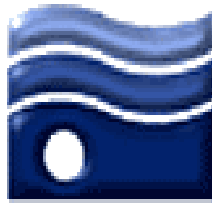


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



جمهوری اسلامی ایران

وزارت نیرو

شرکت سهامی آب منطقه‌ای گیلان
کمیته تحقیقات

گزارش نهایی پروژه

**تعیین سهم رواناب ناشی از ذوب برف
در آورد رودخانه پلرود**

مجری طرح

مجید وظیفه دوست

همکاران طرح

مهندس فاطمه سمیع پور

دکتر افشین اشرف زاده

مهندس سید علی موسوی

پارک علم و فناوری گیلان

شرکت آبانگان کاوش هامون

بهمن ۱۳۸۹

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: مقدمه و کلیات.....	۱.....
۱-۱- مقدمه.....	۲.....
۱-۲- ضرورت و اهداف طرح مسئله.....	۴.....
۱-۳- سنجش از دور.....	۵.....
۱-۴- ماهواره MODIS.....	۷.....
۱-۵- مدل SRM.....	۷.....
۱-۶- مروری بر تحقیقات گذشته.....	۸.....
فصل دوم: تئوری مدل.....	۱۲.....
۲-۱- مقدمه.....	۱۳.....
۲-۲- تئوری مدل SRM.....	۱۳.....
۲-۳- خصوصیات حوضه و ناحیه‌های ارتفاعی.....	۱۴.....
۲-۴- متغیرها.....	۱۴.....
۲-۴-۱- درجه حرارت.....	۱۵.....
۲-۴-۲- بارش.....	۱۵.....
۲-۴-۳- سطح پوشش برف.....	۱۶.....
۲-۵- پارامترهای ورودی به مدل.....	۱۷.....
۲-۵-۱- ضریب رواناب.....	۱۷.....
۲-۵-۲- فاکتور درجه روز.....	۱۸.....
۲-۵-۳- گرادیان درجه حرارت.....	۱۹.....
۲-۵-۴- درجه حرارت بحرانی.....	۲۱.....
۲-۵-۵- سطح مشارکت کننده بارش.....	۲۱.....
۲-۵-۶- ضریب فروکش.....	۲۲.....
۲-۵-۷- زمان تاخیر.....	۲۲.....
۲-۶- ارزیابی مدل.....	۲۲.....

فصل سوم: منطقه مورد مطالعه.....	۲۵
۳-۱- منطقه مورد مطالعه	۲۶
۳-۲- خلاصه ویژگی‌های فیزیکی و هندسی مورد نیاز.....	۲۷
۳-۳- مطالعات هواشناسی.....	۳۰
۳-۳-۱- تحلیل بارش	۳۰
۳-۳-۱-۱- بررسی و کنترل داده‌ها	۳۰
۳-۳-۱-۲- تکمیل و بازسازی داده‌ها (در صورت نیاز).....	۳۰
۳-۳-۱-۳- بررسی سینوپتیک بارش‌های محدوده مطالعات.....	۳۰
۳-۳-۱-۴- توده‌های هوای موثر بر محدوده مطالعات.....	۳۱
۳-۳-۱-۵- بررسی رژیم بارش سالانه	۳۲
۳-۳-۱-۶- بررسی رژیم بارش ماهانه	۳۴
۳-۳-۱-۸- بررسی دوره‌های خشک و تر	۳۷
۳-۴- مطالعات هیدرولوژی	۳۸
۳-۴-۱- رودخانه پلرود.....	۳۸
۳-۴-۲- رودخانه سموش	۳۹
۳-۴-۳- تعیین شبکه آب‌سنجی موجود.....	۳۹
۳-۴-۳-۱- ایستگاه هیدرومتری درازلات (طوللات).....	۴۰
۳-۴-۳-۲- ایستگاه هیدرومتری هراتبر.....	۴۰
۳-۴-۴- بررسی رژیم آبدهی	۴۱
۳-۴-۴-۱- آبدهی رودخانه پلرود در محل ایستگاه هیدرومتری درازلات	۴۱
۳-۴-۴-۲- آبدهی رودخانه سموش در محل ایستگاه هیدرومتری هراتبر.....	۴۲
۳-۴-۶- بررسی دوره‌های خشک، نرمال و مرطوب	۴۳
فصل چهارم: مواد و روش‌ها.....	۴۶
۴-۱- داده‌های مورد استفاده در این تحقیق	۴۷
۴-۱-۱- داده‌های هیدرومتری و هواشناسی	۴۷
۴-۱-۲- داده‌های ماهواره‌ای اپتیکال.....	۴۷
۴-۲- داده‌های مورد نیاز مدل SRM.....	۴۸

۵۱.....	۴-۲-۱- مشخصات حوضه آبریز.....
۵۱.....	۴-۲-۲- متغیرهای مورد نیاز مدل.....
۵۸.....	۴-۲-۲-۱- سطح پوشش برف.....
۶۲.....	۴-۲-۲-۲- دمای سطح زمین.....
۶۲.....	۴-۲-۲-۳- بارش.....
۶۴.....	۴-۲-۳- پارامترهای ورودی به مدل SRM.....
۶۴.....	۴-۳- داده های مشاهداتی آبدهی حوضه.....
۶۵.....	فصل پنجم: نتایج و بحث.....
۶۶.....	۵-۱- مقدمه.....
۶۶.....	۵-۲- تغییرات سطح پوشش برف با دمای برف.....
۷۰.....	۵-۳- تغییرات سطح پوشش برف با داده های مشاهداتی میزان آبدهی.....
۷۳.....	۵-۴- تغییرات متوسط دمای سطحی با داده های مشاهداتی آبدهی.....
۷۹.....	۵-۵- نتایج مدل SRM در شبیه سازی رواناب ناشی از ذوب برف.....
۸۲.....	۵-۶- ارزیابی مدل.....
۸۳.....	۵-۷- تعیین سهم رواناب حاصل از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود.....
۸۶.....	فهرست منابع.....

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل (۱-۱) نمودار بازتابش ابر و برف در طول موج‌های مختلف تصاویر MODIS (رسولی و ادهمی، ۱۳۸۶).....	۶
شکل (۱-۳) موقعیت حوضه آبریز پلرود در استان گیلان.....	۲۹
شکل (۲-۳) نمودار تغییرات بارندگی سالانه، بیشترین و کمترین آن در یک دوره ۳۰ ساله در ایستگاه هراتبر (سموش).....	۳۴
شکل (۳-۳) نمودار تغییرات بارندگی ماهانه در یک دوره ۳۰ ساله در ایستگاه هراتبر (سموش).....	۳۶
شکل (۴-۳) درصد بارندگی ماهانه نسبت به کل بارش سالانه در ایستگاه سموش (هراتبر).....	۳۷
شکل (۵-۳) حداکثر بارندگی‌های ماهانه مشاهده شده ایستگاه سموش.....	۳۸
شکل (۶-۳) حداقل بارندگی‌های ماهانه مشاهده شده ایستگاه سموش.....	۳۸
شکل (۷-۳) درصد بارندگی فصلی نسبت به بارش سالانه در ایستگاه سموش.....	۳۹
شکل (۸-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات.....	۴۴
شکل (۹-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر.....	۴۵
شکل (۱۰-۳) متوسط آبدهی سالانه و میانگین‌های متحرک ۳، ۵ و ۷ ساله برای رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات.....	۴۷
شکل (۱۱-۳) متوسط آبدهی سالانه و میانگین‌های متحرک ۳، ۵ و ۷ ساله برای رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر.....	۴۷
شکل (۱-۴) حوضه آبریز رودخانه پلرود به تفکیک مناطق ارتفاعی.....	۵۲
شکل (۲-۴) حوضه آبریز رودخانه پلرود با تفکیک زیرحوضه‌ها.....	۵۲
شکل (۳-۴) الگوریتم مورد استفاده در تعیین سطح پوشش برف از داده‌های MOD10A2.....	۵۸
شکل (۴-۴) تصویر سطح پوشش برف ۲۰۰۹/۱/۱.....	۵۹
شکل (۵-۴) تصویر سطح پوشش برف ۲۰۰۹/۱/۱۷.....	۵۹

- شکل (۶-۴) تصویر پوشش برف حوضه آبریز پلرود در چند روز مختلف از سال..... ۶۰
- شکل (۷-۴) الگوریتم مورد استفاده در تهیه نقشه‌های دمای سطح زمین..... ۶۳
- شکل (۸-۴) تغییرات دمای سطح زمین در حوضه آبریز پلرود در چند روز مختلف از سال..... ۶۴
- شکل (۱-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۰
- شکل (۲-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۰
- شکل (۳-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۱
- شکل (۴-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۱
- شکل (۵-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۲
- شکل (۶-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۲
- شکل (۷-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۳
- شکل (۸-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۴
- شکل (۹-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۴
- شکل (۱۰-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۵
- شکل (۱۱-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۵
- شکل (۱۲-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۶

شکل (۵-۱۳) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۷

شکل (۵-۱۴) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۸

شکل (۵-۱۵) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۸

شکل (۵-۱۶) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۹

شکل (۵-۱۷) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۷۹

شکل (۵-۱۸) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۰

شکل (۵-۱۹) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۲..... ۸۱

شکل (۵-۲۰) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۳..... ۸۱

شکل (۵-۲۱) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۴..... ۸۲

شکل (۵-۲۲) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۵..... ۸۲

شکل (۵-۲۳) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۳

شکل (۵-۲۴) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۴

شکل (۵-۲۵) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۴

شکل (۵-۲۶) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۵

شکل (۵-۲۷) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می..... ۸۵

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول (۱-۳) مجموعه نتایج مشخصات فیزیکی و توپوگرافی حوضه آبریز پلرود و زیرحوضه‌های آن. ۳۰	
جدول (۲-۳) مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های محدوده طرح..... ۴۲	
جدول (۳-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات (مترمکعب بر ثانیه)..... ۴۴	
جدول (۴-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر (مترمکعب بر ثانیه)..... ۴۵	
جدول (۱-۴) مشخصات و دقت مکانی و زمانی داده‌های ماهواره‌ای مورد استفاده (منبع: راهنمای تولیدات مودیس)..... ۵۰	
جدول (۲-۴) مساحت مناطق ارتفاعی مختلف زیرحوضه‌های حوضه آبریز رودخانه پلرود ۵۳	
جدول (۳-۴) اعداد صحیح کد گذاری شده و معنی آنها در تولیدات سطح پوشش برف..... ۵۵	
جدول (۱-۵) مقادیر ضریب تبیین و تفاضل حجم حاصل از شبیه‌سازی رواناب با استفاده از SRM..... ۸۶	
جدول (۳-۵) تفکیک سهم رواناب ناشی از باران و رواناب ناشی از ذوب برف در طی دوره شبیه‌سازی در حوضه آبریز رودخانه پلرود..... ۸۹	

چکیده

پوشش برف معرف میزان آب ذخیره شده می‌باشد و در نتیجه آب حاصل از ذوب برف نقش مهمی را در ایجاد رواناب‌های سطحی در حوضه پلرود ایفا می‌کند. علاوه بر آن حوضه رودخانه پلرود به دلیل کوهستانی بودن بسیار سیل خیز بوده و معمولاً در اوایل فصل بهار با گرم شدن زمین و ذوب شدن برف‌ها، بستر لازم برای ایجاد سیل در این منطقه فراهم می‌آید.

در این تحقیق به منظور شبیه سازی بارش-رواناب و تخمین سهم رواناب ناشی از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود، همزمان از مزایای داده‌های ماهواره‌ای اپتیکال و مدل‌سازی هیدرولوژیکی رواناب استفاده گردید. بدین منظور ابتدا با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به‌دست آمده از سنجنده MODIS سطح پوشش برف و دما برف در حوضه و زیرحوضه‌های رودخانه پلرود برای یک دوره ۹ ساله از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ تخمین زده شد. سپس به‌منظور تخمین رواناب، اطلاعات ماهواره‌ای به‌دست آمده وارد یک مدل شبیه‌سازی رواناب ذوب برف، به نام SRM (Snowmelt Runoff Model) که اولین بار در سال ۱۹۷۵ توسط Martinec ارائه گردید، شد.

مقایسه نتایج حاصل از مدل SRM در شبیه‌سازی رواناب ناشی از بارندگی و ذوب برف در حوضه آبریز پلرود با داده‌های مشاهداتی آبدهی طی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ حاکی از دقت نسبتاً خوب و قابل قبول (با ضریب همبستگی ۳۱ تا ۷۹ درصد) بوده است. بالاترین دقت شبیه‌سازی‌ها (با ضریب همبستگی بالای

۷۰ درصد) به سال‌های ۲۰۰۲-۰۳، ۲۰۰۶-۰۷ و ۲۰۰۷-۰۸ اختصاص دارد و کمترین آنها در سال‌های ۲۰۰۳-۰۴ و ۲۰۰۴-۰۵ رخ داده است.

ذوب برف سهم بسیار زیادی در ایجاد رواناب و آبدهی رودخانه پلرود داشته و تقریباً با سهم رواناب ناشی از باران برابر است (۴۲ تا ۴۰ درصد). مقایسه تغییرات سطح پوشش برف و دمای سطحی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای با میزان آبدهی نیز موید این مطلب بود که رواناب ناشی از ذوب برف نقش بسزایی در آورد رودخانه پلرود دارد بطوریکه با کاهش سطح برف و افزایش دمای برف، آبدهی حوضه افزایش قابل توجهی داشته است. همچنین سهم برف در ایجاد رواناب در ارتفاعات بالاتر بوده و با کاهش ارتفاع حوضه نقش بارندگی پررنگتر است.

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱-۱- مقدمه

برف یکی از منابع بزرگ آب در بیشتر نقاط دنیا می‌باشد و برآورد میزان آب و یا محتوای آبی پوشش برفی و تخمین رواناب ناشی از ذوب برف یکی از مهمترین فعالیتهای هیدرولوژیست‌ها به حساب می‌آید. چراکه:

- بیش از ۱۰ درصد از سطح زمین بصورت دائمی توسط یخچال‌ها و ۳۰ درصد از سطح آن به صورت فصلی توسط برف پوشیده شده است که در فصل زمستان این مقدار به بیش از ۴۰ درصد نیم کره شمالی میرسد.

- آلودگی زیاد برف به همراه گسترش سطحی زیاد آن، تاثیر زیادی بر بودجه تابشی زمین دارد و از نظر اقلیم شناسان و هواشناسانی که تغییرات اقلیمی و اتمسفری را مطالعه می‌کنند در یک دید جهانی، پایش برف یک ضرورت است. چراکه خصوصیات فیزیکی درون برف بر تغییرات روزانه و اقلیمی و حتی تغییرات بلندمدت اقلیمی تاثیر می‌گذارد.

- بعلاوه در اغلب کشورهای نیمکره شمالی، برف منبع اصلی آب برای فعالیتهای اقتصادی، پوشش اجتماعی و رشد و توسعه آنها می‌باشد.

- ذوب برف، رطوبت خاک و ذخیره آب زیرزمینی و منابع آب دریاچه‌ها و رودخانه‌ها را تامین کرده و رواناب حاصل از آن در حوضه‌های کوهستانی و مرتفع عامل مهم و کنترل‌کننده رژیم جریان محسوب می‌شوند. رواناب ناشی از ذوب برف درآبدهی حداکثر لحظه‌ای و آبدهی سالیانه حوضه‌های کوهستانی و برفگیر مشارکت داشته و حدود یک سوم آب مورد نیاز بخش کشاورزی را در سرتاسر جهان تامین میکند.

-بعلاوه، در اکثر حوضه‌های آبریز، آمار و اطلاعات هواشناسی هیدرولوژی مورد نیاز در شبیه‌سازی جریان، همانند آمار و اطلاعات برف‌سنجی معمولاً در دسترس نیست. بنابراین، شبیه‌سازی و یا پیش‌بینی رواناب و سیلاب حاصل از ذوب برف با مشکلات فراوانی مواجه بوده و بطور معمول با خطای زیادی روبرو می‌شود.

مهمترین خصوصیات یک پوشش برف عبارتند از سطح پوشش برف، عمق و چگالی برف و عمق آب معادل برف. اگر عمق برف و چگالی آن معلوم باشند، عمق آب معادل برف قابل محاسبه است و با دانستن سطح پوشیده شده از برف می‌توان حجم کل رواناب ناشی از ذوب برف را تخمین زد. مطالعات متعددی اهمیت اندازه‌گیری دقیق خصوصیات برف و یخ را به دلیل اینکه با اقلیم زمین و تغییرات اقلیمی مرتبط می‌باشند نشان داده‌اند. امروزه تکنولوژی‌سنجش از راه دور و تصاویر ماهواره‌ای انقلابی را در عرصه مطالعه سطح پوشش برف بوجود آورده است. بطوریکه اندازه‌گیری‌های سطح گستره برفی در طول زمان به صورت چشمگیری دقیق‌تر شده و هر چه بر طول ثبت داده‌های ماهواره‌ای افزوده می‌گردد، تعیین روندهای آماری که به لحاظ اقلیمی اهمیت دارند آسان‌تر می‌گردد.

برف یک محیط متخلخل می‌باشد که از به هم پیوستن کریستال‌های یخی تشکیل می‌شود و با آلبیدوی بسیار بالا تفاوت بسیار فاحشی با سایر سطوح طبیعی (بجز ابر) دارد و بنابراین به سادگی قابل تشخیص توسط سنجنده‌های ماهواره‌ای نوری که طیف‌های قابل رویت و مادون قرمز را ثبت می‌کند می‌باشد (Warren ۱۹۸۲). استفاده از تصاویر نوری (داده‌های ماهواره‌ای NOAA) برای پهنه‌بندی پوشش برف از ۱۹۶۱ در ایالات متحده آغاز شده و تا به امروز که دقت مکانی و زمانی تصاویر ماهواره‌ای با شروع بکار سنجنده MODIS افزایش یافته است ادامه دارد (Carroll et al., ۲۰۰۱).

۱-۲- ضرورت و اهداف طرح مسئله

بخش قابل توجهی از بارش‌ها در حوضه رودخانه پلرود به‌صورت برف می‌باشد و در نتیجه آب حاصل از ذوب برف نقش مهمی را در ایجاد رواناب‌های سطحی ایفا می‌کند. پوشش برف معرف میزان آب ذخیره شده می‌باشد و لذا پایش مکانی و زمانی رواناب ناشی از ذوب برف از اهمیت بسیار بالایی در پیش‌بینی - های هیدرولوژیکی در این منطقه برخوردار است. علاوه بر آن حوضه رودخانه پلرود به دلیل کوهستانی بودن بسیار سیل‌خیز بوده و معمولاً در اوایل فصل بهار با گرم شدن زمین و ذوب شدن برف‌ها، بستر لازم برای ایجاد سیل در این منطقه فراهم می‌آید. مدل سازی هیدرولوژیکی بارش-رواناب در این حوضه با استفاده از مدل‌های SRM و یا HEC HMS و بروزرسانی آنها با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای سطح پوشش برف و دمای آن، می‌تواند علاوه بر تخمین رواناب حاصل از ذوب برف، در تعیین سهم این رواناب در آورد رودخانه پلرود نیز بسیار مفید باشد.

مهمترین خصوصیات برف که در مدل‌های هیدرولوژیکی ذوب برف از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد، عبارتند از سطح پوشش برف و دمای برف. اگر سطح پوشش برف و دمای آن معلوم باشند، با بروزرسانی مدل‌های هیدرولوژیکی با استفاده از اطلاعات سطح پوشش برف و دمای سطح برف، می‌توان به تخمین قابل قبولی از رواناب ناشی از ذوب برف به‌صورت روزانه دست یافت. داده‌های ماهواره‌ای اپتیکال می‌توانند سطح پوشش برف را با دقت مکانی بسیار خوب در شرایط عاری از ابر، نشان دهند. با استفاده از تصاویر به‌دست آمده از داده‌های این داده‌ها، امکان پایش روزانه سطح پوشش برف با دقت مکانی ۲۵۰ تا ۵۰۰ متر فراهم آمده است.

در این تحقیق به منظور شبیه سازی بارش-رواناب و تخمین سهم رواناب ناشی از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود، سعی می شود تا همزمان از مزایای داده های ماهواره ای اپتیکال و مدل سازی هیدرولوژیکی رواناب استفاده گردد. بدین منظور ابتدا با استفاده از داده های ماهواره ای به دست آمده از سنجنده MODIS سطح پوشش برف و دما برف در حوضه و زیرحوضه های رودخانه پلرود برای یک دوره ۹ ساله از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ تخمین زده می شود. سپس به منظور تخمین رواناب، اطلاعات ماهواره ای به دست آمده وارد یک مدل شبیه سازی رواناب ذوب برف، به نام SRM (Snowmelt Runoff Model) که اولین بار در سال ۱۹۷۵ توسط Martinec ارائه گردید، می شود.

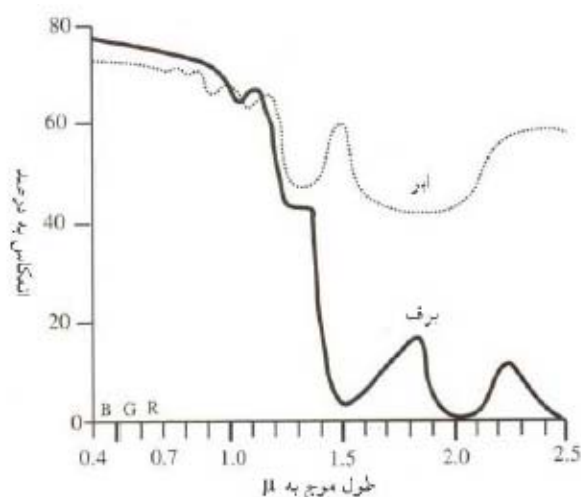
سپس رواناب شبیه سازی شده با داده های ثبت شده آماری مقایسه می گردد. بنابراین هدف این تحقیق، استفاده همزمان از داده های ماهواره ای اپتیکال برای تخمین سطح پوشش برف و دمای آن، و مدل سازی شبکه ای هیدرولوژیکی در تعیین رواناب ناشی از ذوب برف و مقایسه آن ها با داده های درازمدت آماری هیدرومتری می باشد.

۱-۳- سنجش از دور

سنجش از دور و استفاده از اطلاعات ماهواره ای در چند دهه اخیر رشد سریع و چشمگیری یافته است که در رشته های مربوط به علوم زمین کاربرد وسیعی دارد. به خصوص در مواردی که اطلاعات زمینی وجود نداشته و یا به روز نبوده و تغییرات سریع را نشان نمی دهد، می توان از این اطلاعات بهره مند شد. به دلیل پایش مداوم سطوح برف گیر، استفاده از ماهواره هایی که دوره بازگشت تصاویر آن ها کوتاه است، مانند NOAA با داشتن چند سری داده از یک منطقه در روز و MODIS با یک سری داده از یک منطقه پس از گذشت حداکثر دو روز، معمول است. سنجنده MODIS در مقایسه با AVHRR قدرت تفکیک زمینی بهتری داشته و باندهای طیفی بیشتری دارد و در ضمن تفکیک ابر در تصاویر این سنجنده بهتر

انجام می‌گیرد، به همین علت در یک تصویر دارای ابر و برف از نظر تفکیک با این ماهواره مشکل کمتری پیش می‌آید. اما در صورت ابری بودن منطقه، پایش مداوم سطح پوشیده از برف به وسیله ماهواره‌های غیررادیاری امکان‌پذیر نمی‌باشد.

برف در طیف مادون قرمز نزدیک و میانی (۰/۴ تا ۲/۵ میکرومتر) دارای دو نوع انعکاس متفاوت می‌باشد که محققان را قادر به شناسایی این پدیده از پوشش‌های اطراف می‌نماید. در بخش مرئی و مادون قرمز نزدیک طیف الکترومغناطیس، ابر و برف هر دو دارای انعکاس مشابهی هستند ولی در بخش مادون قرمز میانی به ویژه در محدوده ۱/۷۵-۱/۵۵ میکرومتر ابرها انعکاس بالایی را نشان می‌دهند در حالی که انعکاس برف در این محدوده به شدت کاهش می‌یابد. در این باند ابرها انعکاس بالایی دارند و در تصاویر سفید دیده می‌شوند در حالی که برف انعکاس کمتری دارد و تیره دیده می‌شود. کاهش انعکاس برف از ۸۰-۹۰ درصد انعکاس در طول موج کمتر از یک میکرون به ۱۰ درصد در طول موج ۱/۵ میکرون فوق‌العاده منحصر به فرد است اگرچه با گذشت عمر برف، انعکاس آن در محدوده مادون قرمز کاهش می‌یابد در حالی که در محدوده مرئی تفاوتی احساس نمی‌شود.



شکل (۱-۱) نمودار بازتابش ابر و برف در طول موج‌های مختلف تصاویر MODIS (رسولی و ادهمی، ۱۳۸۶)

۱-۴- ماهواره MODIS

از میان ماهواره‌های هواشناسی خورشیدآهنگ مدار قطبی، با هدف ایجاد نقشه‌های برفی، در مقایسه با سایر سنجنده‌ها، MODIS هم قدرت تفکیک مکانی قابل قبول و هم قدرت بازنگری زمانی سریع به همراه تنوع زیادی از باندهای طیفی خاص را عرضه نموده است. این سنجنده بر روی اولین ماهواره NASA EOS به نام Terra نصب و در ۱۸ دسامبر ۱۹۹۹ به فضا پرتاب گردید. همچنین این سنجنده بر روی ماهواره Aqua، که در ۳ می ۲۰۰۲ در مدار مربوطه قرار گرفت، نیز کار گذاشته شده است. سنجنده MODIS دارای ۳۶ باند است که ۱۱ باند آن در محدوده نور مرئی، ۹ باند در محدوده مادون قرمز نزدیک، ۶ باند در مادون قرمز حرارتی، ۴ باند در محدوده مادون قرمز موج کوتاه و ۶ باند در محدوده مادون قرمز امواج بلند، تنظیم شده است. همچنین در فن آوری سنجنده MODIS باندهای مادون قرمز و مادون قرمز نزدیک نیز در محدوده طیف الکترومغناطیس قرار گرفته است. قدرت تفکیک باندهای سنجنده متفاوت بوده و بین ۲۵۰ متر تا ۱۰۰۰ متر در نوسان است. پوشش برف معرف میزان آب ذخیره شده در حوضه‌های کوهستانی می‌باشد و لذا پایش مکانی و زمانی سطح پوشیده شده از برف و عمق آب معادل برف از اهمیت بسیار بالایی در مدل‌های هیدرولوژیکی بکار رفته در تعیین آورد این رودخانه برخوردار است.

۱-۵- مدل SRM

مدل SRM یا مدل ماتریک برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی جریان روزانه در حوضه‌های کوهستانی که ذوب برف مهمترین فاکتور موثر در رواناب است، طراحی گردید. اخیراً این مدل برای ارزیابی اثرات تغییرات اقلیم روی سطح پوشش برف فصلی و رواناب، مورد استفاده قرار گرفته است.

SRM توسط ماتریک در سال ۱۹۷۵ در حوضه‌های کوچک اروپا توسعه یافت. با پیشرفت سنجش از دور و در نتیجه امکان تهیه نقشه‌های سطح پوشش برف، SRM برای حوضه‌های بزرگتر و بزرگتر استفاده شد. این مدل در ۸۰ حوضه از ۲۵ کشور مختلف، مورد ارزیابی قرار گرفته است. ۲۵ درصد این تحقیقات توسط توسعه‌دهندگان مدل و ۷۵ درصد بقیه توسط دیگران انجام شد. این مدل در نواحی کوهستانی و تقریباً با هر اندازه (۰/۷۶ تا ۱۲۰۰۰۰ کیلومتر مربع) و در هر محدوده ارتفاعی (۳۰۵ تا ۷۶۹۰ متر) به کار برده شده است.

۱-۶- مروری بر تحقیقات انجام گرفته

نجفی ایگدیر و همکاران (۱۳۸۶)، رواناب حاصل از ذوب برف را با استفاده از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی در حوضه شهرچائی ارومیه، شبیه‌سازی کردند. در این تحقیق سطح پوشش برف منطقه به عنوان مهمترین متغیر هیدرولوژیکی لازم با استفاده از تصاویر سنجنده NOAA ماهواره AVHRR استخراج گردید. سپس از مدل SRM (Snowmelt Runoff Modelling) برای محاسبه رواناب برف استفاده گردید. در این بررسی داده‌ها و پارامترهای مذکور به صورت روزانه و برای سال ۱۹۹۶-۱۹۹۷ وارد مدل شدند. برای ارزیابی دقت مدل مقادیر مشاهداتی و محاسباتی مقایسه شدند که شبیه‌سازی موفق و قابل قبولی را نشان داد که در آن ضریب تعیین برابر ۰/۸۱ و تفاضل حجمی برابر ۲/۷۵ می‌باشد.

نجفی و همکاران (۱۳۸۳)، طی تحقیقی رواناب حاصل از ذوب برف را در حوضه سد مهاباد با استفاده از مدل SRM، شبیه‌سازی کردند. در این تحقیق برای حصول دقت بیشتر در محاسبات حوضه مهاباد به چهار طبقه ارتفاعی تقسیم شد. جریان ورودی به سد در دو ایستگاه هیدرومتری قبل از سد اندازه‌گیری شد. از اطلاعات یک ایستگاه دماسنجی در داخل شهر مهاباد و هفت ایستگاه باران‌سنجی و هفت ایستگاه برف-

سنجی در داخل حوضه استفاده شد. بعد از اعمال ورودی‌ها به مدل، شبیه‌سازی انجام گرفته و هیدروگراف، شبیه‌سازی شده و اندازه‌گیری شده، رسم گردید. این دو هیدروگراف از طریق میزان تطابق، رگرسیون و اختلاف حجم‌ها مقایسه و بررسی شدند. ضریب رگرسیون و اختلاف حجم‌ها به ترتیب برابر ۰/۸۵ و ۳/۷۹- محاسبه گردید.

