بسم الله الرحمن الرحيم

دانشگاه اصفهان

دانشکده علوم

گروه فیزیک

پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته فیزیک دریا

الگوها و مکانیسم برهم‌کنش هوا– دریا در دریای خزر

استاد راهنما:

دکتر فهیمه حسینی بالام

پژوهشگر:

فهیمه سعیدمهر

خرداد ماه ۱۳۹۰

کلیه حقوق مادی مترتب بر نتایج مطالعات، ابتکارات

و نوآوری‌های ناشی از تحقیق موضوع این گزارش

متعلق به دانشگاه اصفهان است

دانشگاه اصفهان

دانشکده علوم

گروه فیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد رشته‌ی فیزیک دریا خانم فهیمه سعیدمهر

تحت عنوان

الگوها و مکانیسم برهم کنش هوا- دریا در دریای خزر

در تاریخ **۱۳۹۰/۳/۲۲** توسط هیأت داوران زیر بررسی و با درجه **عالی** به تصویب نهایی رسید.

۱- استاد راهنمای پایان نامه	سرکار خانم دکتر فهیمه حسینی بالام	با مرتبه علمی	استادیار	امضا
۲- استاد داور داخل گروه	جناب آقای دکتر رسول رکنی‌زاده	با مرتبه علمی	دانشیار	امضا
۳- استاد داور خارج گروه	جناب آقای دکتر عبدالله صداقت‌کردار	با مرتبه علمی	دانشیار	امضا

امضا مدیر گروه

سپاسگذاری

یزدان پاک را سپاس می‌گویم که توانایی عنایت فرمود تا پژوهشی در این راستا انجام گیرد و در این راه بی‌شک مرهون الطاف فراوان بسیاری از عزیزان هستم.

با احترام، از زحمات و مساعدت‌های پدر و مادر عزیزم که زمینهٔ ادامه تحصیل و فراگیری را فراهم آورده‌اند، قدردانی می‌نمایم. همچنین از استاد راهنما سرکار خانم دکتر فهیمه حسینی بالام و اساتید ارجمندی که تا این مقطع تحصیلی از محضرشان بهره‌مندگردیده‌ام، کمال تشکر رادارم.

کاستی‌های موجود در این پژوهش متوجه ما پژوهشگران است و هرگونه پیشنهاد و انتقاد صاحب‌نظران را با کمال احترام و تشکر پذیرا می‌باشم و فرمایشات آن بزرگواران را مد نظر قرار خواهم داد.

