بسم الله الرحمن الرحيم

لومړی فصل

د هايدرولوژی پيژندنه

Introduction to Hydrology

۱-۱.هايدرولوژی او دهغی موضوع

هايدرولوژی يوه مرکبه لاتينی اصطلاح ده چې (Hydro) د اوبو او (logy) د علم (پوهی) په معنی دی . لدی ځايه ويلی شو چې هايدرولوژی د اوبو د مطالعی د علم څخه عبارت دی . د هايدرولوژی د علم نومړی تعريف يو اصطلاحی يا لغوی مفهوم لری .

د اتمسفير، ځمکی او د ځمکی لاندی په ګډون د اوبو د رامنځ ته کيدو ، ويش او حرکت په هکله بحث کونکی علم د هايدرولوژی په نامه يادېږی .

هايدرولوژی د ځمکی په کره کې د اوبو د مطالعی د علم څخه عبارت دی چې د اوبو د رامنځ ته کيدو ، دوران ، ليږد او توزيع ، د هغی د فزيکی ، کيمياوی خصوصياتو او د ژوندی او جامد چاپيريال سره د هغی د عکس العمل په هکله بحث کوی [۳] .

هغه علم چې د هايدروسفير د سمندرونو ، سمندرګيو ، جهيلونو ، سيندونو ، د خاورو اوبه ، واوره ، يخچالونه ، د اتمسفير لمدبل (رطوبت) همدارنګه د هغو پروسو خواص چې د اتمسفير ، ليتو سفير او هغه چاپيريال چې ژوندی اجسام په هغوی کې ژوند کوی اړيکې لری د خپلی مطالعی لاندی نيسی د هايدرولوژی په نامه يادېږي [۲۰].

اوبه د مادی دبدلیدنی او د ارگانیزمو د پراختیا اساسی وسیله ده . د ډیرو پخوا زمانو راهیسی د انسان ژوند او د کلتور پراختیا د اوبو سره تړاو لری . د اوبو څخه په پراخه پیمانه په صنعت ، د انرژی په تولید ، کرهڼه ، د کبانو په روزنه ، طب او داسی نورو ځایونو کې کار اخیستل کیږی . د فزیک ، کیمیا ، میخانیک او داسی نورو علومو د مطالعی اساسی موضوع د اوبو څخه عبارت ده .

اوبه په اتمسفیر کې د بړاس په شکل ، د ځمکی پر مخ د اوبو او یخ (کنگل) په شکل او تر ځمکی لاندی د اوبو په شکل شتون لری .

د ځمکی اوبه چې په خپل ترکیب کې جامد مواد ، مایع ، گاز ولری د طبیعی اوبو په نامه یادیږي . ددی اوبو زیاته برخه د سمندرگیو ، اوسمندرونو اوبه تشکیلوی او کمه برخه یې د ځمکی د وچې یا د غرنیو طبقو (خاورو) په برخه رسی . د ځمکی دوچی د برخی اوبه معمولاً د اتمسفیری ترسباتو (اوربښت) د تل کیدنی له امله رامنځه ته کیږی . د ښودل شوو اتمسفیری ترسباتو اصلی منبع هغه تبخیر دی کوم چې د سمندرگیو او سمندرونو د سطحو څخه سرته رسی . د اوبو هغه برخه چې په مختلفو شکلونو سره د ځمکې پرمخ شتون ولری د سطحی اوبو په نامه یادیږی . د هایدرولوژی هغه برخه چې د ځمکی د وچی اوبه تر مطالعی لاندی نیسی د وچی هایدرولوژی (Surface Hydrology) په نامه یادیږي . د هایدرولوجی هغه برخه چې د سمندرگیو او سمندرونو اوبه تر مطالعی لاندی نیسی د سمندر پیژندنی (Oceanography) په نامه یادیږي . د هایدرولوژی هغه برخه چې د ځمکی لاندی اوبه د خپلی مطالعی لاندی نیسی د هایدروجیولوجی (Hydrogeology) په نامه یادیږی .په هایدرولوژی کې د هایدروجیولوجی هغه برخې شاملیږی په کومو کې چې د دسطحی او د ځمکی لاندی اوبو متقابلی اغیزی ، د ځمکې لاندی اوبو په وسیله د سیندونو تغذیه تر مطالعی لاندی نیسی .

د هايدرولوژی د علم د مطالعی اساسی موضوع د هغه پدیدو ترمنځ د اړیکو تینګول دی چې هغه مطالعه کوی . نو پدی اساس ویلای شو چې د هايدرولوژی د علم اساسی موضوع د سیندونو مطالعه ده یعنی د سیند د بهیر رژیم او د هغو عواملو تر منځ د اړیکو تینګول دی کوم چې د سیند د بهیر مقدار له هغه امله اغیزمن کیږي .

د سطحی هایدرولوژی اساسی مفهوم د اوبو د موضوع څخه عبارت دی . په طبیعت کې د اوبو واحدونه عبارت دی له د اوبو له تګلورو (Watercourse) او ډنډونو (Reservoirs or Ponds) .

د اوبو واحدونه په کومو کې چې اوبه د ځوړ (میل) په لوری د ځمکی د سطحې په ژوری شوی برخې کې حرکت کوی د سیندونو په نامه یادیږی . د اوبو بنودل شوی بهیرونه په خپل وار سره په دوو واحدونو دایمی (په هغو کې چې اوبه په ټول کال او یا د کال په زیاتره برخه کې بهیږی) او موقتی (په کومو کې چې اوبه د کال په لږ وخت کې بهیږی) جلا کیږی .

د ځمکی د وچې په ژورو برخو کې د اوبو واحدونه چې د اوبو د ډیر ورو (بطی) حرکت سره ټاکل کیږی اویا دا چې هیڅ خوځښت و نه لری د ډنډونو په نامه یادیږي . د اوبو ډندونه هم په خپل وار په طبیعی (د ځمکی په ژورو برخو کې په طبیعی توګه اوبه سره راټولیږی) او مصنوعی (کوم چې د انسان د فعالیت په پایله کې په طبیعی ژورو او یا جوړو شوو برخو کې ټولیږی) ویشی . [۲۰]

۱-۲.د هایدرولوژی د علم لنډ تاریخ

که څه هم د اوبو تاریخ د ځمکې د پیدایښت سره تړاو لری ، لاکن د اوبو سره د لومړنیو انسانانو د پیژند ګلوی نیټه (تاریخ) په دقیق ډول سره ندی ټاکل شوی . د تاریخی اسنادو او مدرکونو د څیړنو په اساس او لیکنو څخه دا جوته کیږی چې نیږدی (۵۵۰۰) کاله دمخه له میلاد څخه انسانانو په خپل ژوند کې د اوبو پر اهمیت پوهیدلی وه . د بېلګې په ډول شوی وخت راپدی خوا په مجرأو کې د اوبو د داغ (سطحې) په پورته او کښته تللو باندی دسرته رسیدلو اندازه کونو ته په پام کې نیولو سره د اوبو لګولو کانالونو او د اوبو ګرځونو بندونو جوړولوته پاملرنه کړیده .