بیرویدان و جندقی (۱۳۸۴)، رواناب حاصل از ذوب برف را در حوضه آبخیز زیارت مورد بررسی قرار دادند. به منظور تخمین رواناب حاصل از ذوب برف و بررسی دقت مدل‌های شبیه‌سازی در حوضه آبخیز برف‌گیر زیارت، مدل SRM استفاده شد. اطلاعات ایستگاه هواشناسی، هیدرومتری و پوشش برف آبخیز در چهار رویداد مختلف در ماه‌های اسفند و فروردین به طور مستقیم تهیه و سپس با بکارگیری مدل، میزان دبی در روزهای مورد نظر به دست آمد. همچنین میزان رواناب خالص ناشی از ذوب برف برآورد گردید. مقایسه رواناب مشاهده‌ای از اندازه‌گیری مستقیم و آبنمود موجود با رواناب برآورد شده از مدل SRM، از طریق آزمون t نشان داد که بین ارقام دو روش اختلاف معنی‌داری وجود ندارد. همچنین نتیجه‌گیری شد که عواملی چون شرایط فیزیکی حوضه، وجود اطلاعات هواشناسی و هیدرولوژی و دقت اطلاعات اولیه مدل، بسیار حائز اهمیت می‌باشند.

(Nagler et al., ۲۰۰۸) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای اپتیکال MODIS و تصاویر رادار Envisat ASAR (به منظور حذف خطاهای ایجاد شده در دوره‌های ابری طولانی)، رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه Otztal در استرالیا، را پیش‌بینی کردند. مقایسه نقشه‌های برف حاصل از SAR و تصاویر اپتیکال تفاوت‌های سیستماتیک را آشکار کردند. به منظور جبران این اختلافات از یک مدل نیمه‌توزیعی برای اثبات استفاده از داده‌های پوشش برف ماهواره‌ای در پیش‌بینی رواناب کوتاه‌مدت استفاده شد. در این بررسی از شاخص NDSI برای تهیه نقشه‌های پوشش سطح برف استفاده شد و به منظور دستیابی به

نتایج بهتر به خصوص در مناطق سایه، از باند ۳ به جای باند ۴ استفاده گردید. برای تفکیک ابرها در ارتفاعات بالا، از انتشار در باند ۳۱ و باند ۳۵ برای آشکارسازی ابر در ارتفاعات متوسط و پایین از انتشار در باند ۳۱ منهای انتشار در باند ۲۱ و برای آشکارسازی ابر در ارتفاعات پایین از نسبت انعکاس باند ۱ به باند ۶ استفاده گردید. در این بررسی همچنین تصاویر ASTER و MODIS با هم مقایسه شدند، نتایج نشان داد که MODIS در نواحی بدون برف روندی تقریباً بیش‌برآوردگر و در مناطق پوشیده از برف کم‌برآوردگر است.

کلاین و همکاران (۲۰۰۱)، نقشه‌های برف حاصل از MODIS را با نقشه‌های تهیه شده توسط مرکز سنجش از دور هیدرولوژیکی ملی آمریکا با نام اختصاری^۱ NOHRSC، در بالادست آبرگیر ریوگرانند مورد مقایسه قرار دادند و به این نتیجه دست یافتند که هر دو این نقشه‌ها از شرایط ابری متاثر شده و خطای اصلی در هر دوی آنها وجود ابر می‌باشد.

اکایو و همکاران، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS در حوضه آبخیز کراسو ترکیه، نقشه سطح پوشیده از برف را با نقشه‌های حاصل از برداشت زمینی مقایسه نموده و اشاره کرده‌اند که علت اصلی اختلافات، ابری بودن منطقه در طول دوره برفی است.

پرهمت و همکاران (۱۳۸۴)، مدل SRM را برای زیرحوضه خرسان از سرشاخه‌های کارون که فاقد آمار و اطلاعات برف‌سنجی است بکار بردند. همچنین اطلاعات رقومی سنجنده AVHRR ماهواره نوا به عنوان منبع تامین اطلاعات سری زمانی مساحت تحت پوشش برف استفاده شد. به منظور واسنجی و ارزیابی مدل دو سال آبی ۷۶-۱۳۷۵ و ۷۷-۱۳۷۶ انتخاب و بر اساس داده‌های مشاهده‌ای دبی روزانه در

^۱ National Operational Hydrologic Remote Sensing Center

سال ۷۶-۱۳۷۵ پارامترهای مدل واسنجی و تعیین و در سال ۷۷-۱۳۷۶ دقت شبیه سازی مدل مورد ارزیابی قرار گرفت. ارزیابی مدل در شبیه سازی رواناب حاصل از ذوب برف و نیز مشارکت باران نشان می دهد که دبی روزانه با دقت ۸۸ درصد و با ضریب تعیین ۰/۷۷۴ و حجم کل جریان با ۱/۰۳ درصد اختلاف با حجم مشاهده ای در طول این مدت برآورد شده است. با این وصف مدل SRM با استفاده از داده های ماهواره ای کارایی لازم را در برآورد رواناب حاصل از ذوب برف و نیز شرایط مشارکت باران و برف درحوضه های فاقد آمار دارا بوده و برای این حوضه ها توصیه می شود.

مدل SRM جهت شبیه سازی رواناب ذوب برف در آلپ های سوئیس توسط Martinece و seidal بکار گرفته شد و رواناب ذوب برف با استفاده از تصاویر Spot، Landsat و NOAA برای ۱۳ زیرحوضه محاسبه و پیش بینی شد و در تمام زیرحوضه ها مدل SRM قابلیت بالایی را در شبیه سازی نشان داد.

همچنین این مدل برای سال های آبی ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸ توسط (Kaya, ۱۹۹۹) و (Tekeli, ۲۰۰۰) در حوضه Euphrates به طور موفقیت آمیزی مورد استفاده قرار گرفت. مقدار ضریب تعیین و اختلاف حجمی در شبیه سازی های انجام شده به ترتیب از ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ و ۰/۵۶ تا ۹/۳ متغیر بود.

فصل دوم

تئوری مدل *SRM*

۲-۱- مقدمه

ذوب برف در رواناب سطحی و در میزان نفوذ به صورت ضمنی منظور می‌شود و از جمله پارامترهایی است که اندازه‌گیری مستقیم آن در یک سطح وسیع امکان‌پذیر نیست. زیرا نقاط مرتفع که بیشتر در معرض بارش برف هستند، از امکانات دسترسی کمتری برخوردارند. از این رو باید با فرمول‌بندی عوامل موثر بر ذوب و انرژی محیط که صرف ذوب می‌شود، میزان ذوب را محاسبه نمود. به این منظور فرمول‌ها و مدل‌های متعددی برای محاسبه ذوب نقطه‌ای و ذوب حوضه‌ای ارائه گردیده است. که هر کدام تحت شرایط خاص منطقه‌ای فرمول‌بندی و واسنجی می‌گردد. از جمله این مدل‌ها، مدل شبیه‌سازی رواناب ناشی از برف SRM است.

۲-۲- تئوری مدل SRM

مدل SRM به منظور مدیریت منابع آب، آبیاری و ذخیره آب، توسط محققان سوئیسی ارائه گردیده است. اساس این مدل روش درجه-روز می‌باشد. مدل SRM توسط سازمان جهانی هواشناسی برای شبیه‌سازی مورد آزمایش قرار گرفته است که در مقایسه با سایر مدل‌ها با داشتن حداقل خطا دقیق‌ترین مدل برای شبیه‌سازی ذوب برف تشخیص داده شده است (مارتینک و رنگو، ۱۹۹۸). در این مدل، رواناب ناشی از بارندگی و ذوب برف در هر روز محاسبه شده و به جریان پایه محاسبه شده اضافه می‌گردد و سپس به آبدهی روزانه با استفاده از معادله (۱-۱) زیر تبدیل می‌گردد.

$$Q_{n+1} = [c_{sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_m P_n] \frac{A \cdot 10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1} \quad (1-1)$$

که در این معادله:

Q : میزان آبدهی متوسط روزانه (m^3 / s),

C : ضریب رواناب که بیان کننده افت‌ها می‌باشد و تحت عنوان نسبت رواناب به بارندگی تعریف می‌شود.

C_s اشاره به ذوب برف و C_r اشاره به بارندگی دارد،

α : فاکتور درجه روز می‌باشد و نشان‌دهنده عمق حاصل از ذوب برف است که در یک درجه روز ایجاد

می‌شود $(cm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1})$ ،

T : تعداد درجه روزها $(^{\circ}C.d)$ ،

S : نسبت سطح پوشیده از برف به مساحت کل،

P : میزان بارندگی که در تولید رواناب مشارکت دارد (cm). بدین منظور از یک مقدار فرضی دمای حد

آستانه T_{CRIT} برای تعیین مشارکت بارندگی در تولید رواناب استفاده می‌شود،

A : مساحت حوضه (km^2) ،

k : ضریب بازگشت که نشان‌دهنده کاهش آبدهی در یک دوره بدون ذوب برف یا بارندگی است،

n : توالی روزها در طول دوره محاسبه آبدهی.

اطلاعات ورودی به مدل عبارتند از خصوصیات حوضه و نواحی ارتفاعی، متغیرها و پارامترها که در زیر

به تشریح آنها می‌پردازیم:

۲-۳- خصوصیات حوضه و ناحیه‌های ارتفاعی

مرز حوضه با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی تهیه شده و منحنی‌های میزان بر روی آن ترسیم می‌شود.

سپس حوضه بر اساس ارتفاع و سطح حوضه، به ناحیه‌های ارتفاعی تقسیم شده و منحنی ارتفاع-سطح

برای آن‌ها رسم گردیده و پارامترهای موثر در ذوب برف ناحیه در متوسط ارتفاع هیپسومتریک هر ناحیه

محاسبه می‌شود. در حوضه‌های با محدوده ارتفاعی بیش از ۵۰۰ متر (اختلاف ارتفاع بین بالاترین نقطه

حوضه و نقطه خروجی)، حوضه به مناطق ارتفاعی در حدود ۵۰۰ متر و یا ۱۵۰۰ فوت تقسیم‌بندی می‌شود. ارتفاع هیپسومتریک هر ناحیه می‌تواند از روی منحنی هیپسومتریک تعیین شود و درجه حرارت ایستگاه مبنا به این ارتفاعات منتقل گردد. تعیین محدوده حوضه‌ها، محاسبه منحنی ارتفاع-سطح (هیپسومتریک) از روی نقشه‌های با مقیاس $\frac{1}{250000}$ کفایت می‌کند.

۲-۴- متغیرها

متغیرهای ورودی به مدل شامل، متوسط درجه حرارت روزانه، بارش و سطح پوشش برف است که در ادامه شرح داده شده‌اند:

۲-۴-۱- درجه حرارت

دما به وسیله گرادیان دما به متوسط ارتفاع هیپسومتریک منتقل می‌گردد. برای کاهش خطا بهتر است، از بهترین ایستگاه دماسنجی منطقه برای انتقال دمای نزدیک‌ترین ایستگاه به مرکز ثقل حوضه استفاده شود. اندازه‌گیری دقیق دما مشکل است، بنابراین داده‌های مربوط به یک ایستگاه هواشناسی خوب (هر چند در خارج از حوضه واقع شده باشد) به چندین ایستگاه غیرقابل اعتماد ترجیح داده می‌شود. به منظور برآورد عمق ذوب برف روزانه تعداد درجه روزها باید تعیین گردد. درجه حرارت به صورت متوسط و یا حداکثر و حداقل به مدل معرفی می‌شود و به وسیله گرادیان درجه حرارت به متوسط ارتفاع هیپسومتریک منتقل می‌گردد. رابطه (۲-۱) و (۲-۲) به ترتیب میانگین درجه حرارت و مقدار تصحیح مورد نیاز برای انتقال دما از ایستگاه مبنا تا متوسط ارتفاع هیپسومتریک منطقه را نشان می‌دهد.

$$\bar{T} = \frac{T_{Max} + T_{Min}}{2} \quad (1-2)$$

$$\Delta T = \gamma \cdot (h_{st} - \bar{h}) \cdot \frac{1}{100} \quad (2-2)$$

که در آن:

γ : شدت گرادیان دما (درجه سانتی گراد در هر ۱۰۰ متر)

h_{st} : ارتفاع ایستگاه هواشناسی (متر)

h : متوسط ارتفاع هیپسومتریك منطقه (متر)

زمانیکه مقدار درجه-روز ($T+\Delta T$) منفی شود، مقدار آن به صورت اتوماتیک به صفر تبدیل می گردد. بنابراین در درجه حرارت های منفی ذوب برف محاسبه نمی گردد.

۲-۴-۲- بارش

تعمیم بارش نقطه ای برای سطح حوضه های کوهستانی مشکل و پیچیده است. بارش هایی که در ارتفاعات و در دمای کمتر از دمای بحرانی اتفاق می افتند، به صورت برف بوده و تاثیر تاخیری در جریان دارند و اگر دما بیشتر از دمای بحرانی باشد، دبی های اوج به وقوع می پیوندند. در مدل دو گزینه برای ورود داده های مربوط به بارش وجود دارد. گزینه اول^۲ ورود داده ها برای کل حوضه و دوم^۳، به صورت مجزا برای هر منطقه ارتفاعی. در حوضه های با محدوده ارتفاعی زیاد، اگر از ایستگاه های موجود در ارتفاعات کم استفاده شود، ممکن است مقدار بارندگی کم برآورد شده، بنابراین پیشنهاد می شود، داده -

^۲ Option

^۳ Option

های بارش با یک گرادیان ارتفاعی، برای مثال ۳٪ یا ۴٪ برای هر ۱۰۰ متر، به متوسط ارتفاعات هیسومتریك مناطق، انتقال پیدا کنند.

۲-۴-۳- سطح پوشش برف

مقدار سطح پوشیده از برف به کل سطح را نسبت پوشش برف می‌نامند. سطح پوشش برف در فصل ذوب به تدریج کاهش پیدا می‌کند. منحنی‌های پوشش برف می‌تواند از نقشه‌های پوشش برف درونیابی گردد. مقادیر روزانه پوشش برف از متغیرهای مهم ورودی به مدل SRM می‌باشد. نقشه‌های سطح پوشش برف، با استفاده از مشاهدات زمینی (در حوضه‌های کوچک)، عکس برداری هوایی (مخصوصاً در زمان سیل) و یا به وسیله تصاویر ماهواره‌ای تهیه می‌شود.

۲-۵- پارامترهای ورودی به مدل

پارامترهای ورودی به مدل شامل ضریب رواناب برف، ضریب رواناب باران، فاکتور درجه-روز، گرادیان دما، دمای بحرانی، سطح موثر در باران، ضریب فروکش و زمان تاخیر می‌باشند. هر یک از این پارامترها می‌توانند با اندازه‌گیری و یا بر اساس نظرات کارشناسی متخصصان و با استفاده از خصوصیات حوضه، روابط فیزیکی، تجربی و روابط همبستگی برآورد گردد.

۲-۵-۱- ضریب رواناب

ضریب رواناب به نسبت رواناب اندازه گیری شده به بارش اندازه گیری شده گفته می شود. در ابتدای فصل ذوب برف تلفات خیلی کم بوده و در مراحل بعدی زمانی که خاک بدون محافظ باشد، در اثر رشد گیاهان تلفات به علت تبخیر و تعرق، برگاب و نفوذ بیشتر می باشد. در اواخر فصل ذوب برف ممکن است جریان مستقیم آبراهه ای ناشی از قطعات برف و باقیمانده توده های متشکل از برف آبدار، در بعضی حوضه ها رایج باشد. که در این صورت تلفات کاهش یافته و ضریب رواناب افزایش پیدا می کند. علاوه بر این ضریب رواناب برف و باران متفاوت می باشند و در برنامه کامپیوتری مقدار ضریب رواناب برف و ضریب رواناب باران از یکدیگر تفکیک شده اند. از میان پارامترهای SRM، ضریب رواناب اولین گزینه برای کالیبره کردن مدل است.

۲-۵-۲- فاکتور درجه روز

فاکتور درجه روز به صورت مقدار عمق ذوب شده به تعداد درجه-روز تعریف می شود و به شکل رابطه (۳-۲) بیان می گردد.

$$M = \alpha.T \quad (3-2)$$

α : فاکتور درجه روز $(cm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1})$ ،

M : عمق ذوب برف روزانه (cm)،

T : تعداد درجه-روز $(^{\circ}C.d)$.

مقدار فاکتور درجه-روز را می‌توان با محاسبه نسبت کاهش آب معادل برف به درجه-روز اندازه‌گیری شده به دست آورد و این اندازه‌گیری می‌تواند به وسیله بالشتک برفی یا لایسیمتر و اندازه‌گیری‌های رادیواکتیو برف بدست آید.

در صورت نبودن داده، فاکتور درجه-روز می‌تواند با استفاده از رابطه تجربی (۴-۲) بدست آید:

$$a = 1.1 \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (4-2)$$

که در آن:

a : فاکتور درجه-روز $(cm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1})$

ρ_s : وزن مخصوص برف،

ρ_w : وزن مخصوص آب.

با افزایش وزن مخصوص برف، آلبدو کاهش می‌یابد و مقدار آب مایع در برف افزایش پیدا می‌کند، بنابراین وزن مخصوص برف شاخص خوبی برای تعیین خصوصیات ذوب برف است. در حوضه‌های برفی با نزدیک شدن به پایان تابستان، فاکتور درجه روز معمولاً تا $0.6 (cm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1})$ افزایش می‌یابد. برنامه SRM این قابلیت را دارد که فاکتورهای درجه-روز متفاوت برای حداکثر ۸ منطقه ارتفاعی که معمولاً ۲ بار در ماه تغییر می‌کند، به مدل معرفی شود. در برخی مواقع اثر یک پیشامد، مانند بارش برف جدید، مقدار a باید به صورت دستی اصلاح و وارد مدل گردد تا اینکه شرایط غیرعادی ذوب برف را نشان دهد.

۲-۵-۳-گرادیان درجه حرارت

هنگامی که از سطح زمین به طرف بالا صعود می‌کنیم، هر چه بالاتر برویم دمای هوا کاهش پیدا می‌کند. نسبت کاهش دما به ارتفاع را گرادیان قائم دما گویند. کاهش دما در ارتفاعات بالاتر به سه دلیل عمده زیر است:

۱. چون منبع اصلی گرما برای هوا، سطح زمین می‌باشد، بدیهی است با دور شدن از منبع گرما، دمای هوا کاهش می‌یابد.

۲. مقدار بخار آب به تدریج که ارتفاع افزایش می‌یابد، کم می‌شود. لذا در ارتفاعات بالاتر هوا نمی‌تواند گرمای زیادی در خود نگه دارد.

۳. هوا در نتیجه گرم شدن زمین به طرف بالا صعود می‌کند و در هنگام صعود منبسط شده و دمای آن کم می‌شود.

اگر داده‌های دما مربوط به ایستگاه‌های هواشناسی واقع در ارتفاعات مختلف، موجود باشد، می‌توان با استفاده از این داده‌ها گرادیان دما را محاسبه کرد. در شبیه‌سازی‌های مدل SRM معمولاً یک گرادیان دما در حدود ۰/۶۵ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰ متر ارتفاع، در نظر گرفته می‌شود. برنامه این قابلیت را دارد که یک گرادیان دما برای کل حوضه و یا گرادیان‌های مجزا برای هر منطقه ارتفاعی به مدل معرفی شود. همچنین می‌توان برای روزهایی که یک وضعیت خاص هواشناسی اتفاق می‌افتد مثلاً وارونگی دما، مقدار گرادیان را به صورت دستی تغییر داد.

بهتر است که ایستگاه هواشناسی مبنای در نزدیکی میانگین ارتفاع حوضه قرار داشته باشد، چون در این صورت خطاهای رو به بالا و رو به پایین با هم تعدیل می‌شوند. به عبارت دیگر اگر ایستگاه در یک

ارتفاع پایین قرار داشته باشد، مدل SRM نسبت به مقدار گرادیان حساسیت نشان خواهد داد. برای مثال برای برخی حوضه‌ها در Wyoming، نزدیک‌ترین ایستگاه‌ها به بخش‌های پوشیده از برف حوضه در فاصله‌ای در حدود ۱۰۰ کیلومتر و در ارتفاعی نزدیک به ۲۰۰۰ متر پایین‌تر قرار داشتند. در چنین مواردی یک مقدار کوچک خطا در گرادیان مثلاً به مقدار ۰/۰۵ در هر ۱۰۰ متر موجب، انحراف یک درجه-روز از مقدار واقعی آن خواهد شد که مطابق است با خطایی حدود ۰/۵ سانتی‌متر در برآورد عمق ذوب برف در فصل ذوب.

گاهی اوقات لازم است که مقدار گرادیان دما با توجه به منحنی‌های ذوب برف تصحیح شود. اگر در اثر انتخاب یک گرادیان معین، در یک ارتفاع خاص دمای بالایی مشاهده شود اما سطح پوشش برف تغییر نکرده باشد، باید گرادیان را با توجه به اینکه ایستگاه در ارتفاعی بالاتر و یا پایین‌تر از ارتفاع میانگین منطقه قرار دارد، کاهش یا افزایش داد. گرادیان درجه حرارت برای انتقال درجه حرارت از ایستگاه مبنا به متوسط ارتفاع هیپسومتريک حوضه یا هر یک از ناحیه‌های ارتفاعی به کار می‌رود. گرادیان درجه حرارت در مدل به صورت ۱۵ روزه (در صورت لزوم یک روزه) و حتی به صورت تغییرات فصلی به کار گرفته می‌شود.

۲-۵-۴- درجه حرارت بحرانی

درجه حرارت بحرانی برای تعیین باران یا برف بودن بارش اندازه‌گیری شده یا پیش‌بینی شده به کار می‌رود. اگر $T > T_{CRIT}$ باشد تاثیر بارش در رواناب فوری بوده، بارش به صورت باران و در صورتی که $T < T_{CRIT}$ باشد، بارش به صورت برف بوده و روی هم انباشته شده و تاثیر آن در رواناب به صورت

تاخیری می‌باشد. در این حالت مدل SRM بارش برف جدید را به عنوان ذخیره نگه میدارد تا روزهای گرم بعدی ذوب شود.

در حوضه Dischma مقدار T_{CRIT} در ماه آوریل ۳ درجه سانتی گراد بالای صفر و در ماه جولای ۰/۷۵ درجه سانتی گراد بالای صفر در نظر گرفته شد. این روند فصلی در یک محدوده تغییرات کوچک برای کلیه حوضه‌ها قابل استفاده می‌باشد.

در برخی موارد ممکن است مدل SRM، رواناب حاصل از بارندگی‌های شدید را در شبیه‌سازی در نظر نگیرد. چون در این حالت دمای انتقال یافته به میانگین ارتفاع منطقه از دمای بحرانی کمتر و بارش در مدل به صورت برف شبیه‌سازی شده است. بنابراین در چنین مواردی باید دمای بحرانی و گرادیان درجه حرارت به طور منطقی تصحیح شده تا برف به باران تبدیل گردد. البته تشخیص دقیق برف و باران مشکل است زیرا دمای استفاده شده در شبیه‌سازی، دمای میانگین روزانه است در حالی بارش در هر زمانی ممکن است روی داده باشد، روز یا شب، در شرایطی گرمتر و یا سردتر از دمای متوسط روزانه.

۲-۵-۵- سطح مشارکت کننده بارش

زمانیکه بارش به صورت باران باشد دو نوع رفتار قابل بررسی است. در نوع اول باران بر روی برف پشته می‌بارد و در برف پشته نگهداری می‌شود (برف خشک و عمیق باشد). در این صورت رواناب ناشی از باران فقط در سطوحی که فاقد پوشش برف می‌باشند، اتفاق می‌افتد که گفته می‌شود عمق باران با نسبت سطح بدون پوشش برف به کل سطح کاهش یافته است. در نوع دوم سطح پوشش برفی رسیده و پر آب است در این حالت اگر باران بر روی سطح برف بیارد، فرض می‌شود که همان آب از برف پشته خارج می‌گردد. بنابراین تمامی آب باران بدون دست‌خوردگی به رواناب حاصل از ذوب برف اضافه می‌گردد.

از تاثیر ذوب برف توسط باران صر نظر می گردد. زیرا گرمایی که توسط باران به برف پشته انتقال می یابد بسیار کم می باشد.

۲-۵-۶- ضریب فروکش

ضریب فروکش یک پارامتر بسیار مهم در مدل SRM است زیرا $(1-K)$ قسمتی از ذوب روزانه می باشد که بلافاصله به رواناب اضافه می گردد. معمولاً آنالیز داده های دبی اندازه گیری شده قبلی یک روش خوبی برای تعیین K است. در این روش مقادیر Q_n در مقابل Q_{n+1} (در مواقعی که هیدروگراف جریان در حالت فروکش می باشد) رسم می گردد. باید توجه داشت که K ثابت نیست و با کاهش دبی مقدار K افزایش می یابد.

$$k_{n+1} = X \cdot Q_n^{-y} \quad (2-5)$$

که x و y با حل معادلات زیر برای حوضه قابل تعیین است:

$$k_1 = X \cdot Q_1^{-y} \quad (2-6)$$

$$k_2 = X \cdot Q_2^{-y} \quad (2-7)$$

$$\log k_1 = \log X - y \log Q_1$$

$$\log k_2 = \log X - y \log Q_2$$

و با حل روابط $(2-6)$ و $(2-7)$ در یک دستگاه معادلات مقدار x و y پیدا می گردد.

برای حوضه های بدون آمار و یا زمانی که داده های دبی به اندازه کافی وجود نداشته باشد، x و y به طور مستقیم با استفاده از اندازه حوضه تعیین می شوند:

$$k_{Nn} = \left[X_M \left(\frac{\bar{Q}_M}{Q_N} \cdot Q_{Nn-1} \right)^{-y_M} \right]^{\sqrt[4]{A_M / A_N}} \quad (8-2)$$

طبق معادله، ضرایب فروکش برای حوضه‌های بزرگ‌تر، بیشتر است. اگر مقدار افزایش K نسبت به اندازه حوضه خیلی بزرگ باشد، $\sqrt[8]{A_M / A_N}$ جایگزین $\sqrt[4]{A_M / A_N}$ می‌شود.

۲-۵-۶-۱- تعدیل ضریب فروکش برای بارش‌های سنگین

ضریب فروکش نشان‌دهنده رفتار حوضه در شرایط عادی ذوب برف است. در بارش‌های سنگین (یعنی اگر مقدار بارندگی بیش از ۶ سانتی‌متر باشد)، ضریب فروکش به صورت معادله (۲-۹) تغییر می‌کند:

$$k_{n+1} = X(4Q_n)^{-y} \quad (9-2)$$

در این روش مقدار k کمتر شده، بنابراین عکس‌العمل حوضه نسبت به ورودی‌ها سریع خواهد بود.

۲-۵-۷- زمان تاخیر

خصوصیات نوسانات روزانه رواناب از طریق زمان تاخیر و به طور مستقیم از هیدروگراف جریان سال‌های گذشته می‌تواند تعیین گردد. اگر به طور مثال دبی هر روز در حوالی شب شروع به کاهش نماید، فروکش دبی در حدود شش ساعت از فروکش درجه حرارت تاخیر دارد. بنابراین رابطه‌ای بین درجه حرارت اندازه‌گیری شده در روز n با دبی بین ساعت ۱۲ روز N تا ساعت ۱۲ روز N+۱ وجود خواهد داشت.

زمان تاخیر مهمترین مبنای رابطه زمانی بین پارامترهای مختلف هیدرولوژیکی در مدل‌بندی و شبیه‌سازی حوضه‌ها می‌باشد. برای محاسبه زمان تاخیر می‌توان از روابط تجربی مانند روش SCS استفاده کرد. برای محاسبه زمان تاخیر، شیب متوسط و طول رودخانه اصلی از مهمترین پارامترها می‌باشند.

۲-۶- ارزیابی مدل

مدل SRM از یک معیار کیفی، مشاهده تطابق هیدروگراف‌ها و از دو معیار دقت کمی، شامل ضریب تبیین (R^2) و تفاضل حجم D_v استفاده می‌کند. این ضرایب از طریق معادلات (۲-۱۰) و (۲-۱۱) محاسبه می‌گردند:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (2-10)$$

$$D_v = \frac{V_R - V'_R}{V_R} \cdot 100 \quad (2-11)$$

Q_i : دبی اندازه‌گیری شده روزانه،

Q'_i : دبی شبیه‌سازی شده روزانه،

$\bar{Q}$: متوسط دبی روزانه برای فصل و یا سال شبیه‌سازی،

n : تعداد مقادیر دبی روزانه،

D_v : درصد اختلاف بین کل رواناب اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده (%).

V_R : حجم رواناب اندازه‌گیری شده،

V'_R : حجم دبی شبیه‌سازی شده.

فصل سوم

منطقه مورد مطالعه

۳-۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال ایران در محدوده‌ای بین عرض جغرافیایی ۳۰-۳۶ تا ۱۵-۳۷ (دقیقه - درجه) شمالی و طول جغرافیایی ۴۵-۴۹ تا ۴۵-۵۰ (دقیقه - درجه) شرقی در دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های البرز و نواحی کم ارتفاع ساحلی دریای خزر واقع شده است و شامل حوضه آبریز رودخانه پلرود می‌باشد.

از نظر تقسیمات کشوری محدوده طرح به استان گیلان تعلق دارد. در روی شکل (۲-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در استان گیلان و محدوده حوضه‌های آبریز مورد مطالعه نشان داده شده است. حوضه آبریز رودخانه پلرود عمدتاً کوهستانی بوده و حداکثر ارتفاع آن ۳۸۰۰ متر، ارتفاع متوسط آن حدود ۱۹۲۸ متر و مساحت آن حدود ۱۵۳۵ کیلومتر مربع می‌باشد. متوسط بارندگی سالانه در یک دوره ۳۰ ساله (۵۵-۱۳۵۴ الی ۸۵-۱۳۸۴) در حوضه آبریز رودخانه پلرود معادل ۹۲۹ میلیمتر می‌باشد. همچنین در این منطقه متوسط دمای سالانه ۱۵/۵ درجه سانتیگراد، متوسط رطوبت نسبی سالانه ۸۳ درصد، متوسط تعداد روزهای یخبندان سالانه حدود ۲۲ روز و متوسط تبخیر از سطح آزاد آب سالانه حدود ۸۱۷ میلیمتر برآورد شده است.