فهیمه سعیدمهر

تقدیم به پدر و مادر عزیزم

به پاس تعبیر عظیم و انسانی شان از کلمه ایثار و از خودگذشتگی

به پاس عاطفه سرشار و گرمای امید بخش وجودشان که در این روزگار سرد

بهترین پشتیبان است

به پاس قلب های بزرگشان که فریادرس است و سرگردانی و ترس در پناهشان

به شجاعت می گراید

و به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند

چکیده

در این پایان‌نامه به بررسی مکانی و زمانی تغییرات دما و فشار سطح دریای خزر، برهم‌کنش هوا- دریا، بررسی پدیده فراچاهی اکمن و ارتباط آن با دمای سطح آب، و تأثیر دمای سطح آب بر روی نوسان‌های بارش سطح دریای خزر در دوره ۱۹ ساله ۲۰۰۰-۱۹۸۲ پرداخته می‌شود. لذا از داده‌های ماهانه فشار و دمای سطح، داده‌های ماهانه تنش باد شرق- غرب و تنش باد شمال- جنوب، و داده‌های ماهانه بارش استفاده شد. داده‌ها بر روی شبکه‌ای با گام یک درجه هستند که دریای خزر را پوشش می‌دهد. در این بررسی از تحلیل داده‌ها، آنالیز توابع متعامد تجربی(EOF) و حل عددی معادله ویژه‌مقداری، آنالیز تجزیه مقدار تکینی(SVD)، تحلیل‌های هم‌بستگی، آنالیزهای طیفی و تحلیل سری‌های زمانی استفاده شده است. نتایج تحلیل‌های فوق نشان می‌دهد که کشیدگی نصف‌النهاری دریای خزر و موقعیت آن در عرض‌های میانی سبب می‌شود تا فشار سطح آن تحت تأثیر بسیاری از سامانه‌های جوی قرار گیرد. در این بین، توده پرفشار سیبری از شرق و پرفشار آزور از غرب به‌ترتیب در طی فصول سرد و گرم، بیشترین تأثیر را دارند. بادهای غالبی که برای این دوره شناخته می‌شود باد جنوب‌شرقی، شمال‌غربی، شرق و شمال‌شرقی است که به‌ترتیب مهم‌ترین بادهای فصل زمستان، تابستان، بهار و پاییز این دوره هستند، که به‌ترتیب بر نواحی شرقی و شمال‌شرقی، غربی و جنوب‌غربی، شمال، و جنوب‌شرقی خزر بیشترین تأثیر را دارند. بیشترین تغییر فشار سطح دریا با مکان به ماه ژانویه تعلق دارد که تقریباً با وزش همه این بادها همراه است. مولفه‌های زناری و نصف‌النهاری تنش سطحی این بادها، منجربه انتقال افقی جرمی آب می‌شود که به انتقال افقی اکمن موسوم است. این انتقال‌ها با همگرایی قوی در نواحی جنوبی و جنوب‌غربی خزر، و واگرایی قوی در نواحی شرقی خزر شمالی و میانی و خلیج کارابگاز همراه است. به‌منظور حفظ اصل پایستگی جرم، جریان قائم (پمپاژ) اکمن به‌خوبی در دریای خزر شکل می‌گیرد. با محاسبه سرعت جریان قائم اکمن نشان داده شد که در نواحی همگرایی جریان قائم رو به پایین فروچاهی، و در نواحی واگرایی جریان قائم رو به بالای فراچاهی اتفاق می‌افتد. قوی‌ترین همگرایی‌ها و فروچاهی‌ها به فصول تابستان، و واگرایی‌ها و فراچاهی‌ها به فصول زمستان این دوره تعلق دارد. وزش باد به‌طور مستقیم و غیرمستقیم بر تغییرات دمای سطح دریای خزر تأثیرگذار است. به‌عبارتی برهم‌کنش قوی بین هوا و دریا وجود دارد. بیشترین این تغییرات به وزش بادهای جنوب شرق و شمال غرب مربوط می‌شود که به‌ترتیب کاهش دمای نواحی شمالی، و افزایش دمای نواحی جنوبی خزر را به‌همراه دارند. واکنش دریا به این نیروهای جوی ۱، ۲ و ۷ ماه بعد صورت می‌گیرد. باد شرق نیز بر روی تغییرات دمای سطح خزر شمالی تأثیر به‌سزایی دارد که با یک تأخیر زمانی ۳ و ۴ ماه آشکار می‌شود. همچنین تغییرات دمای سطح خزر به‌شدت تحت تأثیر برون شارش رودخانه‌هایی چون ولگا و اورال قرار دارد، که بیشتر این تغییرات در ماه‌های فصل بهار به‌خصوص ماه می صورت می‌گیرد که از افزایش برون‌شارش این رودها حاصل می‌شود. فراچاهی اکمن باعث می‌شود تا در تابستان، دمای سطح نواحی شرقی خزر شمالی و میانی علی‌رغم توزیع یکنواخت گرما کاهش یابد. کاهش ناگهانی دمای سطح خزر شمالی و مرکزی در فصول پاییز و زمستان را نیز می‌توان به وقوع جریان فراچاهی نسبت داد. تغییر دمای سطح در اثر وزش بادهای جنوب شرق و شمال غرب، بارش‌های شدید نواحی غربی و جنوبی خزر را برای همه فصول به‌دنبال دارد. تأثیر همزمان باد جنوب شرقی و برون شارش رودخانه ولگا و باد شمال شرق بر روی دمای سطح، نیز می‌تواند منجربه وقوع بارندگی‌های نواحی مرکزی خزر شود.

کلیدواژه‌ها: دریای خزر، توابع متعامد تجربی(آرویني)، تجزیه مقدار تکینی، دمای سطح دریا، فشار تراز دریا، فراچاهی اکمن.