د مسیح له میلاد څخه (۳۲۰۰) کاله دمخه د سکوریون پادشاه (King Scorpion) په وخت کې په مصر کې د اوبو لګولو د کانالونو د جوړولو نښی لیدل شویدی او (۳۰۰۰) کاله د میلاد څخه د مخه د منیز پادشاه (King Menes) لخوا د خپل پایتخت یعنی د میمفیس (Memphis) ښارته د نیل د سیند د اوبو د ګرځولو لپاره د ګرځونی بند (Diversion Dam) د جوړولو دستور ورکړ . له میلاد څخه (۲۸۵۰) کاله دمخه د قاهری د سهیل په څو کیلومتری کې د سعدالفرأ بند (Sadd el – Kafar) جوړ شویدی . څرنګه چې د بېلګې شوی بند په ترکیب کې د اضافی اوبو د پرچاوه کولو لپاره کوم پرچاوه ای ساختمان په پام کې نه وه نیول شوی ، نو له همدی امله د اوریښت په لومړنی فصل کې د اوبو په وسیله ویجاړ شو . د میلاد څخه (۱۷۰۰) کاله دمخه همورابی (Hammarabi) زمونږ په ګاونډ ایران کې د هایدرولیکی ودانیو د بیلګی په توګه د اوبو لګولو کانالونو او اراټونو(هرهټ) جوړولو بنسټ ایښی دی[۵،۶] .

د میلاد څخه (۴۵۰) کاله دمخه د لومړی ځل لپاره یونانی فیلسوف آناکساګورا (Anaxagura) د اوبو د هایدرولوژیکی دوران مفهوم وړاندی کړ او هغه

پدی باور وه چې د لمر د وړانګو له امله د سیندونو د اوبو د سطحې څخه اتمسفیر ته د اوبو مالیکولونه لیږدول کیږی او وروسته د اوبو پورته شوی مالیکولونه د اورښت په شکل د ځمکې پرمخ اوری (ترسب کوی) چې د ځمکې په دننه کې ذخیره او بیا د شرایطو مساعد کیدلو په صورت کې د سیندونو د تغذیی سبب ګرځی .

د میلاد څخه (۳۲۰) کاله دمخه تؤفراستوس (Theophrastus) د هواپیژندنی په هکله په تیت پرک ډول سره مطالب خپاره کړیدی .

د پورتنیو مطالبو په پام کې نیولو سره د هایدرولوژیکی مطالعاتو تاریخ کولای شوو په اتو دورو سره خلاصه کړو[۴].

۱- نظری دوره (۱۴۰۰ م) . پدی دوره کې د نړی مشهوری هایدرولوژیکی ودانی جوړی شویدی . له دوی څخه تر ټولو مهم کولای شو چې په عربی هیوادونو کې د تر ځمکې لاندی اوبو د لاسته راوړلو لپاره د کوهیانو کیندل ، په ایران کې د مشهورو کانالونو ، په مصر او بین النهرین کې د اوبو لګولو د یو لړ پروژو ، د رومیانو په وسیله د اوبو لګولو نهرونو او د چین په هیواد کې د زاه کښی د پرمختللو سیستمونو جوړول و ښایو . ویتروویوس (Vitruvius) لومړنی فیلسوف وه چې پدی دوره کې ئې د هایدرولوژیکی پروسو او عملیو په هکله مطالعات تر سره کړیدی او همدارنګه د اوبو د زیرمه کولو د کړنلارو په هکله ئې خپل نظریات وړاندی کړیدی .

۲- مشاهداتی دوره (۱۴۰۰- ۱۶۰۰ م) . پدی دوره کې لؤنارډو داوینچي (Leonardo da Vinci) د اوبو د دوران په هکله خپلی د ارزښت وړ لاسته راوړنی ولیکلی .

۳- د محاسبی او اندازه کولو دوره (۱۶۰۰ – ۱۷۰۰ م) . پدی دوره کې د اورښت (Precipitation) ، سطحي جریان (Runoff) او تبخیر (Evaporation) مقدارونه اندازه او همدارنګه د ارتیزیان (Artisan) د

کوهیانو دپاسه د ځانګړو موخو لپاره مطالعات ترسره شول . په ښودل شوی دوره کې د ځینو هایدرولیکی پدیدو په هکله نسبتاً دقیقی وړاند وینی سرته رسیدلی دی . د هایدرولوژیکی دوران لومړنی مفاهیم په همدی دوره کې د فرانسوی څیرونکی پراولت (Perrault) لخوا وړاندی شول او د سن Ia) scinc) د ځینو سیندونو د بهیر د اوربښت مقدار د اندازه کولو څخه په لاس راغلی پایلی په (۱۶۹۴م) کال کې خپری شوی .

۴- عملی – تجربوی دوره (۱۷۰۰ – ۱۸۰۰ م) . پدی دوره کې د هایدرولوژیکی پارامترونو د مقدار د اندازه کولو او محاسبی لپاره نوی وسایل رامنځ ته شول . پیزومتر (Piezometer) ، برنولیس (Bernoulis) او د پیتوت نل (Pittot Tube) پدی دوره کې د جوړو شوو وسایلو څخه عبارت دی چې د هایدرولوژیکی څیړنو او مطالعاتو سره ئې مرسته وکړه .

۵- عصری دوره (۱۸۰۰ – ۱۹۰۰ م) . ددی دوری په اوږدو کې د هایدرولوژی علم او د سطحی اوبو په هکله اساسی کوښښونه شوی دی . د دارسی (Darcy Law) او دالتون (Dalton Law) قانون ، د پوئازوی (Poiseuullic's) ، د شیزی (Chezy) او ماننګ (Manning) معادله کولای شوو چې د کوښښونو بیلګی وښایو .

