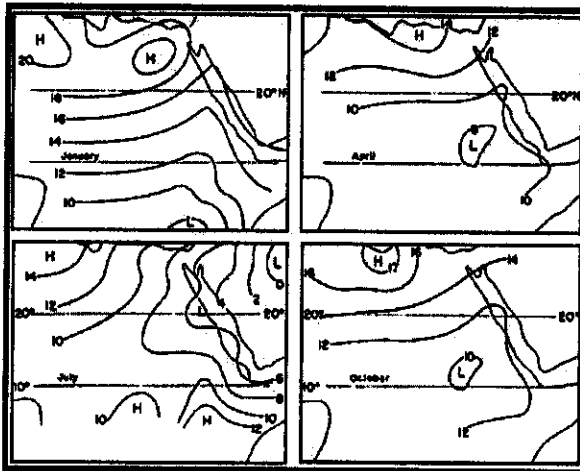
شرایط تندری بر روی مصر، فلسطین و سوریه مطالعه نمود. الفندی در این مقاله پس از مطالعه شرایط تندری که اغلب در طول فصل پاییز در مدیترانه شرقی گسترش پیدا می‌کند به این نتیجه می‌رسد که در هنگام تقویت کم فشار مونسونی سودان و جابجایی به سمت شمال آن، یک جریان جنوب شرقی گرم به مدیترانه شرقی منتقل می‌شود. با توجه به مطالعه الفندی هیچ فصل پاییزی بدون وقوع توفان تندری قابل ملاحظه در مدیترانه شرقی به پایان نرسیده است.

به طور کلی الفندی تمامی موارد تشدید و تقویت کم فشار مونسونی سودان بر روی هوای مصر در فصل پاییز را در دو تیپ جای می‌دهد: ۱. تیپ توفان تندری ۲. تیپ مه الفندی بر خلاف «آشبیل» دریای سرخ را تنها منبع رطوبتی برای منطقه مورد مطالعه نمی‌داند و معتقد است که کم فشار مونسونی سودان نقش اولیه را در ایجاد شرایط تندری در فصول انتقالی بر عهده دارد. الفندی در سال ۱۹۵۰ در مقاله دیگری به خوبی نوسانات و جابجایی‌های کم فشار مونسونی سودان در طی فصول مختلف را به تصویر می‌کشد. شکل ۲ الف موقعیت فصلی این سامانه کم فشار را نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۲ الف در طول فصول انتقالی (ماه‌های آوریل و اکتبر نماد فصول انتقالی به شمار می‌آیند) کم فشار مونسونی سودان بر روی سودان مرکزی جای گرفته است. این کم فشار در شرایط معمول به حدود 15° الی 19° عرض شمالی گسترش می‌یابد اما با زبانه‌ای به شکل ۸ کوچک (V معکوس) به سمت شمال تا دریای سرخ شمالی امتداد می‌یابد.

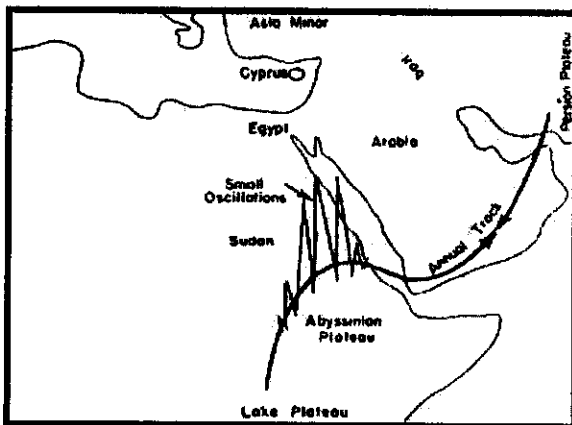
در ماه ژانویه (نماد شرایط متوسط زمستانی) کم فشار مونسونی به سمت جنوب جابجا می‌شود و در نزدیکی فلات «دریاچه آبیسنین»^۲ در جنوب اتیوپی مستقر می‌شود. از طرفی در اواخر بهار و اوایل تابستان این کم فشار از سودان مرکزی جابجا شده و در امتداد شبه جزیره عربستان به ایران منتقل می‌شود و در ماه ژوئیه به عنوان بخشی از «کم فشار مونسونی آسیا» در می‌آید که تا شمال شرق سودان گسترش یافته است. این سامانه بعدها تحت عنوان «زبان کم فشار خلیج فارس» مشهور گردیده است (Bitan and Saaroni, 1992; Saaroni and Ziv, 2000).

نویسنده معتقد است که تغییرات موقعیت متوسط کم فشار سودان تنها ناشی از اثرات حرارتی بین خشکی و دریا نیست، بلکه دینامیکی بوده و ناشی از گردش عمومی هوا بر

روی منطقه می‌باشد. حرکات و جابجایی‌های کم فشار مونسونی سودان در دو تیپ مشخص قابل طبقه‌بندی است. بدین ترتیب که در تیپ اول جابجایی از مرکزش در نزدیکی فلات آیسینین (اتیوپی) آغاز شده و دوباره پس از طی مسیر سالانه به همانجا (فلات اتیوپی) بر می‌گردد. تیپ دوم همان‌طوری که در شکل ۲ ب نشان داده شده است یک سری نوسانات نسبتاً کوچک بر روی مسیر سالانه است. این نوسانات کوچک در فصول انتقالی به خصوص در بهار و قبل از تشکیل کم فشارهای تیپ خمسین بسیار قابل توجه‌اند. مشاهدات حاکی از آن است که این نوسانات کوچک با عبور ناوه بادهای غربی و یا « کم فشارهای ثانویه‌ای » که در مسافت دورتر در شمال بر روی مدیترانه شرقی و شرق اروپا به سمت شرق جابجا می‌شوند در ارتباط هستند.



۲ الف: توزیع متوسط فشار در چهار فصل سال

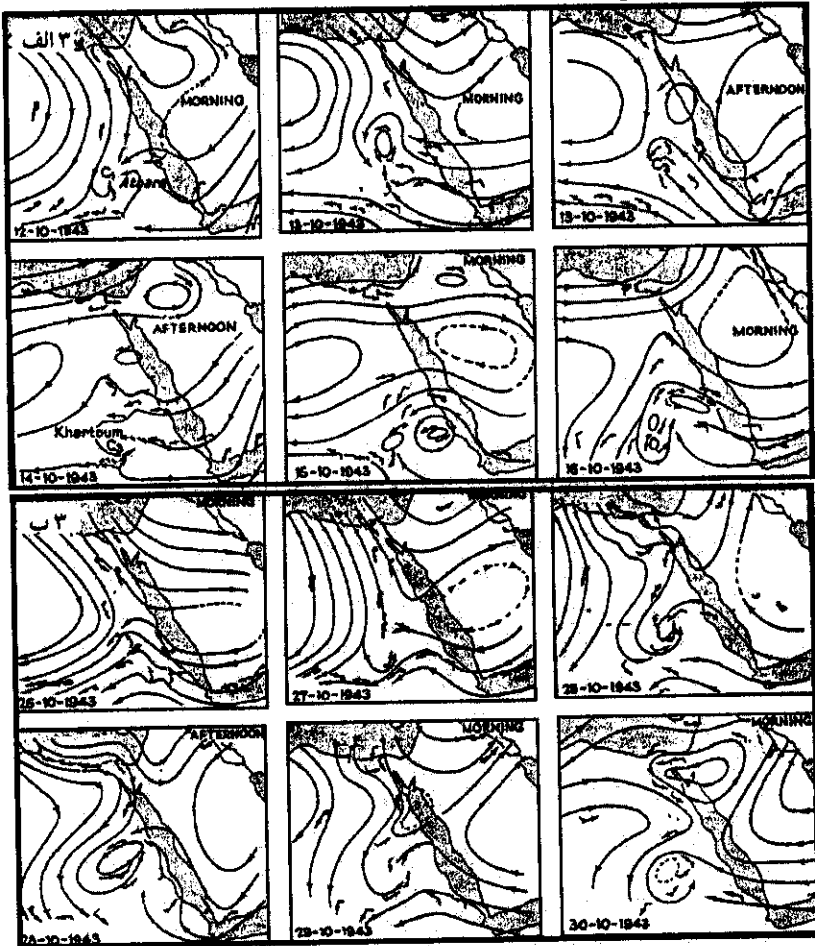


۲ ب: نوسانات کم فشار مونسونی سودان

به طور کلی کم فشار مونسونی سودان در مسیر متوسط سالانه خود دارای دو ویژگی مشخص می‌باشد. اول آنکه کم فشار تمایل زیادی دارد که در نزدیکی رشته کوه‌های مرتفع متمرکز شود. دوم آنکه مسیر مذکور دارای مؤلفه‌ای است که موقعیت ظاهری خورشید را دنبال می‌کند. البته برخی محققین کم فشار مونسونی سودان را تابع جابجایی «کمربند همگرایی حاره‌ای» می‌دانند (Solot, 1950; Johnson, 1965).