محدوده مورد مطالعه دارای وضعیت خاص توپوگرافی می‌باشد بطوریکه از طرف شمال به منابع رطوبتی دریای خزر نزدیک بوده و از طرف جنوب توسط رشته کوه‌های مرتفع البرز احاطه گردیده است. این وضعیت خاص توپوگرافی باعث ایجاد شرایط اقلیمی متفاوت در این منطقه نسبت به سایر مناطق ایران گردیده است. از نظر طبقه‌بندی‌های اقلیمی این محدوده عمدتاً دارای اقلیم مرطوب تا خیلی مرطوب در نواحی ساحلی دریای خزر و ناحیه کم ارتفاع دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های البرز می‌باشد. اما با توجه

به کاهش رطوبت و افزایش بردوت در ارتفاعات محدوده مورد مطالعه، مناطق مرتفع جنوبی حوضه آبریز پلرود غالباً دارای اقلیم نیمه خشک معتدل تا سرد می‌باشند.

در این مطالعه همچنین آخرین داده‌های هواشناسی به منظور برآورد حداکثر بارش ۲۴ و ۴۸ و ۷۲ ساعته با دوره برگشت‌های گوناگون در حوضه مورد مطالعه، مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد.

۳-۲- خلاصه ویژگی‌های فیزیکی و هندسی مورد نیاز

ویژگی‌های فیزیکی و هندسی حوضه آبریز و نوع و گسترش پوشش گیاهی در سطح آن، تاثیر بسزایی در نحوه توزیع بارندگی و تعیین پارامترهای هیدرولوژیکی منطقه دارد. در این بخش خلاصه ویژگی‌های فیزیکی، هندسی و پارامترهای توپوگرافی حوضه آبریز مورد مطالعه ارائه شده است و کاربرد این پارامترهای فیزیوگرافی نظیر مساحت، شیب و ارتفاع حوضه آبریز و همچنین طول و شیب رودخانه در روابط بارندگی رواناب و ایجاد سیلاب بررسی گردیده است. به منظور برآورد پارامترهایی از قبیل مساحت، محیط، طول آبراهه اصلی، بالاترین و پائین ترین نقاط ارتفاعی، از نقشه‌های رقومی ارتفاعی (DEM) در محیط نرم افزار WMS استفاده شده است.

ارتفاع متوسط هر یک از زیر حوضه‌ها با استفاده از روش میانگین وزنی و محاسبه شیب رودخانه با استفاده از نیمرخ طولی رودخانه صورت گرفته است. حوضه‌بندی و تعیین مشخصات فیزیوگرافی هر یک از زیر حوضه‌ها و تعیین شیب هر یک از آنها با استفاده از نرم افزار WMS صورت پذیرفته است و نتایج حاصله در جدول شماره (۳-۱) ارائه شده است.

نقشه ۱-۳. موقعیت حوضه آبریز پلرود در استان گیلان



جدول (۱-۳) مجموعه نتایج مشخصات فیزیکی و توپوگرافی حوضه آبریز پلرود و زیر حوضه‌های آن

محل	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	ارتفاع متوسط حوضه (متر)	ارتفاع غالب (متر)	ارتفاع با فرکانس ۵۰ درصد (متر)	شیب حوضه (درصد)	شیب متوسط رودخانه (درصد)	طول رودخانه اصلی (کیلومتر)	ضریب کراویلیوس	محیط حوضه (کیلومتر)	محیط حوضه (کیلومتر)	مستطیل معادل	
											طول (کیلومتر)	عرض (کیلومتر)
پلرود - درازلات	۱۶۳۴/۴	۱۸۹۷/۷	۱۹۰۰	۱۸۶۰	۱۶/۱	۵/۴	۴/۲	۶۸/۰۵	۱/۵۴	۲۰۹/۰	۸۸/۱۷	۱۶/۳۳
سموش-هراتبر	۱۰۲/۰	۱۴۲۱/۰	۷۵۰	۱۳۱۱	۲۲/۲	۱۵/۴	۸/۰	۱۸/۷۰	۱/۱۸	۴۲/۳	۱۳/۷۸	۷/۲۸

۳-۳- مطالعات هواشناسی

۳-۳-۱- تحلیل بارش

۳-۳-۱-۱- بررسی و کنترل داده‌ها

به منظور بررسی صحت و دقت آمار و اطلاعات جمع‌آوری شده، ابتدا تعدادی از ایستگاه‌های واقع در محدوده مورد مطالعه، مورد بازدید قرار گرفته و وضعیت آنها از نظر نوع تجهیزات، کیفیت دیده‌بانی و کیفیت نصب دستگاه‌ها بررسی گردیده است. پس از این مرحله، پارامترهای آماری اطلاعات جمع‌آوری شده ایستگاه‌ها مورد بررسی قرار گرفته و اطلاعات و ارقام مشکوک و غیر قابل قبول ایستگاه‌ها از دور محاسبات حذف گردیده است.

۳-۳-۱-۲- تکمیل و بازسازی داده‌ها (در صورت نیاز)

پس از حذف اطلاعات و ارقام مشکوک و غیر قابل قبول ایستگاه‌ها از دور محاسبات، با استفاده از روش نسبت‌ها، نسبت به تکمیل و بازسازی داده‌های هواشناسی در سال‌های فاقد آمار اقدام گردید. پارامترهای بارش با استفاده از روش نسبت‌ها بازسازی شدند.

۳-۳-۱-۳- بررسی سینوپتیک بارش‌های محدوده مطالعات

ریزش‌های جوی یکی از مهمترین و تغییرپذیرترین عوامل اقلیمی بوده و نوع، مقدار و شدت آن برای مناطق و ماه‌های گوناگون سال متفاوت است. جهت بررسی نحوه تغییرات و مقدار بارندگی در یک

منطقه نیاز به شبکه مناسبی از ایستگاه‌های هواشناسی با فواصل معین و با آمار دراز مدت مطابق با استانداردهای سازمان هواشناسی جهانی می‌باشد.

در حوضه آبریز پلرود که غالباً کوهستانی بوده فقط ۲ ایستگاه هواشناسی، شامل ایستگاه تبخیرسنجی طول‌لات (از سال آبی ۵۰-۱۳۴۹ الی ۸۰-۱۳۷۹) و ایستگاه باران‌سنجی هراتبر (سموش)، (از سال آبی ۳۸-۱۳۳۷ الی ۸۷-۱۳۸۶) که واقع در دامنه‌های شمالی و کم ارتفاع این حوضه بوده دارای آمار دراز مدت می‌باشد. در سال ۱۳۸۰ با تلفیق این دو ایستگاه، ضمن تعطیل نمودن و انتقال تجهیزات هواشناسی ایستگاه تبخیرسنجی درازلات به ایستگاه باران‌سنجی سموش، این ایستگاه به نوع تبخیرسنجی کاک رود و پیرکوه (از سال ۱۳۷۹) و سازمان هواشناسی اقدام به راه اندازی ایستگاه باران‌سنجی دیلمان (از سال ۱۹۹۷ میلادی) و ایستگاه باران‌سنجی تمل (از سال ۲۰۰۰ میلادی) نموده‌اند.

۳-۱-۴- توده‌های هوای موثر بر محدوده مطالعات

منطقه مورد مطالعه بعلت وضعیت خاص توپوگرافی دارای شرایط اقلیمی کاملاً متفاوتی نسبت به سایر مناطق ایران است و عمدتاً تحت تاثیر جریانات محلی توده‌های هوا قرار دارد. به‌طوری که با ریزش هوای سرد بر روی هوای گرم و مرطوب دریای خزر و مناطق کوهستانی ساحلی در فصول مختلف، رطوبت حاصل از تبخیر آب دریای خزر طی رژیم جابجایی به سمت سواحل کشیده شده و به تدریج در شیب دامنه شمالی رشته کوه‌های البرز صعود نموده و ضمن سرد شدن، متراکم و اشباع شده و عموماً سبب بارندگی می‌گردد. عمده توده‌های هوایی که این منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهند عبارتند از :

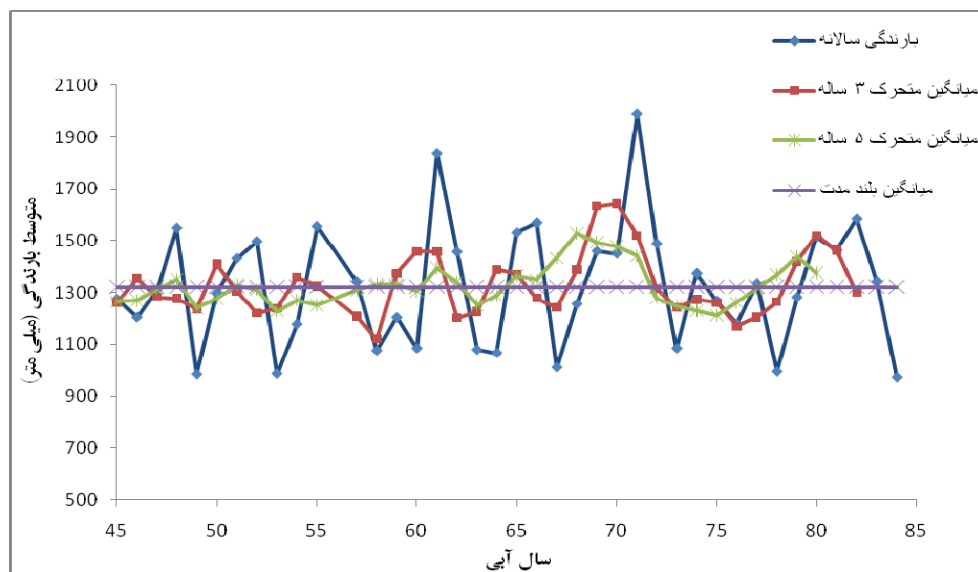
الف - توده هوای قاره‌ای قطبی (cp) که در اواخر فصل پائیز و فصل زمستان از سمت شمال شرق با منشأ سیبری و از جهت شمالغرب با سرچشمه اروپا به سوی ایران حرکت می‌نماید.

ب - توده هوای قاره‌ای منجمده (CA) که بسیار سرد و خشک بود و به ندرت در زمستان از روی سیبری یا شمال اروپا به سمت ایران کشیده شده و نواحی شمال و غرب و حتی مرکزی ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند.

ج - توده هوای دریایی قطبی (MP) با منشاء دریای مدیترانه، دریای سیاه و جنوب اقیانوس اطلس که از طرف شمال و شمال غرب بر منطقه مورد مطالعه تاثیر می‌گذارند. بیشتر فعالیت این توده‌ها در زمستان بوده ولی در بهار و پائیز نیز سبب رگبارهای شدید و رعد و برق می‌گردد.

۳-۱-۵- بررسی رژیم بارش سالانه

یکی از اصول تجزیه و تحلیل اطلاعات بارندگی وجود داده‌های بارندگی دراز مدت هواشناسی با صحت کافی است. در این مطالعه جهت بررسی صحت داده‌های بارندگی موجود ایستگاه‌ها، با مقایسه داده‌های مزبور در ایستگاه‌های مجاور و بررسی پارامترهای آماری، اطلاعات مشکوک و غلط از دور محاسبات حذف گردیده است. در شکل (۲-۳) نمودار تغییرات بارندگی سالانه، بیشترین و کمترین آن در یک دوره ۳۰ ساله در ایستگاه هراتبر (سموش) نشان داده شده است.



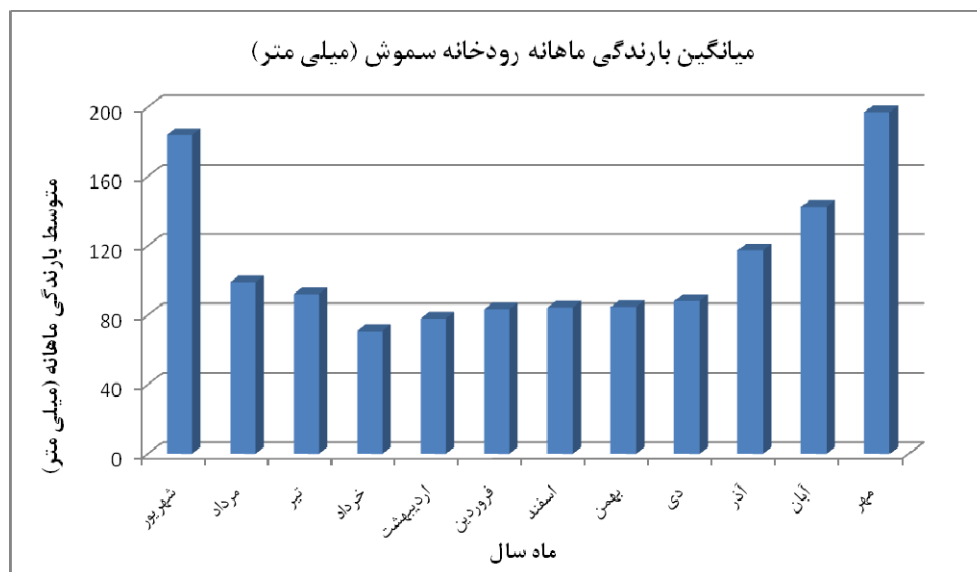
شکل (۲-۳) نمودار تغییرات بارندگی سالانه، بیشترین و کمترین آن در یک دوره ۳۰ ساله در ایستگاه هراتبر (سموش)

یکی از عوامل موثر بر بارندگی ارتفاع می باشد. بعلت وضعیت خاص توپوگرافی ناحیه مورد مطالعه که از سمت جنوب توسط رشته کوه های مرتفع البرز احاطه گردیده و از طرف شمال به منابع رطوبتی دریای خزر نزدیک می باشد، این ناحیه عمدتاً تحت تاثیر فرآیند جریان های رطوبتی محلی بوده به نحوی که توده های هوای مرطوب که از دریای خزر به سمت نواحی مرکزی ایران حرکت می نمایند پس از برخورد با ارتفاعات واقع در ناحیه جنوبی متراکم گشته و بارندگی فراوانی را در نواحی ساحلی و دامنه های کم ارتفاع (رو به دریا) شمالی البرز ایجاد می نمایند. در این ناحیه روند بارندگی با ارتفاع یک رابطه معکوس داشته به شکلی که بسته به موقعیت عمومی جو در آن ناحیه از ارتفاع معینی روند تغییرات ثابت شده و توده های هوای مرطوب به صورت نسبتاً خشک سوی دامنه های جنوبی البرز سرازیر می شوند.

به منظور بررسی نوسانات بارندگی سالانه در این حوضه، در نمودار (۲-۳) میانگین متحرک بارندگی ۳ و ۵ ساله بر مبنای متوسط ارقام بارندگی سالانه ایستگاه سמוש (هراتبر)، (نزدیکترین ایستگاه‌ها که دارای آمار بارندگی دراز مدت می‌باشد) در یک دوره ۴۰ ساله (۱۳۴۵-۴۶ الی ۱۳۸۴-۸۵) ترسیم گردیده است. بطوریکه ملاحظه می‌شود در حوضه آبریز مورد مطالعه بیشترین مقدار بارندگی سالانه در سال‌های آبی ۱۳۶۱-۶۲، ۱۳۶۶-۶۷، ۱۳۷۱-۷۲ و کمترین مقدار بارندگی سالانه در سال‌های آبی ۱۳۴۹-۵۰، ۱۳۵۳-۵۴ و ۱۳۸۴-۸۵ ریزش نموده است. سال‌های آبی ۱۳۴۵-۴۶ تا ۱۳۵۳-۵۴ در یک دوره نسبتاً نرمال اقلیمی (نزدیک به میانگین ۴۰ ساله) و سال‌های آبی ۱۳۵۳-۵۴ الی ۱۳۶۰-۶۱ در یک دوره نسبتاً خشک و سال‌های آبی ۱۳۶۱-۶۲ تا ۱۳۶۶-۶۷ در یک دوره نرمال و سال‌های آبی ۱۳۶۶-۶۷ الی ۱۳۷۴-۷۵ در یک دوره مرطوب و سال‌های آبی ۱۳۷۵-۷۶ الی ۱۳۷۹-۸۰ در یک دوره خشک واقع می‌باشند. بدیهی است که در بررسی دوره‌های مرطوب و خشک، سال‌های منحصر بفرد در نظر گرفته نمی‌شود.

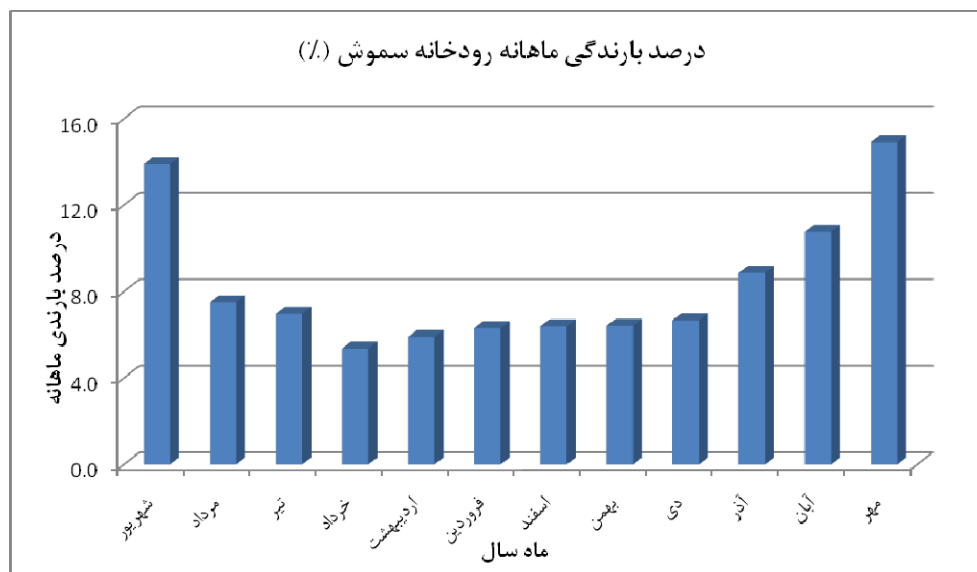
۳-۱-۳-۶- بررسی رژیم بارش ماهانه

همچنین به منظور بررسی تغییرات زمانی بارندگی در ماه‌های مختلف سال، در شکل (۳-۳) نمودار تغییرات متوسط درازمدت بارندگی در ماه‌های مختلف سال نشان داده شده است.



شکل (۳-۳) نمودار تغییرات بارندگی ماهانه در یک دوره ۳۰ ساله در ایستگاه هراتیر (سموش)

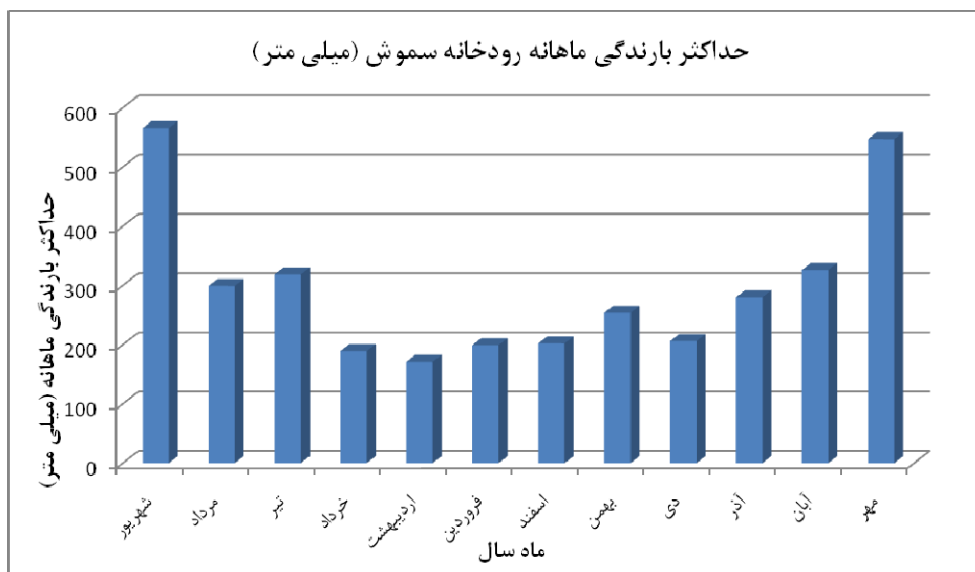
در شکل (۳-۴) نیز درصد بارندگی ماهانه نسبت به کل بارش سالانه در حوضه آبریز رودخانه پلرود ارائه شده است. با استفاده از داده‌های این شکل بررسی‌های مربوط به بارش ماهانه در حوضه آبریز پلرود انجام شده است. بطوری که ملاحظه می‌شود در حوضه آبریز پلرود، بیشترین درصد بارندگی ماهانه در ماه مهر با اختصاص ۱۴/۸ درصد از بارش سالانه ریزش می‌نماید. در ماه‌های شهریور و آبان به ترتیب ۱۳/۸ و ۱۰/۴ درصد از بارش سالانه انجام می‌شود. کمترین مقدار بارش در خرداد ماه با اختصاص ۵/۲ درصد از بارش سالانه نزول می‌نماید.



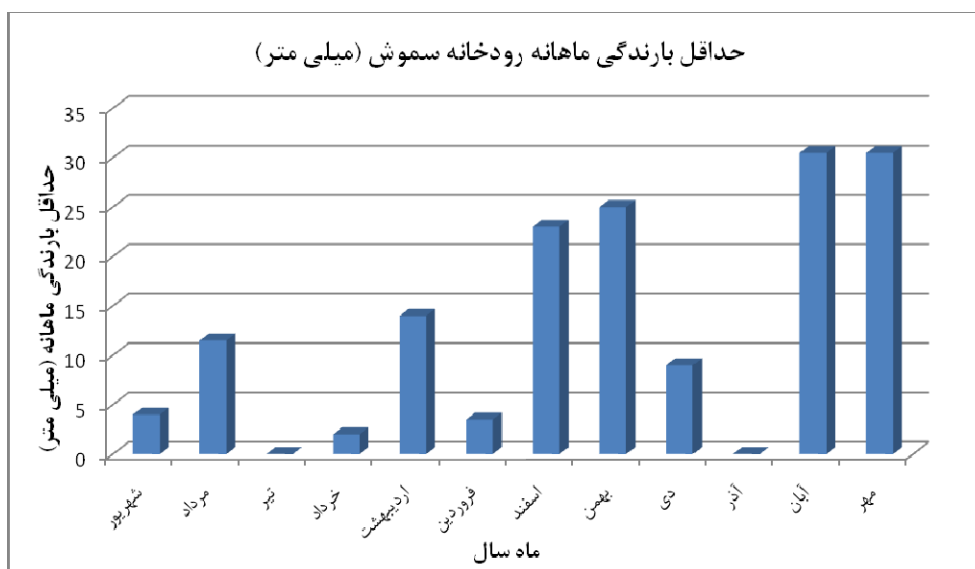
شکل (۳-۴) درصد بارندگی ماهانه نسبت به کل بارش سالانه در ایستگاه سموش (هراتبر)

بطور کلی در منطقه مورد مطالعه به علت موقعیت ویژه جغرافیایی (نزدیک بودن به دریای خزر از ناحیه شمال و احاطه شدن توسط ارتفاعات البرز از بخش جنوب) در تمامی ماه‌های سال نزولات جوی انجام می‌شود.

در شکل‌های (۳-۵) و (۳-۶) ارقام حداکثر و حداقل بارندگی‌های ماهانه مشاهده شده ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه ارائه شده است. بطوری که مشهود می‌باشد در ایستگاه سموش (هراتبر) نزدیک‌ترین ایستگاه باران‌سنجی با آمار درازمدت به حوضه آبریز پلرود، حداکثر بارندگی ماهانه مشاهده شده ۵۶۵/۵ میلیمتر بوده که در ماه شهریور سال ۱۳۷۱ ثبت شده است.



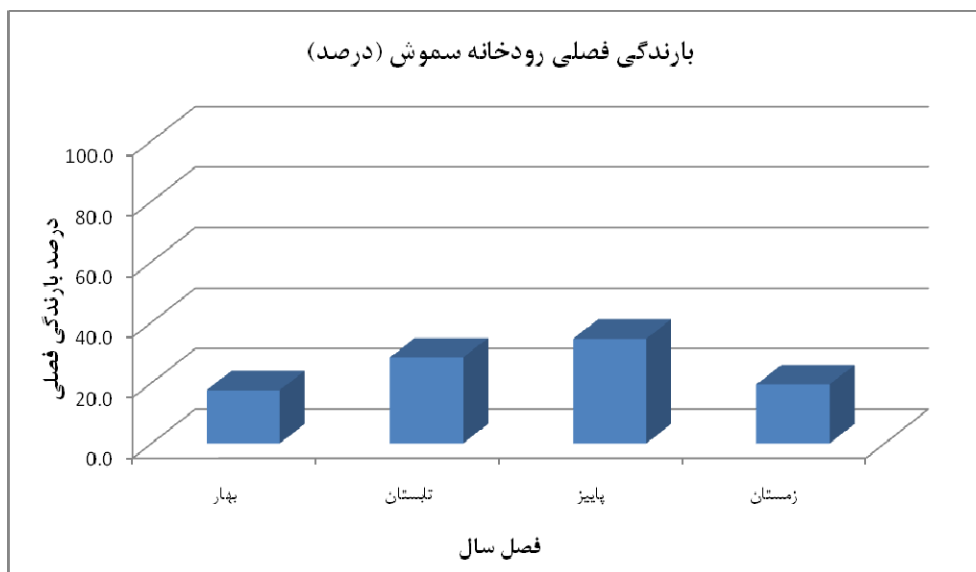
شکل (۳-۵) حداکثر بارندگی های ماهانه مشاهده شده ایستگاه سموش



شکل (۳-۶) حداقل بارندگی های ماهانه مشاهده شده ایستگاه سموش

لازم به ذکر است جهت بررسی های مربوط به بارش های فصلی در حوضه آبریز پلرود با استفاده از متوسط درصد فصلی بارندگی ایستگاه سموش انجام شده است. همان گونه که مشهود می باشد در حوضه

آبریز پلرود، بیشترین میزان بارندگی در فصل پاییز با اختصاص ۳۵ درصد از بارش سالانه ریزش می‌نماید. حدود ۲۸ درصد از بارش سالانه در فصل تابستان و ۱۹ درصد از بارش سالانه در فصل زمستان انجام می‌شود. کمترین مقدار بارندگی در فصل بهار با اختصاص ۱۷ درصد از بارش سالانه نزول می‌نماید.



شکل (۳-۷) درصد بارندگی فصلی نسبت به بارش سالانه در ایستگاه سموش

۳-۳-۱-۸- بررسی دوره‌های خشک و تر

به منظور بررسی نوسانات بارندگی سالانه در این حوضه، در نمودار (۳-۲) میانگین متحرک بارندگی ۳ و ۵ ساله بر مبنای متوسط ارقام بارندگی سالانه ایستگاه سموش (هراتبر)، (نزدیکترین ایستگاه‌ها که دارای آمار بارندگی دراز مدت می‌باشد) در یک دوره ۴۰ ساله (۱۳۴۵-۴۶ الی ۱۳۸۴-۸۵) ترسیم گردیده است. بطوریکه ملاحظه می‌شود در حوضه آبریز مورد مطالعه بیشترین مقدار بارندگی سالانه در سال‌های آبی ۱۳۶۱-۶۲، ۱۳۶۶-۶۷، ۱۳۷۱-۷۲ و کمترین مقدار بارندگی سالانه در سال‌های آبی ۱۳۴۹-۵۰، ۱۳۵۴-۵۵، ۱۳۵۳ و ۱۳۸۴-۸۵ ریزش نموده است. سال‌های آبی ۱۳۴۵-۴۶ تا ۱۳۵۳-۵۴ در یک دوره نسبتاً نرمال

اقلیمی (نزدیک به میانگین ۴۰ ساله) و سال‌های آبی ۵۴-۱۳۵۳ الی ۶۱-۱۳۶۰ در یک دوره نسبتاً خشک و سال‌های آبی ۶۲-۱۳۶۱ تا ۶۷-۱۳۶۶ در یک دوره نرمال و سال‌های آبی ۶۷-۱۳۶۶ الی ۷۵-۱۳۷۴ در یک دوره مرطوب و سال‌های آبی ۷۶-۱۳۷۵ الی ۸۰-۱۳۷۹ در یک دوره خشک واقع می‌باشند. بدیهی است که در بررسی دوره‌های مرطوب و خشک، سال‌های منحصر بفرد در نظر گرفته نمی‌شود.