۶- د آټکلونو (فرضیاتو) د څرګندولو دوره (۱۹۰۰ – ۱۹۳۰) . د هایدرولوژیکی عملیو او پروسو په هکله د زیات شمیر انګیرونو(فرضیاتو) ښکاره کول ددی دوری د ځانګړتیاو څخه عبارت دی . په ښودل شوی دوره کې څیرونکو د هایدرولوژیکی پروسو د ارزونو لپاره زیاد شمیر ریاضیکی افادی وړاندی او په سیندی حوضو کې دبهیر د پارامترونو د اندازه کولو لپاره زیاتی هڅی سرته رسولی دی .

۷- د استدلال دوره (۱۹۳۰ – ۱۹۵۰ م) . د هایدرولوژی د اوسنیو مفاهیمو اساس او طرح د (۱۹۳۰م) کال ته ګرځی ،چې کله شرمان (Le Raj

K.Sherman) هایدرولوژیکی مفاهیم د واحد هایدروگراف (Unite Hydrograph) په سطحي جريان د اضافی اوربښت د بدلیدلو لپاره وړاندی کړ . پدی دوره کې د هورتن (Horton) (۱۹۳۲م) مطالعات چې د سطحو د نفوذ مننی د ځانګړتیاو په هکله اضافی اوربښت د سطحی جريان او نفوذی (Water penetration) اوبو بدلیږی د هایدرولوژیکی مفاهیمو په افاده کولو کې زياته ونډه لری .

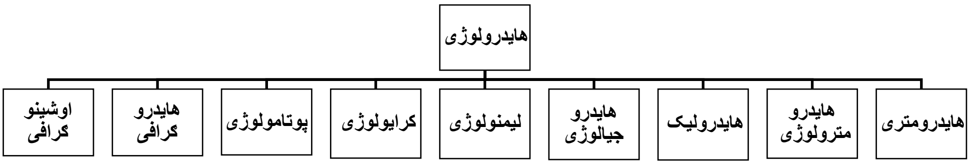
په (۱۹۳۵) کال کې د هایدرولیک په هکله د تیس (Thies) ، په (۱۹۴۷) د اعظمی مقدار د توزیع فرنکاس په هکله د ګامبل (Gumbell) کارونه ، د هواپیژندنی او هایدرولوژیکی مفاهیمو ترمنځ د اړیکو د ټینګولو په هکله د برنارد (Bernard) کارونه او همدارنګه د سیندونو دترسباتو په هکله د اینشتاین (Einstein) تیوری ددی دوری مهمو او رغنده کارونو او مطالعو څخه ګڼل کیږي . په نوموړی دوره کې پر یادوشوو تیوریکی کارونو سربیره زیاتره هایدرولوژیکی مودولونه (ساختمانونه) د څیړنو لپاره جوړ او کارول شویدی .

۸ – د هایدرولوژیکی مفاهیمو په هکله د تیوری ګانو وړاندی کونه (د ۱۹۵۰ کال څخه تر نن پوری) . د محاسبی او اندازه کونی د وسایلو پرمختګ ، د پارامترنو فورمول بندی او په هایدرولوژی علم کې د نوو تیوری ګانو وړاندی کول ددی سبب شوه چې زیاتره هایدرولوژیکی فعالیتونه د نړی په سطح عملی شی او نړیوالی ټولنی د بیلګی په توګه Water Resource Development Center (WRDC); World Meteorological Organization (WMO); International Association of Scientific Hydrology (IASH) ; International Hydrology Decade (IHD) رامنځ ته شوی .

۱-۳. د نورو علومو سره د هایدرولوژی اړیکی

د هغه تعریف له مخی چې د متحده ایالاتو د علومو د دولتی انجمن لـه خوا چې هایدرولوژی ته ورکړل شویدی ویلی شو چې هایدرولوژی د ځمکی په کره کې د اوبو د مطالعی د علم څخه عبارت دی چې د هغی منځ ته راتګ ، په طبعیت کې د اوبـو دوران او د هغـی ویـش ، د اوبـو فزیکـی – کیمیـاوی ځانګړتیـاو ، پـه چاپیریال کې د اوبو عکس العمل او دژونـدی موجوداتـو سره د هغوی د اړیکـی څخه بحث کوی [۵] .

لدی ځایه څخه ویلی شوو چې هایدرولوژی په طبعیت کې د اوبو د داستان څخـه عبارت دی . هایدرولوژی د علم په څیر د ډیروعلومو سره نیږدی اړیکی لـری . نومـوړی اړیکـی پداسـی ډول دی چـې یـا د هایـدرولوژی د علـم بشـپړ (تکمیـل) کونـکی دی او یا داچې هایدرولوژی د هغوی بشپړونـکی ګڼل کیږی .



د ټولو په سرکې هایدرولوژی د هایدرومتری (Hydrometry) ســـــره چې د اوبو او دبهیر د پارامترنو اندازه کونـه ، د اندازه کولو لاری او وسیلی تـر مطالعی لاندی نیسی نیږدی اړیکی لری . د هایدرومتری د علم په مرسته د اوبو د حرکت پارامترونه د بیلګی په توګه د بهیر ژوروالی ، مقدار ،سرعت ، ترسبی رژیـم او د ترسـباتو ډولونــه او داسـی نـور انـدازه کیـږی ، چـې ښـودل شـوی پارامترونـه د هایـدرولوژیکی محاسبو د اساسی مـدرکونو څخـه ګڼـل کیږی . لـه همدی امله ویلی شو چې هایدرومتری د هایدرولوژی د بشپړ کونـکی برخی څخه ده .

۲ – هایدرولوژی د هایدرومترولوژي (Hydro metrology) سره چې د اتمسفیر او د هغه پروسو په هکله علم دی کومی چې په اتمسفیر کې شتون لری او رامنځ کیږی نیږدی اړیکی لری . په لومړی قدم کې د هغی برخی سره چې په هغې کې د اوبو د سطحو د لندبل او تبخیر دوران ارزول کیږی اړیکی لری .

۳ – هایدرولوژی د هایدرولیک (Hydraulic) علم سره چې اوبه او نور ټول مایعات د تعادل و سکون په حالت کې مطالعه کوی نیږدی اړیکی لری . څرنګه چې هایدرولیک د اوبو د حرکت قوانین او مشخصات مطالعه کوی او هایدرولوژی په خپله اوبه د مطالعی لاندی نیسی له همدی امله د هایدرولوژی سره نیږدی اړیکی لری . هایدرولوژی د یوی مجرأ د هایدرولیکی محاسبو لپاره ضروری معلومات سره برابروی .