در سال ۱۹۵۰ الفندی برای نخستین بار در مقاله‌ای نقش ناوه‌ها و جریان‌های ترازهای میانی و ردسپهر در تشکیل و گسترش چرخندها در منطقه دریای سرخ و دره نیل را مورد مطالعه قرار داد. ایشان معتقد است که ناوه بادهای غربی در خاور میانه معمولاً در ارتفاع بالاتر از ۲ کیلومتری از سطح دریا ظاهر می‌شوند و می‌توانند مسافت زیادی را طی کرده و به عرض‌های پایین (از جمله سودان شمالی در 20° عرض شمالی) هجوم آورند. به کرات اتفاق می‌افتد که این ناوه‌ها حدود ۳ روز بر روی جنوب شرق مدیترانه ساکن باقی می‌مانند که ناشی از تأثیر فلات «آسیای صغیر» بر روی آنهاست. الفندی معتقد است برای مطالعه تأثیر چنین ناوه‌هایی در منطقه دریای سرخ نقشه «خطوط جریان» مناسب‌تر از نقشه‌های فشار معمولی است، چرا که تغییرات فشار در یک محیط حاره‌ای در ارتباط با گسترش چنین اغتشاش‌ها و یا چرخندهایی معمولاً ناچیز بوده و اغلب برای پیش‌بینی کنندگان قابل ملاحظه نیست. به همین علت نقشه‌های فشار معمولی قادر به نشان دادن میدان باد (حتی به طور تقریبی) نمی‌باشد. این محقق با ترسیم خطوط جریان به این نتیجه می‌رسد که برخی از خطوط جریان در مناطقی به پایان می‌رسند که می‌توان آنجا را به عنوان «مناطق همگرایی» در نظر گرفت. در واقع مناطق همگرایی نخستین مرحله از تشکیل کم فشارها در منطقه دریای سرخ را به نمایش می‌گذارند. او معتقد است که منطقه برجسته از نظر همگرایی، منطقه شمال-شمال غرب تا غرب فلات اتیوپی (آیسینین) می‌باشد. شکل ۳ الف و ۳ ب وجود چنین همگرایی‌هایی را در اکتبر ۱۹۴۳ نشان می‌دهند. در نتیجه تسلط جریان شرق-شمال شرقی که از دریای سرخ در ترازهای مختلف (تا ۲۰۰۰ متری) به منطقه غرب فلات اتیوپی وارد می‌شود همراه با جریان شمال-شمال غربی ناشی از واچرخند لیبیایی، با توجه به نفوذ ناوه ترازهای میانی تا غرب فلات آیسینین (که برای چند روز در مدیترانه شرقی و دریای سرخ شمالی به صورت ساکن باقی می‌ماند) تشکیل و تقویت منطقه همگرایی و در نهایت جایگزین شدن یک کم فشار در مرکز همگرایی بر روی شمال شرق سودان و حرکت آن به سمت دریای سرخ و شمال عربستان

امکان پذیر می گردد. الفندی معتقد است که پیش‌بین‌ها از وقوع چنین شرایط سینوپتیکی‌ای می‌توانند برای پیش‌بینی دوره‌های گرم و توفان‌های تندی در خاورمیانه استفاده کنند. این سامانه‌ها معمولاً بر روی خشکی فعالیت کمی را از خود نشان می‌دهند و ممکن است موجب تشکیل ابرهای ترازهای بالا تا ترازهای میانی شوند (که بارش چندانی ندارند) (Soliman, 1953). اما در مواقعی که بلافاصله در نزدیکی منابع رطوبتی دریای سرخ و جنوب شرقی مدیترانه قرار گیرند، ممکن است بارش‌های تندی را مخصوصاً در فصل پاییز به دنبال داشته باشند. در تابستان این کم فشارها در جابجایی به سمت شمال شرق معمولاً با گسترش «امواج گرمایی» در خاورمیانه در ارتباط اند.



شکل ۳ نقشه‌های خطوط جریان روزهای ۱۲ الی ۱۶ اکتبر (۳ الف) و ۲۶ الی ۳۰ اکتبر (۳ ب) سال ۱۹۴۳ نحوه شکل‌گیری منطقه همگرایی بر روی سودان و تبدیل آن به یک کم فشار سودانی نشان داده شده است
[Elfandy, 1950a; 1950b]

الفندی در مقاله دیگری که در سال ۱۹۵۲ تحت عنوان «پیش‌بینی توفان‌های تندری در دریای سرخ» انتشار داد، ضمن تقسیم دریای سرخ به سه منطقه اقلیمی شمالی، جنوبی و مرکزی برای اولین بار در نوشته‌های خود منطقه دریای سرخ مرکزی را محل برخورد و کمربند نوسانی بین بادهای شمالی از منطقه دریای سرخ شمالی و بادهای جنوبی از دریای سرخ جنوبی- به عبارتی منطقه برخورد دو جریان مخالف- دانسته است. بدین ترتیب منطقه دریای سرخ مرکزی به دفعات محل برخورد توده‌های هوایی است که خصوصیات مورد نیاز برای گسترش توفان‌های تندری را دارا هستند و همچون بررسی‌های قبلی، الفندی مطالعه و بررسی «میدان باد» و «خطوط جریان» را ضروری می‌داند. به عبارتی بادهای ترازهای بالا بیشترین تأثیر را برای ایجاد چنین پدیده‌هایی دارا هستند؛ به طوری که این توفان‌ها تقریباً همیشه فرآیندهای ترازهای بالا را دنبال می‌کنند. مراکز همگرایی بعد از استقرار ناوه غربی در تراز بالا و یا پس از استقرار جریان شمال شرقی- شرقی بر روی سودان ایجاد می‌شوند. این مراکز در اغلب موارد گسترش و تکوین کم فشارها را موجب می‌گردند و در مواقعی که به دریای سرخ مرکزی می‌رسند، تحت تأثیر توده‌های هوایی با خصوصیات فیزیکی متفاوت از مناطق شمالی و جنوبی دریا قرار می‌گیرند. این وضعیت شرایط معمول فصل پاییز در دریای سرخ میانی به شمار می‌آید.

به طور کلی الفندی موارد زیر را علت ایجاد توفان‌های تندری در دریای سرخ می‌داند:

۱. همگرایی در حاشیه جنوبی ناوه بادهای غربی که در ترازهای میانی وردسپهر به منطقه وارد می‌شوند (شکل ۳ الف).
۲. همگرایی و در نهایت تشکیل و تکوین کم فشار در نتیجه استقرار جریان‌های شرق-شمال شرقی در ترازهای بالا بر روی سودان مرکزی و جنوبی که موجب جابجایی کم فشارها به سمت غرب، جنوب غربی و یا دریای سرخ شمالی می‌شود (شکل ۳ الف و ۳ ب).
۳. جبهه‌های سردی که از مدیترانه به دریای سرخ وارد می‌شوند (عمدتاً دریای سرخ شمالی).

۴. نوسانات به سمت شمال کم فشار مونسونی سودان.