۳-۴- مطالعات هیدرولوژی

۳-۴-۱- رودخانه پلرود

این رودخانه پس از سفیدرود یکی از پرآب‌ترین رودخانه‌های منطقه گیلان بوده و در محدوده شهرستان کلاچای قرار دارد. پلرود رودخانه نسبتاً بزرگی است که آب‌های قسمت وسیعی از دامنه‌های شمالی ارتفاعات، البرز مرکزی را که شامل ارتفاعات جنوب و غرب دیلمان نیز می‌شود جمع‌آوری و به دریای خزر می‌رساند. رودخانه دارای رژیم برفی بارانی بوده و دوران پرآبی آن در بهار و پائیز می‌باشد. سرشاخه‌های این رودخانه از کوه‌های سراس و خشچال واقع در ۵۰ کیلومتری شمال شرقی قزوین سرچشمه می‌گیرد. این سرشاخه‌ها در جهت شمال غرب جریان یافته و در روستای وفی بهم می‌پیوندند. این رودخانه پس از دریافت جریان سطحی شاخه گل‌رود از دامنه‌های جنوب غربی کوه سماموس گذشته و پس از دریافت جریان سطحی چند شاخه دیگر از دره‌های اطراف وارد منطقه آغورین می‌گردد. این شاخه یکی از شاخه‌های مهم که در حقیقت شاخه غربی رودخانه پلرود می‌باشد به آن ملحق می‌گردد. این شاخه همان چاک‌رود می‌باشد که خود از چندین سرشاخه کوچک و بزرگ تشکیل گردیده و جریان سطحی نواحی جنوب و شرق منطقه دیلمان را با خود همراه دارد. رودخانه مذکور پس از تلاقی با شاخه چاک‌رود، به شمال شرق تغییر مسیر داده و سرانجام در منطقه سی پل و در مجاورت روستای

تلولات از نواحی کوهستانی خارج و وارد جلگه های ساحلی شده و منطقه رانکوه را مشروب می نماید. این رودخانه در منطقه کلاچای بصورت انشعابات مختلف وارد دریای خزر می گردد. قسمت اعظم رودخانه پلرود (به غیر از باریکه ای از سواحل کلاچای و رودسر) در مناطق مرتفع البرز واقع می باشد. بعد از تلاقی دو شاخه اصلی پلرود و چاکرود حوضه رودخانه پوشیده از جنگل می باشد. شیب این رودخانه زیاد بوده و پس از ورود به دشت از آن جهت آبیاری اراضی کشاورزی استفاده می گردد.

۳-۴-۲- رودخانه سموش

رودخانه سموش، یکی از شاخه های رودخانه پلرود است که از دامنه های رشته کوه سماموس، قله توکه سر واقع در ۲۸ کیلومتری جنوب غربی شهر رامسر سرچشمه می گیرد. این رودخانه دارای سه سرشاخه مهم می باشد. این شاخه ها پس از عبور از روستاهای واقع در مسیر خود در روستای تبتوس بهم پیوسته و رودخانه سموش را تشکیل می دهند سپس رودخانه مزبور در بستری جنوبی شمالی جریان یافته و پس از مشروب نمودن روستاهای مازی گویه و تلولات در دهکده بنک سر وارد رودخانه پلرود می شود. طول این رودخانه حدود ۲۰ کیلومتر بوده و حوضه آبریز آن تا محل ایستگاه هراتبر حدود ۱۱۵ کیلومتر مربع وسعت دارد که تمامی آن در مناطق مرتفع و پوشیده از جنگل قرار دارد. این رودخانه دارای آب دائمی می باشد.

۳-۴-۳- تعیین شبکه آب‌سنجی موجود

در منطقه مورد مطالعه که شامل حوضه آبریز اصلی پلرود می‌باشد دو ایستگاه هیدرومتری درازلات و هراتبر در مسیر رودخانه اصلی پلرود و سموش وجود دارد. در جدول شماره (۲-۳) مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های آب‌سنجی موجود در محدوده مورد مطالعه ارائه گردیده است.

جدول (۲-۳) مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های محدوده طرح

رودخانه	ایستگاه	سال تاسیس	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	ارتفاع (متر)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
پلرود	طول‌لات	۱۳۳۵	۱۵۷۴	۱۱۳	۴۰۹۴۵۱۹	۴۳۶۹۷۹
سموش	هراتبر	۱۳۳۶	۱۱۵	۱۲۳	۴۰۹۴۸۸۹	۴۳۷۹۹۷

۳-۴-۳-۱- ایستگاه هیدرومتری درازلات (طول‌لات)

این ایستگاه بر روی رودخانه پلرود و در محل روستای درازلات واقع شده است. از نظر تجهیزات دارای اشل، پل تلفریک و لیمنوگراف می‌باشد. بستر رودخانه در محل احداث ایستگاه قلوه سنگی بوده و عرض بستر حدود ۲۰ متر می‌باشد، مساحت حوضه آبریز رودخانه پلرود در محل ایستگاه درازلات حدود ۱۶۳۴ کیلومتر مربع می‌باشد.

۳-۴-۲- ایستگاه هیدرومتری هراتبر

این ایستگاه بر روی رودخانه سموش و قبل از تلاقی رودخانه سموش با رودخانه پلرود در مقطع نسبتاً مناسب و بستری با شیب ملایم و قلوه سنگ‌های درشت واقع شده است. ایستگاه هراتبر از نظر تجهیزات فنی درجه یک بوده و دارای اشل، پل تلفریک و لیمنوگراف می‌باشد. مساحت حوضه آبریز رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر حدود ۱۱۵ کیلومتر مربع می‌باشد. شایان ذکر است ایستگاه مذکور در طی سالیان گذشته از نظر تجهیزات فنی فقط دارای اشل بوده و محل آن در حدود یک کیلومتری بالادست موقعیت کنونی قرار داشته است.

۳-۴-۴- بررسی رژیم آبدهی

آمار و اطلاعاتی که برای انجام محاسبات رژیم آبدهی مورد استفاده قرار گرفته از آب منطقه‌ای استان گیلان تهیه شده است. این اطلاعات شامل دبی‌های روزانه و ماهانه، گزارشات مربوط به طغیان‌های رودخانه‌ها می‌باشد.

۳-۴-۴-۱- آبدهی رودخانه پلرود در محل ایستگاه هیدرومتری درازلات

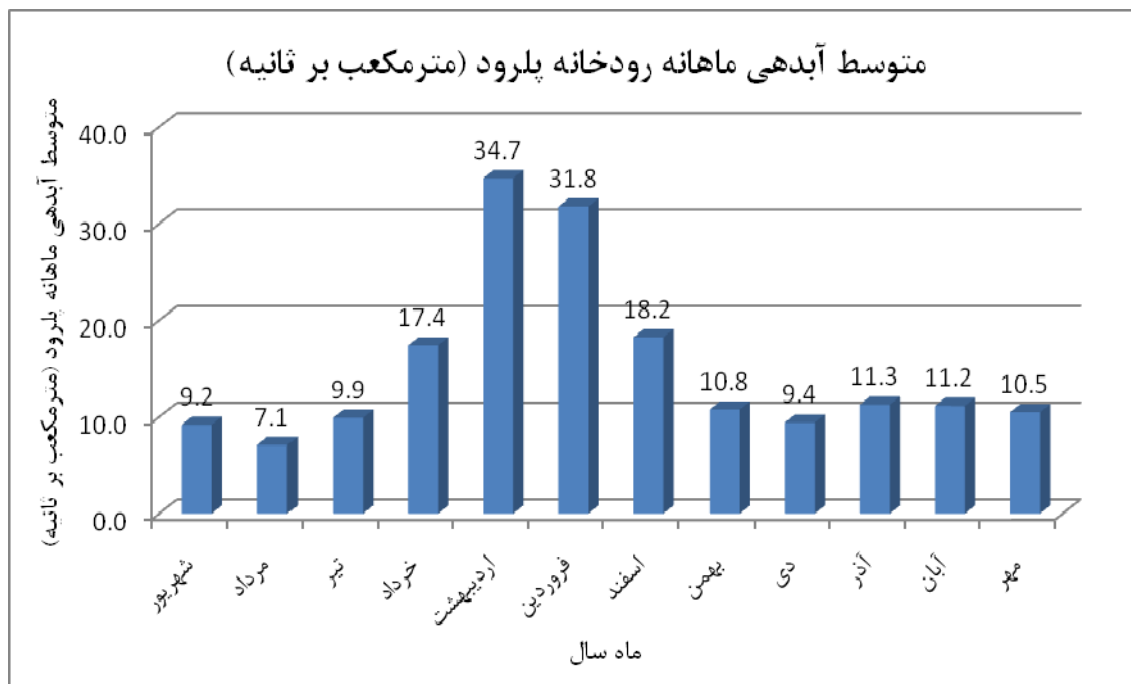
این ایستگاه دارای ۵۰ سال آمار آبدهی مشاهداتی (از سال ۳۷-۱۳۳۶ تا ۸۷-۱۳۸۶) می‌باشد و بعنوان یکی از ایستگاه‌های مبناء در محدوده طرح، جهت برآورد آبدهی انتخاب گردیده است. بر اساس این آمار متوسط آبدهی سالیانه بلند مدت این رودخانه ۱۵ متر مکعب در ثانیه (معادل ۴۷۱/۹۴ میلیون مترمکعب در سال) محاسبه گردیده است. همچنین حداقل آبدهی متوسط ماهیانه با ۷/۱ مترمکعب در ثانیه مربوط به ماه

مرداد و حداکثر آن با ۳۴/۷ مترمکعب بر ثانیه مربوط به ماه اردیبهشت می‌باشد. جدول (۳-۳) و شکل

(۸-۳) آبدهی متوسط ماهیانه بلند مدت رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات را نشان می‌دهد.

جدول (۳-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات (مترمکعب بر ثانیه)

مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
۱۰/۵	۱۱/۲	۱۱/۳	۹/۴	۱۰/۸	۱۸/۳	۳۱/۸	۳۴/۷	۱۷/۴	۹/۹	۷/۱	۹/۲



شکل (۸-۳) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات

۳-۴-۲- آبدهی رودخانه سموش در محل ایستگاه هیدرومتری هراتیر

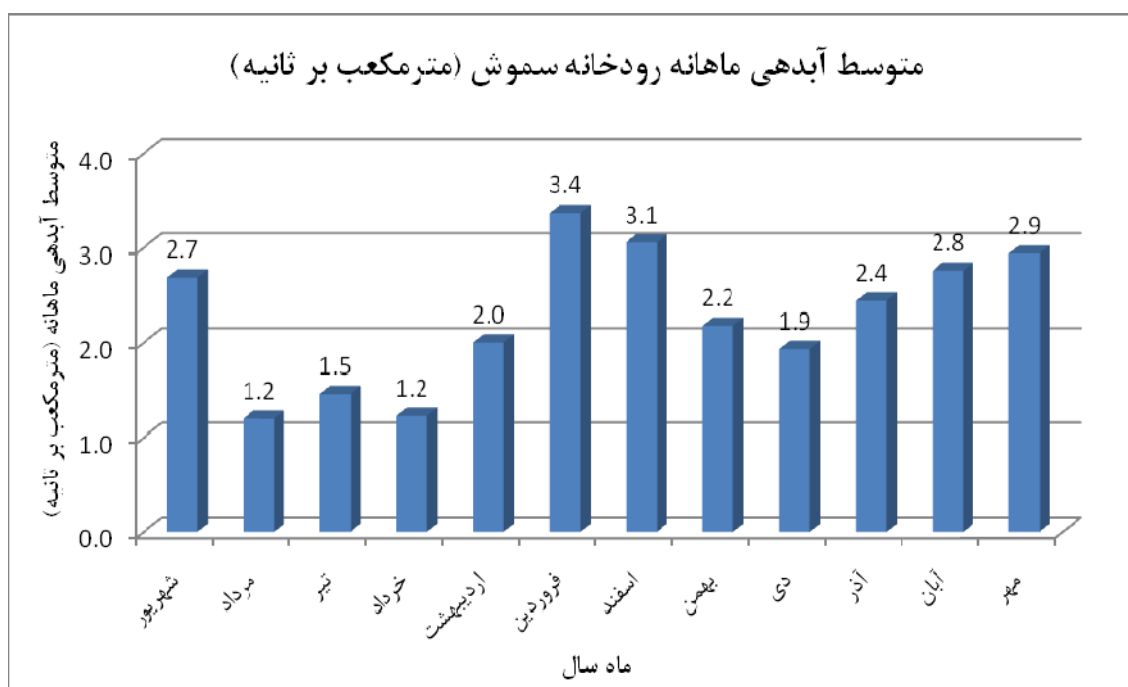
آمار آبدهی مشاهداتی این ایستگاه از سال ۱۳۳۶-۳۷ لغایت ۱۳۸۶-۸۷ به مدت ۵۰ سال در دسترس می‌-

باشد. این ایستگاه نیز از ایستگاه‌های مهم محدوده طرح بوده و به عنوان یکی از ایستگاه‌های مبنا در بر

آورد آبدهی سایر ایستگاه‌ها مدنظر قرار گرفته است. بر اساس آمار موجود متوسط آبدهی سالیانه بلند مدت این رودخانه $2/3$ متر مکعب در ثانیه (معادل $98-69$ میلیون مترمکعب در سال) برآورد شده است. در توزیع آبدهی متوسط بلند مدت ماهیانه، حداقل آبدهی متوسط ماهیانه معادل $1/2$ متر مکعب در ثانیه، مربوط به ماه مرداد و حداکثر آن $3/4$ متر مکعب بر ثانیه، مربوط به ماه فروردین می باشد. جدول (۳-۴) و شکل (۳-۹) آبدهی متوسط ماهیانه بلند مدت رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر را نشان می دهد.

جدول (۳-۴) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر (مترمکعب بر ثانیه)

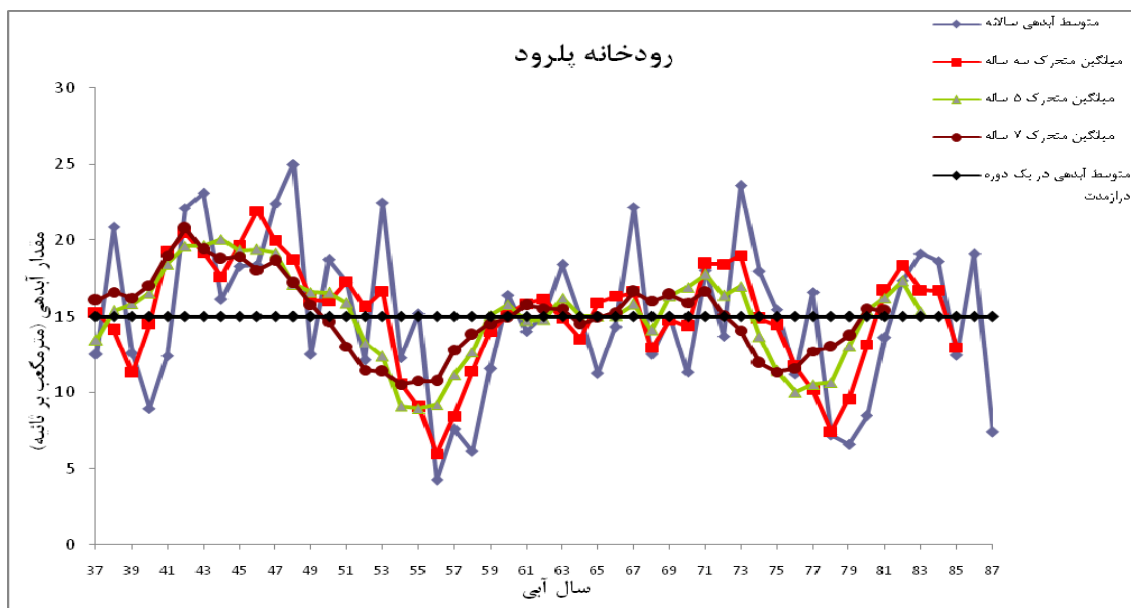
مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
۲/۹۴	۲/۷۶	۲/۴۴	۱/۹۳	۲/۱۸	۳/۰۶	۳/۳۷	۲/۰۰	۱/۲۳	۱/۴۶	۱/۲۰	۲/۶۹



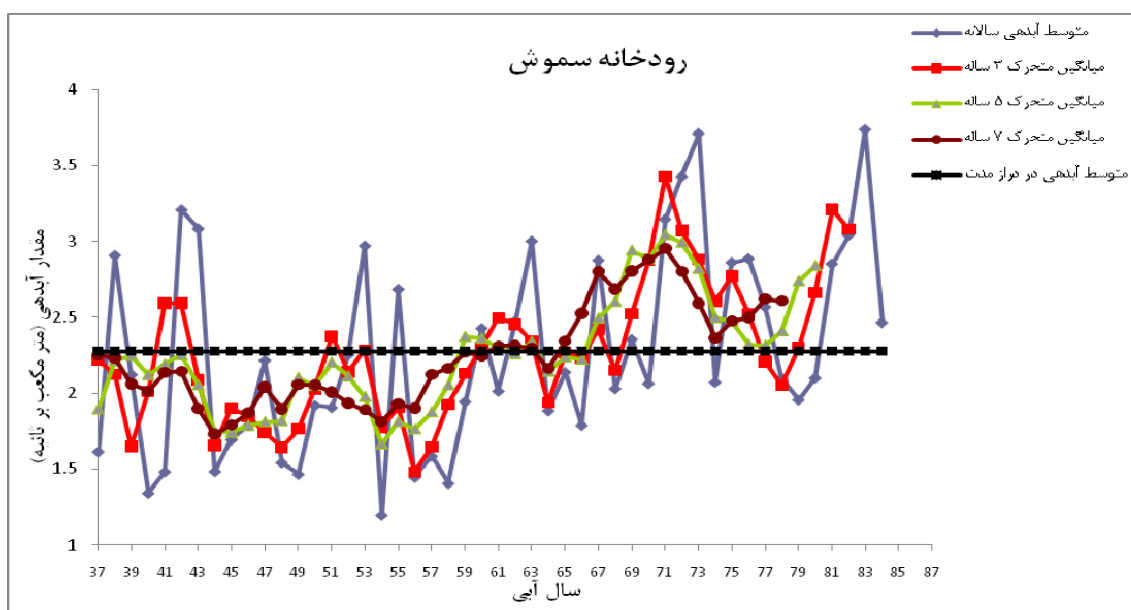
شکل (۳-۹) متوسط آبدهی ماهانه رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر

۳-۴-۶- بررسی دوره‌های خشک، نرمال و مرطوب

به منظور ارزیابی دوره‌های خشک، نرمال و مرطوب در محدوده مطالعاتی مقادیر آبدهی متوسط سالیانه و میانگین ۳، ۵ و ۷ ساله در محل ایستگاه‌های هیدرومتری طول‌لات و هراتبر برآورد و در نمودارهای (۳-۱۰) و (۳-۱۱) ارائه شده است. چنانچه ملاحظه می‌گردد حوضه آبریز رودخانه پلرود در محل ایستگاه درازلات در طول دوره آماری ۵۰ ساله دارای دو دوره مرطوب و دو دوره خشک می‌باشد (از سال آبی ۱۳۳۶ تا ۱۳۵۲ یک دوره مرطوب ۱۶ ساله، از سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۶۱ یک دوره خشک ۹ ساله، از سال ۱۳۶۱ تا ۱۳۷۵ یک دوره مرطوب ۱۴ ساله و از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۰ یک دوره خشک ۵ ساله). سیکل دوره‌های خشک، نرمال و مرطوب برای حوضه آبریز رودخانه‌های سموش با روند اتفاق افتاده در محل حوضه آبریز رودخانه پلرود کاملاً همخوان نمی‌باشد بطوری که در محل این زیر حوضه سال‌های ۱۳۳۶ تا ۱۳۵۲ (برخلاف روند اتفاق افتاده در محل ایستگاه درازلات) دوره خشک محسوب می‌گردد. گسترش حوضه آبریز رودخانه پلرود تا مناطق فوقانی‌تر حوضه و تفاوت ریزش‌های جوی و متعاقباً تفاوت روند آبدهی در محل این حوضه نسبت به حوضه آبریز رودخانه سموش، از دلایل شکل‌گیری این مطلب می‌باشد.



شکل (۱۰-۳) متوسط آبدهی سالانه و میانگین‌های متحرک ۳، ۵ و ۷ ساله برای رودخانه پلرود در محل ایستگاه طول‌لات



شکل (۱۱-۳) متوسط آبدهی سالانه و میانگین‌های متحرک ۳، ۵ و ۷ ساله برای رودخانه سموش در محل ایستگاه هراتبر

فصل چهارم

مواد و روش‌ها

در این تحقیق به منظور شبیه سازی بارش-رواناب و تخمین سهم رواناب ناشی از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود، ابتدا با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به‌دست آمده از سنجنده MODIS سطح پوشش برف و دما برف در حوضه و زیرحوضه‌های رودخانه پلرود برای یک دوره ۹ ساله از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ تخمین زده شد. سپس به‌منظور تخمین رواناب، اطلاعات ماهواره‌ای به‌دست آمده وارد مدل شبیه-سازی رواناب ذوب برف، SRM گردید.

۴-۱- داده‌های مورد استفاده در این تحقیق

۴-۱-۱- داده‌های هیدرومتری و هواشناسی

داده‌های هیدرومتری و هواشناسی مورد نیاز شامل آبدهی روزانه در خروجی‌های زیرحوضه‌ها و ایستگاه-های هیدرومتری در منطقه، بارش، دما و عمق آب معادل برف، برای دوره ۹ ساله از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ می‌باشد که این اطلاعات از ایستگاه‌های باران‌سنجی و سینوپتیک و برف‌سنجی در حوضه جمع‌آوری گردید.

۴-۱-۲- داده‌های ماهواره‌ای

سنجنده MODIS در سال ۲۰۰۰ بر روی ماهواره Terra قرار گرفت. سنجنده MODIS قابلیت تصویربرداری روزانه در ۲ باند قابل رویت با دقت مکانی ۲۵۰ متر، ۵ باند مادون قرمز با دقت مکانی ۵۰۰ متر و ۲۹ باند حرارتی با دقت مکانی ۱۰۰۰ متر را دارا می‌باشد. داده‌های ماهواره‌ای MODIS در باندهای مرئی، مادون قرمز به منظور تعیین گستره پوشش برف و باندهای حرارتی به منظور بدست آوردن دمای سطح برف از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ جمع‌آوری گردید (جدول ۴-۱). علاوه بر این سایر تولیدات مودیس از

قبیل سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به صورت ۸ روزه جمع‌آوری گردید. اطلاعات فوق به فرمت HDF و از طریق FTP و یا DVD ارائه می‌گردد.

جدول (۴۱-۱) مشخصات و دقت مکانی و زمانی داده‌های ماهواره‌ای مورد استفاده (منبع: راهنمای تولیدات مودیس)

Satellite	Sensor	Spatial resolution (m)	Temporal resolution (d)	Level of product	Selected bands or Frequency	Acquisition dates
Terra	MODIS	۲۵۰ ۵۰۰ ۱۰۰۰	۱	۱B ^a	۱-۲ aggregated to ۵۰۰ m, ۳-۷ ۳۱,۳۲	۲۰۰۰-۲۰۰۹ From November to April
Terra	MODIS	۱۰۰۰	۸	۱۱A	۱,۲	
Terra	MODIS	۵۰۰	۸	۱۰A۲	۱,۲	

۴-۲- داده‌های مورد نیاز مدل SRM

داده‌های ورودی به مدل شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف (SRM) به سه گروه تقسیم‌بندی می‌شود.

این سه گروه عبارتند از:

۱. مشخصات حوضه که شامل، مساحت زیر حوضه‌ها و خود حوضه و منحنی ارتفاع-مساحت می-

باشد که در این مطالعه از نقشه‌های توپوگرافی و DEM به دست می‌آید.

۲. متغیرها که شامل دما و تعداد درجه-روزها، میزان بارش و سطح پوشش برف می‌باشد. در این

تحقیق سطح پوشش برف با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS با باندهای قابل رویت و

مادون قرمز و با دقت مکانی ۵۰۰ متر به دست می‌آید. دمای هوا و میزان بارش نیز از داده‌های

مربوط به ایستگاه هواشناسی کاکرود تامین می‌گردد.

۳. پارامترهایی که شامل ضریب رواناب C، فاکتور درجه-روز، گرادیان دما، دمای بحرانی، منطقه

تحت مشارکت بارندگی و ضریب فروکش می‌باشد.

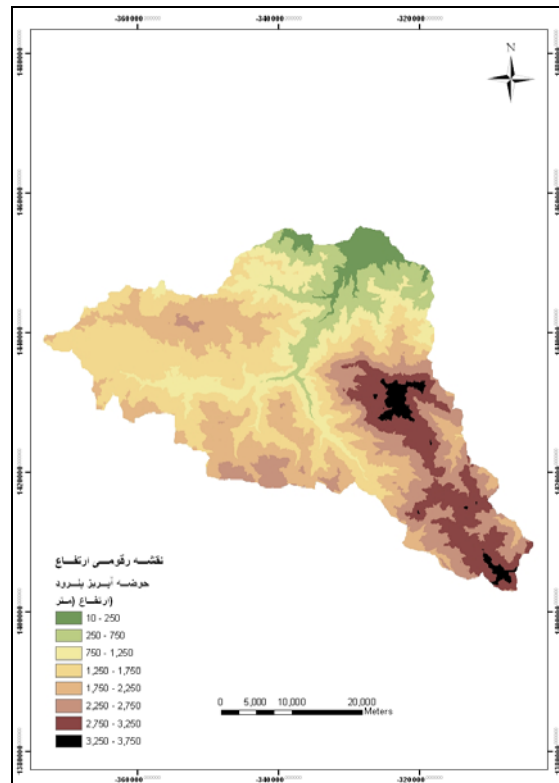
۴-۲-۱ مشخصات حوضه آبریز

برای تعیین مقدار رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه آبریز پلرود، این حوضه به سه زیر حوضه

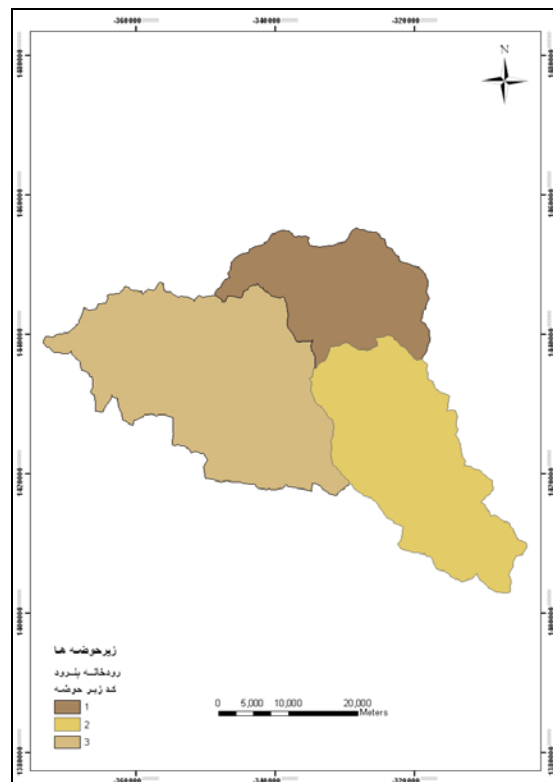
با کمربندهای ارتفاعی ۵۰۰ متر تقسیم شد. شکل‌های (۱-۴) و (۲-۴) به ترتیب نقشه رقومی ارتفاع و

زیرحوضه‌های حوضه آبریز پلرود را نشان می‌دهند. در جدول (۲-۴) نیز مساحت هریک از

کمربندهای ارتفاعی در این زیرحوضه‌ها آورده شده است.



شکل (۴-۱) حوضه آبریز رودخانه پلرود به تفکیک مناطق ارتفاعی



شکل (۴-۲) حوضه آبریز رودخانه پلرود با تفکیک زیرحوضه ها

جدول (۴-۲) مساحت مناطق ارتفاعی مختلف زیر حوضه‌های حوضه آبریز رودخانه پلرود (کیلومتر مربع)

مناطق ارتفاعی زیر حوضه‌ها	۲۵۰	۷۵۰	۱۲۵۰	۱۷۵۰	۲۲۵۰	۲۷۵۰	۳۲۵۰	۳۷۵۰
زیر حوضه ۱	۱۱۹/۶۲	۱۲۴/۳۳	۸۷/۸۹	۲۲/۹۴	۱/۲۹	۰	۰	۰
زیر حوضه ۲	۰	۰/۲۱	۲۴/۶۵	۷۸/۶۷	۱۴۷/۹۱	۲۱۱/۱۵	۹۸/۸۲	۲/۱۴
زیر حوضه ۳	۳/۰۰	۳۹/۶۶	۲۳۴/۹۵	۳۵۲/۸۵	۱۲۸/۴۱	۶/۴۳	۰	۰
حوضه پلرود	۱۲۲/۶۲	۱۶۴/۲۱	۳۴۷/۴۹	۴۵۴/۴۶	۲۷۷/۶۱	۲۱۷/۵۸	۹۸/۸۲	۲/۱۴

۴-۲-۲- متغیرهای مورد نیاز مدل

۴-۲-۲-۱- سطح پوشش برف

الگوریتم‌هایی مختلفی در تولید نقشه‌های سطح پوشش برف مورد استفاده واقع شده و هر کدام از آنها دارای دقت‌های متفاوتی در پیش بینی روان آب می باشند. یکی از مهمترین این الگوریتم‌ها، الگوریتم SNOWMAP می باشد که یک مجموعه‌ای از تولیدات پوشش برف را در سطوح مختلف از سنجنده مودیس ارائه می کنند (Hall et al., ۲۰۰۰). این تولیدات توسط مرکز ملی یخ و برف (NSIDC) در مرکز توزیع و نگهداری داده (DAAC) تحت عناوین حداکثر سطح پوشش برف و داده های ۸ روزه سطح برف در دوره های روزانه و هشت روزه تولید می شوند و دارای دقت مکانی ۵۰۰ متر و ۱۰۰۰ متر می باشند. تولیدات داده‌های پوشش برف مودیس که توسط الگوریتم SNOWMAP تولید می شود، شامل تولیدات پوشش اولیه برف (MoD1۰-L۲) تا تولیدات شبکه‌ای روزانه و ۸ روزه سطح پوشش برف با مقیاس جهانی MoD1۰C۲ می باشند. مشخصات کامل این

تولیدات توسط (Hill et al., ۲۰۰۲) و (Riggs et al., ۲۰۰۳) توضیح داده شده است و ما تنها به صورت کاملاً مختصر به شرح این تولیدات می‌پردازیم و تمرکز بیشتر بر روی تولیدات روزانه و ۸ روزه سطح پوشش برف از سنجنده مودیس می‌باشد. لازم به ذکر است که تولیدات ۸ روزه مودیس، حداکثر سطح پوشش برف را در طول یک دوره ۸ روزه نشان می‌دهند.