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

فصل اول: مقدمه

۱-۱ مقدمه ۱

فصل دوم: فیزیک جو و دریا

۲-۱ مقدمه ۶

۲-۲ پارمترهای فیزیکی جوی و دریایی ۶

۲-۲-۱ فشار جو ۶

۲-۲-۱-۱ توده‌های هوای مرکز پر فشار سیبری ۹

۲-۲-۱-۲ توده پر فشار با منشا آزور ۹

۲-۲-۱-۳ کم فشار حرارتی کویر مرکزی ۱۰

۲-۲-۲ جریان باد ۱۰

۲-۲-۲-۱ تأثیر اصطکاک بر وزش باد ۱۱

۲-۲-۲-۲ جریانات رانشی ناشی از باد ۱۲

۲-۲-۲-۲-۱ تنش باد ۱۲

۲-۲-۲-۲-۲ معادلات اکمن ۱۴

۲-۲-۲-۲-۳ انتقال افقی اکمن ۱۷

۲-۲-۲-۲-۴ انتقال قائم اکمن ۱۹

۲-۲-۳ دمای سطح آب(SST) ۲۳

۲-۳ مشخصات کلی دریای خزر ۲۴

۲-۳-۱ فشار سطحی خزر و وزش باد ۲۵

۲-۳-۲ دمای سطحی خزر ۲۵

۲-۳-۳ جریان سطحی خزر ۲۶

۲-۳-۴ بارش سطح خزر ۲۷

۲-۴ مطالعات انجام‌شده ۲۸

۲-۴-۱ تحلیل داده‌ها ۲۸

عنوان **صفحه**

۲-۴-۱-۱ تغییرات دمای سطح آب ۲۸
۲-۴-۱-۲ ساختار ترموکلاین و گردش عمومی آبهای دریای خزر ۲۹
۲-۴-۱-۳ فراچاهی سواحل شرقی خزر میانی ۳۰
۲-۴-۱-۴ تأثیر نوسان‌های دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار نواحی شمالی،و جنوب غربی ایران ۳۱
۲-۴-۲ مدل‌سازی ۳۱
۲-۴-۲-۱ برهم‌کنش هوا- دریا، تغییرات فصلی تراز دریا و گردش سه بعدی دریای خزر ۳۱
۲-۴-۲-۱-۱ تحلیل ویژگی‌های جرمی آب ۳۱
۲-۴-۲-۱-۲ تحلیل بارش سطح خزر ۳۲
۲-۴-۲-۲ بررسی اولیه مدل سه بعدی جریان در دریای خزر ۳۳

فصل سوم: زمینه نظری

۳-۱ روش‌ها ۳۴
۳-۱-۱ روش توابع متعامد تجربی (EOF) ۳۴
۳-۱-۱-۱ ویژگی مولفه‌های مسئله ویژه‌مقداری ۳۸
۳-۱-۱-۲ قوانین انتخاب ۴۱
۳-۱-۱-۳ مزایای روش(EOF) ۴۲
۳-۱-۱-۴ معایب روش(EOF) ۴۳
۳-۲ روش تجزیه مقدار تکینی(SVD) ۴۴
۳-۲-۱ روش SVD برای تغییرپذیری یک میدان ۴۵
۳-۲-۲ روش SVD برای تغییرپذیری زوج میدان ۴۶
۳-۳ تحلیل سریهای زمانی ۴۷
۳-۳-۱ تحلیل هم‌بستگی ۴۷
۳-۳-۲ تحلیل طیفی ۵۰

عنوان **صفحه**

فصل چهارم: نتایج تحلیل داده‌ها

۴-۱ مقدمه ۵۱
۴-۲ داده‌ها ۵۲
۴-۲-۱ داده‌های فشار سطح دریا (SLP) ۵۲
۴-۲-۲ داده‌های دمای سطح دریا (SST) ۵۲
۴-۲-۳ داده‌های تنش باد (Wind Stress) ۵۲
۴-۲-۴ داده‌های بارش (Precipitation) ۵۳
۴-۳ مرتب‌کردن داده‌ها ۵۳
۴-۴ تحلیل داده‌ها ۵۴
۴-۴-۱ تغییرات ماهانه فشار سطح دریا ۵۴
۴-۴-۲ تغییرات ماهانه و فصلی دمای سطح آب ۶۱
۴-۴-۳ پدیده فراچاهی اکمن ۶۲
۴-۴-۳-۱ تغییرات فصلی تنش افقی باد ۶۲
۴-۴-۳-۱-۱ مولفه زنارى ۶۲
۴-۴-۳-۱-۲ مولفه نصف‌النهارى ۶۶
۴-۴-۳-۲ انتقال‌های افقی اکمن ۶۹
۴-۴-۳-۲-۱ مولفه زنارى ۶۹
۴-۴-۳-۲-۲ مولفه نصف‌النهارى ۷۱
۴-۴-۳-۳ پمپاژ اکمن(انتقال قائم) ۷۳
۴-۴-۳-۳-۱ تأثیر پدیده فراچاهی اکمن بر دمای سطح ۷۷