فاز دوم مطالعات اقلیم‌شناسی منطقه دریای سرخ در دهه ۱۹۶۰ با تأسیس مرکز

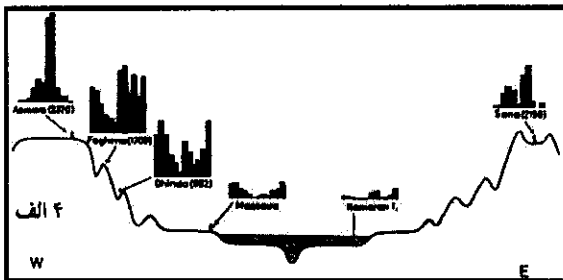
پژوهشی ضد ملخ در محدوده دریای سرخ و شمالشرق آفریقا آغاز شد. اهمیت مسلم و

انکارناپذیر «منطقه همگرایی دریای سرخ» بر روی زندگی ملخ بیابان، موجب بررسی و مطالعه دقیق منطقه همگرایی و ساختار گردش هوای محلی در منطقه دریای سرخ توسط پژوهشگران متعددی در این دهه گردید (Pedgley, 1966a; 1966b; P & S, 1968).

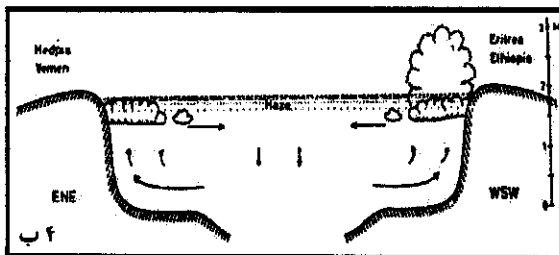
«فلون» در دو مقاله پژوهشی خود در سال ۱۹۶۵ علت علاقه‌اش به مطالعه منطقه دریای سرخ را چنین بیان می‌کند: «بارزترین ویژگی منطقه دریای سرخ، فاصله افقی کوتاه بین منطقه با بارش‌های زمستانی زیاد و منطقه با رژیم بارش تابستانی در فلات اریتره می‌باشد. در حالی که در «آسمارا» بیش از ۹۰٪ بارش‌های سالانه به دوره تابستانی محدود می‌شود، تنها ۲۰ کیلومتر به سمت شرق (به سمت دریای سرخ) بارش‌های زمستانی حدود ۹۰٪ از مقادیر بارش سالانه را به خود اختصاص می‌دهد. در سراسر کره زمین به سختی می‌توان نقطه دیگری را پیدا نمود که چنین رژیم‌های بارش متفاوتی را در چنین فاصله کوتاهی داشته باشد». البته بر روی دامنه کوه‌ها در سودان و در امتداد کرانه شرقی گودال دریای سرخ در یمن و عسیر نیز شرایط مشابهی حکمفرماست. شکل ۴ الف ویژگی فوق را در دو کرانه دریای سرخ در امتداد مدار ۱۵° عرض شمالی نشان می‌دهد. یک کمربند با بارش‌های ممتد و بدون فصل خشک، مناطق با بارش‌های زمستانی و تابستانی در منطقه دریای سرخ را از یکدیگر جدا می‌سازد (Flohn, 1965b).

فلون، توزیع زمانی و مکانی بارش را در منطقه دریای سرخ مورد توجه قرار داد و سعی نمود علل تفاوت فصلی بارش را تحلیل نماید. این محقق اعتقاد داشت که اقلیم شمال شرق آفریقا و منطقه دریای سرخ عمدتاً به وسیله کوه‌ها و فلات‌های مرتفع، دره‌ها و ریف‌های عمیق کنترل می‌شود. او علت بارش‌های بهاری که در منطقه دریای سرخ اصطلاحاً به «باران‌های کوچک» یا «باران‌های کم»^۳ معروف است دینامیکی و ناشی از برهم کنش ناوه بادهای غربی در ترازهای بالا (که در طول فصل بهار به کرات به عرض‌های پایین نفوذ می‌کنند) و اغتشاش‌های حاره‌ای کم عمق بر روی سودان که به سمت شمال هدایت می‌شوند، می‌داند. فلون، منطقه با بارش‌های زمستانی داخل شیار دریای سرخ و دامنه‌های کوهستانی حاشیه آن را مستقل از باران‌های زمستانی مدیترانه می‌داند و در واقع به نوعی سامانه گردش هوای محلی که متأثر از شرایط توپوگرافی است، اعتقاد

دارد. او منطقه گسترش بارش‌های زمستانی را بر منطقه بادهای سطحی همگرا که در شیار دریای سرخ از 21° عرض شمالی (جده) تا 12° عرض شمالی (جیبوتی) گسترده شده‌اند، منطبق می‌داند. این منطقه همگرایی که نخستین بار در سال ۱۹۴۹ توسط «انستیتو هواشناسی سلطنتی هلند» مورد توجه قرار گرفته بود علت اصلی بارش‌های زمستانی در شیار دریای سرخ شناخته شده است (Flohn, 1965a). در منطقه همگرایی عمق لایه مرطوب در دامنه کوه‌های حاشیه دریای سرخ تا ارتفاع 2000 الی 2400 متری افزایش می‌یابد. این ساز و کار در داخل ریفت دریای سرخ و در زیر لایه وارونگی حاکم بر فلات فعال است. شکل ۴ ب نحوه گردش محلی را در داخل شیار دریای سرخ در یک جو پایدار (در زمان روز و در طول فصل سرد) نشان می‌دهد. در این شکل لایه وارونگی حاکم بر فلات به خوبی ترسیم شده است. تحت چنین شرایطی بارش‌های شدید تنها هنگامی به وقوع می‌پیوندد که واگرایی در ناوه موج‌های غربی در ترازهای میانی وردسپهر (کاملاً شبیه به بارش‌های بهاری) موجب تحریک و ناپایدار شدن جو گردد.



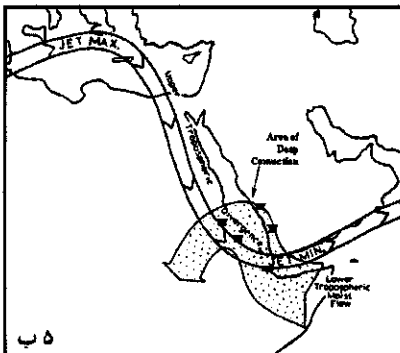
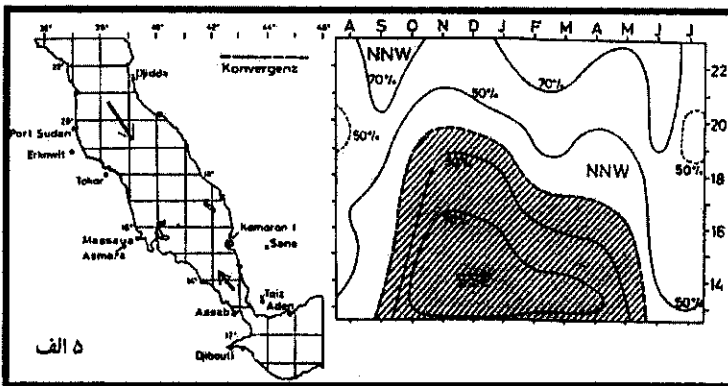
شکل ۴ در شکل ۴ الف مقادیر بارش ماهانه در یک برش عرضی در امتداد مدار 15° عرض شمالی در دریای سرخ، (اولین ستون سمت چپ در تمامی ایستگاه‌ها ماه ژانویه را نشان می‌دهد) [Flohn, 1965a]



در شکل ۴ ب نحوه گردش هوا در مقیاس محلی در شیار دریای سرخ برای فصل زمستان در یک برش عرضی به نمایش درآمده است [Flohn, 1965b]

«پجلی» و فلون در اواسط دهه ۱۹۶۰ به واسطه اهمیت «منطقه همگرایی دریای سرخ» در ایجاد بارش زمستانی و همچنین هجوم دائمی ملخ صحرا در منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا، به تشریح کامل آن پرداختند. نتایج تحقیقات نشان داد که موقعیت منطقه همگرایی دریای سرخ با در نظر گرفتن شرایط سینوپتیکی و به واسطه تغییرات شدت هر

یک از دو باد غالب (یعنی باد شمال-شمال غربی و جنوب-جنوب شرقی) در شیار دریای سرخ به صورت روزانه و ماهانه تغییر خواهد کرد. تفاوت در شدت وزش بادهای شمال غربی و جنوب شرقی در داخل ریفت دریای سرخ موجب جابجایی موقعیت متوسط منطقه همگرایی دریای سرخ در طی دوره سرد سال می‌شود، به طوری که منطقه همگرایی و رتکس کم فشار در ماه‌های اکتبر تا ژانویه به طور متوسط در عرض 19° و در ماه‌های فوریه تا آوریل در عرض 17° شمالی استقرار پیدا می‌کنند (شکل ۵ الف). این جابجایی ماهانه با جابجایی مشابهی در کمربند حداکثر بارش و همچنین بیشترین تراکم ملخ صحرا در دریای سرخ انطباق دارد (Flohn, 1965a; 1965b; Pedgley, 1966a; 1966b; P & S, 1968) (شکل ۶ الف و ۶ ب). از آنجایی که جریان مذکور به واسطه جهت و امتداد قرارگیری کوه‌ها و فلات‌های مجاور به میزان قابل توجهی کنترل شده است، پجلی این سامانه‌های باد سطحی دریای سرخ را اصطلاحاً «جریان ریفت» نامیده است.