داده‌های روزانه پوشش برف (MoD_{10A1}) نتیجه انتخاب یک مشاهده از چند مشاهده در طول روز می‌باشد و نزدیک‌ترین مشاهدات به ندیر (Nadir) با بالاترین پوشش در بالاترین زاویه ارتفاعی خورشید انتخاب شود. بنابراین تعداد پیکسل‌های با زاویه دید غیر ندیر به حداقل می‌رسد. هر مجموعه از داده‌های روزانه سطح پوشش برف یک مجموعه داده شبکه‌ای شده در سیستم مختصات Simusoidal می‌باشد و داده‌های پوشش برف به صورت عددهای صحیح کددار ذخیره می‌شوند که در جدول ۴-۳ نشان داده شده‌اند.

MoD_{10A2} یک داده ۸ روزه از پوشش برف می‌باشند که با استفاده از داده‌های ۲ تا ۸ روزه از MoD_{10A1} ساخته می‌شود. زمانی که به هر دلیلی از جمله از دست رفتن داده در ماهواره و یا هر دلیل دیگری داده‌های کمتر از ۸ روز که منطبق با یک دوره ۸ روزه باشد وجود ندارد، داده‌های کمتر از ۸ روز (۲ تا ۷ روز) برای تعیین پوشش سطح برف استفاده می‌شود. اما اگر تنها در یک دوره ۸ روزه تنها داده یک روز قابل دسترس باشد داده‌های ۸ روزه سطح برف تولید نمی‌شود.

برای تولید داده‌های ۸ روزه برف از مودیس، هدف اکلوریتیم به حداکثر رساندن مقدار پیکسل‌های حاوی برف و به حداقل رساندن مقدار پیکسل‌های ابری می‌باشند. یک سلول زمانی که در طی ۸ روز پوشیده از ابر باشد به عنوان سلول ابری لحاظ می‌شود. اگر برف در هر یک

از ۸ روز دیده شود، آن سلول در مجموعه داده حداکثر گستره برف (Maximum snow

etent) به عنوان برف لحاظ می شود. اگر هیچ برفی برای پیکسل دیده نشود، یک عدد صحیح

منطبق با نوع آن سطح به آن پیکسل داده می شود.

جدول ۳-۴- اعداد صحیح کد گذاری شده و معنی آنها در تولیدات سطح پوشش برف

معنی یا نوع سطح	عدد صحیح
داده های گم شده	۰
تصمیم گیری نشده	۱
داده های غلط	۴
شب و یا تاریکی	۱۱
اراضی (بدون برف)	۲۵
آب، دریاچه	۳۷
اقیانوس	۳۹
ابر تیره	۵۰
یخ و یا دریاچه یخی پوشیده شده با برف	۱۰۰
برف	۲۰۰
سجنده اشباع شده	۲۵۴
بدون داده	۲۵۵

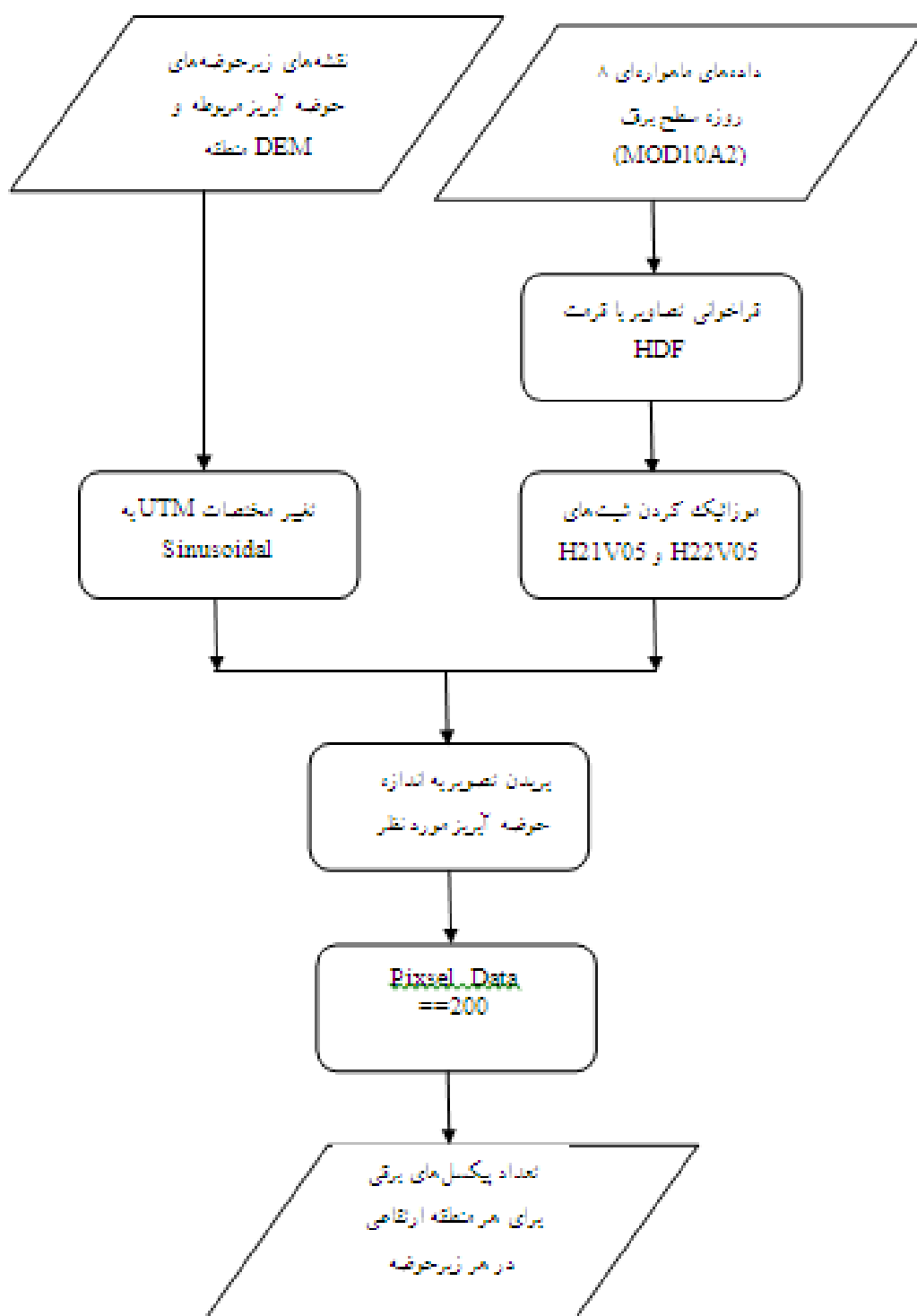
هر دوی تولیدات روزانه و ۸ روزه سطح برف، از تولیدات سطح ۳ هستند و یک منطقه‌ای با وسعت 1200×1200 کیلومتر را می‌پوشانند و دارای دقت زمانی ۱ روز برای MoD10A1 و ۸ روز برای MoD10A2 هستند. دقت مکانی این تولیدات نیز ۵۰۰ متر تا ۱ کیلومتر هستند. (Hall. et al., ۲۰۰۲) (Riggs et al., ۲۰۰۳).

در الگوریتم SNOWMAP برای تشخیص سطوح پوشیده شده از برف از شاخص سطح برف (Normal Difference Snow Index) و یا NDSI کمک گرفته می‌شود. به دلیل انعکاس پایین برف در باندهای مادون قرمز و انعکاس بالا در باندهای مرئی، این شاخص می‌تواند در تشخیص پوشش برف از سایر پدیده‌ها بسیار مفید باشد (Hall, ۱۹۹۵).

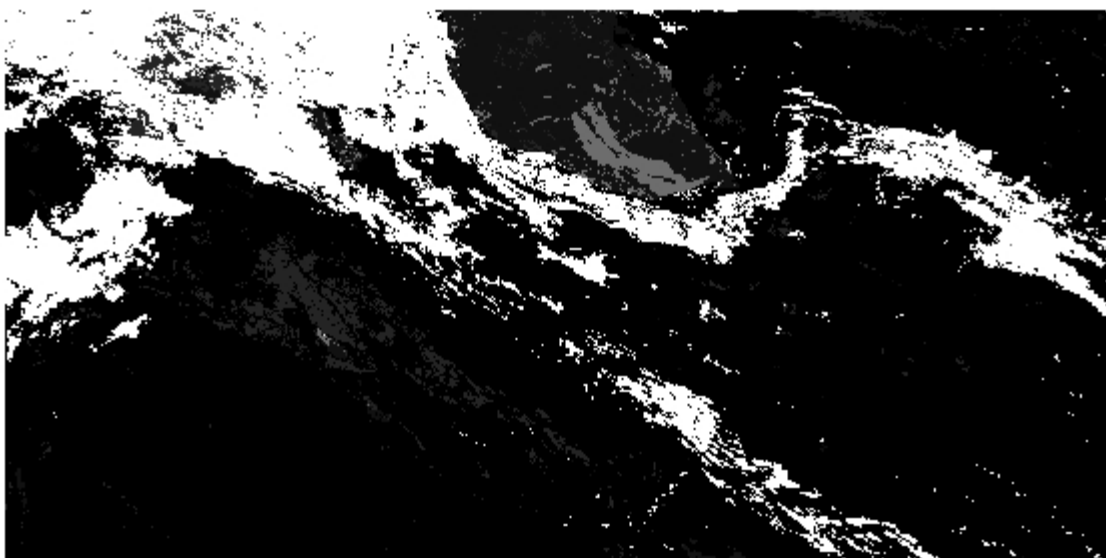
در تهیه نقشه پوشش برف زمانی که پیکسل دارای NDSI بزرگتر و یا مساوی ۰.۴ می‌باشد به عنوان پیکسل برفی در نظر گرفته می‌شود و در صورتیکه کمتر از ۰.۴ باشد به عنوان پیکسل عاری از برف فرض می‌گردد.

در این شاخص پیکسل‌هایی که تقریباً ۵۰٪ یا بیشتر توسط برف پوشیده شده اند دارای NDSI حداقل ۰.۴ می‌باشد. از آنجایی که آب نیز ممکن است دارای یک NDSI حدود ۰.۴ باشد، یک تست دیگر نیز برای جداسازی آب و برف صورت می‌پذیرد. آب و برف به دلیل اینکه بازتابش آب در باند ۲ کمتر از ۱۱٪ می‌باشد قابل تفکیک هستند. بنابراین اگر بازتابش باند ۲ بزرگتر از ۱۱٪ باشد و NDSI هم بیشتر از ۰.۴ باشد، آن پیکسل به عنوان برف در نظر گرفته می‌شود و اگر بازتابش باند ۴ مودیس کمتر از ۱۰٪ باشد پیکسل به عنوان برف در نظر گرفته نمی‌شود (Kleimetal, 1998).

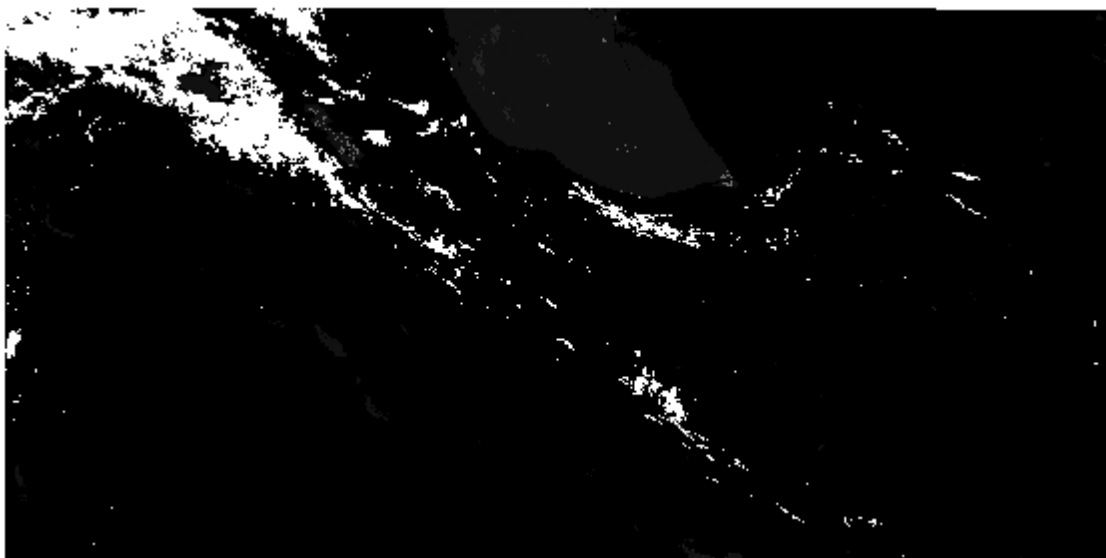
در این مطالعه به منظور استخراج سطح پوشش برف ابتدا داده‌های ماهواره‌ای هشت روزه سطح برف MOD10A2 به فرمت HDF از سایت WIST دریافت گردید. به دلیل اینکه منطقه مورد مطالعه در دو شیت تصویر MODIS واقع می‌شد، علاوه بر تصاویر مربوط به شیت H22V05 تصاویر مربوط به شیت H21V05 نیز از WIST دریافت گردید. سپس توسط برنامه‌ای که در محیط برنامه نویسی MATLAB تهیه گردید، کلیه تصاویر پس از فراخوانی و عمل import توسط دستور موزائیک در کنار هم قرار گرفت و عمل استخراج سطح برف برای هر یک از سه زیرحوضه مورد مطالعه انجام گرفت. با استفاده از برنامه تهیه شده، سطح برف در هر یک از سه زیرحوضه انتخابی استخراج گردید.



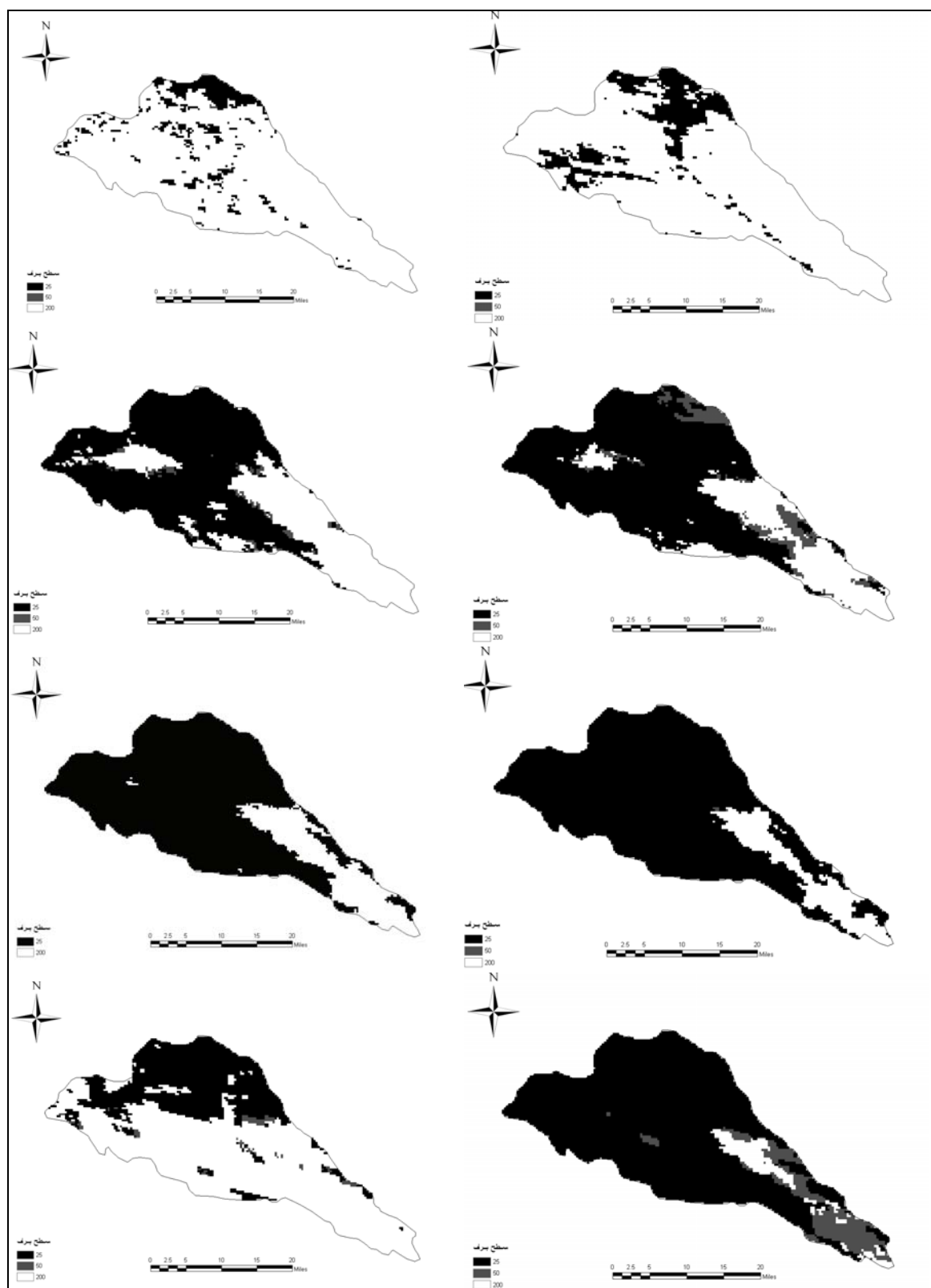
شکل (۳-۴) الگوریتم مورد استفاده در تعیین سطح پوشش برف از داده‌های MOD10A2



شکل (۴-۴) تصویر سطح پوشش برف ۲۰۰۹/۱/۱



شکل (۵-۴) تصویر سطح پوشش برف ۲۰۰۹/۱/۱۷



شکل (۴-۶) تصویر پوشش برف حوضه آبریز پلرود در چند روز مختلف از سال

۴-۲-۲-۲ دمای سطح زمین

آگاهی از توزیع مکانی و زمانی دمای سطح زمین برای تعیین ییلان انرژی زمین و مطالعات هواشناسی ضروری است. دمای سطح زمین را می‌توان با استفاده از تابش مادون قرمز که از سطح زمین ساطع می‌گردد، به وسیله معادله معکوس پلانک برآورد نمود. در سنجش از دور، دمای سطح زمین که در فضای بالای اتمسفر به وسیله سنجنده‌ها به دست می‌آید را دمای روشنایی می‌نامند. این دما به علت پدیده‌های جذب و پخش اتمسفری کمتر از دمای واقعی در سطح زمین است. برای تعیین دمای واقعی سطح زمین غالباً از الگوریتم‌های روزنه مجزا استفاده می‌گردد. این الگوریتم‌ها، باندهای مادون قرمز حرارتی سنجنده را مورد استفاده قرار می‌دهند و بر مبنای تفاوت قابلیت انتقال اتمسفر در دو محدوده طیفی مجاور هم در ناحیه مادون قرمز، در محدوده طیفی ۱۱ و ۱۲ میکرومتر، توسعه یافته‌اند. تابش ساطع شده از سطح زمین در باند مادون قرمز قبل از اینکه به سنجنده برسد، به وسیله ذرات موجود در جو بویژه بخار آب جذب می‌گردد. از این رو دمای روشنایی ثبت شده در سنجنده تفاوت معنی‌داری با دمای واقعی سطح زمین دارد. اثر کاهندگی جو در باند طیفی ۱۲ میکرومتر بیشتر از باند طیفی ۱۱ میکرومتر است و با افزایش اثر کاهندگی اتمسفر (بیشتر به علت افزایش بخار آب)، تفاوت تابش سنجش شده در دو ناحیه طیفی فوق افزایش می‌یابد. لذا تفاوت تابش سنجش شده از یک سطح معین که به طور هم‌زمان به وسیله دو باند ۱۱ و ۱۲ میکرومتر اندازه‌گیری می‌گردد، به علت تفاوت اثر کاهندگی اتمسفر در دو باند فوق است و در الگوریتم‌های روزنه مجزا از همین مغایرت برای تعیین تاثیر اتمسفر در تابش ساطع شده از سطح زمین و در نتیجه برآورد دمای سطح استفاده شده است.

دقت الگوریتم روزنه مجزا بستگی به مقدار تفاوت بین گسیلندگی‌های سطح زمین در باندهای فوق دارد. بر خلاف الگوریتم‌های محاسبه سطح آب که ضریب گسیل در آن‌ها ثابت و در حدود ۰/۹۹ در نظر

گرفته می‌شود، اندازه‌گیری ضریب گسیل در مطالعات حرارتی سطح خشکی متغیر بوده و محاسبه دقیق آن از اهمیت بالایی برخوردار است. مقدار ۰/۰۱ تفاوت بین گسیلندگی‌های سطح زمین در باندهای فوق باعث خطای حدود ۲ درجه سانتی‌گراد در برآورد دمای سطح زمین می‌گردد. به دلیل مشکلات موجود در تصحیح اثرات اتمسفری و بدست آوردن ضریب گسیل سطوح، توسعه الگوریتم روزنه مجزا جهت محاسبه حرارت سطح زمین به آسانی امکان‌پذیر نیست. مقدار گسیلندگی تابعی از تراکم پوشش گیاهی NDVI می‌باشد و طبق روابط زیر تعیین می‌گردد:

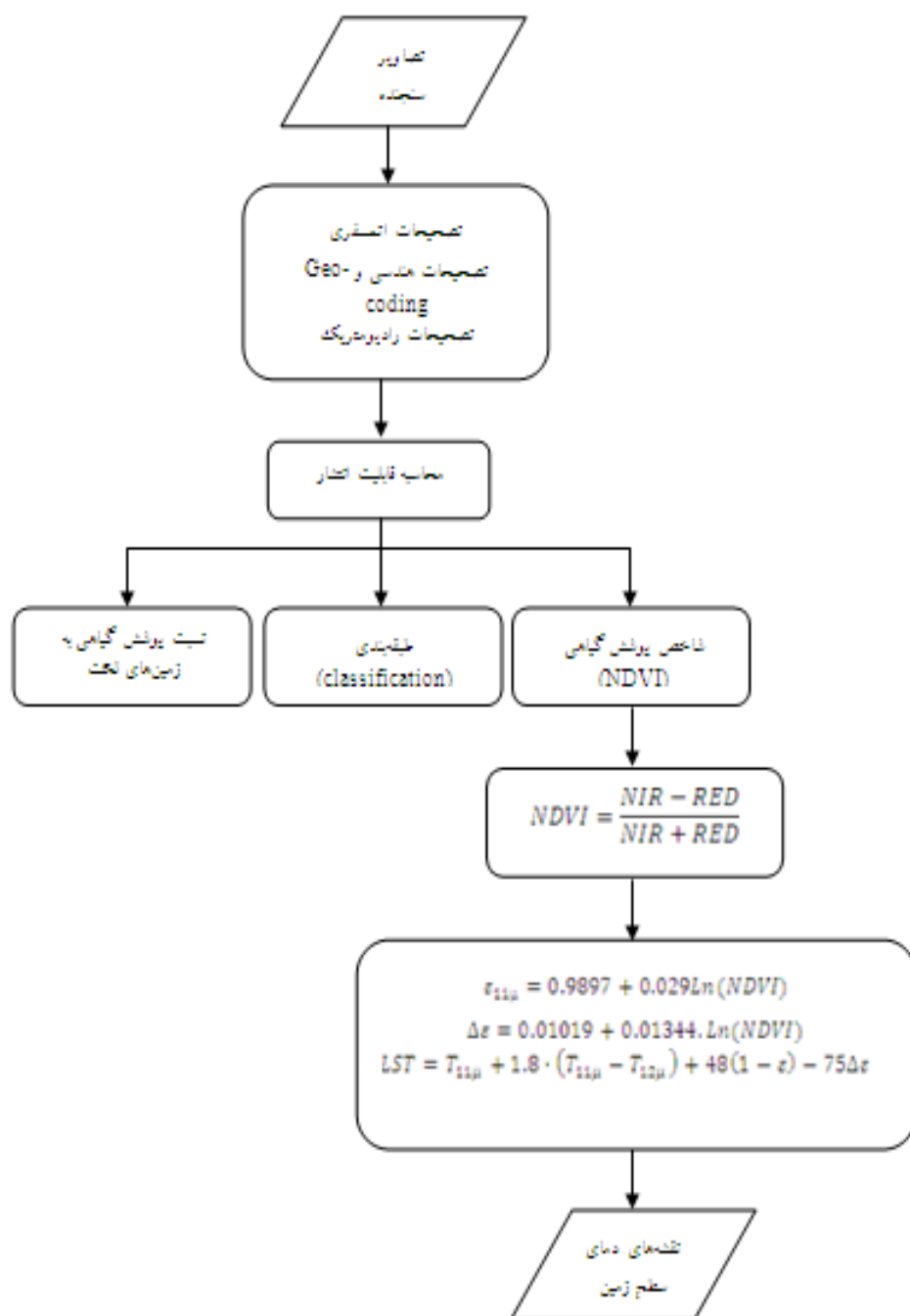
$$\varepsilon_{11\mu} = 0.9897 + 0.029 \ln(NDVI) \quad (1-4)$$

$$\Delta\varepsilon = 0.01019 + 0.01344 \cdot \ln(NDVI) \quad (2-4)$$

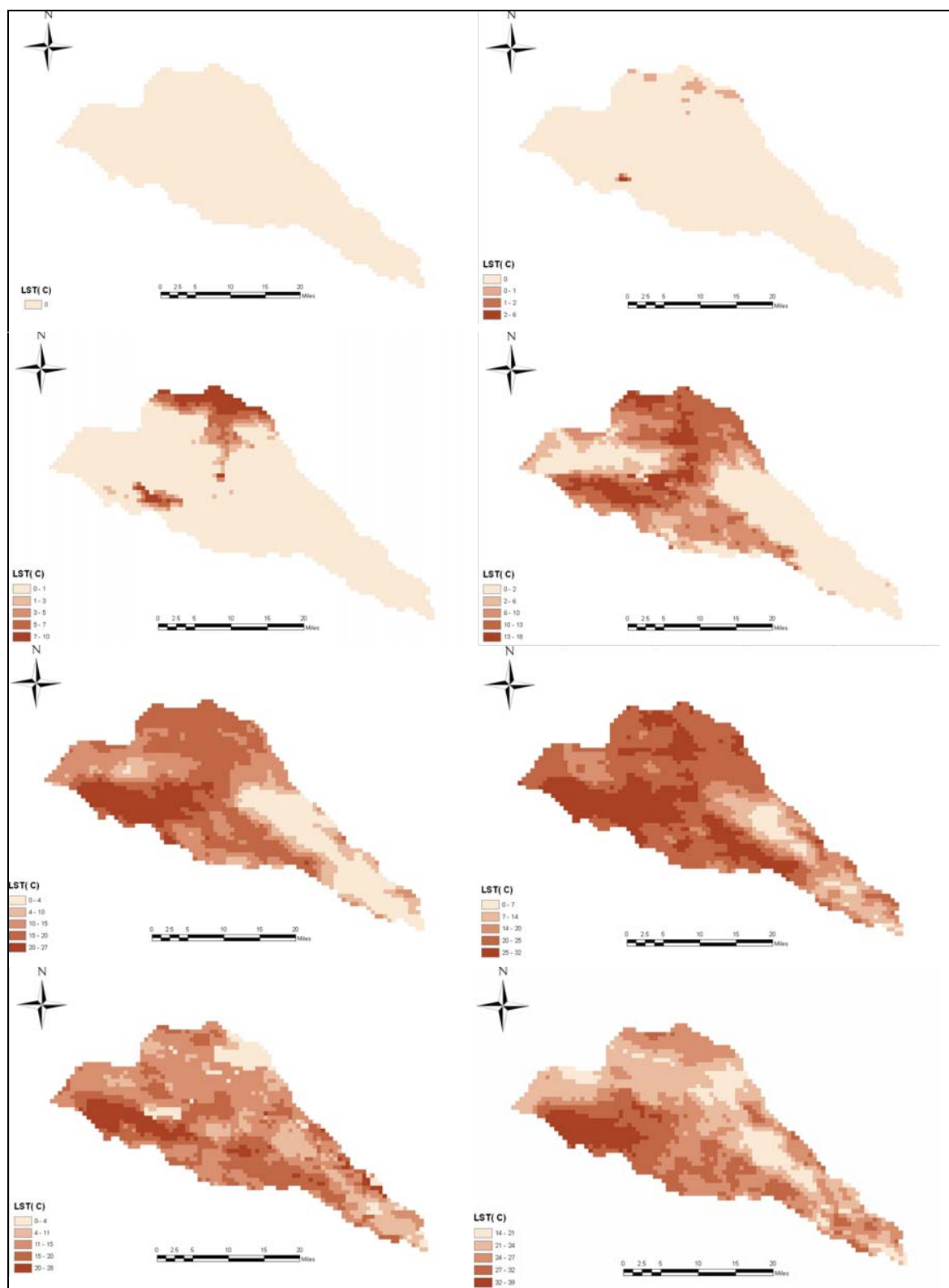
یکی دیگر از روش‌های محاسبه ضریب گسیل تعیین ضریب گسیل بر مبنای طبقه‌بندی می‌باشد. در این روش هر پیکسل بر اساس طبقه‌بندی قراردادی پوشش زمین و پارامترهای فصلی و دینامیک در یکی از ۱۴ کلاس ضریب گسیل قرار می‌گیرد.

روابط مختلفی برای تعیین دمای سطح زمین با استفاده از باندهای طیفی ۱۱ و ۱۲ میکرومتر ارائه گردیده است (در ماهواره MODIS باندهای ۳۱ و ۳۲ در این بازه طیفی می‌باشند) که می‌توان به مهمترین آنها که توسط Price و همکاران ارائه گردیده است اشاره نمود:

$$LST = T_{11\mu} + 3.33 \cdot (T_{11\mu} - T_{12\mu}) \cdot \frac{5.5 - \varepsilon_{11\mu}}{4.5} + 0.75 \cdot T_{12\mu} \cdot \Delta\varepsilon \quad \text{Price}$$



شکل (۴-۷) الگوریتم مورد استفاده در تهیه نقشه های دمای سطح زمین



شکل (۴-۸) تغییرات دمای سطح زمین در حوضه آبریز پلرود در چند روز مختلف از سال

اطلاعات مربوط به دما را هم می‌توان از داده‌های ماهواره‌ای استخراج کرد و هم از اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی استفاده نمود. از آن‌جا که اطلاعات دمای سطح زمین استخراج شده از تصاویر MODIS در تعیین مقدار رواناب حاصل از ذوب برف از دقت خوبی برخوردار نیستند، در اجرای مدل از داده‌های دمای مربوط به ایستگاه هواشناسی کاکرود استفاده گردید.