۴- هایدرولوژی د جیومورفولوژی (Geomorphology) سره اړیکی لری . د اوبو د فعالیت تر اغیزی لاندی د ځمکی د سطحې تشکیل د هایدروسفیر او لیتو سفیر په ښکاره ډول سره لیدل کیږی . د ځمکی سطحې شکل په خپل وار سره د اوبو د بهیر په تشکیل کې مهمی اغیزی لري . له همدی امله هایدرولوژی د جیومورفولوژی سره چې د ځمکې د سطحې د تشکل او بدلون د مطالعی له علم څخه عبارت دی نیږدی اړیکه لری .

۵- هایدرولوژی د هایدروجیالوژی د هغی برخی سره نیږدی اړیکه لری په کومه کې چې د ځمکې لاندې اوبو حرکت ، ویش او منبع مطالعه کیږی . ځکه چې هایدروجیالوژی د ځمکی لاندی اوبه مطالعه کوی او هغه د هایدرولوژی ترکیبی برخه ده له همدی امله نیږدی او مستقیمی اړیکی لری .

۶- لیمنولوژی (Limnology) - د ځمکی د سطحي په داخل کې د اوبو (جهیلونه ، ډنډونه او داسی نور) د مطالعی د علم څخه عبارت دی . پدی علم کې د ځمکی د وچې په دننه د سیندونو ، جهیلو ، ډنډونو او نورو شتو اوبو

فزیکی ، کیمیاوی او بیولوژیکی ځانګړتیاوی تر مطالعی لاندی نیسی . له همدی امله هغه پروسی چې د ذخیره وی بندونو مخ ته سرته رسی همدارنګه د ستروسیندونو مطالعه د لیمنولوژی په حدودو کې شاملیږی .

۷ - هایدرولوژی د کرایلوژی (Cryology) یا کنګل پیژندی د علم سره نیږدی اړیکی لری . کرایلوژی د هغه علم څخه عبارت دی چې په هغی کې د اوبو جامد (واوره ، کنګل) حالت کې مختلف خصوصیات تر مطالعی او ارزونی لاندی نیول کیږی . یا په عبارت کرایلوژی د یخچالونو د بررسی او پیژندنی علم دی . که څه هم یخچال پیژنده (glaciology) په اوسنی وخت کې د ځانګړی علم ځانګه ده خوبیا هم کولای شو چې هغه د کرایلوژی د علم د یوی ځانګې په توګه و پیژنو .

۸- پوتامولوژی (Potamology) . په سیندونو کې د اوبو د بهیر په اړوند مسایل تر مطالعی لاندی نیسی . پدی اړوند د موضوع په فزیکی اړخ زیاتره تائید کیږی نه په بیلوژیکی اړخ .

۹ – هایدروګرافی (Hydrographiy) - د اوبو حالت او دهغی د فزیکی خصوصیاتو په ځانګړی توګه د بیریو (د اوبو ترانسپورت) د مطالعی علم د هایدروګرافی په نامه یادیږي .

۱۰- اوشینګرافی (Oceanography) – په اوشینګرافی کې د سمندرونو فزیکی ، کیمیاوی ، بیولوژیکی اونور خصوصیات تر مطالعی لاندې نیول کیږی . د یادونی وړده چې اوشینګرافی د سمندر پیژندی (Oceanology) د مهمو برخو څخه ګڼل کیږی .

په پای کې باید یادونه وشی چې که څه هم پورته یاد شوی علوم په یوه ډول سره په طبیعت اوبه ترمطالعی لاندی نیسی لاکن دی ټولوته هایدرولوژی نشو ویلی له همدی امله ویلی شو چې د هایدرولوژی د علم سره اړیکی لری .

۱-۴. د اوبو په مختلفو تأسیساتو کې د هایدرولوژی اهمیت

د هایدرولیکی ودانیو د طرح کولو او د هغې د ګټی اخیستنی په ټوله موده کې د هغوی د اداره کولولپاره د هایدرولوژی د علم پر اساساتو پوهیدل اړین اوله هغوی څخه پرته ناشونی دی . پدی معنی چې د هایدرولوژیکی معلوماتو څخه پرته د هغوی د طرح کولو په هکله آن خبری کول هم د امکان څخه لیری دی .
د اوبو د تاسیساتو په ټولو ساحو کې د هایدرولوژی په اساساتو پوهیدل ضروری دی ، په ځانګړی توګه په لاندی ساحو کې د هغولپاره زیاته اړتیا لیدل کیږي :

۱- د اوبو د انرژی د تولید په ساحه کې (Water Power) - د اوبو د بریښنا د استیشن طرح ریزی او د هغی تولیدی قدرت ټاکل یا محاسبه د هایدرولوژیکی ارقامو پوری اړه لری کوم چې نظر وخت ته د اوبو د جریان مقدار د بدلون او د یخ رژیم ښکارندوی دی . د اوبو دبریښنا د انرژي د تولید لپاره د اوبو د سرچینو لټول ، د هغوی د توان اومقدار تثبیتول ، د سیندونو په اوږدو د بریښنا د سټیشنونو د جوړولو لپاره د مناسبو ځایونو ټاکل ، د بریښنا د سټیشن ابعاد ، ډول او ترکیب د سیند د هایدرولوژیکی پارامترونو پوری اړه لری . د بریښنا سټیشنونو ته د اوبو د رسولو د تګ لورو او څرنګوالی ټاکل ، د بریښنا په سټیشن کې د الکترو – میخانیکی تجهیزاتو ابعاد ، شمیر او ډول د هایدرولوژیکی ارقامو پوری اړه لری . معمولاً په هغه سیمو کي چې د سیند هایدروګراف د اوبه ورکونی د ګراف سره سمون نلری د بریښنا د سټیشن په ترکیب کې ذخیره وی بندونه په پام کې نیول کیږی چې د ذخیره وی بند ابعاد (کاری ، اضافی حجم او آزاده ارتفاع) نظر د بهیر څوکلن منځنی او اعظمی مقدار ته ټاکل کیږی او همدارنګه د ذخیره وی کاسی مړه حجم ابعاد نظر د سخت بهیر مقدار (ترسباتو) ته محاسبه کیږی [۷،۸] .