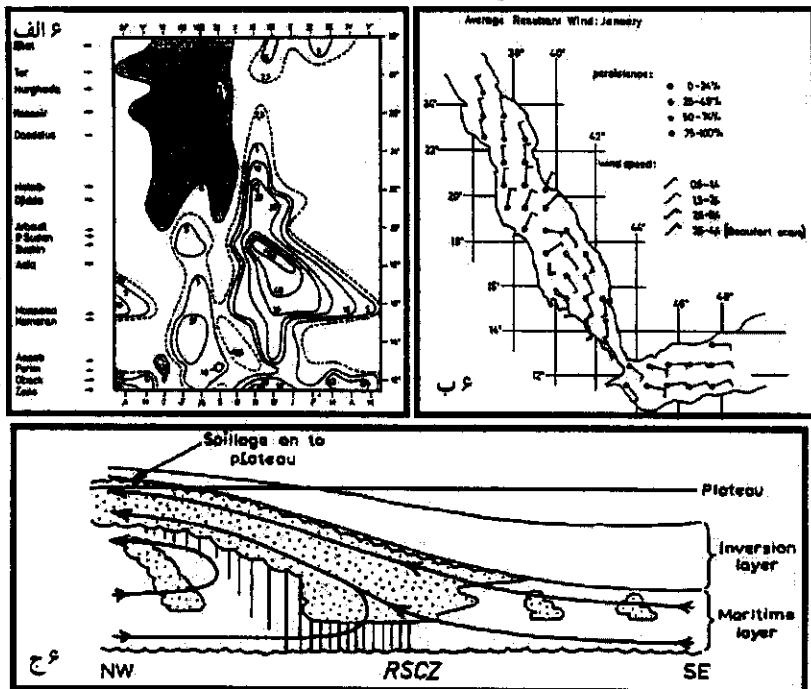


شکل ۵ شکل ۵ الف فراوانی بادهای غالب را در امتداد شیار دریای سرخ نشان می‌دهد که تابع عرض و فصل می‌باشد. خط منقطع منطقه همگرایی دریای سرخ را به نمایش می‌گذارد که از اوایل اکتبر تا اواخر ماه می در دریای سرخ در عرض‌های متفاوت استقرار می‌یابد (Flohn, 1965b). شکل ۵ ب الگوی سینوپتیکی سازوکاری که منجر به بارش‌های تندی و فراگیر بر روی اریتره در آوریل ۱۹۷۰ گردیده را به طور شماتیک نشان می‌دهد (HP, 1974).

جابجایی به سمت شرق جبهه‌های سرد مربوط به کم فشارهای قبرس در جنوب

شرق مدیترانه و تقویت پشته و پر فشار شرق عربستان هر یک به ترتیب موجب تقویت

جریان‌های شمال غربی و جنوب شرقی در دریای سرخ می‌شوند (Pedgley, 1966a). شدیدترین بارش در منطقه دریای سرخ هنگامی اتفاق می‌افتد که ناوه امواج غربی در ترازهای میانی و ردسپهر به سمت شرق مدیترانه حرکت نموده و به منطقه دریای سرخ نفوذ نماید. در چنین حالتی جریان شمال غربی در دریای سرخ تقویت شده و موجب صعود سریع و شدید جریان ریفتی جنوب شرقی گرم و مرطوب در منطقه همگرایی می‌شود. شکل ۶ ج این ساز و کار را به خوبی به نمایش گذاشته است. منطقه همگرایی دریای سرخ در ماه می به منتهی الیه جنوبی دریای سرخ منتقل می‌شود و از ماه ژوئن تا سپتامبر جای خود را به «منطقه همگرایی آفار» می‌دهد که محل برخورد جریان شمال غربی در باب‌المنندب با جریان مونسون جنوب غرب در خلیج عدن می‌باشد (Tucker & Pedgley, 1977).



شکل ۶ الف مقادیر متوسط بارش را در امتداد سواحل دریای سرخ به عنوان تابعی از عرض و فصل نشان می‌دهد. شکل ۶ ب بادهای سطحی و درصد ثبات و تداوم آنها را در دریای سرخ و خلیج عدن برای ماه ژانویه نشان می‌دهد. علامت L مرکز ورتکس سیلکونی را نمایش می‌دهد. با توجه به شکل حداقل سرعت متوسط در ماه ژانویه حول و حوش عرض 17° مشاهده می‌گردد و هر چقدر به دو انتهای دریای سرخ نزدیکتر شویم درصد تداوم و ثبات بادهای غالب افزایش می‌یابد (Flohn, 1965b). در شکل ۶ ج تشکیل ابر و ایجاد بارش در نتیجه صعود جریان دریایی گرم و مرطوب از سمت جنوب شرقی در منطقه همگرایی دریای سرخ نشان داده شده‌اند (Pedgley, 1966b).

از دهه ۱۹۷۰ با افزایش و تکمیل داده‌های هواشناسی در منطقه خاورمیانه و شمال شرق آفریقا، به تدریج نقش الگوهای سینوپتیکی در وردسپهر میانی و فوقانی بر روی اقلیم منطقه دریای سرخ بیشتر مورد توجه قرار گرفت. در سال ۱۹۷۴، «هابتمیشل و پجلی» نقش ترازهای مختلف وردسپهر در ایجاد بارش‌های شدید و فراگیر در منطقه دریای سرخ جنوبی واریتره در فصل «باران‌های کوچک» را مورد بررسی قرار دادند. نتایج پژوهش برای ماه آوریل نشان داد که بارش‌های تندری و فراگیر منطقه دریای سرخ در درجه اول به جابجایی جت جنب حاره و انحنا یافتن این جت تا حدود عرض 10° شمالی ارتباط دارد (موقعیت متوسط جت در این موقع از سال حدود 25° تا 30° عرض شمالی است). در واقع این دو محقق واگرایی در خروجی چپ هسته جت در تراز ۲۵۰ میلی بار را علت اصلی ایجاد همرفت عمیق و بارش‌های تندری در دریای سرخ جنوبی (شکل ۵ ب) و عمیق شدن ناوهای در تراز ۵۰۰ میلی بار بر روی دریای سرخ (و در جانب راست یک پشته دینامیکی که بر روی مصر و غرب سودان قرار دارد) دانسته‌اند.

در عین حال به واسطه نفوذ هوای سرد عرض‌های شمالی و انتقال منطقه همگرایی به دریای سرخ جنوبی و استمرار جریان جنوب شرقی گرم و مرطوب در وردسپهر زیرین از سمت خلیج عدن و اقیانوس هند (به واسطه وجود پشته‌ای در شرق عربستان) و صعود این جریان مرطوب و گرم بر روی جریان شمالی سرد در منطقه همگرایی دریای سرخ موجب گسیختگی لایه وارونگی و ایجاد همرفت‌های عمیق گردیده است (شکل ۶ ج). نتایج تحقیق فوق انطباق خوبی با نتایج پژوهش والکر که در سال ۱۹۶۷ در رابطه با نقش جت جنب حاره بر روی اقلیم جنوب غرب آسیا منتشر شده است دارد. با این تفاوت که والکر منطقه سودان و عربستان را منطقه نشست هوا دانسته است و سازوکار فوق را در رابطه با ایران و پاکستان و حاشیه جنوبی آنها تشریح نموده است (Walker, 1967).