فصل پنجم: نتایج تحلیل توابع متعامد تجربی(EOF) وتجزیه مقدار تکینی(SVD)

۵-۱ مقدمه ۷۸
۵-۲ برهم‌کنش هوا- دریا ۷۹
۵-۲-۱ تحلیل فشار سطح دریا با EOF ۷۹
۵-۲-۱-۱ مُد اول EOF1(SLP) ۷۹

عنوان **صفحه**

۵-۲-۱-۲ مُد دوم EOF2(SLP) ۸۰
۵-۲-۲ تحلیل ماهانه دمای سطح آب با EOF ۸۱
۵-۲-۲-۱ مُد اول EOF1(SST) ۸۵
۵-۲-۲-۲ مُد دوم EOF2(SST) ۹۰
۵-۳ تحلیل پدیده اکمن و تأثیر آن بر دمای سطح با EOF ۹۱
۵-۳-۱ مُد اول EOF1(Ekman) ۹۲
۵-۳-۲ مُد دوم EOF2(Ekman) ۹۶
۵-۳-۳ مُد سوم EOF3(Ekman) ۹۶
۵-۳-۴ مُد چهارم EOF4(Ekman) ۹۷
۵-۴ بارش و تأثیر دمای سطح بر آن ۹۷
۵-۴-۱ مُد اول SVD1 ..... ۹۸
۵-۴-۱-۱ الگوهای مکانی ۹۸
۵-۴-۱-۲ سری‌های زمانی ۹۸
۵-۴-۲ مُد دوم SVD2 ..... ۱۰۱
۵-۴-۲-۱ الگوهای مکانی ۱۰۱
۵-۴-۲-۲ سری‌های زمانی ۱۰۱
۵-۵ تحلیل بر هم‌کنش هوا- دریا با SVD ۱۰۴

فصل ششم: جمع‌بندی نتایج و پیشنهادات

۶-۱ مقدمه ۱۰۷
۶-۲ خلاصه نتایج ۱۰۸
۶-۳ پیشنهادات ۱۱۲

پیوست الف) داده‌های فشار سطح دریا در فرمت Arcview gridded برای ۱۴۳
نقطه فضایی، شبکه۱۱×۱۳. برای ژانویه ۱۹۹۰. اولین داده مربوط به گوشه این

عنوان **صفحه**

شبکه،عرض ۳۶.۵ و طول ۴۵.۵ است. بقیه داده‌ها باید بر اساس نقاط شبکه مرتب شوند. ۱۱۳

پیوست ب) داده‌های بارش سطح خزر با فرمت ASCII برای عرض جغرافیایی
۴۸/۵ و طول جغرافیایی ۳۶/۵ برای ۱۹۰۱-۲۰۰۶. ستونهای B تا M به ترتیب
داده‌های ماه‌های ژانویه تا دسامبر را نشان می‌دهند. ۱۱۴

مراجع ۱۱۷

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

فصل دوم: فیزیک جو و دریا

شکل ۲-۱ سیکلون (L) و آنتی‌سیکلون(H) الف) در نیم‌کره شمالی، ب) در نیم‌کره جنوبی. ۸

شکل ۲-۲ همگرایی و واگرایی جریان هوا به‌ترتیب همراه با صعود و فرونشینی آن. ۸

شکل ۲-۳ نحوه شکل‌گیری یک آنتی‌سیکلون در ناحیه بین دو سیکلون. ۸

شکل ۲-۴ نحوه تقسیم‌بندی جهت باد. ۱۱

شکل ۲-۵ تأثیر نیروی اصطکاک بر جریان باد در سطح دریا و پیدایش باد زمینگرد در ارتفاع ۳۰۰۰ متری. ۱۲

شکل ۲-۶ مارپیچ اکمن به همراه انتقال خالص افقی اکمن و جریان رانشی ناشی از باد. ۱۸

شکل ۲-۷ وزش باد شمال، سمت چپ ساحل شرقی و پیدایش فروچاهی، ب) وزش بادجنوب، سمت چپ ساحل شرقی و پیدایش فراچاهی در نیمکره جنوبی. رنگ قرمز وآبی به‌ترتیب آبهای گرم سطحی، و سرد لایه زیرین را نشان می‌دهند ۱۹