۲- اوبه لګونه (Irrigation) – د کرنیزو ځمکو د اوبو کولو او د هغوی د اصلاح کولو لپاره ضروری ده چې د سیند د اوبو بهیر د مقدار ، د هغی د بدلون د قانونمندی په هکله معلومات ولرو تر څو چې د هغی پربنسټ د ځمکو د اوبو کولو لپاره منبع و ټاکو . همدارنګه د هغه نم لرونکو ځمکو د وچولو لپاره (Land drainage) د هایدروجیالوجیکی ارقاموته اړتیا ده کوم چې د تر ځمکی لاندی اوبو سطحه ښیی . د اوبولګولو د سیستم د ډول ، ترکیب او ابعاد د منبع د هایدرولوژیکی ارقامو او د بهیر مقدار د اصغری ، څوکلن منځنی او اعظمی مقدار د بدلون پوری اړه لری . د بیلګی په توګه که چیری نظر وخت د سیند د اوبو د سطحی ګراف $(H = f(T))$ ولرو پدی صورت کې کولای شوچې نظرد اوبه کونی ساحی اعظمی نښانی او په منبع کې د اوبود اصغری نښانی ته د اوبه نیونکی ساختمان (Intake) په ترکیب کې د اوبه ګرځونی بند (Diversions Dam) شامل کړو او که نه . او همدارنګه که چیری د سیند د سخت بهییر په هکله اړوند معلومات ولرو کولای شو د اوبو لګولو د سیستم په ترکیب د ترسبګاه د شاملو په اړوند تصمیم ونیسو .

۳- اوبه رسونه (Water Supply) - د اوسیدنی او صنعتی سیمو اوبه رسونه او همدارنګه د ښارونو ساتنه د اوبو د بدو اغیزو (سیلابونو) څخه د سیندونو د رژیم د بدلون پوری اړه لری چې دا کار د هایدرولوژی پوری اړه لری چې په سیندونو کې د اوبو مقدار نظر وخت ته څرنګه بدلون مومی اوپه هغوی کې د اوبو سطحه تر کوم حد پوری لوړیږی . په همدی ډول سره تر ځمکی لاندی اوبو د کیفیت په هکله هم باید معلومات شتون ولری . ترڅو چې د هغوی پر بنسټ د اوبه رسونی منبع و ټاکو .

۴- د اوبو ترانسپورت (Water Transportation) - د اوبو ترانسپورت موضوع اساس د سیندونو ، سمندرګیو ، سمندرونو د رژیم مطالعه تشکیلوی .پدی معنی چې د وخت په ځانګړو شیبو کې د اوبو عمق ، سرعت ،میلان ، د

موج (څپو) شتون او د هغی عوامل چې د اوبو د ترانسپورت د ډول د ټاکلو لپاره د ضروری موادو څخه ګڼل کیږي . چې دا کار هم یوازی د هایدرولوژیکی ارقامو د شتون په صورت کې شونی دی .

۵- د کبانو روزنه (Fish Culture and Wild life) - د کبانو د روزنی او ښکار لپاره د اوبو د زیرمو د رژیم مطالعه هم ډیره ضروری ده چې دغه کار هم د هایدرولوژی څخه پرته شونی ندی .

په پای کی باید یادونه وشی چې د ذخیره وی بندونو اویا د نورو هایدروتخنیکی ساختمانونو د جوړولو لپاره د منبع د هایدرولوژی په هکله معلوملات ځانګړی اهمیت لری بی له هغی څخه امکان نه لری .

د هایدرولوژی هغه برخه چې د پورته ښودل شوو ساحو د مسایلو اساسی حل تر مطالعی لاندی نیسی د انجینری هایدرولوژی په نامه یادیږی .

۱- ۵ . پایلې

د اتمسفیر، ځمکې او د ځمکی لاندی په ګډون د اوبو د رامنځ ته کیدو ، ویش او حرکت په هکله بحث کونکی علم د هایدرولوژی په نامه یادیږی. ددی فصل د اړوندو پاراګرافونو د مطالعی څخه دی پایلې ته رسو چې د هر ډول هایدرولیکی ودانیو او د اوبو د تاسیساتو طرح کول د هایدرولوژیکی مدرکونو د شتون څخه پرته شونی ندی . که چیری کومه هایدرولیکی ودانی د طرحه کولو په هکله د منبع (سیند) په اوږدو د بهیر مقدارد بدلون د قانونمندی څخه پرته پریکړه وشی درسته به نه وی .

۱- ۶ . کنترولی پوښتنی

۱- د هایدرولوژی علم تعریف کړی .

۲- د هایدرولوژی د علم د ترکیبی برخو نومونه واخلی .

۳- د هایدرومیتری علم کوم موضوعات مطالعه کوی ؟

۴- د هایدرولوژی او د هایدرولیک علم ترمنځ د اړیکې وجهه څه ده .

۵- د هایدرولوژی د علم د اساساتو څخه د اقتصاد په ساحو کې څه ډولکار اخلی ؟

۶- د اوبو د بریښنا د انرژی په تولید کې د هایدرولوژیکی پارامترنوو څخه په څه ډول کار اخلی د مثال په وړاندی کولو سره ئې تشریح کړی .

دوهم فصل

په طبیعت کې د اوبو دوران

۲-۱. سریزه

دځمکی د کری پرمخ او د هغی د چاپیریال اتموسفیر کې د اوبو د حرکت د شکل بدلون ،د موقیعت بدلیدنه ، تغذیه او ضایعات ټول پراونه او ذخیره په طبیعت کې د اوبو دوران په نامه یادیږی . یا په بل عبارت په هایدروسفیر (Hydrosphere) کې چې په عمومی توګه $(16km)$ پنډوالی لری چې لدی جملی څخه یی $(15km)$ اتموسفیر او پاتی یو کیلومترد ځمکی (Lithosphere) په داخل کې ځای لری) د اوبو د حرکت د شکل بدلون ،د موقیعت بدلیدنه ، تغذیه او ضایعات ټول پراونه او ذخیره په طبیعت کې د اوبو د دوران په نامه یادیږی . همدارنګه د اتموسفیراو د ځمکی ترمنځ د لمدبل (رطوبت) دایمی تبادله په طبیعت کې داوبو د دوران څخه عبارت دی .

په هایدروسفیر کې اوبه د فزیکی جسم په توګه کولای شی په دریو حالاتو (جامد ، مایع ، غاز) سره شتون ولری.