مطالعه بر روی کم فشارهای منطقه دریای سرخ در دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ کاهش قابل ملاحظه‌ای یافت. شاید این امر نتیجه تمرکز پژوهش‌ها بر روی منطقه مدیترانه باشد. کمبود نسبی تحقیقات موجود و نیز ابهامات زیاد در رابطه با نحوه تشکیل و تکوین چرخندها بر روی مدیترانه، محققین را بر آن داشت تا در این زمینه مطالعات وسیعی انجام دهند (Alpert, 1986; Alpert & Warner, 1986; Alpert et al, 1990a; 1990b; Shay-el & Alpert, 1991) با آغاز دهه ۱۹۹۰ در کنار مطالعه چرخندهای مدیترانه‌ای، بررسی سایر

مؤلفه‌های سینوپتیکی از آن جمله مهمترین آنها «کم فشارهای منطقه دریای سرخ» و «زبان کم فشار خلیج فارس» مورد توجه برخی از محققین قرار گرفت. در این دوره بهره‌گیری از داده‌های کامل‌تر و منابع اطلاعاتی متعدد موجب گردید تا نقش الگوهای گردش در وردسپهر میانی، به خصوص وردسپهر فوقانی در ایجاد بارش‌های شدید و سیل‌آسا در خاورمیانه بیش از پیش مورد توجه قرار گیرد. در واقع فاز سوم مطالعه منطقه دریای سرخ به طور واقعی از اواسط دهه ۱۹۹۰ آغاز شد. نتایج این مطالعات به تدریج اهمیت و نقش منطقه دریای سرخ را در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا و شدید در شرق مدیترانه و خاورمیانه مورد تأکید قرار داد، به طوری که این پدیده هم اکنون یکی از ساز و کارهای بسیار مهم در ایجاد بارش تندی و شدید در خاورمیانه شناخته می‌شود و اصطلاحاً به «زبان کم فشار دریای سرخ»^۴ مشهور است (KA, 1994; KAK, 1997a; 1997b; KA,) (Dayan et al, 2001; Kahana et al, 2002; 1998; 2002; kidron & Pick, 2000; Dayan et al, 2001; Kahana et al, 2002).

«دایان و آبرامسکی» در سال ۱۹۸۳ در مقاله‌ای چند مورد بارش‌های سیل‌آسا در شبه جزیره سینا و خاورمیانه را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه دست یافتند که موقعیت و شکل یا نوع انحنای محور جت جنب حاره در شمال دریای سرخ و به طور کلی در خاورمیانه، نقش اساسی را در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا بر روی منطقه و به همین ترتیب در فعال شدن دریای سرخ بر عهده دارد (Dayan & Abramski, 1983). دایان در مقاله دیگری ضمن بررسی اقلیمی مسیرهای جریان هوای ورودی به فلسطین اشغالی تیپ جریان جنوب شرقی را حاصل گسترش زبان کم فشار دریای سرخ با محور شمالی-جنوبی می‌داند که بیشتر در فصل پاییز مشاهده می‌گردد (Dayan, 1986).

کریچاک و آلپرت در مقالات متعددی نحوه تشکیل و تکوین زبان کم فشار دریای سرخ را مورد مطالعه قرار دادند. آنها نیز همچون محققین پیشین معتقدند که چنین سامانه‌هایی عمدتاً در طول دوره‌های انتقالی یعنی فصول پاییز و بهار موجب بارش‌های سیل‌آسا و شدید در مدیترانه شرقی و خاورمیانه می‌شوند. آنها این پدیده را در رابطه با مدیترانه شرقی چنین توضیح می‌دهند: «در میان فرآیندهای مشخص در مدیترانه شرقی در طول دوره سرد، پدیده‌ای نیز وجود دارد که به واسطه حرکت و نفوذ نصف‌النهاری و به سمت شمال یک زبان کم فشار جنب حاره‌ای در امتداد دریای سرخ مشخص می‌گردد.

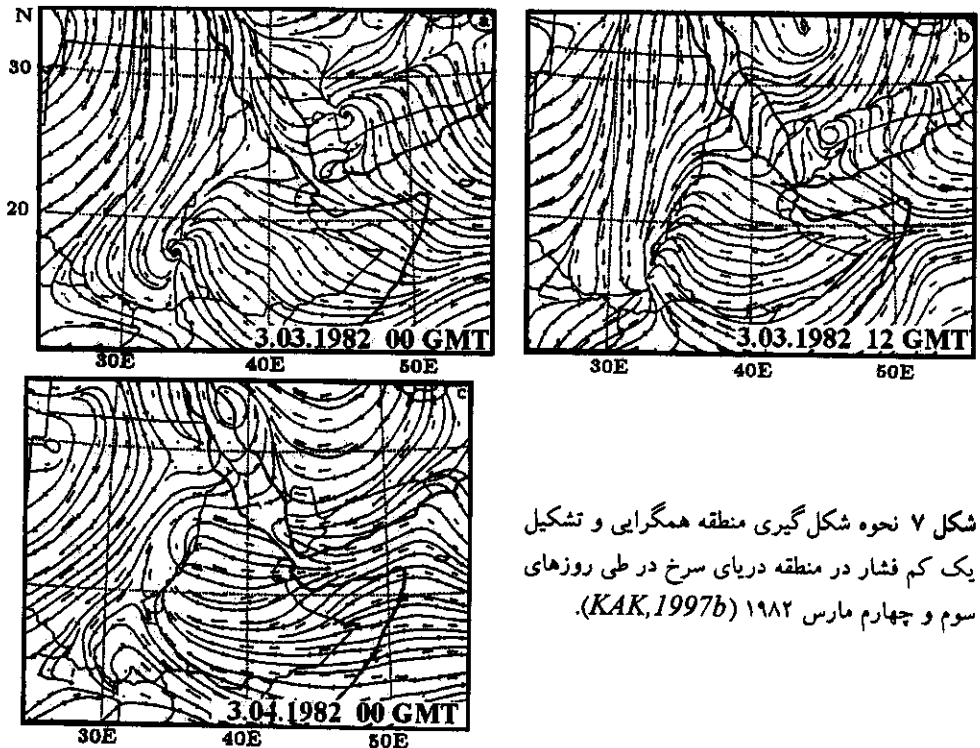
4. Red Sea Trough (RST).

این فرآیند در اغلب اوقات همراه با تشکیل سامانه چرخندی بر روی مدیترانه شرقی است. چنین سامانه‌هایی با توجه به منطقه منشأشان به طور محلی «زبانۀ کم فشار دریای سرخ» نامیده می‌شوند» (KAK, 1997a; 1997b). کریچاک و آلپرت در مقالات متعدد خود سعی در تبیین نقش جت جنب حاره در تشکیل و تکوین کم فشارها در منطقه دریای سرخ و مدیترانه شرقی داشته‌اند. از آن جمله در پژوهشی که کریچاک و همکارانش در سال ۱۹۹۷ انجام دادند، پس از مطالعه موقعیت متوسط جت در تراز ۲۵۰ میلی‌باری (به همراه هسته سرعت آن در طول فصل سرد) در یک دوره ۲۵ ساله (۸۹ - ۱۹۶۵) به این نتیجه رسیدند که در طی فصول انتقالی بخش جنوبی مدیترانه شرقی و نیمه شمالی دریای سرخ به طور دائم تحت تسلط هسته جت جنب حاره قرار دارد. در حالی که در زمستان چنین حالتی وجود ندارد و جت و هسته سرعت آن عمدتاً بر روی ساحل شمال آفریقا و مدیترانه مرکزی جای می‌گیرند (KAK, 1997a).

نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد که با وجود بادهای غربی و هسته جت ضعیف‌تر در فصول انتقالی (نسبت به زمستان)، گسترش و تکوین زبانۀ کم فشار دریای سرخ به علت استقرار جت جنب حاره در عرض 25° شمالی و بر روی دریای سرخ بسیار گسترده‌تر و فراوان‌تر خواهد بود. به عبارتی در زمستان قرارگیری جت جنب حاره و هسته سرعت آن در شمال آفریقا (32° شمالی) امکان فعالیت زبانۀ کم فشار دریای سرخ و گسترش آن به شرق مدیترانه را کاهش خواهد داد. از طرفی استقرار جت جنب حاره بر روی دریای سرخ در صورتی که همراه با سرعت بیشتری باشد کم فشارهای فراوان‌تر و عمیق‌تری را به دنبال خواهد داشت (۲).