شکل ۲-۸ واگرایی وهمگرایی سطحی به‌ترتیب همراه با وقوع فراچاهی و فروچاهی ۲۲

شکل ۲-۹ موقعیت جغرافیایی خزر به همراه رود ولگا و اورال. نواحی ۴،۳،۲،۱ به ترتیب خزر شمالی، مرکزی، جنوبی و خلیج کارابگاز را نشان می‌دهند. ۲۴

شکل ۲-۱۰ الگوی جریان سطحی خزر. ۲۶

شکل ۲-۱۱ دمای آب در لایه سطحی دریای خزر در الف) زمستان، ب) پاییز، ت) بهار ۲۹

شکل ۲-۱۲ : نمایه قائم دمای آب در a) فوریه، b) آگوست.منحنی ۱ و ۲ به‌ترتیب بیانگر مقدارمیانگین و بازه اطمینان است. ۳۰

شکل ۲-۱۳ تغییرات ۱) سرعت قائم اکمن، ۲)شار انرژی و۳) دمای سطح آب برای شرق خزر میانی. ۳۰

شکل ۲-۱۴ بارش(mm/month) در a) ژانویه، b) آگوست۱۹۸۲ ..... ۳۲

فصل چهارم: نتایج تحلیل داده‌ها

شکل ۴-۱ الگوی میانگین ماهانه فشار سطح دریا،(mbar)، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲ ..... ۵۸

شکل ۴-۲ الگوی میانگین ماهانه دمایسطح دریا، (C°)، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲ ..... ۶۳

شکل ۴-۳ الگوی میانگین فصلی مولفه زناری تنش سطحی باد،(Nm^{-2})، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲.

عنوان **صفحه**

پربندهای نقطه چین و صفر به‌ترتیب بیانگر مقادیر منفی وصفر تنش هستند. ۶۷
شکل ۴-۴ الگوی میانگین فصلی مولفه نصف‌النهاری تنش سطحی باد،(Nm^{-2})،در دوره
۱۹۹۹-۱۹۸۲. پربندهای نقطه چین و صفر به‌ترتیب بیانگر مقادیر منفی وصفر تنش هستند. ۶۸
شکل ۴-۵ تعریف شبکه xy ۶۹
شکل ۴-۶ الگوی میانگین فصلی مولفه زناری انتقال،(10^3 Kgm^{-1} s^{-1})، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲.
ناحیه بین پربند نقطه‌چین و صفر بیانگر مقادیر صفر انتقال است. ۷۰
شکل ۴-۷ الگوی میانگین فصلی مولفه نصف‌النهاری انتقال،(10^3 Kgm^{-1} s^{-1})، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲.
ناحیه بین پربند نقطه‌چین و صفر بیانگر مقادیر صفر انتقال است. ۷۲
شکل ۴-۸ جریان قائم اکمن(10^{-5} ms^{-1}). نواحی نواحی سفید، آبی و قرمز به ترتیب بیانگر جریان
صفر، فراچاهی و فروچاهی ۷۵
شکل ۴-۹ الگوی میانگین فصلی دمای سطح دریا، ($C°$)، در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲ ..... ۷۶

فصل پنجم: نتایج تحلیل توابع متعامد تجربی(EOF) وتجزیه مقدار تکینی(SVD)

شکل ۵-۱ الگوی‌های مکانی چهار مد اول EOF (SLP)، پربندهای نقطه‌چین و صفر به ترتیب
بیانگر مقادیر منفی و صفر هستند..... ۸۲
شکل ۵-۲ سری‌های زمانی چهار مد اول EOF (SLP)، خطوط قرمز بیانگر روند سری زمانی است..... ۸۳
شکل ۵-۳ نمودارچگالی طیفی چهار مد اول EOF (SLP) ، بر حسب فرکانس(سیکل بر ماه). ۸۴
شکل ۵-۴ الگوی‌های مکانی چهار مد اول EOF (SST) ماهانه، پربندهای نقطه‌چین و صفر به ترتیب
بیانگر مقادیر منفی و صفر هستند..... ۸۶
شکل ۵-۵ سری‌های زمانی چهار مد اول EOF (SST) ماهانه، خطوط قرمز بیانگر روند سری
زمانی است..... ۸۷
شکل ۵-۶ نمودارچگالی طیفی چهار مد اول EOF (SST) ، بر حسب فرکانس(سیکل بر ماه)..... ۸۸
شکل ۵-۷ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SLP) وEOF1(SST)..... ۸۹
شکل ۵-۸ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SST) وEOF2(SLP) ۸۹
شکل ۵-۹ هم‌بستگی متقابل بین EOF2(SST) وEOF1(SLP) ۹۰
شکل ۵-۱۰ الگوی‌های مکانی چهار مد اول EOF (Ekman) فصلی، پربندهای نقطه‌چین و صفر به