۴-۲-۳- بارش

بارش از مهمترین عوامل موثر در ایجاد رواناب است. با توجه به دمای بحرانی، بارش‌هایی که در ارتفاعات و در دمایی پایین‌تر از دمای بحرانی رخ می‌دهند، به صورت برف بوده و تاثیر تاخیری در جریان رواناب دارند و اگر دمای بیش از دمای بحرانی باشد، بارش به صورت باران خواهد بود و دبی‌های اوج به وقوع می‌پیوندند. در این تحقیق داده‌های بارش مورد نیاز مدل شبیه‌سازی SRM از اطلاعات ایستگاه هواشناسی کاکرود گرفته شد.

۴-۲-۳ پارامترهای ورودی به مدل SRM

همان‌طور که قبلاً هم توضیح داده شد، پارامترهای ورودی به مدل شامل ضریب رواناب برف، ضریب رواناب باران، فاکتور درجه-روز، گرادیان دما، دمای بحرانی، سطح موثر در باران، ضریب فروکش و زمان تاخیر می‌باشند. در این تحقیق نیز با فرض مقادیر مشخصی برای این پارامترها در ابتدا، مدل شبیه‌سازی رواناب اجرا شد سپس به منظور دقت بیشتر در شبیه‌سازی این مقادیر در بازه‌ای قابل قبول تغییر داده

شد. مقایر پارامترهای مورد استفاده در اجرای مدل SRM به منظور شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه رودخانه پلرود عبارتند از:

۱. ضریب رواناب: ضریب رواناب، نسبت رواناب اندازه‌گیری شده به بارش اندازه‌گیری شده است. در مدل SRM مقدار ضریب رواناب برف و ضریب رواناب باران از یکدیگر تفکیک شده‌اند. از میان پارامترهای مختلف مورد استفاده در این مدل، ضریب رواناب اولین گزینه برای کالیبره کردن مدل است. در این تحقیق مقدار ضریب رواناب ناشی از برف بین ۰/۵ تا ۰/۷ و ضریب رواناب ناشی از باران بین ۰/۶ تا ۰/۸ متغیر بود.

۲. فاکتور درجه روز: فاکتور درجه روز از پارامترهای بسیار موثر در شبیه‌سازی رواناب است. این پارامتر در ماه‌های مختلف متفاوت بوده و در برخی مواقع اثر یک پیشامد، مانند بارش برف جدید، مقدار این پارامتر باید به صورت دستی اصلاح و وارد مدل گردد تا اینکه شرایط غیرعادی ذوب برف را نشان دهد. در این تحقیق فاکتور درجه روز با گرم شدن هوا و بسته به ماه سال، بین ۰/۳ تا ۰/۸ متغیر است.

۳. گرادیان درجه حرارت: همان‌طور که می‌دانیم با بالا رفتن از سطح زمین دما کاهش می‌یابد. بنابراین برای اینکه تغییرات دما در ارتفاعات مختلف به واقعیت نزدیک‌تر باشد باید اطلاعات مربوط به یک ایستگاه هواشناسی که در ارتفاع مشخصی قرار دارد به محدوده ارتفاعی کل حوضه تعمیم داده شود. بدین منظور از پارامتری به نام گرادیان درجه حرارت استفاده می‌گردد. در شبیه‌سازی‌های مدل SRM معمولاً یک گرادیان دما در حدود ۰/۶۵ درجه سانتی‌گراد در هر

۱۰۰ متر ارتفاع، در نظر گرفته می‌شود. در این بررسی نیز گرادیان درجه حرارت همین مقدار لحاظ شد.

۴. درجه حرارت بحرانی: به منظور تعیین باران و یا برف بودن بارش اندازه گیری شده از پارامتری به نام درجه حرارت بحرانی استفاده می‌شود. در این بررسی در کل دوره شبیه سازی مقدار این پارامتر، صفر درجه سانتیگراد در نظر گرفته شد. بنابراین بارش در روزهایی که دمای هوا بیش از صفر درجه بود، باران و در روزهایی که دما به کمتر از صفر درجه می‌رسید، بارش به صورت برف فرض گردید.

۵. ضریب فروکش: در اجرای مدل SRM مقدار متغیر x ، $1/0.8$ و متغیر y ، $0/0.5$ در نظر گرفته شد.

۶. زمان تاخیر: با توجه به وسعت حوضه آبریز رودخانه پلرود زمان تاخیر حدود ۱۵ ساعت در نظر گرفته شد.

۴-۳-آبدهی

برای کالیبره کردن مدل نیاز به یک سری اطلاعات آبدهی مشاهده‌ای وجود دارد. مجموع آبدهی مربوط به دو ایستگاه هراتبر و درازلات به عنوان آبدهی کل حوضه در نظر گرفته شد و به این ترتیب مدل برای کل حوضه کالیبره شد. سپس با استفاده از این پارامترها، مدل برای هریک از زیرحوضه‌ها به صورت جداگانه اجرا شد و رواناب حاصل از ذوب برف تعیین گردید.

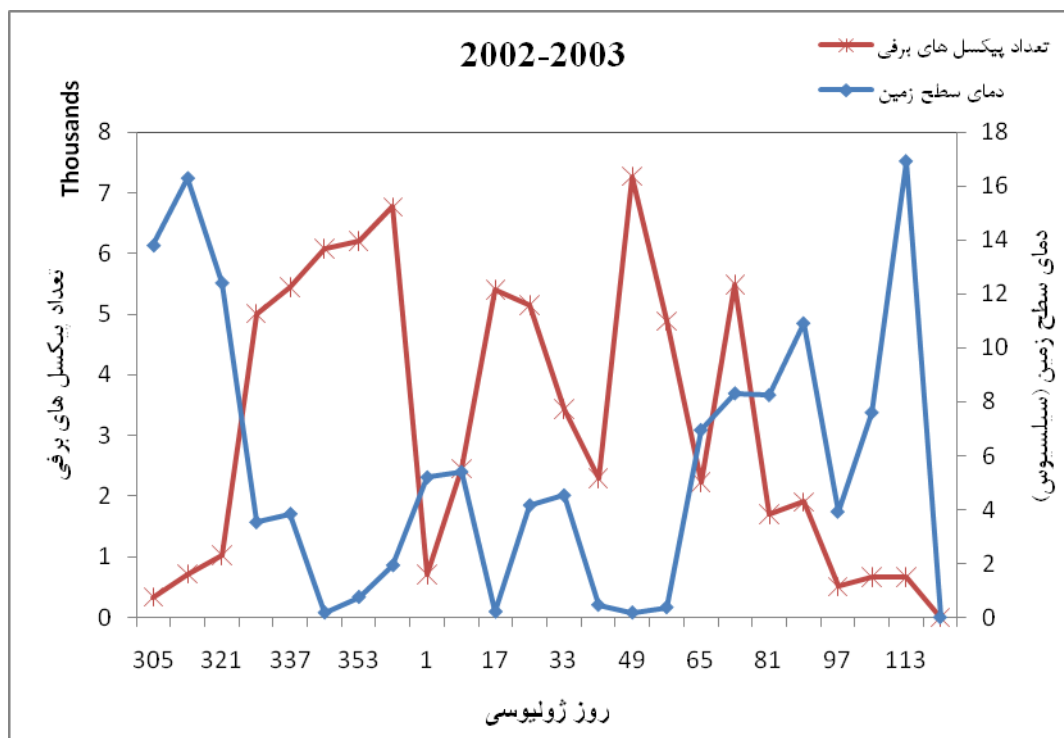
فصل پنجم

نتایج و بحث

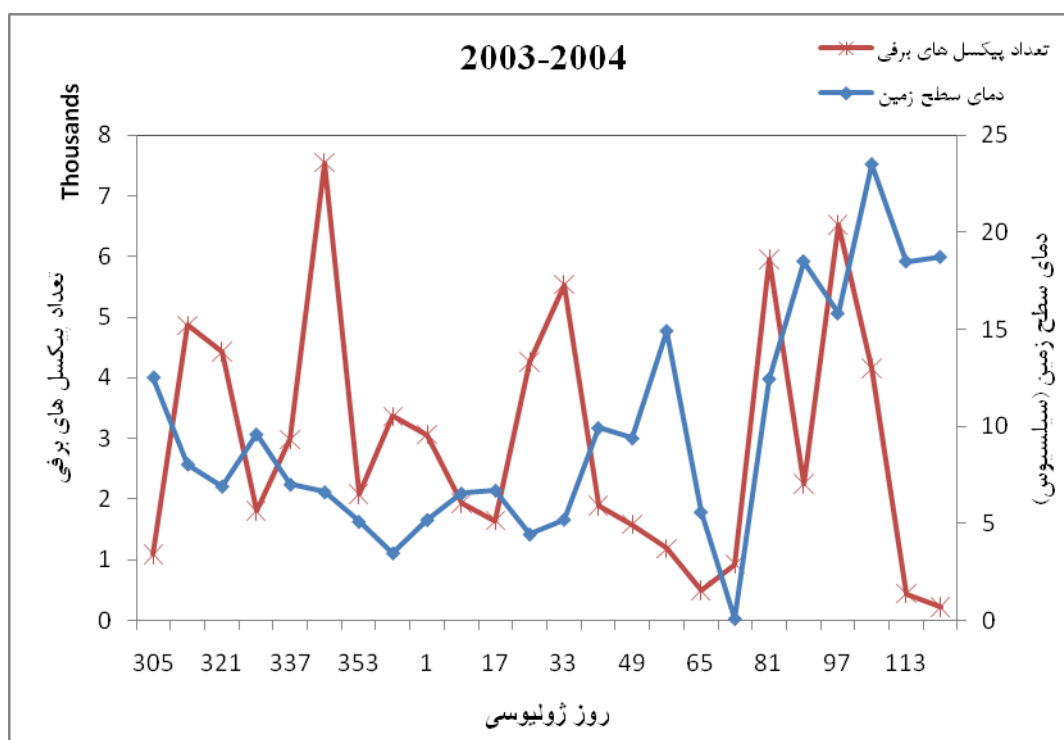
در این تحقیق به منظور تخمین سهم رواناب ناشی از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود، ابتدا با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به دست آمده از سنجنده MODIS سطح پوشش برف در حوضه و زیرحوضه‌های رودخانه پلرود تخمین زده شد. با فرض خطی بودن تغییرات سطح برف ۸ روزه، اطلاعات مربوط به این متغیر به صورت روزانه درونیابی گردید. سپس با استفاده از داده‌های دما و بارش ایستگاه هواشناسی کاکرود، پارامترهای مدل شبیه‌سازی SRM فراهم شد. به منظور ارزیابی مدل از اطلاعات آبدهی دو ایستگاه هیدرومتری هراتبر و درازلات استفاده گردید.

۵-۲- تغییرات سطح پوشش برف با دمای برف

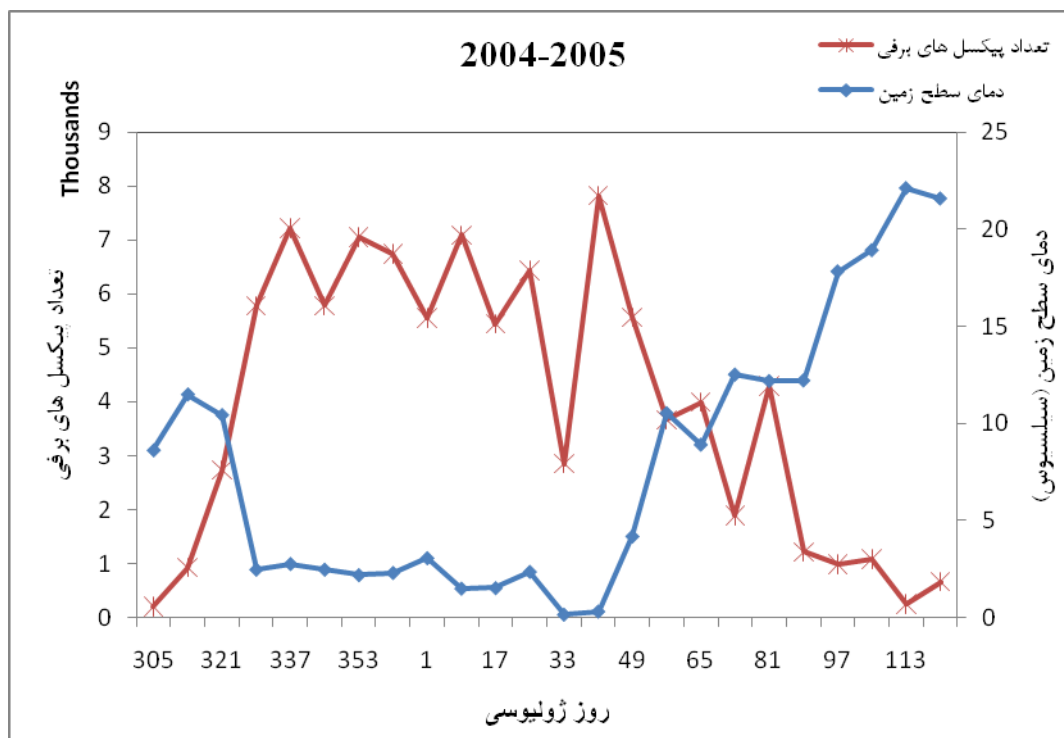
پس از استخراج داده‌های ماهواره‌ای سطح پوشش برف و دمای برف، تغییرات سطح پوشش برف با دمای سطح زمین با گام‌های زمانی ۸ روزه و در دوره زمانی اول ماه نوامبر تا ماه می سالهای ۲۰۰۰ الی ۲۰۰۹ استخراج گردید. نتایج حاصل در شکل‌های (۵-۱) تا (۵-۶) برای ارائه گردیده است. همان‌طور که در شکل‌ها نیز مشاهده می‌گردد، با افزایش دما، سطح پوشش برف کاهش یافته و با کاهش دما این سطح افزایش می‌یابد. بارش برف از اوایل دسامبر شروع شده و سطح پوشش برف همزمان با نوسانات دما تغییر می‌کند. در اکثر سالها منحنی سطح پوشش برف از اوایل فوریه شروع به فروکش می‌نماید و باعث افزایش آبدهی در رودخانه پلرود می‌گردد. بطوریکه با کاهش سطح پوشش برف میزان رواناب افزایش می‌یابد.



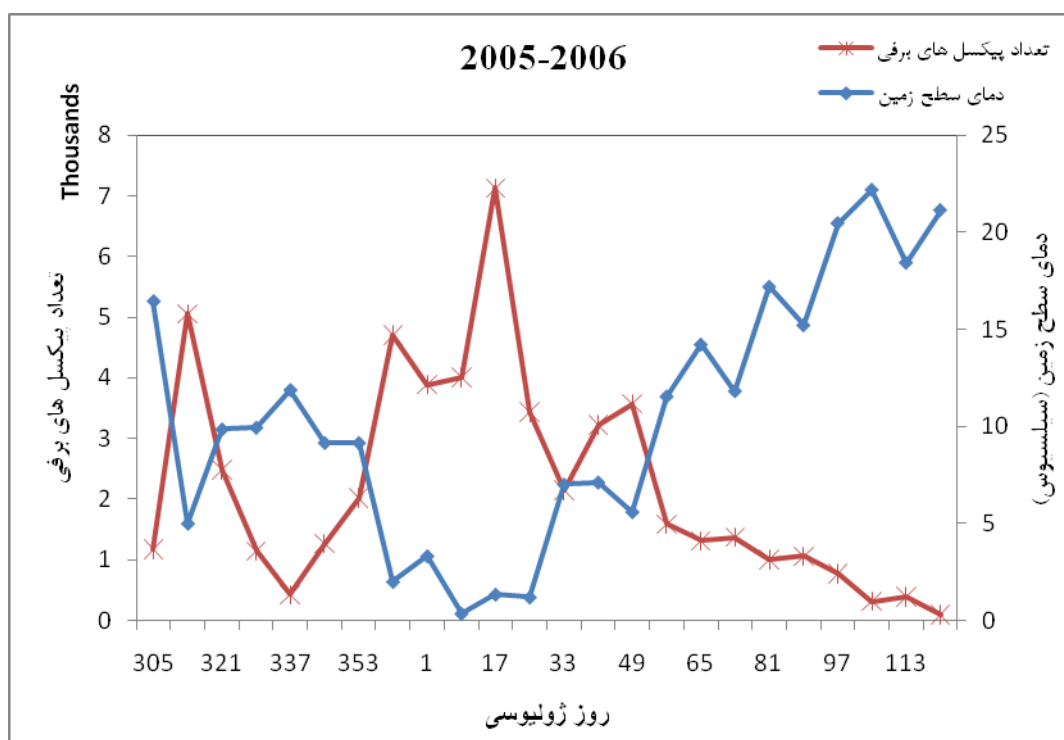
شکل (۵-۱) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



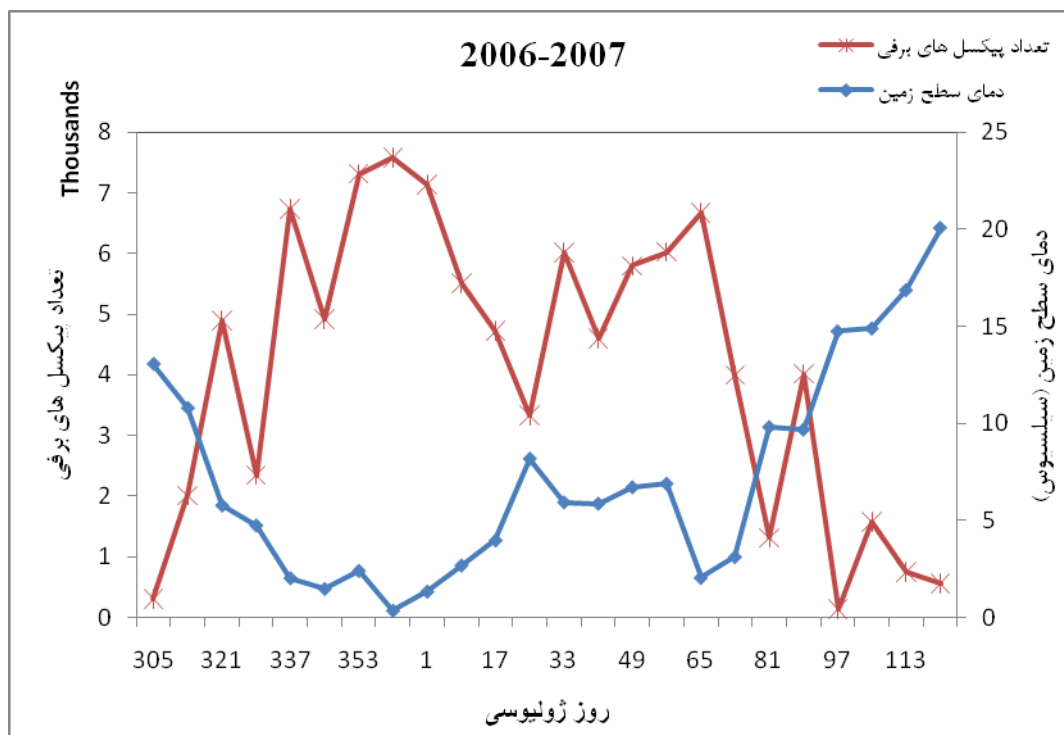
شکل (۵-۲) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



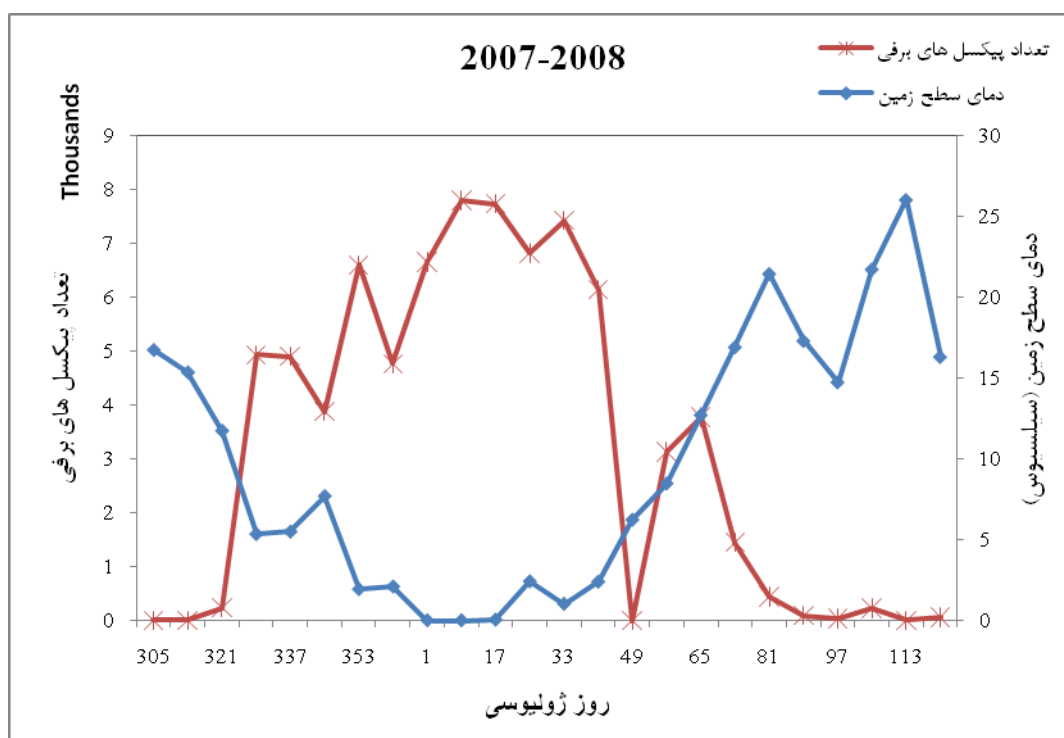
شکل (۳-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۴-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



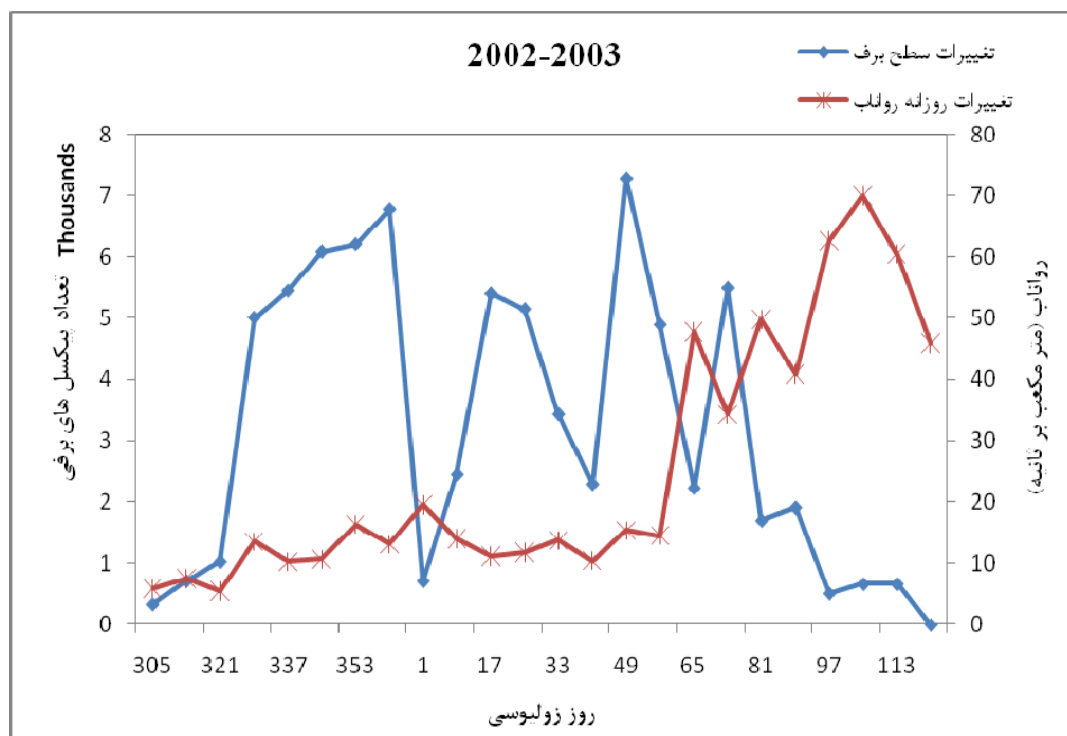
شکل (۵-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



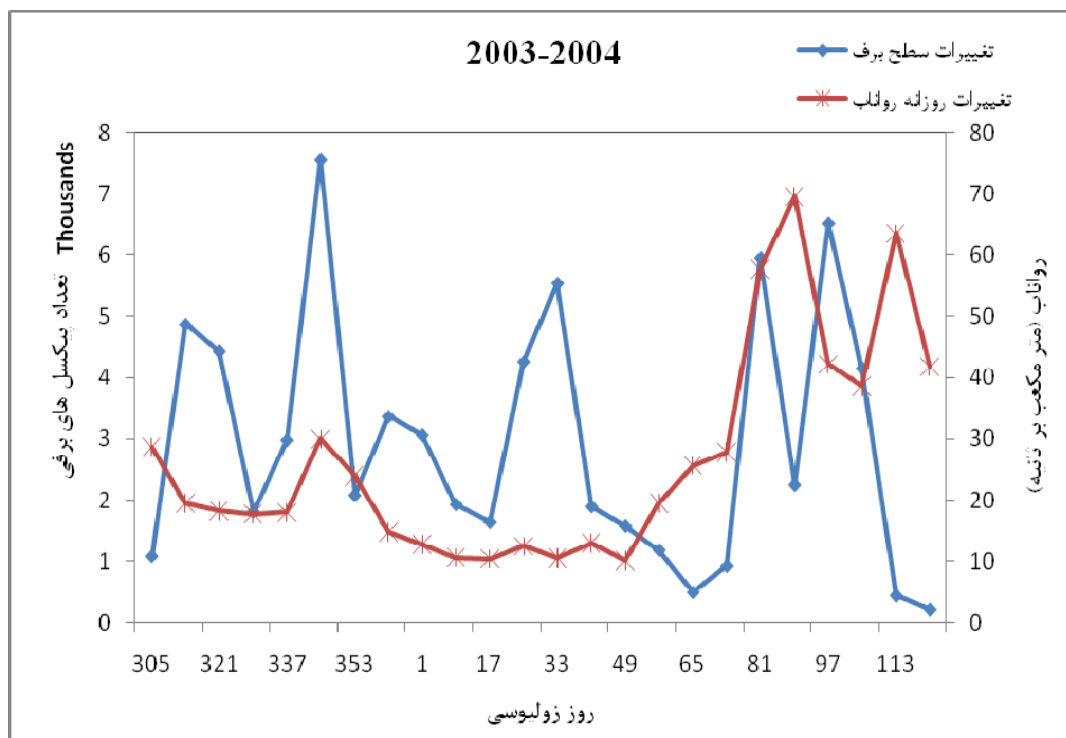
شکل (۶-۵) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و دمای سطح زمین در سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

۵-۳- تغییرات سطح پوشش برف با داده های مشاهداتی میزان آبدهی

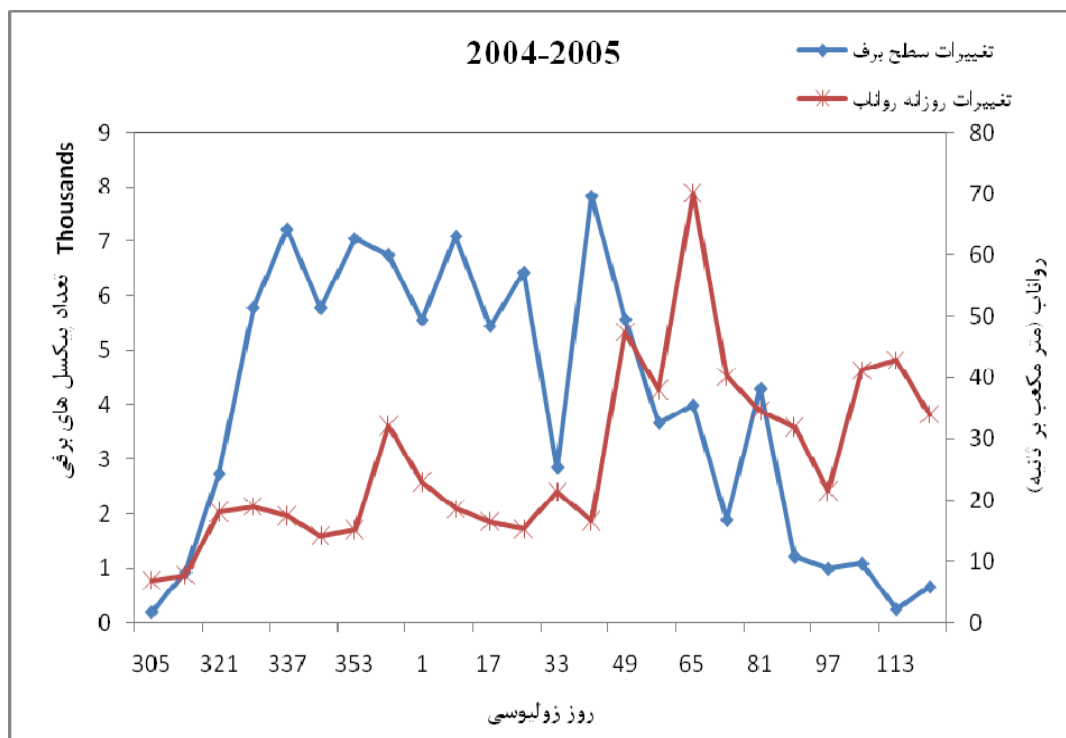
نتایج تغییرات سطح پوشش برف حاصل از داده های ماهواره ای با اطلاعات ثبت شده میزان آبدهی در ایستگاه پلرود با گام های زمانی ۸ روزه و در دوره زمانی اول ماه نوامبر تا ماه می سالهای ۲۰۰۰ الی ۲۰۰۹ نیز در شکل های (۵-۷) تا (۵-۱۲) برای ارائه گردیده است. همان طور که در شکل ها نیز مشاهده می گردد، هر چند که تغییرات سطح پوشش برف با میزان آبدهی روند خاصی را دنبال نمیکنند، اما بصورت کلی می توان نتیجه گرفت که کاهش سطح برف در اواخر فصل زمستان با افزایش میزان آبدهی رودخانه همراه بوده است. هر چند که سهم بارندگی ها نیز در افزایش آبدهی رودخانه قابل توجه می باشد. همانطور که از داده های مشاهداتی قابل استنتاج است ، افزایش آبدهی در اوایل تا اواخر ماه فوریه رخ داده است که عموماً با یک کاهش تدریجی و یا ناگهانی سطح برف همراه بوده است. همچنین نتایج ارائه شده حاکی از برفگیر بودن حوضه در ارتفاعات و نقش قابل توجه برف در تغذیه منابع آب سطحی حوضه می باشد.