کریچاک و آلپرت در بررسی خود سعی نمودند نقش موانع کوهستانی را در تشکیل و تکوین زبانۀ کم فشار دریای سرخ تعیین نمایند و پس از انجام تحقیق بر روی کوه‌های اتیوپی و عسیر به این نتیجه رسیدند که موانع کوهستانی یک عامل اصلی در تکوین و گسترش زبانۀ کم فشار دریای سرخ به شمار می‌آیند. به عبارتی هنگامی که در زمستان جت جنب حاره به شمال آفریقا منتقل می‌شود، وجود بادهای شرقی در منطقه دریای سرخ جنوبی امکان تشکیل و تکوین کم فشار دریای سرخ را در غرب دریا و یا در موقعیتی بر روی خود دریا فراهم می‌نماید؛ در حالی که در دوره‌های انتقالی و با استقرار جت غربی و هسته سرعت آن بر روی دریای سرخ، کم فشارها در منطقه مدیترانه

شرقی یا بر روی شبه جزیره عربستان در جانب شرقی دریای سرخ گسترش پیدا می‌کنند. نتیجه تحقیقات این محققان نشان می‌دهد که زبانه کم فشار / سیلکون دریای سرخ نتیجه «فرآیند چرخندزایی باد پناهی» در منطقه دریای سرخ می‌باشد (KAK, 1997a) و کوه‌های مرتفع فلات اتیوپی با حداکثر ارتفاع ۴۶۲۰ متر (7° و 43° عرض شمالی) و کوه‌های عسیر با حداکثر ارتفاع ۳۷۶۰ متر (16° و 48° طول شرقی) در شبه جزیره عربستان بیشترین نقش را از این جهت دارا هستند (KA, 1994; KAK, 1997b).



شکل ۷ نحوه شکل‌گیری منطقه همگرایی و تشکیل یک کم فشار در منطقه دریای سرخ در طی روزهای سوم و چهارم مارس ۱۹۸۲ (KAK, 1997b).

با توجه به معیارهایی که آلپرت برای طبقه‌بندی چرخندهای مدیترانه شرقی به کار برده است مشخص می‌شود که چرخندهایی از مدیترانه شرقی که در ارتباط با کم فشارهای دریای سرخ هستند در مقایسه با سامانه‌هایی که در منتهی‌الیه شمال شرق مدیترانه شکل می‌گیرند دارای ماهیت فیزیکی متفاوتی هستند. در واقع این کم فشارها نتیجه فرآیند چرخندزایی تیپ باد پناهی بر روی شبه جزیره عربستان و فلات اتیوپی می‌باشند. به عبارتی دیگر می‌توان گفت چرخندی که از زبانه کم فشار دریای سرخ در مدیترانه شرقی ظاهر می‌شود از «تیپ اصلی یا نوع اول» محسوب می‌گردد؛ چرا که هر

دو عامل «توپوگرافی» و «شارها» به عنوان عوامل اصلی گسترش آن حضور دارند (KAK, 1997b). شکل ۷ اثر بادپناهی کوه‌های عسیر و اتیوپی در تشکیل و تکوین یک کم فشار بر روی منطقه دریای سرخ را نشان می‌دهد. کریچاک و آلپرت در سال ۱۹۹۸ در مقاله دیگری علت تشدید و تقویت جت جنب حاره بر روی منطقه دریای سرخ را با فرآیندهای همرفتی مرطوب بر روی مناطق حاره‌ای آفریقا و دریای عرب مرتبط دانسته و مراحل متعددی برای فرآیند فوق به ترتیب زیر ذکر نموده‌اند:

۱. فرارفت مقادیر عظیمی هوای مرطوب به آفریقای استوایی که موجب تقویت فعالیت همرفتی در منطقه حاره می‌شود (جریان مرطوب از دریای عرب به آفریقای حاره‌ای).

۲. تقویت و تشدید جت جنب حاره‌ای بر روی منطقه دریای سرخ.

۳. تشکیل و تقویت زبانه کم فشار یا چرخند دریای سرخ در نتیجه تقویت جت جنب حاره.

۴. چرخش و اچرخندی بر روی دریای عرب و شرق عربستان که موجب فرارفت هوای گرم و مرطوب از سمت دریای عرب به داخل منطقه دریای سرخ شده و در نهایت گسترش زبانه کم فشار دریای سرخ را به دنبال دارد.

در طول دوره یا بعد از چرخندزایی در مدیترانه شرقی، جت جنب حاره و زبانه کم فشار دریای سرخ ضعیف شده و مجدداً انتقال توده هوای مرطوب از دریای عرب به طور مستقیم به سمت آفریقای حاره‌ای صورت می‌گیرد (KA, 1998).

در مطالعه دیگری دایان و همکارانش در سال ۲۰۰۱ ضمن تأیید نتایج به دست آمده توسط کریچاک و آلپرت، نفوذ یک ناوه ترازهای میانی را در گسترش و تشدید طوفان در منطقه شرق مدیترانه لازم می‌دانند. وجود جت قطبی در جلوی ناوه بر روی ترکیه که موجب واگرایی در ترازهای بالا در منطقه مدیترانه شرقی می‌گردد، همراه با قرارگیری جانب چپ خروجی جت جنب حاره بر روی منطقه، واگرایی مضاعفی را به دنبال دارد. دایان و همکارانش رسیدن ناوه عرض میانی به منطقه را به عنوان «زنگ خطری» می‌دانند که متعاقب آن جت جنب حاره تقویت شده و در نهایت زبانه کم فشار دریای سرخ گسترش می‌یابد (Dayan et al, 2001).

در تحقیق دیگری «کیدرون و پیک» در بررسی منشأ طوفان‌های همرفتی کوچک مقیاس در شرق مدیترانه، نقش زبانه کم فشار دریای سرخ در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا را

بین ۸۳/۵ تا ۱۰۰ درصد می‌دانند که عموماً به صورت توفان‌های شدید و کوتاه مدت در فصول پاییز و بهار مشاهده می‌شود (Kidron & Pick, 2000).

«کمبرلین و فیلیپون» نیز در سال ۲۰۰۲ بارش‌های بهاری دریای سرخ جنوبی و اریتره و اتیوپی شمالی را برای یک دوره آماری ۳۰ ساله (۹۷-۱۹۶۸) مورد بررسی قرار دادند. آنها دو مشخصه زیر را برای ایجاد بارش‌های اتیوپی و منطقه دریای سرخ در دوره‌های مرطوب لازم می‌دانند: مشخصه اول وجود جریان مرطوب در سطح پایین به سمت اتیوپی و دریای سرخ جنوبی که این شرایط معمولاً در نتیجه استقرار جریان شمال شرقی قوی بر روی شاخ آفریقا حاصل می‌گردد و با ساختار پر فشار دریای عرب در اواخر فصل بهار ارتباط دارد. مشخصه دوم مربوط به یک ناوه تراز بالاست که موجب سرد شدن و ردسپهر میانی تا فوقانی بر روی منطقه می‌شود. این امر موجب افزایش فعالیت جو و تشکیل یک نوار ابر جنوب غربی- شمال شرقی (حاره‌ای- برون حاره‌ای) می‌شود. در جدیدترین بررسی‌های انجام شده منشأ زبانه کم فشار دریای سرخ «کمربند همگرایی حاره‌ای» دانسته شده که عمدتاً رطوبت مناطق حاره‌ای شرق آفریقا (Kahana *etal*, 2004; Ziv *etal*, 2004) یا رطوبت دریای عرب را از طریق کریدور دریای سرخ به شرق مدیترانه منتقل می‌کند (KA, 1998; KTA, 2000) و البته این امر با استقرار یک پرفشار در شرق شبه جزیره عربستان ممکن می‌گردد. این تیپ سینوپتیکی مشخصه اصلی فصل پاییز به ویژه ماه‌های اکتبر و نوامبر در منتهی‌الیه جنوب شرق مدیترانه می‌باشد (Alpert *etal*, 2002; 2004; Kahana *etal*, 2002; 2004). در این رابطه می‌توان به پژوهش «کاهانا» و همکارانش در سال ۲۰۰۲ بر روی تعداد ۵۲ مورد سیل که در دوره آماری ۱۹۹۴-۱۹۶۵ اتفاق افتاده‌اند، اشاره کرد. محققین در این تحقیق سیل‌های بیابان نقب واقع در جنوب فلسطین اشغالی را از نظر شدت، توزیع فصلی، تداوم، توزیع مکانی و همچنین تغییرات سال به سال تیپ‌های سینوپتیکی سیل‌زا مورد مطالعه قرار داده‌اند. مقاله فوق نتایج زیر را در ارتباط با زبانه کم فشار دریای سرخ در پی داشته است:

- برجسته‌ترین الگوی سینوپتیکی سیل‌زا مربوط به کم فشارهای دریای سرخ می‌باشد، در واقع «زبانه کم فشار فعال دریای سرخ» فراوان‌ترین تیپ سینوپتیکی به شمار می‌آید؛ چرا که ۲۰ مورد از ۵۲ مورد سیل بزرگی که در جنوب فلسطین در طول دوره مطالعه ثبت شده را شامل می‌شود.

- برای فعال شدن زبانه کم فشار دریای سرخ ناوهای تراز بالا یک نقش کنترل کننده را به عهده دارند.
- افت دما در سیل‌هایی که ناشی از زبانه کم فشار دریای سرخ هستند در قسمت اعظم وردسپهر قابل ملاحظه است و همین امر موجب گرم شدن متفاوت سطح زمین و ترازهای فوقانی می‌گردد که در نهایت به واسطه ناپایداری حرارتی شدیدترین سیلاب‌ها را در منطقه جنوب شرق مدیترانه به دنبال دارد. بیشترین فراوانی وقوع سیل‌های مرتبط با کم فشار دریای سرخ به ترتیب در ماه‌های اکتبر و نوامبر می‌باشد.
- از نظر تکامل و تداوم، زبانه کم فشار دریای سرخ حدود ۴ روز قبل از وقوع سیل بر روی منطقه دریای سرخ تشکیل می‌شود. به عبارتی تیپ سینوپتیکی زبانه دریای سرخ، قبل از فعال شدن نیازمند یک دوره ۴ روزه برای انتقال رطوبت مناطق حاره‌ای دور دست می‌باشد.

نتیجه

بررسی و کشف قانونمندی‌های حاکم بر هر سامانه اقلیمی، تحلیل و پیش‌بینی مناسب آن را فراهم می‌سازد. درک مؤلفه‌های اصلی و شناخت عوامل مؤثر در تشکیل و تکوین کم فشارهای منطقه دریای سرخ امکان تحلیل و پیش‌بینی منطقه‌ای مناسب را میسر می‌نماید. در ادامه نتایج تحقیق ارایه می‌گردد:

- کم فشارهای منطقه دریای سرخ اساساً در محیطی باروتروپیک شکل می‌گیرند. در واقع می‌توان گفت که کم فشارهای منطقه دریای سرخ الزاماً منشأ اولیه حرارتی ندارند. بلکه تحت تأثیر الگوی گردش منطقه‌ای (کمربند همگرایی حاره‌ای در شرق آفریقا) یا شرایط دینامیکی محلی (بر همکنش جریان‌های هوا با توپوگرافی) شکل می‌گیرند و به واسطه الگوهای جریان مقیاس سینوپتیک تشدید شده و گسترش می‌یابند. برای درک این ویژگی ترسیم و بررسی نقشه‌های «خطوط جریان» جهت شناسایی مناطق همگرایی و نحوه تشکیل و تکوین این سامانه‌ها و در عین حال تعیین منشأ رطوبتی آنها مناسب‌تر از نقشه‌های فشار معمولی است. چرا که تغییرات فشار هوا در چنین محیطی ناچیز بوده و تحلیل و پیش‌بینی را با مشکل مواجه می‌سازد.

www.SID.ir هرچند که برخی از این کم فشارها صرفاً با جابجایی به سمت جنوب و تشدید و

تقویت جت جنب حاره به وجود می‌آیند (در برخی موارد جت تا عرض ۱۰° شمالی به سمت جنوب منتقل می‌شود)، اما غالباً نفوذ ناوه عرض‌های میانی به همراه تقویت جت جنب حاره بر روی منطقه موجب تشکیل، تکوین و گسترش کم فشارهای منطقه دریای سرخ می‌گردد.

- تقویت جت جنب حاره در منطقه دریای سرخ به دو شکل امکان‌پذیر خواهد بود:
 الف) انتقال هوای گرم و مرطوب از دریای عرب و اقیانوس هند به طور مستقیم به آفریقای حاره‌ای و فرآیندهای همرفتی متعاقب آن که در نهایت تقویت جت جنب حاره را در جانب شمالی سلول هدلی در پی خواهد داشت (KA, 1998).

ب) نفوذ ناوه عرض‌های میانی به شرق مدیترانه که موجب افزایش شیب فشار بر روی منطقه خواهد شد. حالت ایده‌آل هنگامی به وجود می‌آید که جت قطبی (۳۰۰ میلی باری) در جلوی ناوه ترازهای میانی به منطقه شرق مدیترانه وارد شده و با جت جنب حاره‌ای (تراز ۲۵۰ میلی باری) اصطلاحاً «یکی» شود (Riter & Whitney, 1969). در واقع هنگامی که این دو جت در وردسپهر فوقانی یکی شوند، با توجه به تقویت جت جنب حاره و انحناء یافتن آن، شرایط مناسبی برای ایجاد ناپایداری و رشد همرفت در خروجی چپ هسته جت به وجود می‌آید (Whitney, 1977).

- ناوه‌های وردسپهر میانی در تکوین دینامیکی کم فشارها و جابجایی و انتقال آنها در خاورمیانه نقش عمده‌ای را بر عهده دارند. از طرفی سرعت فراتر از ۵۰ متر در ثانیه در هسته جت جنب حاره بر روی منطقه دریای سرخ و استقرار ناوه‌ای عمیق در شرق مصر، شرایط مناسبی را برای فعال شدن کم فشارهای منطقه دریای سرخ فراهم می‌آورند.
 - کم فشارهای منطقه دریای سرخ نتیجه تکوین همگرایی اولیه بر روی منطقه می‌باشند. این همگرایی که مرحله آغازین شکل‌گیری این کم فشارها محسوب می‌شود، خود ناشی از بر هم کنش دو مؤلفه اصلی یعنی «جریان‌های هوا» و «ویژگی‌های توپوگرافی» در منطقه دریای سرخ در ترازهای پایین جو می‌باشد.

- همگرایی در منطقه دریای سرخ از دو الگوی مشخص تبعیت می‌کند:

الف) همگرایی جریان‌های شرقی و جریان‌های شمال-شمال غربی در باد پناه کوه‌های مرتفع یمن و عسیر و فلات اتیوپی، که می‌توان کم فشارهای حاصله را از نوع «باد پناهی» دانست. در این رابطه «کم فشارهای سودانی» کم فشارهایی هستند که در

آغاز به صورت یک منطقه همگرایی بر جانب غربی فلات اتیوپی (منطقه سودان) ظاهر شده و سپس تحت تأثیر عوامل دینامیکی به دریای سرخ و سپس ایران یا مدیترانه شرقی منتقل شده‌اند.

ب) همگرایی دو جریان مخالف شرق- جنوب شرقی و شمال- شمال غربی در داخل ریفت دریای سرخ که به « منطقه همگرایی دریای سرخ » معروف گشته است.
- با توجه به دمای پتانسیل و ظرفیت رطوبتی بالای این سامانه‌های حاره‌ای / جنب حاره‌ای، بارش‌های شدید و سیل آسا یکی از مشخصه‌های سامانه‌های کم فشار منطقه دریای سرخ می‌باشد.