عنوان **صفحه**

ترتیب بیانگر مقادیر منفی و صفر هستند..... ۹۳
شکل ۵-۱۱ سری‌های زمانی چهار مد اول EOF (Ekman) فصلی، خطوط قرمز بیانگر روند سری زمانی است..... ۹۴
شکل ۵-۱۲ سری‌های زمانی چهار مد اول EOF (SST) فصلی، خطوط قرمز بیانگر روند سری زمانی است..... ۹۵
شکل ۵-۱۳ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SST) و EOF1 (Ekman)..... ۹۶
شکل ۵-۱۴ الگوی‌های مکانی مد اول SVD فصلی، پربندهای نقطه‌چین و صفر به ترتیب بیانگرمقادیر منفی و صفر هستند..... ۹۸
شکل ۵-۱۵ سری‌های زمانی مد اول SVD فصلی. بهار ۱۹۹۲ با بیضی مشخص شده است..... ۹۹
شکل ۵-۱۶ سری‌های زمانی مد اول SVD برای بارش فصل بهار، و دمای سطح زمستان و پاییز..... ۱۰۰
شکل ۵-۱۷ سری‌های زمانی مد اول SVD برای بارش فصل پاییز، و دمای سطح زمستان..... ۱۰۰
شکل ۵-۱۸ الگوی‌های مکانی مد دوم SVD فصلی، پربندهای نقطه‌چین و صفر به ترتیب بیانگر مقادیر منفی و صفر هستند..... ۱۰۲
شکل ۵-۱۹ سری‌های زمانی مد دوم SVD فصلی. بهار ۱۹۹۰ و پاییز ۱۹۹۱ با بیضی مشخص شده‌اند. ۱۰۲
شکل ۵-۲۰ سری‌های زمانی مد دوم SVD برای بارش فصل پاییز و دمای سطح پاییز..... ۱۰۳
شکل ۵-۲۱ سری‌های زمانی مد دوم SVD برای بارش فصل بهار و دمای سطح تابستان..... ۱۰۳
شکل ۵-۲۲ الگوی‌های مکانی SVD ماهانه، پربندهای نقطه‌چین و صفر به ترتیب بیانگر مقادیر منفی و صفر هستند..... ۱۰۴
شکل ۵-۲۳ سری‌های زمانی مد SVD ماهانه. خطوط قرمز بیانگر روند سری زمانی است..... ۱۰۵
شکل ۵-۲۴ نمودارچگالی طیفی SVD(SST) و SVD(SLP)، بر حسب فرکانس(سیکل بر ماه)..... ۱۰۵
شکل ۵-۲۵ هم‌بستگی متقابل بین SVD (SST) و SVD(SLP)..... ۱۰۶

فهرست جدول‌ها

عنوان **صفحه**

فصل پنجم: نتایج تحلیل توابع متعامد تجربی(EOF) وتجزیه مقدار تکینی(SVD)

جدول ۵-۱ واریانس،خطای نورث، اختلاف دو ویژه مقدار مجاور برای پنج مد اولSLP ۷۹

جدول ۵-۲ واریانس،خطای نورث، اختلاف دو ویژه مقدار مجاور برای پنج مد اولSST ۸۱

جدول ۵-۳ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SLP) وEOF1(SST)..... ۸۹

جدول ۵-۴ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SST) وEOF2(SLP) ۸۹

جدول ۵-۵ هم‌بستگی متقابل بین EOF2(SST) وEOF1(SLP) ۹۰

جدول ۵-۶ واریانس،خطای نورث، اختلاف دو ویژه مقدار مجاور برای شش مد اولEkman..... ۹۱