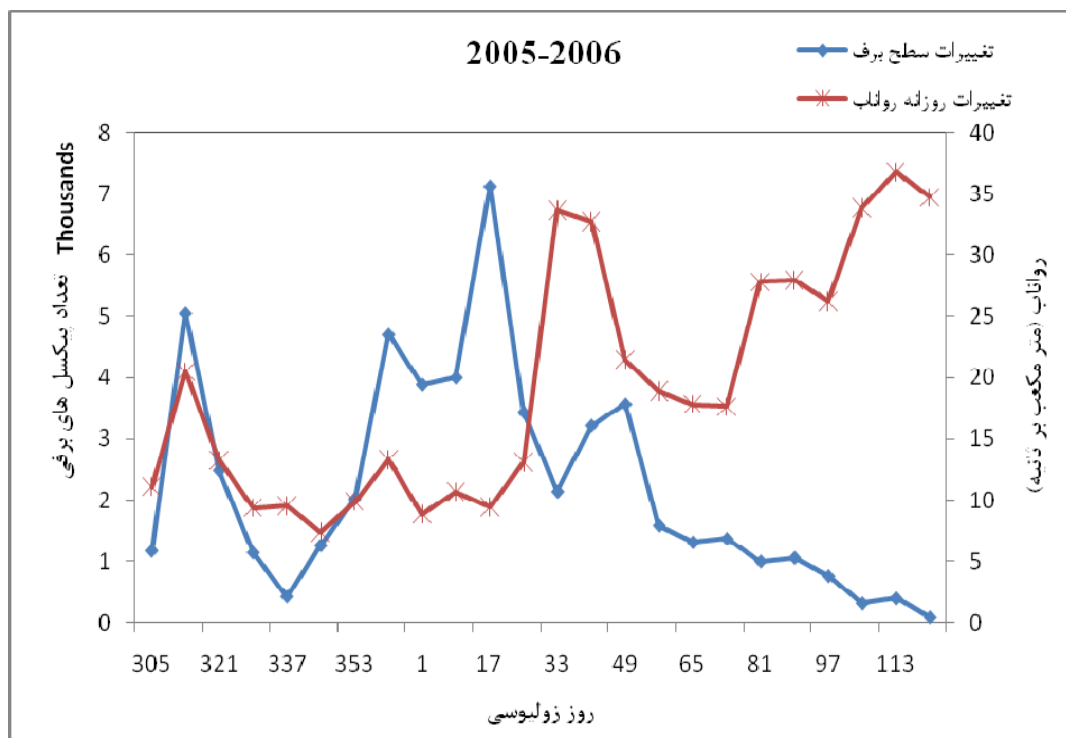
شکل (۵-۷) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



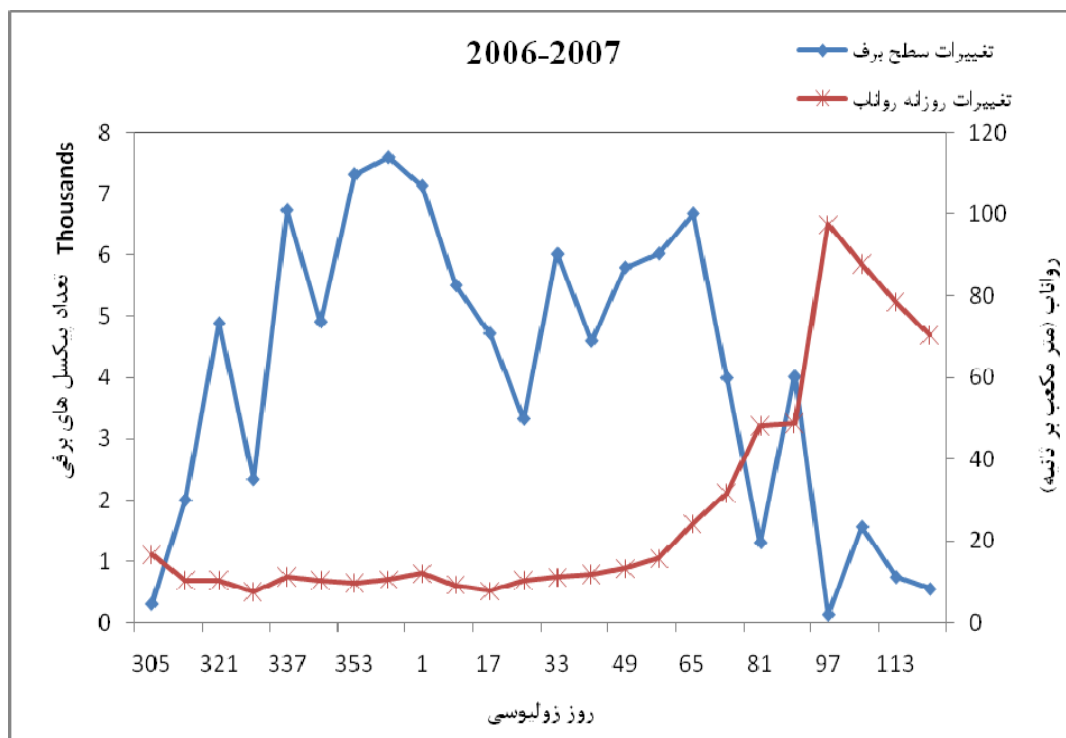
شکل (۵-۸) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



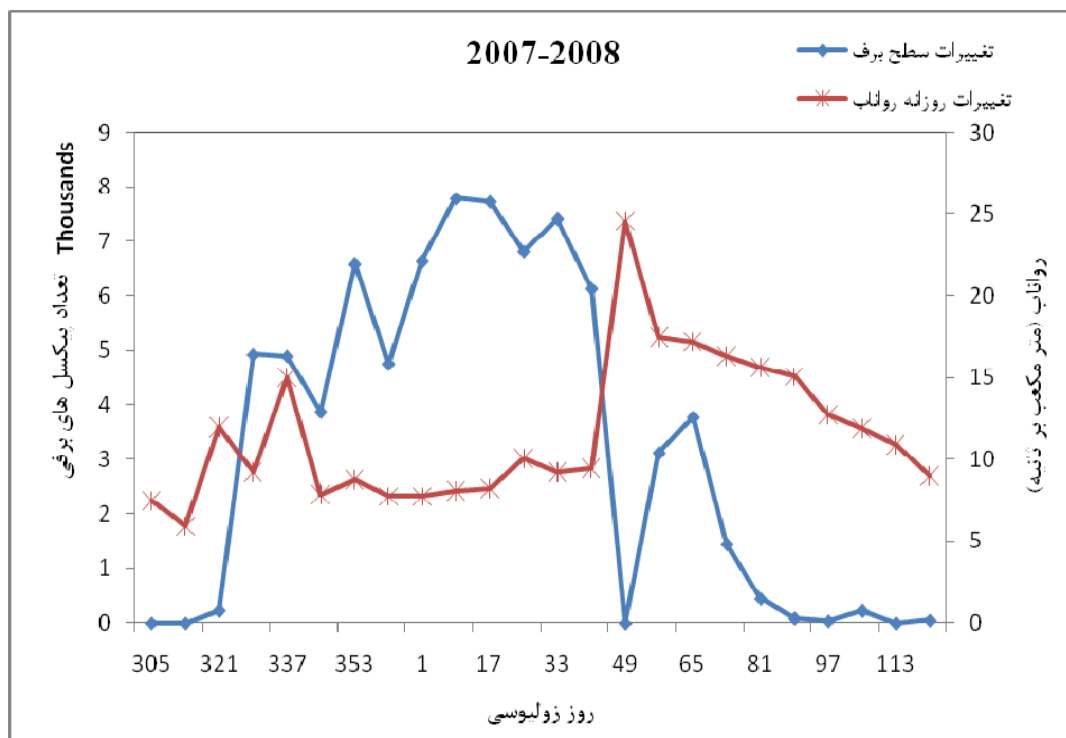
شکل (۵-۹) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۵-۱۰) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



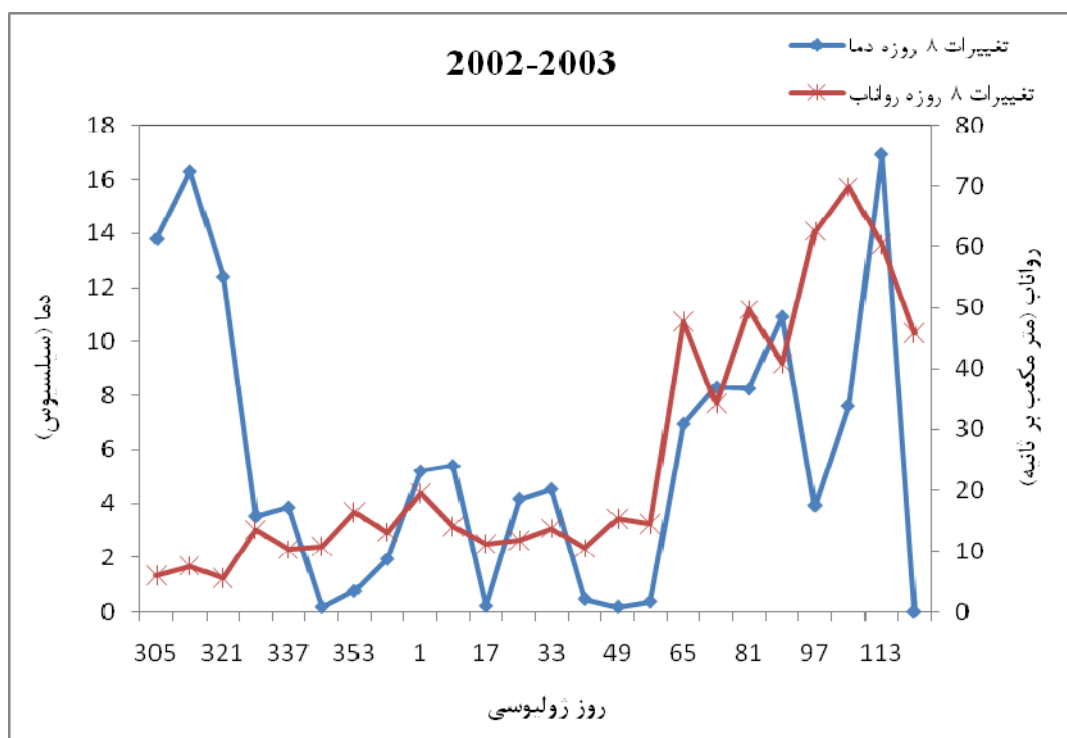
شکل (۵-۱۱) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



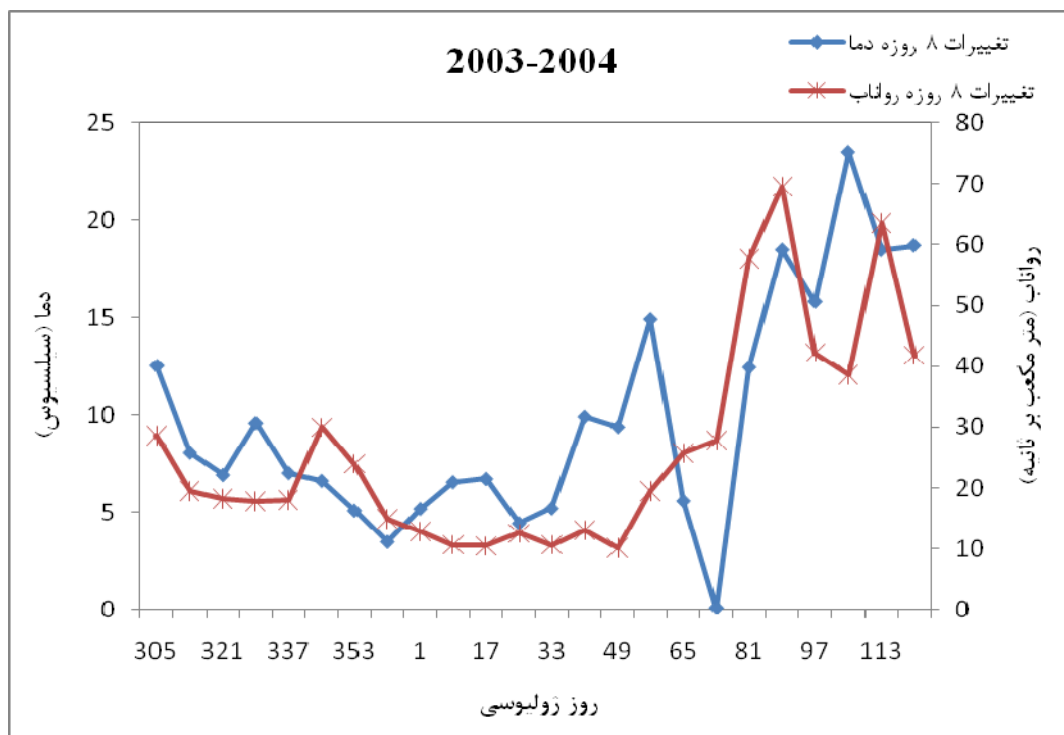
شکل (۵-۱۲) تغییرات ۸ روزه سطح پوشش برف و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

۵-۴- تغییرات متوسط دمای سطحی با داده های مشاهداتی آبدهی

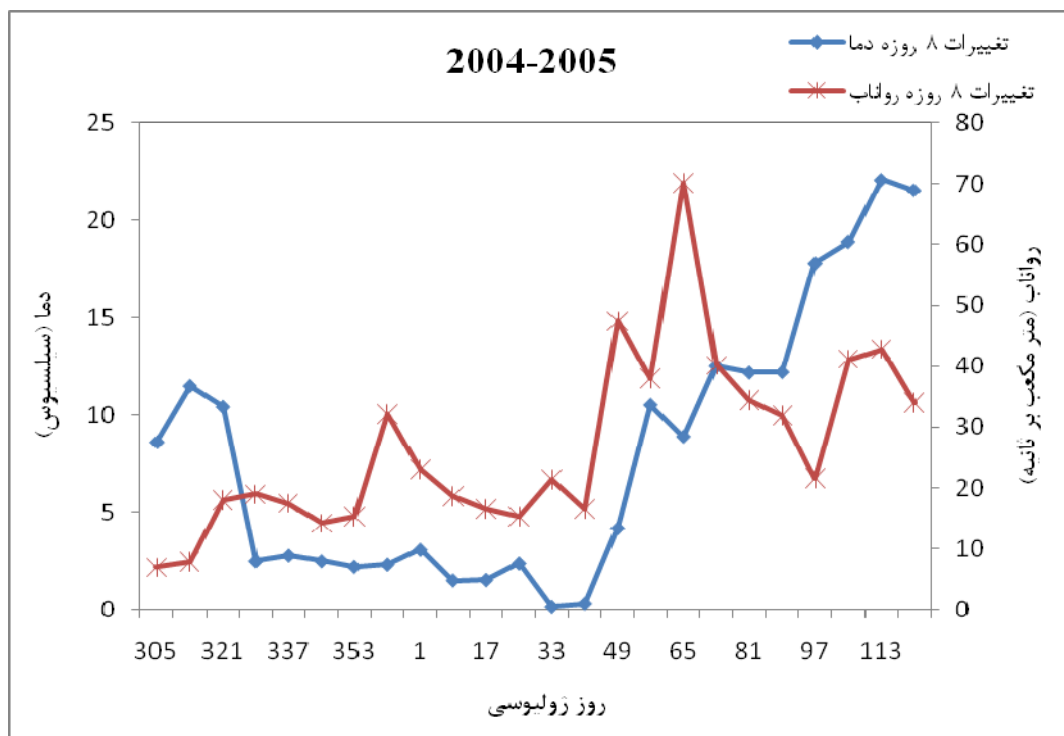
در شکل های (۵-۱۳) تا (۵-۱۸) نیز تغییرات متوسط دمای سطحی حاصل از داده های ماهواره ای با اطلاعات ثبت شده میزان آبدهی در ایستگاه پلرود با گام های زمانی ۸ روزه و در دوره زمانی اول ماه نوامبر تا ماه می سالهای ۲۰۰۰ الی ۲۰۰۹ مقایسه گردیده است. همان طور که در شکل ها نیز مشاهده می-گردد، تغییرات دمای سطحی با میزان آبدهی در اکثر مواقع به جز تعدادی از روزهای دوره مطالعاتی از روند یکسانی پیروی می کند. و بصورت کلی می توان نتیجه گرفت که افزایش دما با افزایش میزان ذوب برف و در نتیجه میزان آبدهی همراه بوده است.



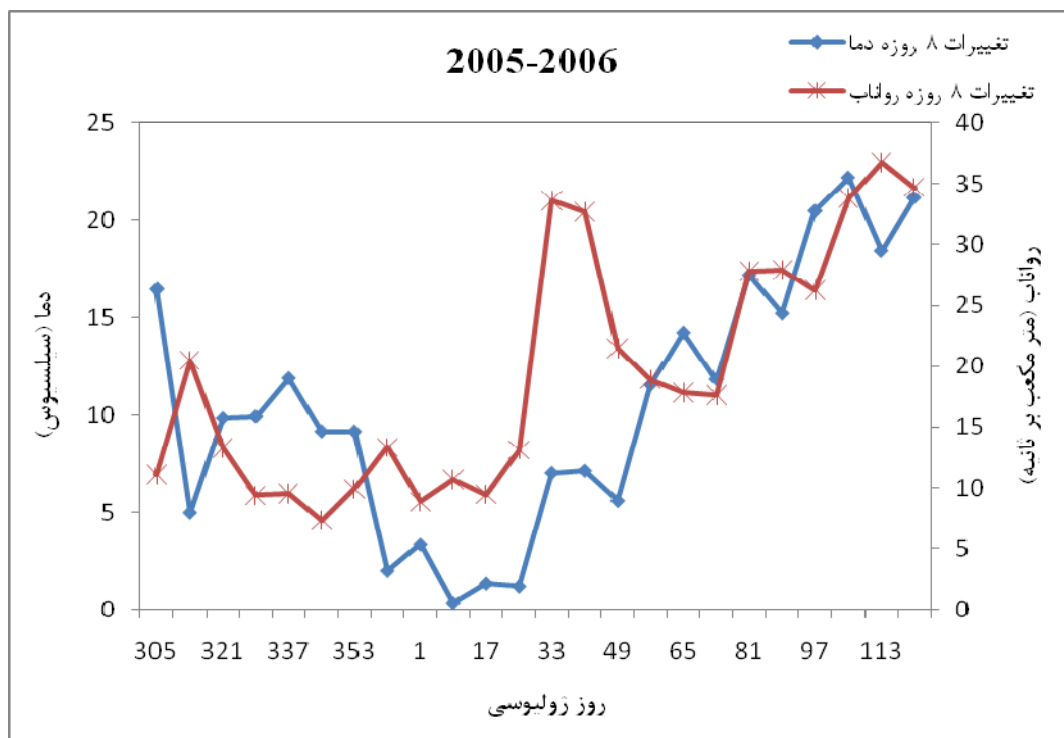
شکل (۵-۱۳) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



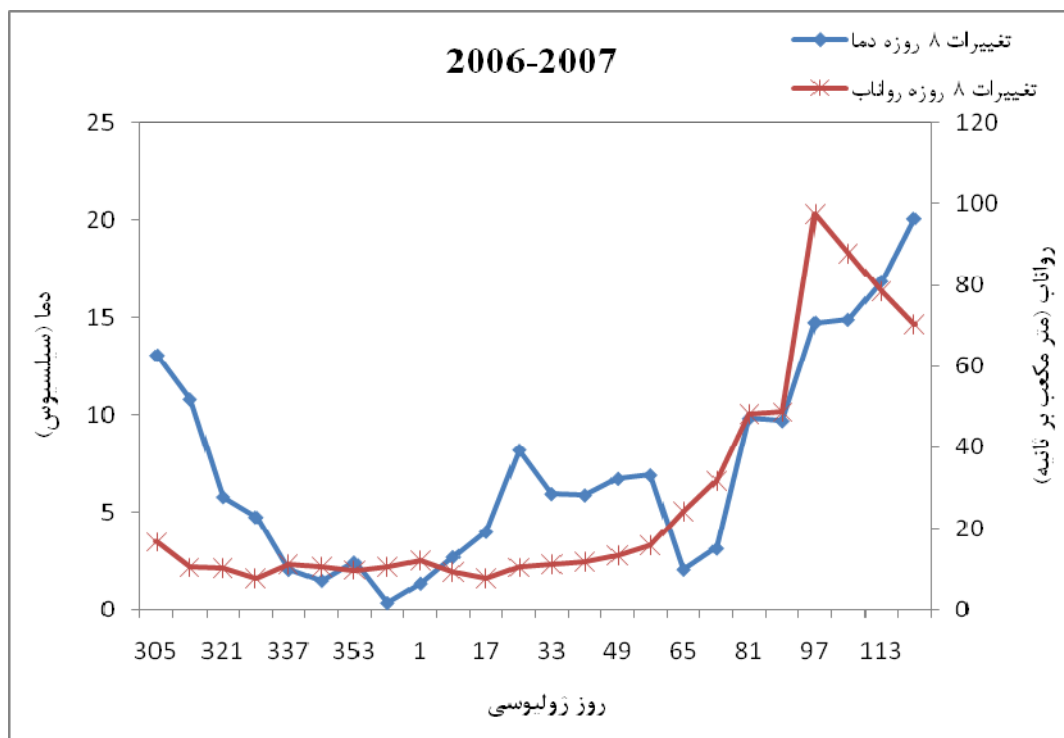
شکل (۵-۱۴) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



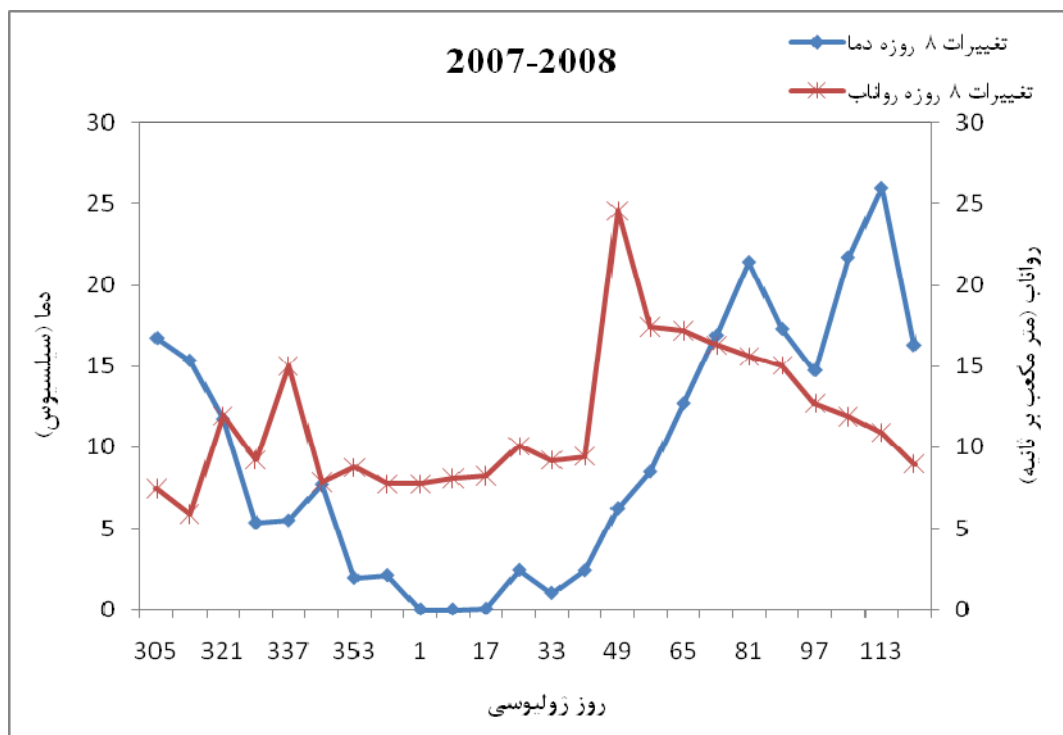
شکل (۵-۱۵) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۵-۱۶) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۶ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

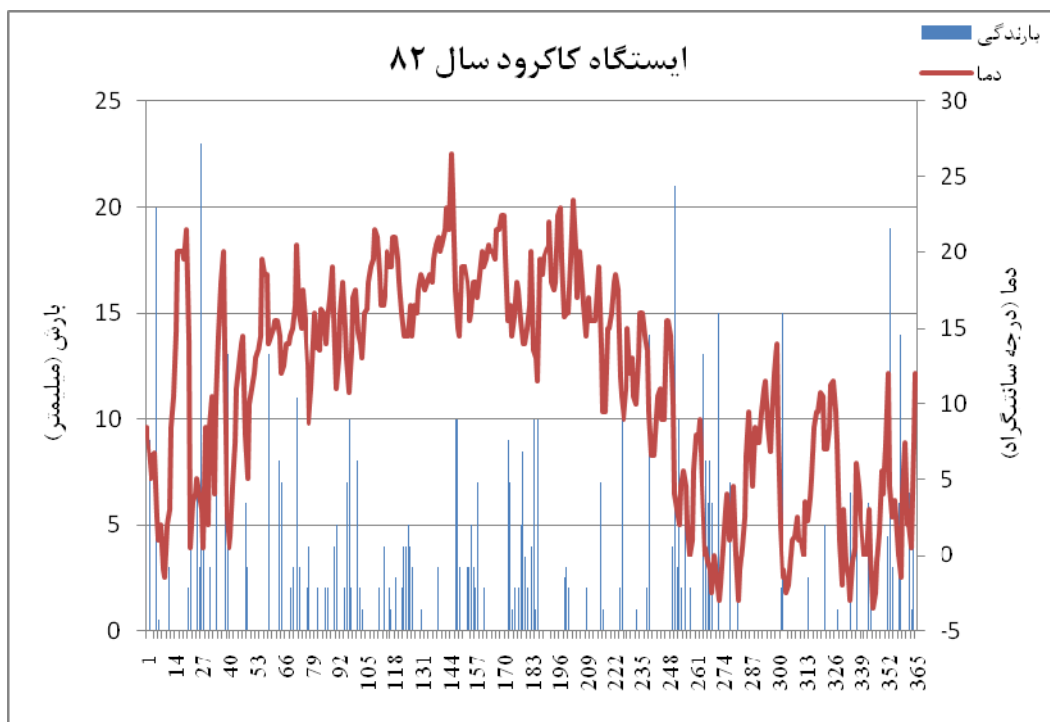


شکل (۵-۱۷) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سالهای ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

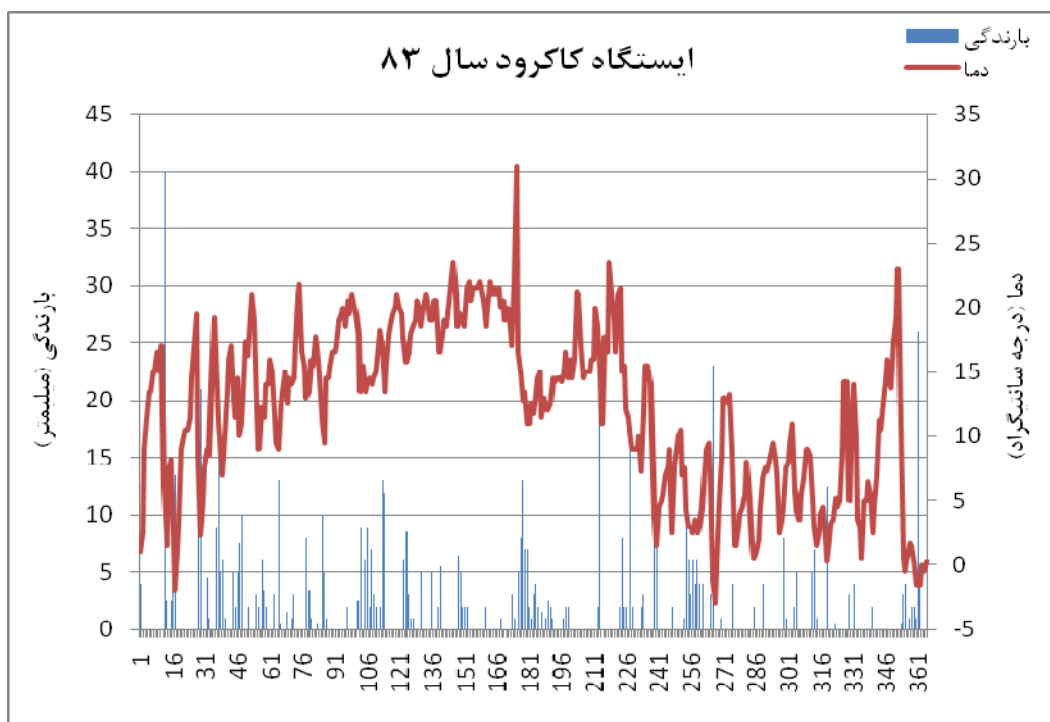


شکل (۵-۱۸) تغییرات ۸ روزه دمای سطح زمین و رواناب در طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

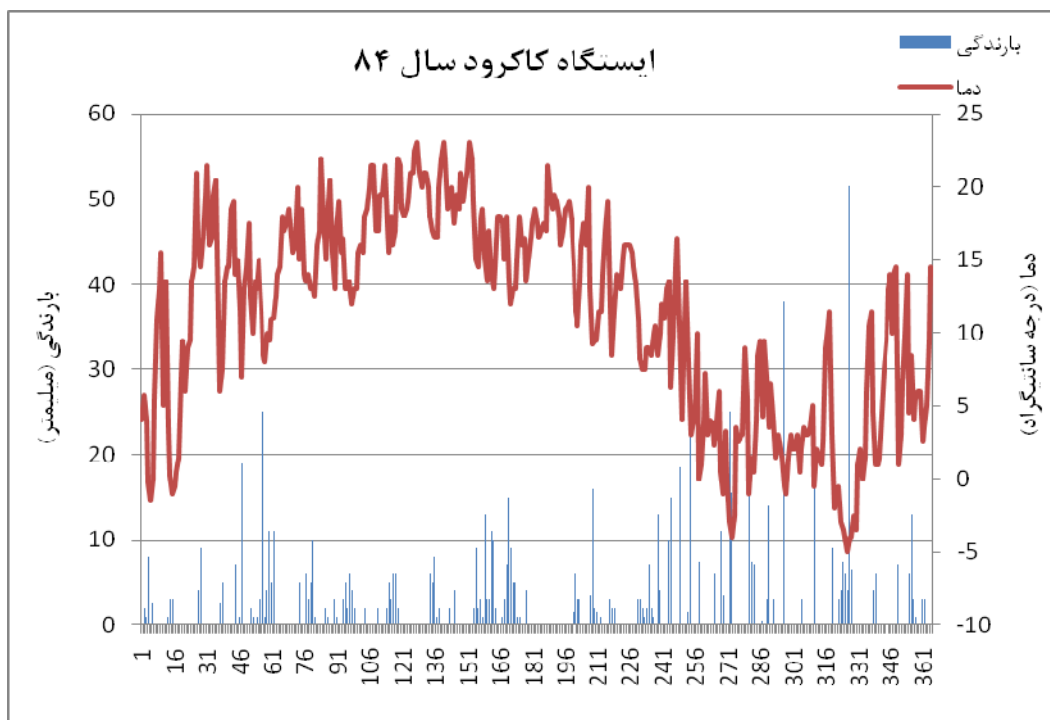
اطلاعات دمای سطح زمین استخراج شده از تصاویر MODIS با گامهای زمانی هشت روزه بوده و تنها معرف متوسط دمای سطح زمین در یک دوره هشت روزه است. همچنین استفاده از این داده مستلزم اجرای عملیات واسنجی و اعتبار سنجی است که انجام این مراحل نیز با دسترسی به داده های مشاهداتی دمای سطح زمین امکان پذیر می باشد. داده های دمایی مورد نیاز در مدل شبیه سازی SRM متوسط دمای هوا در ارتفاع ۲ متری بوده و با گامهای روزانه می باشد، لذا در این مطالعه به منظور افزایش دقت محاسبات از داده های ثبت شده دمای هوا در ایستگاههای هواشناسی موجود در منطقه در شبیه سازی هیرولوژیکی استفاده گردید. شکل‌های (۵-۱۹) تا (۵-۲۲) نوسانات دما و بارش روزانه را برای سال‌های ۸۲ تا ۸۵ را بصورت نمونه نشان می‌دهد. این شکلهای نوسانات روزانه دما و بارش را در ایستگاه هواشناسی کاکرود در طی یک سال شمسی از اول ماه فروردین تا انتهای اسفند را نشان می‌دهد.