په اتموسفیر کې اوبه د بړاس په حالت سره شتون لری لری . په جامد حالت سره اوبه د دایمی کنګلونو (یخچالونو) او د واورو په شکل د ځمکی پرمخ شتون لری . د ځمکی پرمخ اوبه د سطحی بهیر (Run-off) په شکل په سیندونو ، خوړونو ، ویالو او شیلو کې او د ځمکې په لاندینو طبقو کې د ځمکی لاندی اوبو په شکل شتون لری .

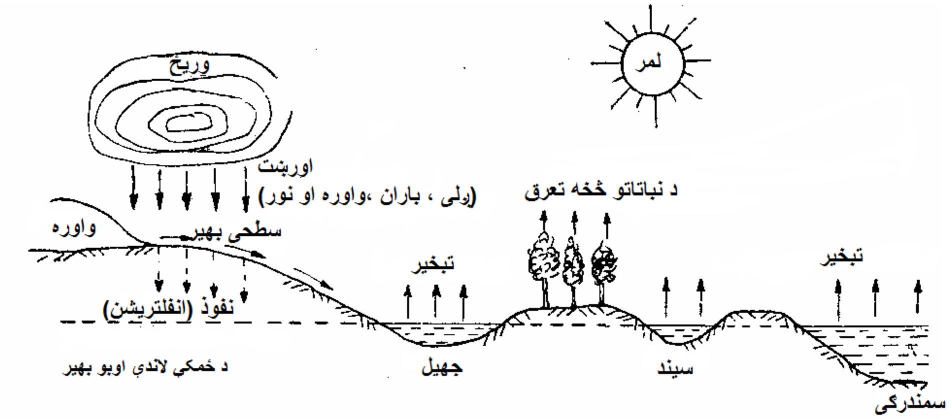
په طبیعت کې د اوبو د دوران اصلی عامل (سبب) د لمر انرژی ده چې په منځنی توګه په کال کې $13,4.10^{23}$کیلو کالوری ځمکی ته رسی چې د اوبو د تبخیر سبب ګرځی [۵] .

۲-۲. په طبیعت کې د اوبو دوران

دځمکی د کری پرمخ او د هغې د چاپیریال اتموسفیر کې د اوبو د حرکت د شکل بدلون ،د موقیعت بدلیدنه ، تغذیه و ضایعات ټول پړاونه او ذخیره په طبیعت کې د اوبو دوران په نامه یادیږی . یا په بل عبارت په هایدروسفیر کې چې په عمومی توګه $(16km)$پنډوالی لری چې لدی جملی څخه یی $(15km)$ اتموسفیر او پاتی یو کیلومترد ځمکی (Lithosphere) په داخل کې ځای لری د اوبو د حرکت د شکل بدلون ،د موقیعت بدلیدنه ، تغذیه او ضایعات ټول پړاونه او ذخیره په طبیعت کې د اوبو دوران په نامه یادیږی . همدارنګه د اتموسفیراو د ځمکی ترمنځ د لمدبل (رطوبت) دایمی تبادله په طبیعت کې داوبو د دوران څخه عبارت دی .

په طبیعت کې د اوبو د دوران د پیل او پای نقطه معلومه نده . پدی ترتیب چې اوبه د سمندرونو د سطحو او د ځمکی د وچی د پورتنی برخې څخه د لمر د وړانګو (د لمر انرژی) له امله تبخیر او اتموسفیر ته پورته کیږی او په اتموسفیر کې د ځانګړو عواملو او میخانیزمونو د شتون له امله د اوبو براسونه د اتموسفیری ترسباتو په شکل (باران ، ږلی ، واوره ...) د ځمکی پرسطح او یا د سمندرونو په سطح ترسب کوی . اتموسفیری ترسبات (Precipitation) کیدای شی د لاندی حالاتو سره مخامخ شی : که چیری د هغوی مقدار لږوی مخکې لدی چې ځمکی ته ورسیږی بیرته په براس بدلیږی او تبخیر کیږی، یا مخکې لدی چې ځمکې ته را ورسیږی د ونو یا نورو نباتاتو د پاڼو د پاسه د څه وخت لپاره تم کیږی چې نوموړی عملیی ته Interception وایی چې وروسته د شرایطو د برابریدو په صورت کې د اوربنت نوموړی برخه هم بیرته اتموسفیر ته تبخیر کیږی او یا د ځمکی پرمخ جاری کیږی (سطحی بهیر) Run – off او یا په خاورو کې نفوذ کوی . نفوذی اوبه هم په موقتی ډول سره د ځمکی د کرنیز قشر په سوریو کې د لمدبل

(رطوبت) په شکل سره ذخیره کیږی ، چې وروستته د تبخیر له امله هواته پورته کیږی او یا داچی د ځمکی لاندی اوبو زیرمی جوړوی چې پای کې د چینو ، کاریزو او د زیم له لاری د سیندونو مجرأ ته داخلیږی او سر له نوی څخه د ځمکی پرمخ ښکاره کیږی . پدی ټولو حالاتو کې اتموسفیرته د اوبو په تبخیر کیدو سره هایدرولوژیکی سیکل (په طبیعت کې د اوبو دوران) بشپړ کیږی . په (۱-۱.شکل) کې په طبیعت کې د اوبو د دوران شیمأ ښودل شویده . څرنګه چې په پیل کې یادونه وشوه چې په طبیعت کې د اوبو دوران پیل او پای معلوم ندی .لاکن داسی ویل کیږی چې په طبیعت کې د اوبو دوران پیل ښایی چې د سمندرونو د سطحو څخه د اوبو د تبخیر څخه پیل شي . ځکه چې د ځمکی کری نیږدی (75%) **سمندرونه تشکیلوی .**



۱-۱.شکل. په طبیعت کې د اوبو د دوران شیمأ

۳-۲. په طبیعت کې د اوبو د دوران پروسی

په طبیعت کې د اوبو دوران یو ساده پروسه نده بلکی د څو ځانګړو پروسو څخه مرکبه پروسه ده چې عبارت دی له : اوربښت (Precipitation) ، تبخیر (Evaporation) ، تعرق (Transpiration) ، تبخیر – تعرق

(Evapotranspiration) ، نفوذ (Infiltration) ، سطحی جریان (Run – off)، د ځمکی لاندی اوبو جریان . په طبیعت کې د اوبو د دوران ښودل شوی پروسی په لنډ ډول سره تر مطالعی لاندی نیسو .