جدول ۵-۷ واریانس،خطای نورث، اختلاف دو ویژه مقدار مجاور برای پنج مد اول SST..... ۹۲

جدول ۵-۸ هم‌بستگی متقابل بین EOF1(SST) و EOF1 (Ekman)..... ۹۶

جدول ۵-۹ هم‌بستگی متقابل بین(Precipitation) SVD1 وSVD1(SST) . $^{\times}$ در سطح

۹۵ درصد معنادار است..... ۱۰۰

جدول ۵-۱۰ هم‌بستگی متقابل بین(Precipitation) SVD2 وSVD2(SST) . $^{\times\times}$ در سطح

۹۹ درصد و $^{\times}$ درصد ۹۵ معنادار است..... ۱۰۳

جدول ۵-۱۱ هم‌بستگی متقابل بین SVD (SST) و SVD(SLP)..... ۱۰۶

فصل اول

مقدمه

۱-۱ مقدمه

برهم‌کنش هوا- دریا[1] عامل بسیار مهمی درکنترل تغییرات فصلی و غیرفصلی هر دو محیط است. از آن‌جا که دریا و اقیانوس ازحرکت کند و ظرفیت گرمایی بالایی برخوردار هستند، به‌طور چشم‌گیری می‌توانند آب و هوای کره زمین را برای دوره‌هایی از چندین هفته تا چندین سال تحت تأثیر قرار دهند. از طرفی شرایط جوی و تغییرات آن، وابسته به شرایط اقیانوس و دریا و به‌ویژه دمای سطح دریا[2] (SST) است. بیشتر جریان‌های دریایی نتیجه برهم‌کنش دریا و جو و همچنین انتقال انرژی باد از عرض‌های جغرافیایی کم به نواحی قطبی هستند. اعمال نیروی تنش باد[3] بر روی سطح دریا توسط سوی جو و توزیع چگالی باعث ایجاد الگوهای جریانی در دریا می‌شود. در برخی نواحی این جریان‌ها باعث به‌وجود آمدن جریان‌های فراچاهی[4] می‌شود که در

[1] Air-Sea Interaction
[2] Sea Surface Temperature (SST)
[3] Wind Stress
[4] Upwelling Currents

طی آن آب‌های سرد لایه زیرین به سطح دریا آورده می‌شود [۱]. این پدیده که به فراچاهی اکمن[5] معروف است، موجب می‌شود تا دمای سطح آب تغییر کند.

از طرفی پژوهش‌های زیادی نشان می‌دهد که تغییرات دمای سطح آب در گستره‌های بزرگ مقیاس می‌تواند بر نوسان‌های بارش[6] سطح خشکی‌های زمین تأثیر معنی‌داری داشته باشد. روشن است که تأثیر دمای سطح آب بر مقدار بارش، محدود به نقاط ساحلی نبوده بلکه نواحی بسیار دور از دریا نیز می‌تواند تحت تأثیر تغییرات الگوهای دمای سطح گستره‌های آبی قرار گیرد.

دریای خزر[7] گرچه حوضه آبی بسته‌ای است اما به‌دلیل گستردگی زیاد، و همچنین سامانه‌های جوی عبوری مختلف بر روی آن، نقش به‌سزایی در فرآیندهای جوی و تعادل آب و هوای منطقه‌ای ایفا می‌کند. دریای خزر به علت ویژگی‌های جغرافیایی منحصر به فرد و نقش مهمی که در اقتصاد ملی و تبادلات بازرگانی بین کشورهای مجاور خود دارد، مورد توجه این کشورها قرار گرفته است. با توجه به این‌که این دریا بزرگترین دریاچه جهان بوده و مساحت آن از مجموع خلیج فارس و دریای عمان بیشتراست، لذا نمی‌تواند خارج از دید و اهمیت جهانی باشد. به‌طوری‌که این دریا از جنبه‌های زیر حائز اهمیت است:

۱. به‌عنوان راه ارتباطی و شبکه بزرگ حمل و نقل و ۲. از نظر ذخایر غنی نفت و گاز وغذایی، که از جمله معروفترین خاویار جهان را در خود جای داده است. ارزش زیستی، اجتماعی، اقتصادی، علمی، فرهنگی این دریاچه نه تنها برای کشورهای حاشیه خزر بلکه برای جهان اهمیت دارد و بنابراین حفاظت از آن و بهره‌برداری بهینه از دریا از مهم‌ترین وظایف ملی محسوب می‌شود. بدین منظور بایستی مدیریت صحیح و برنامه‌ریزی‌های دراز مدت در خصوص مطالعه آن انجام گیرد.