تشکر و قدردانی

از دکتر سیمون کریچاک به خاطر ارسال مقالات ارزشمندشان، همچنین از مسؤول و کارکنان کتابخانه سازمان هواشناسی کشور خانم‌ها: واقفی، مهدی‌پور، حشمت و قربانی به جهت مساعدت لازم برای تهیه و تکثیر مقالات کمال تشکر را دارم. در نوشتن این مقاله از توصیه‌ها و پیشنهادات ارزشمند استادان گرامی‌ام جناب آقای دکتر بهلول علیجانی و جناب آقای دکتر هوشنگ قائمی بهره‌های فراوانی برده‌ام، بدین وسیله مراتب سپاس خود را از آن اساتید فرزانه اعلام می‌دارم.

پی‌نوشتها

۱. برخی از منابع در متن مقاله به دفعات زیاد مورد استفاده قرار گرفته که به منظور کاهش حجم مقاله با نام اختصاری ذکر گردیده‌اند.
۲. به اعتقاد محققین یاد شده سرعت بیش از ۵۰ متر در ثانیه جهت وقوع پدیده فوق‌الذکر الزامی است.

منابع و مأخذ

1. Alpert, P. and Reisin, T (1986); An early winter polar air mass penetration to the eastern Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, pp. 1411-1418.
2. Alpert, P. and Neeman and Shay-el (1990a); Intermontly variability of cyclone tracks in the Mediterranean, *J. Climate*, Vol. 3, No. 12, pp. 1474-1478.
3. Alpert, P. and Neeman and Shay-el (1990b); Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus*, Vol. 42A, No. 1, pp. 65-77.
4. Alpert, P. and Warner, T (1986); Cyclogenesis in the eastern Mediterranean, WMO/ TMP report series No. 22, pp. 95-99.
5. Alpert, P., and 11 Co-authors (2002); The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 29, No. 11, 0.1029/2001 GI013554.
6. Alpert, P. et al (2004); A New Seasons definition based on classified daily synoptic systems: An example for the eastern Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, Vol. 24, pp. 1013-1021.
7. Bitan and Saaroni (1992); The horizontal and Vertical extension of the Persian Gulf Pressure Trough, *Int. J. Climatol.*, Vol. 12, No. 7, pp. 733-747.
8. Camberlin, P. and Philippon (2002); The east African March-May Rainy season; Associated Atmospheric Daynamic and predictability over the 1968-1997 period, *J. Climate*, Vol. 15, pp. 1002-1049. www.SID.ir

9. Dayan, U (1986); *Climatology of Back Trajectories Form Israel based on synoptic Analysis*, J.Climate, Appl. Met., Vol.25, No.5, pp. 591-595.
10. Dayan, U. and Abramski, R (1983); *Heavy Rain in the Middle east Related to unusual jetstream properties*, Bull. Amr. Met. Soc., Vol.64, No.10, pp.1138-1140.
11. Dayan, U. et al (2001); *A severe autumn storm over the Middle-east: synoptic and Mesoscale Convection analysis*, Theo. Appl. Climatol., Vol.69, pp.103-122.
12. Delsi (1967); *The Relationship of Dust to cold Fronts over the sudan During the dry season*, Met. Mag., Vol.96, pp.50-57.
13. Elfandy, M.G (1946); *Barometric lows of Cyprus*, Q.J.R., Met.Soc., Vol.72, pp.291-306.
14. Elfandy, M.G (1948); *The Effect of the sudan monsoon low on the Development of thudery conditions in Egypt, palestine and Syria*, Q.J.R., Met.Soc., Vol.74, pp.31-38.
15. Elfandy, M.G (1950a); *Effects to topography and other Factors on the movement of lows in the Middle east and Sudan*, Bull. Amr. Met. Soc., Vol.31, No.10, pp.375-381.
16. Elfandy, M.G (1950b); *Troughs in the upper westerlies and cyclonic Developments in the Nile valley*, Q.J.R. Met.Soc., Vol.76, pp. 166-172.
17. Elfandy, M.G (1952); *Forecasting thunderstorms in the Red sea*, Bull. Amr. Met. Soc., Vol.33, No.8, pp.332-338.
18. Flohn, H (1965a); *Studies on the Meteorology of tropical Africa, PartA: Climatic anomalies in the Red Sea*, Bonner Met. Abhandl, pp.3-35.
19. Flohn, H (1965b); *Contributions to a synoptic climatology of Nroth-east Africa*, WMO/Tech. Notes, No.69, pp.236-244.
20. Habtemichael, A. and Pedgley, D.E., [HP] (1974); *Synoptic case-study Rains in Eritrea*, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.A, Vol.23, pp. 285-296.
21. Johnson, D.H (1965); *African Synoptic Meteorology; Meteorology and the desert Locus*, WMO, Tech. notes, No.69, TP.85, pp.48-90.
22. Kahana, R. et al (2002); *Synoptic climatology of major floods in the Negev desert, Israel*, Int. J. Climatol., Vol.22, No.7, pp.867-882.
23. Kahana, R. et al (2004); *Atmospheric predictors for major floods in the Negev desert, Israel*, Int. J. Climatol., Vol. 24, pp.1137-1147.
24. Kidron, G. and Pick, K (2000); *The limited role of localized convective storms in runoff production in the western Negev desert*, J. Hidrology, Vol.229, pp.281-289.
25. Krichak, S. and Alpert, p., [KA] (1994); *Effects of winter monsoon variability in the eastern Mediterranean*, WMO/TD. No.619 (WCRP- 84), pp. 215-222.
26. Krichak, S. and Alpert, P. and Krishnamurti, N., [KAK] (1997a); *Interaction of topography and tropospheric flow-A possible generator for the Red Sea Trough? Met. Atmos. Phys., Vol.63, pp. 149-158.*
27. Krichak, S. and Alpert, P. and Krishnamurti, N., [KAK] (1997b); *Red Sea Trough/Cyclone development-Numerical Investigation*, Met. Atmos. Phys., Vol.63, pp.159-169.
28. Krichak, S. and Alpert, P., [KA] (1998); *Role of large scale moist dynamics in November 1-5, 1994, hazardous Mediterranean weather*, J. Geoph. Res., Vol.103, No.D16, pp.19453-19468.
29. Krichak, S. and Tsidulko, M. and Alpert, P., [KTA] (2000), November 2, 1994; *Severe storms in the south eastern Mediterranean*, Atmos. Res., Vol.53, pp. 54-62.
30. Pedgley, D.E (1966a); *The Red Sea Convergence Zone, partA: The horizontal pattern of winds*, Weather, Vol.21, pp.350-358.
31. Pedgley, D.E (1966b); *The Red Sea Convergence Zone, partB: Vertical structure*, Weather, Vol.21, pp.394-406.
32. Pedgley, D.E. and Symmons, [P&S] (1968); *Weather and the Locust upsurge*, Weather, Vol.23, No.12, pp. 482-492.
33. Reiter, E.R. and Whitney, L (1969); *Interaction between Subtropical and Polar-front jet stream*, Mon. Wea. Rev., Vol.97, pp.432-438.
34. Saaroni, H. and Ziv, B (2000); *Summer rain episodes in a Mediterranean climate, The case of Israel: Climatological-Dynamical analysis*, Int. J. Climatol., Vol.20, pp.191-209.
35. Shay-el, Y. and Alpert, P (1991); *A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones*, Q.J.R. Met. Soc., Vol.117, pp.715-747.
36. Soliman (1953); *Rainfall over Egypt*, Q.J.R. Met. Soc., Vol.79, pp.389-397.
37. Solot (1950); *General circulation over the Anglo-Egyptian sudan and Adjacent regions*, Bull. Amr. Met. Soc., Vol.31, pp.85-94.
38. Tucker, M. and pedgley, D (1977); *Summer winds around the southern Red sea*, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.B, Vol.25, pp.221-231.
39. Walker, M (1967); *Some ideas on winter atmospheric processes over south-west Asia*, Met. Mag., Vol. 96, No.1139, pp.161-167.
40. Whitney, E.R (1977); *Relationship of the Subtropical jet stream to severe local storms*, Mon. Wea. Rev., Vol.105, pp.398-412.
41. Ziv, B. et al (2004); *A Mid-Winter, tropical extreme flood-producing storm in southern Israel: Synoptic scale analysis*, Met. Atmos. Phys., DOI 10.1007/S00703-0054-7 (In Press).