اورښت (Precipitation) : د اوبو هغه مقدار چې د ځمکی د وچی او د سمندرونو د سطحو څخه تبخیر کیږی په مؤقت ډول د اتموسفیر په کښتنیو طبقو کې د بړاسونو په بڼه (شکل) ذخیره کیږی. د اوبو بړاسونه په اتموسفیر کې د ځانګړوفزیکی عملیو په ترڅ کې سره یوځای کیږی (متراکم کیږی) او د وریځوپه شکل سره څرګندیږی چې د مشبوع کیدو څخه وروسته د اوبو د څاڅکو یا د کنګل د ذرو بڼه ځانته غوره کوی او په ځانګړو شکلونو سره د بیلګې په توګه د باران ،واوری ، ږلی ، .. . چې د اتموسفیری ترسباتو په نامه یادیږی د دوهم ځل لپاره ځمکی راګرځی . یا په لنډ ډول ویلای شو چې د اتموسفیر څخه ځمکی مخ ته د هرډول لمدبل (رطوبت) لیږد د اورښت په نامه یادیږي . اورښت داسی یوه پدیده چې ډیر کم کولای شی چې په مستقیمه توګه په هغه کې مداخله او هغه تخسیر کړی . لدی ځایه دی پایلې ته رسیږو هغه نظر ونه چې د ځینو هایدرولیکی طرحو له لاری د مصنوعی سیندونو ، جذیرو ، ذخیره وی بندونو او د شنو ساحو د پراختیا په وسیله د هوا تعدیل د اورښت د زیاتوالی سبب ګرځی ترزیاته حده پوری درست نده . په عمومی توګه هر کال د سمندرونو پر سطح $(1278mm)$ او د ځمکی د وچې پرمخ د $(865mm)$ په حدودو کې اورښت شتون لری [۳] .

تبخیر (Evaporation) :د هر ډول لمدی سطحی د بیلګې په توګه د اوبو د آزادی سطحی او یا د لمدی خاوری د سطحی څخه اوبه د مایع شکل څخه په بړاس (بړاس د مایع او د غاز ترمنځ حالت دی) بدلون عملیه او اتموسفیر ته دهغی د لیږد پدیده (پروسه) د تبخیر په نامه یادیږی . یا په بل عبارت د لمر د وړانګو له اغیزی د اوبو د آزادی سطحی یا د ځمکې د لمدی سطحی څخه

اتموسفير ته د اوبو د ماليکولونو د تيښتى (فرار) عمليه د تبخير په نامه يادېږى. تبخير ځانګړى ډولونه لرى چې په خپل ځاى کې د هغو په هکله معلومات وړاندى شى . د تبخير شوو اوبو مقدار د ډيرو عواملو پورى اړه لرى چې مهم يى عبارت دى له د هوا د تودوخى درجه ، د باد سرعت ، د لمر د وړانګو شدت ، د هوا شدت او داسى نور . د تبخير په هکله څېړنى ښيى چې د تبخير په پروسه کې د انسان مداخله په پراخه پيمانه چندان مؤثريت نلرى . د څيړنيزو ارقامو په اساس ويل کيږى چې په منځنى توګه هرکال د سمندرونو د سطوحو څخه $(1400mm)$ اوبه اتموسفير ته تبخير کيږى [۳،۲۰].

تعرق (Transpiration) : وروسته لدى چې اوبه دسوريو (منفذونو) له لارى د خاورو داخل ته ننوځى يوه برخه د هغى د بوټو (نباتاتو) د ريښو په وسيله جذبيږى . هغه معدنى مواد چې په اوبو کى شتون لرى د نبات د ريښو په وسيله جذب او اوبه د نبات په ساختمان کې حرکت کوى . د نبات دريښو په وسيله جذب شوى اوبه د هغه سوريو له لارى چې د نبات په پاڼو کې شتون لرى خارج او اتموسفير ته ليږدى. ښودل شوى فزيکى – بيولوژيکى پديده د خولى (تعرق) په نامه يادېږى چې د ماهيت له مخى د تبخير سره ورته والى لرى . په حقيقت کې تعرق د نباتاتو د تنفس او د فوتو سنتز د عمليى د اجزاو څخه عبارت دى . د ياد ولو وړ ده چې د تعرق مقدار په نباتاتو کې د هغوى فيزولويکى جوړښت پورى اړه لرى .

تبخير – تعرق (Evapotranspiration) : پدى دليل چې د آبريز په حوضو کې د دو پديدو يعنى د خاورى د لمدى سطحى څخه تبخير او د نباتاتو د سطحو څخه د تعرق بيلول ستونزمن دى نو له همدى امله دغه دواړه پديدى سره يوځاى د تبخير – تعرق په نامه يادېږى . څيړنى ښيى چې د اوبو هغه اندازه چې ځمکى ته داخليږى د هغى نيمه برخه د تبخير – تعرق له لارى اتموسفير ته داخليږى .

نفوذ (Infiltration) : د خاورو په سوریو (منفذونو) کې د اوبو ننوتل د نفوذ په نامه یادیږی . څرنګه چې د اوبو د نفوذ سرعت په خاورو کې د خاوری د فزیکی – کیمیاوی ځانګړتیاو پوری اړه لری نو له همدی امله د اوبو اندازه د یوی نقطی څخه بلی نقطی ته ډیر زیات توپیر لری . نفوذ موندنه د خاوری د فزیکی ځانګړتیاو څخه یو ه ځانګړتیا ده چې په خاورو کې د اوبو د ننوتو (داخلیدو) د سرعت ښکارندوی ده . د ځمکی د سطحی وضیعت هم د نفوذ پرمقدار زیاته اغیزه لری . متراکمی شوی خاوری او ځینی مصنوعی پوښښونه د بیلګې په توګه د ډبرو فرش (سنګ فرش) ، کانکریت ، اسفالت کانکریت او داسی نور د نفوذ مقدار په کافی اندازه کمه وی . سربیره پردی چې نباتی پوښښ هم د نفوذ پرمقدار اغیزه لری. د بیلګی په توګه د ځنګلی ساحی نفوذ موندنه نسبت متراکم شوی خاوری ته ډیر زیات دی . د نفوذ پر مقدار نور اغیزمن عوامل د ځمکی میل ، لوړی او ژوری ، د خاورو د سطحی زیږوالی او د انسان فعالیت و ښایو .