به‌طورکلی ویژگی‌ها و مشخصات آب دریای خزر به‌گونه‌ای است که تغییر هریک از آن‌ها می‌تواند به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم بر دیگر ویژگی‌ها و پارامترهای آن تأثیر گذار باشد، به‌گونه‌ای که برخی از ویژگی‌های آب این دریا با ویژگی آب اقیانوس‌ها متفاوت است. بنابراین بررسی برهم‌کنش بین عوامل آب و هوایی در این دریا از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و شناخت سازوکار، و الگوهای مربوطه ضرورت می‌یابد. در این بین دمای سطح آب مهم‌ترین پارامتر دریایی است که با استفاده از الگوها و تغییرات آن می توان به تغییرات بسیاری از متغیرهای دیگر نیز دست یافت.

---

[5] Ekman Upwelling
[6] Precipitation
[7] Caspian Sea

در مطالعه تغییرات درازمدت پارامترهای دریایی و جوی در نقاط و زمان‌های مختلف، با شبکه‌ی وسیعی از داده‌ها در فضا- زمان سروکار داریم. به‌کمک ویژه بردارها می‌توان تغییرات زمانی- مکانی این متغیرها را به‌صورت چند مد تجربی[8] نمایش داد. در واقع مدهای تجربی راه سودمندی برای کاهش حجم داده‌ها هستند. هر مد تجربی با یک الگوی مکانی[9] و یک الگوی زمانی[10] که هر کدام با ویژه مقادیر و ویژه بردارهای ماتریس کوواریانس[11] بیان می‌شوند، مشخص می‌شود. مدهای تجربی از این ارزش برخوردارند که گذشته از شناسایی الگوی زمانی و مکانی، درجهٔ اهمیت تغییرات پارامتر را نیز نشان می‌دهند. به‌طوری که مُد اول، الگوی زمانی- مکانی غالب را نشان می دهد. مد دوم، الگوی زمانی- مکانی نایب غالب است و به همین ترتیب مدهای بعدی از درجهٔ اهمیت کمتری برخوردارند. این روش‌های ویژه برداری در اقیانوس‌شناسی[12] و هواشناسی، به توابع متعامد تجربی (آروینی)، EOFs [13] معروفند [۲].

پایه و اساس روش‌های EOF به روش تحلیل مولفه‌های اصلی، (PCA) [14] باز می‌گردد . این تحلیل که تبدیلی در فضای برداری است و برای کاهش ابعاد مجموعه داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، نخستین بار توسط کارل پیرسون[15] در سال ۱۹۰۱ ارائه شد [۳] . در این روش، محورهای مختصات جدیدی برای داده‌ها تعریف شده و داده‌ها براساس این محورهای مختصات جدید بیان می‌شوند. اولین محور باید در جهتی قرار گیرد که واریانس داده‌ها بیشینه شود به عبارتی در جهتی که پراکندگی داده‌ها بیشتر است. دومین محور باید عمود بر محور اول به‌گونه‌ای قرار گیرد که واریانس داده‌ها بیشینه شود. به‌همین ترتیب محورهای بعدی عمود بر تمامی محورهای قبلی به‌گونه‌ای قرار می‌گیرند که داده‌ها در آن جهت دارای بیشترین پراکندگی باشند [۴].

روش EOF که به تحلیل مولفه‌های اصلی نیز معروف است، از اوایل دهه ۱۹۵۰ به‌طور وسیعی در علوم جوی برای تعیین الگوی تغییرات میدان‌های اسکالر مختلفی همچون بارش، دما، فشار هوا و ... به‌کار گرفته شد [۵]. در حقیقت، در سال ۱۹۵۶ ادوارد لورنتس[16] هواشناس آلمانی این تکنیک را به منظور پیش‌بینی پارامترهای جوی ارائه کرد و آن را توابع متعامد تجربی نامید [۶].

---

8 Empirical Mode
9 Spatial Pattern
10 Temporal Pattern
11 Covariance Matrix
12 Oceanography
13 Empirical Orthogonal Functions (EOFs)
14 Principle Component Analysis (PCA)
15 Karl Pearson
16 Edward Lorenz