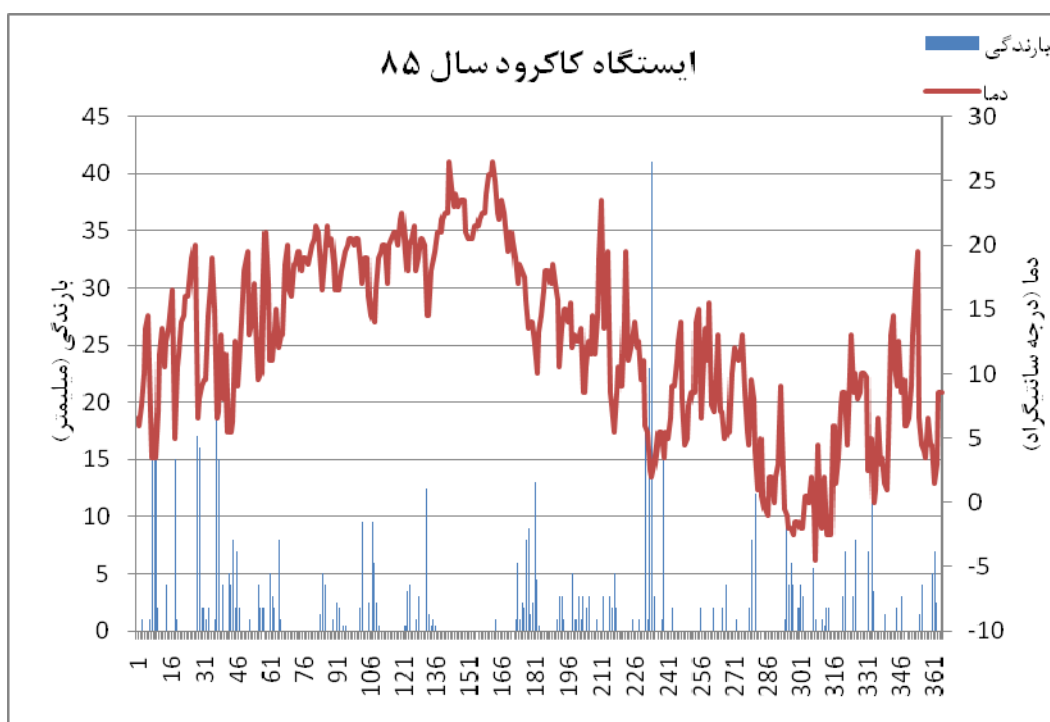
شکل (۵-۱۹) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۲



شکل (۵-۲۰) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۳



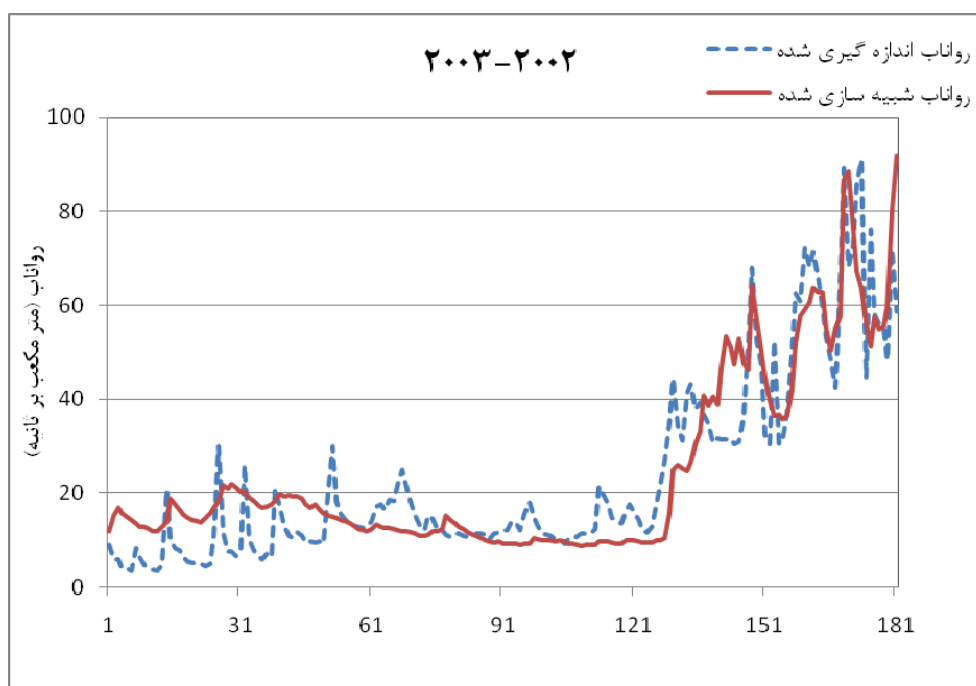
شکل (۵-۲۱) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۴



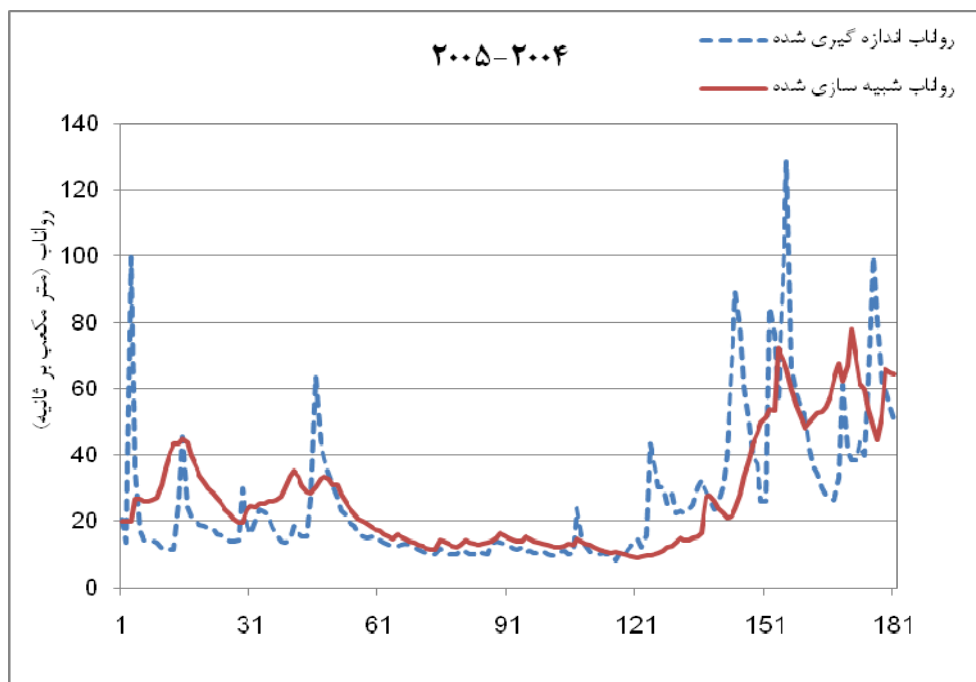
شکل (۵-۲۲) نوسانات روزانه دمای هوا و بارندگی در ایستگاه کاکرود در سال ۸۵

۵-۵- نتایج مدل SRM در شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف

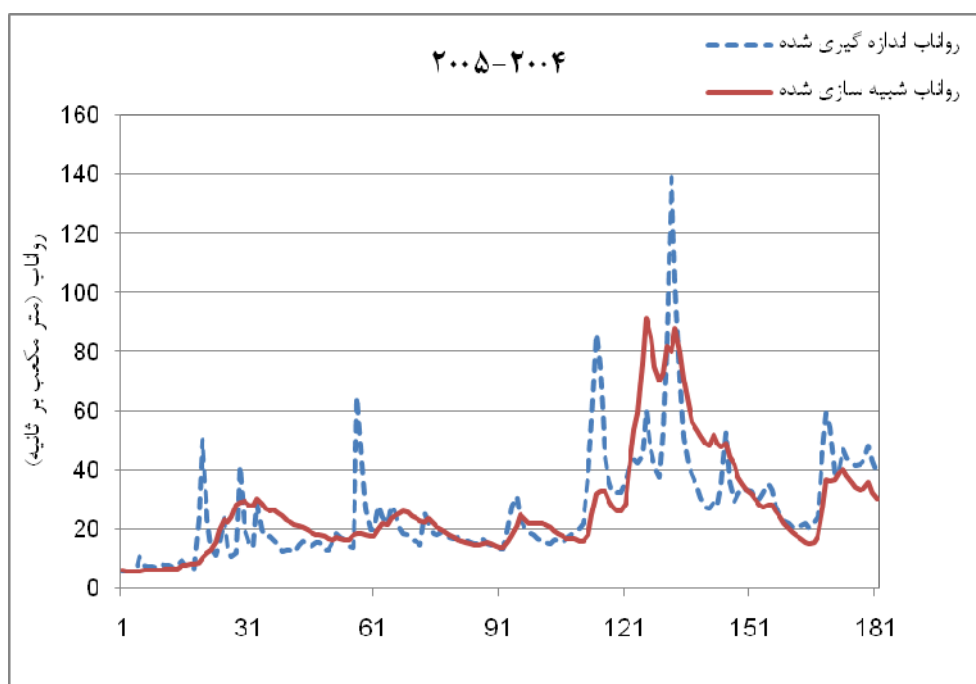
به منظور برآورد رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM پس از تهیه اطلاعات مربوط به سطح پوشش برف، بارندگی و دما، این داده‌ها به مدل معرفی شد. چون اطلاعات مربوط به دبی مشاهداتی به طور مجزا برای هر یک از زیرحوضه‌ها موجود نبود به ناچار، مدل SRM برای کل حوضه پلرود اجرا و رواناب حاصل از ذوب برف تعیین گردید. شکل‌های (۵-۲۳) تا (۵-۲۷) شبیه‌سازی‌های مدل SRM را در طی ۵ سال در حوضه آبریز رودخانه پلرود نشان می‌دهند.



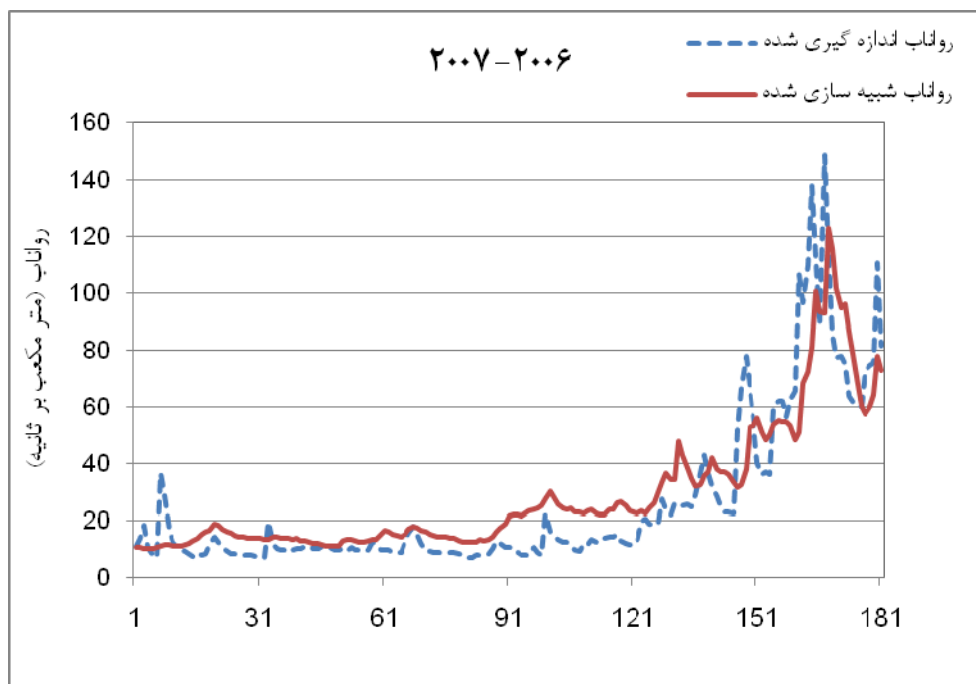
شکل (۵-۲۳) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



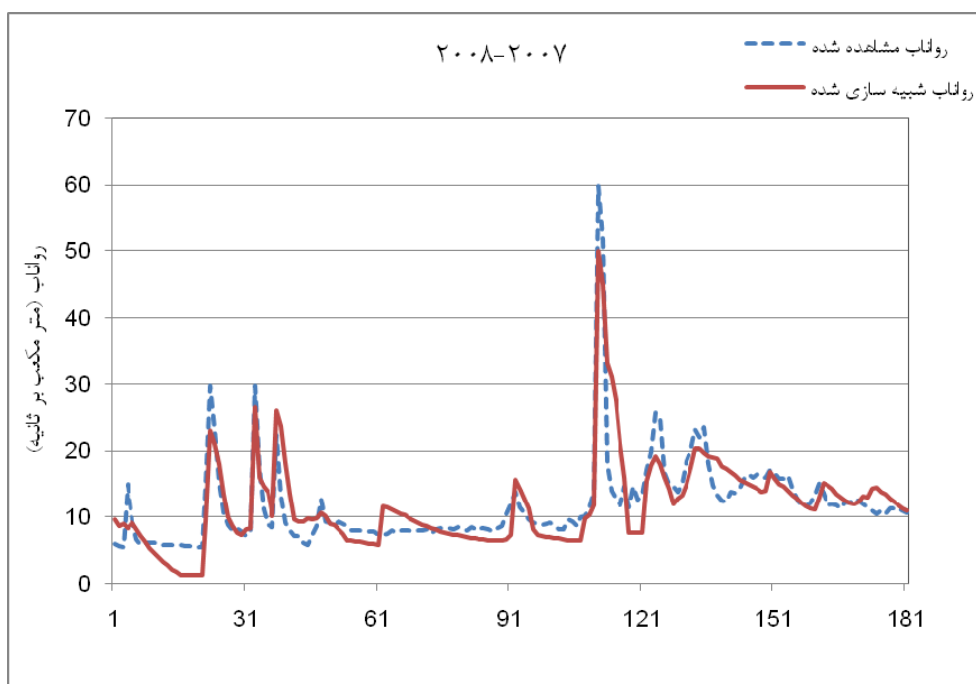
شکل (۵-۲۴) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۵-۲۵) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۵-۲۶) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می



شکل (۵-۲۷) نوسانات رواناب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده با مدل SRM طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ از اول ماه نوامبر تا اول ماه می

۵-۶- ارزیابی مدل

به منظور ارزیابی دقت مدل SRM از دو معیار ضریب تبیین (R^2) و تفاضل حجم D_v استفاده گردید. این ضرایب از طریق معادلات (۲-۱۰) و (۲-۱۱) محاسبه می شوند.

جدول (۵-۱) مقادیر ضریب تبیین و تفاضل حجم حاصل از شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل SRM

دوره شبیه سازی	ضریب تبیین (R^2)	درصد تفاضل حجم (D_v)
۲۰۰۳-۲۰۰۲	۰/۷۹	-۳/۷۸
۲۰۰۴-۲۰۰۳	۰/۳۱	-۵/۷۷
۲۰۰۵-۲۰۰۴	۰/۴۸	-۱/۰۳
۲۰۰۷-۲۰۰۶	۰/۷۸	-۱۱/۲۷
۲۰۰۸-۲۰۰۷	۰/۷۲	۰/۷۸

مدل SRM در حوضه های کوهستانی مختلفی که وسعت آن ها از ۰/۷۶ تا ۱۲۰۰۰۰ کیلومتر مربع و محدوده ارتفاعی ۳۰۵ تا ۷۶۹۰ متر متغیر می باشد به کار برده شده است. به عنوان مثال این مدل برای شبیه سازی رواناب حاصل از ذوب برف حوضه Spanish Fork ایالت یوتا آمریکا که مساحتی در حدود ۱۶۵۵ کیلومتر مربع دارد مورد استفاده قرار گرفت. در این شبیه سازی مقدار ضریب تبیین، ۰/۸۵ و مقدار تفاضل حجمی، یک درصد برآورد گردید. همچنین از این مدل در حوضه Tupungato در آرژانتین که دارای وسعتی در حدود ۱۸۰۰ کیلومتر مربع است نیز استفاده شد. مقدار R^2 ، ۰/۶۳ و مقدار D_v ، ۶/۴ درصد بود. مقدار این پارامترها در شبیه سازی که در حوضه Mapocho در شیلی صورت گرفت به ترتیب، ۰/۴۲ و ۲۹/۹ درصد تخمین زده شد (Martinec et al., ۲۰۰۸).

مقایسه نتایج حاصل از مدل SRM در شبیه‌سازی رواناب ناشی از بارندگی و ذوب برف در حوضه آبریز پلرود با داده‌های مشاهداتی آینده‌ی طی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ حاکی از دقت نسبتاً خوب و قابل قبول (با ضریب همبستگی ۳۱ تا ۷۹ درصد) بوده است. بالاترین دقت شبیه‌سازی‌ها (با ضریب همبستگی بالای ۷۰ درصد) به سال‌های ۲۰۰۲-۰۳، ۲۰۰۶-۰۷ و ۲۰۰۷-۰۸ اختصاص دارد و کمترین آنها در سال‌های ۲۰۰۳-۰۴ و ۲۰۰۴-۰۵ رخ داده است.

۵-۲- تعیین سهم رواناب حاصل از ذوب برف در آورد رودخانه پلرود

مدل SRM این قابلیت را دارد که رواناب حاصل از ذوب برف و رواناب حاصل از بارش را از هم تفکیک کند. در جدول (۵-۲) این مقادیر به تفکیک مناطق ارتفاعی و برای سال‌های ۲۰۰۲-۲۰۰۳، ۲۰۰۶-۲۰۰۷ و ۲۰۰۷-۲۰۰۸ ارائه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد در ارتفاعات، ذوب برف و در مناطق کم‌ارتفاع‌تر بارندگی، عامل اصلی ایجاد رواناب است.

دوره شبیه‌سازی													
۲۰۰۳-۲۰۰۲				۲۰۰۷-۲۰۰۶				۲۰۰۸-۲۰۰۷					
مناطق ارتفاعی		رواناب ناشی از باران		رواناب ناشی از برف		رواناب ناشی از باران		رواناب ناشی از برف		رواناب ناشی از باران		رواناب ناشی از برف	
محدوده ارتفاعی	مساحت (km ^۲)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)	ارتفاع رواناب (سانتی‌متر)	حجم رواناب (۱۰ ^۶ مترمکعب)
۵۰۰-۰	۱۲۲/۶۲	۳۳/۷۴	۴۱۳۷/۱۷	۱۴/۰۵	۱۷۲۲/۸۰	۴۷/۴۶	۵۸۱۹/۵۰	۲۳/۲۵	۲۸۵۰/۸۹	۳۹/۳۰	۴۸۱۸/۹۳	۱۷/۳۶	۲۱۲۸/۶۷
۱۰۰۰-۵۰۰	۱۶۴/۲۱	۳۰/۰۹	۴۹۴۰/۹۸	۲۰/۹۵	۳۴۴۰/۱۳	۴۱/۳۵	۶۷۸۹/۹۴	۲۵/۵	۴۱۸۷/۲۷	۳۶/۸۰	۶۰۴۲/۸۱	۲۱/۲۲	۳۴۸۴/۴۶
۱۵۰۰-۱۰۰۰	۳۴۷/۴۹	۲۷/۲۶	۹۴۷۲/۶۴	۲۱/۱۲	۷۳۳۹/۰۳	۳۴/۹۲	۱۲۱۳۴/۴۳	۲۹/۶۴	۱۰۲۹۹/۶۷	۳۰/۱۰	۱۰۴۵۹/۵۱	۲۵/۸۳	۸۹۶۵/۳۰
۲۰۰۰-۱۵۰۰	۴۵۴/۴۶	۲۲/۰۸	۱۰۰۳۴/۵۳	۱۹/۲۹	۸۷۶۶/۵۸	۲۸/۸۳	۱۳۱۰۲/۱۵	۲۳/۴۰	۱۰۶۳۴/۴۲	۲۵/۵۲	۱۱۵۸۸/۷۹	۲۰/۳۴	۹۲۴۳/۷۶
۲۵۰۰-۲۰۰۰	۲۷۷/۶۱	۱۶/۳۴	۴۵۳۶/۱۱	۱۵/۶۷	۴۳۵۰/۱۲	۲۳/۴۶	۶۵۱۲/۶۸	۱۴/۰۲	۳۸۹۲/۶	۱۸/۸۵	۵۲۳۲/۹۱	۱۶/۷۱	۴۶۳۶/۰۵
۳۰۰۰-۲۵۰۰	۲۱۷/۵۸	۱۰/۴۸	۲۲۸۰/۲۹	۲۸/۷۲	۶۲۴۹/۰۳	۱۰/۵۷	۲۲۹۹/۸۷	۱۲/۲۱	۲۶۵۶/۷۱	۹/۸۶	۲۱۴۵/۳۸	۲۰/۸۸	۴۵۴۳/۱۷
۳۵۰۰-۳۰۰۰	۹۸/۸۲	۶/۰۶	۵۹۸/۸۷	۳۵/۷۸	۳۵۳۵/۹۳	۲/۰۶	۲۰۳/۵۸	۶/۲۸	۶۲۰/۶۲	۴/۱۳	۴۰۵/۱۸	۲۲/۱۳	۲۱۸۶/۹۸
۴۰۰۰-۳۵۰۰	۲/۱۴	۱/۶۲	۳/۴۷	۲۴/۷۴	۵۳/۰۳	۰/۸۳	۱/۷۸	۵/۰۷	۱۰/۸۷	۱/۲۳	۲/۶۳	۱۳/۴۰	۲۸/۷۳
جمع	۱۶۸۵		۳۶۰۰۴/۰۵		۳۵۴۵۶/۶		۴۶۸۶۳/۹۳		۳۵۱۵۲/۵۰		۴۰۶۹۶/۱۳		۳۵۲۱۷/۱۱
حجم کل رواناب		۷۱۴۶۰		۸۲۰۱۶		۷۵۹۱۳							

جدول (۳-۵) تفکیک سهم رواناب ناشی از باران و رواناب ناشی از ذوب برف در طی دوره شبیه‌سازی در حوضه آبریز رودخانه پلرود

۲۰۰۸-۲۰۰۷		۲۰۰۷-۲۰۰۶		۲۰۰۳-۲۰۰۲	
درصد رواناب	درصد رواناب	درصد رواناب	درصد رواناب	درصد رواناب	درصد رواناب
ناشی از ذوب برف	ناشی از باران	ناشی از ذوب برف	ناشی از باران	ناشی از ذوب برف	ناشی از باران
۴۶/۴	۵۳/۶	۴۲/۹	۵۷/۱	۴۹/۶	۵۰/۴

همان‌طور که در جدول (۳-۵) ملاحظه می‌شود، ذوب برف سهم بسیار زیادی در ایجاد رواناب و آبدهی رودخانه پلرود دارد و حتی در طی سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۰۲ تقریباً با سهم رواناب ناشی از باران برابر است. و نتایج بدست آمده در بخش‌های ۳-۵ تا ۴-۵ (مقایسه تغییرات سطح پوشش برف و دمای سطحی با میزان آبدهی) نیز در تطابق با این نتیجه می‌باشد.

فهرست منابع

- پرهمت ج.، ثقفیان ب. و صدقی ح. (۱۳۸۴). بررسی کاربرد مدل SRM در شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در حوضه‌های بدون آمار برف (مطالعه موردی حوضه خرسان در کارون). مجله تحقیقات منابع آب ایران، ۱(۱): ۱-۱۱.
- رسولی ع.ا. و ادهمی س. (۱۳۸۶). محاسبه آب معادل از پوشش برف با پردازش تصاویر سنجنده MODIS. جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰: ۲۳-۳۶.
- نجفی ایگدیر ا.، قدوسی ج.، ثقفیان ب. و پرهمت ج. (۱۳۸۶). برآورد رواناب ذوب برف با استفاده از سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در حوضه شهرچائی ارومیه. مجله پژوهش سازندگی در منابع طبیعی، ۷۶: ۱۷۷-۱۸۵.
- نجفی م.ر.، شیخی‌وند ج.، و پرهمت ج. (۱۳۸۳). برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های برف‌گیر با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی حوضه سد مهاباد). مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۱(۳): ۱۱۱-۱۲۱.
- Carroll T., Cline D., Fall G., Nilsson A., Li L. and Rost A. (۲۰۰۱). NOHRSC operations and the simulation of snow cover properties for the coterminous U.S. *Proceedings of the 7th Western Snow Conference*, Sun Valley, ۱۶-۱۹ April ۲۰۰۱.
- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V., DiGirolamo N.E. and Bayr K.J. (۲۰۰۲). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, ۸۳, ۱۸۱-۱۹۴.
- Kaya I. (۱۹۹۹). Application of snowmelt runoff model using remote sensing and geographic information systems, Master of Science Thesis, Water resources laboratory, Civil Engineering Department, Graduate School of Natural and Applied Sciences, Middle East Technical University.
- Klein A.G., Lee S. and Over T.M. (۲۰۰۱). A Comparison of MODIS and NOHRSC snowcover products for simulating streamflow using the Snowmelt Runoff Model. <http://www.modis-snowice.gsfc.nasa.gov>.
- Martinec J., Rang A. and Raberts R. (۲۰۰۸). Snowmelt Runoff Model Users Manual.

Nagler T., Rott H., Malcher P. and Muller F. (2008). Assimilation of meteorological and remote sensing data for snowmelt runoff forecasting. *Journal of Remote Sensing of Environment*, 112: 1408–1420.

Tekeli, A. E. (2000). Integration of remote sensing and geographic information systems on snow hydrology modeling, Master of Science Thesis, Water Resources Laboratory, Civil Engineering Department, Graduate School of Natural and Applied Sciences, Middle East Technica University.

Tekeli A.E., Akyurek Z., Arda Sorman A., Sensoy A. and Unal Sorman A. (2005). Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey. *Journal of Remote Sensing of Environment*, 97: 216–230.

Warren S.G. (1982) Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 87–89.