عمقی نفوذ (Deep percolation) : د اوبو هغه برخه چې د خاورو په داخل کې نفوذ کوی، د خاورو په داخل کې خپل حرکت ته تر هغی پوری دوام ورکوی ترڅو چې د ځمکې اوبه لرونکو قشرونو سره یو ځای شی . ښودل شوی پروسه چې د ځمکې لاندی اوبو د حجم د زیاتوالی سبب ګرځی د عمقی نفوذ یا د ځمکی لاندی اوبو د تغذیی په نامه یادیږی . د ځمکې لاندی اوبو په تغذیه او نفوذ کې اساسی محرک عامل د ثقل قوه او داوبود بهیر په مقابل کې د خاورو مقاومت څخه عبارت دی . د یادونی وړده چې عمقی نفوذ د سطحی نفوذ سره یو شی و نه بولو ، ځکه چې سطحی نفوذ هوا څخه خاورو ته د اوبو د ننوتو عملیه ده او عمقی نفوذ د خاورو په داخل کې د اوبو د ځای په ځای کیدو (Redistribution) د عملیی څخه ګټل کیږی .

سطحی بهیر (Run-off) : د اتموسفیری ترسباتو هغه برخه چې د ځمکې پرمخ بهیږی او د سطحی اوبو زیرمی د بیلګې په توګه د سمندرونو ، سیندونو ، شیلو ،خوړونو ، ډنډونو سره یوځای کیږی د سطحی بهیر په نامه یادیږی .سطحی بهیر هغه وخت رامنځ ته کیږی چې د اوربښت اندازه په خاورو کې د اوبو د نفوذ سرعت څخه زیات او همدارنګه د ځمکی د مخ ناهمواریو (لوړو او ژورو) د ډکیدو څخه زیاد وي . د اوبو هغه مقدار چې د ځمکې په سطحه کې په موقتی توګه ساتل کیږی د سطحي ذخیری (surface storage) یا د (Depression storage) په نامه یادیږی . که چیری د اتموسفیری ترسباتو مقدار د سطحی جریان (Surface flow) او د ځمکې پرمخ د جریان (Overland flow) مترادف اصطلاحات دی چې د هایدرولوژیکی سیکل په پیژندنی کې کارول کیږی .

د سطحی لاندی جریان (Sub-surface flow) : د اوبو هغه برخه چې د خاورو په دننه کې نفوذ کوی د خپل تګ لاری په اوږدو د نفوذ نه وړ طبقو سره د داسی خنډونو (موانعو) سره مخامخ شي چې د هغوی له لاری د اوبو تیریدل ممکن نه وی . پدی صورت کې د ښودل شوی طبقی د پاسه اوبه وروسته له تولیدو څخه ارخین حرکت غوره کوی او د خوړ په اوږدو په حرکت راځي ، چې ددی کار په پایله کې د سیندونو ، جرونو ، شیلو او سمندرونو سره یو ځای کیږی . ښودل شوی پروسی ته داخلی بهیر (Inter-flow) اویا د سطحی لاندی بهیر (Sub-surface flow) ویل کیږی . ځینی وختونه نفوذی اوبه په ځانګړی توګه په میلان لرونکو ځمکو کې د هغوی د میل په اوږدو د خاورو د سطحو لاندی د سطحي بهیر سره موازی حرکت کوی چې ښودل شوی بهیر ته په ځنډ رسیدونکی بهیر په نامه یادوی . دغه ډول بهیر د ځمکې لاندې بهیرونو څخه ګنل کیږی یوازنی توپیرچې د Sub-surface flow سره لری هغه نظر د ځمکې سطحی ته د هغی ژوروالی او محل دی . پدی ترتیب چې په

ځنډ رسیدونکی بهیر د ځمکې د سطحی څخه په کم ژوروالی سره بهیږی . د بیلګې په توګه په ځینو وچو سیندونو کې لیدل کیږي چې د سیند د تل (بستر) لاندی بهیږی . که چیری د هغوی په مقابل د ځمکې لاندی بند (Dam) جوړشي د وخت په تیریدو سره د بند شاته اوبه جمع کیږی او د ځمکې سطحی ته راوزی . د یادولو وړ ده چې دسطحی لاندی بهیرونه باید د ځمکی لاندی اوبو ژور بهیر سره یو شان ونه بولو .

د ځمکې لاندی اوبه (Ground water) : د ځمکې لاندی هغه اوبو ته ویل کیږی چې د ځمکې لاندی په مشبوع شوو طبقو کې سره ټولی شوی وی . ټبودل شوی اوبه د هایدرولوژیکی سیکل کې د مجموعی اوبو (4%)چې په فعال ډول سره برخه اخلی تشکیلوی [۳] . د نړی نیږدی (50%) وګړی خپل د څښاک اوبه د ځمکې لاندی اوبو څخه برابروی . زمونږ په هیواد کې د اوبه رسونی زیاتره شبکی خپل د اړتیا وړ اوبه د ځمکی لاندی اوبو د زیرمو څخه برابروی . سربیره پردی د ورستنیو وچ کالیو له امله د هیواد زیاتره بزګران د خپل د ځمکو د خړوبولو په منظور هم ددی ډول زیرمو څخه کار اخلی . د ځمکی لاندی اوبو بهیر (Ground water) په هایدرولوژیکی سیکل په پای کې سیندونو او سمندرونو ته راوځی اویا داچې په جهیلونو او ډنډونوکې پای ته رسی . په عمومی توګه د اوربښت د مجموعی مقدار (865*mm*)څخه چې په منځني ډول سره د اتموسفیر څخه د ځمکې پرمخ د اتموسفیری ترسباتو په شکل ترسب کوی . د ښودل شوی مقدار څخه (558*mm*)د تبخیر او تعرق په شکل سر له نوی اتموسفیر ته ګرځی . داوربښت د پاتي شوی مقدار څخه (195*mm*) د سطحي بهیر په بڼه د سیندونو له لاری سمندرونو ته رسی او (112*mm*)په خاوره کې نفوذ کوی چې د ځمکې لاندی اوبه تشکیلوی . د ځمکې لاندی اوبه په پای کې د چینو له لاری او د ځمکې لاندی بهیر په شکل سیندی مجرأو ته داخلیږي او له هغه ځایه څخه سمندرونو ته رسی . لدی ځایه ویلی

شوو چې په مجموعی توګه د ځمکې د کرې ځخه د طبیعی مجرأو له لاری بهیرونه چې سمندرونو ته رسی $(307mm)$تشکیلوی .

۲-۴. د اوبو تعادل (د اوبو بلانس)

د وخت په ټاکلی انتروال کې د یو ټاکلی ساحی (Object) لپاره د ننوتونکو (داخلیدونکو) او وتونکو (خروجي) اوبو نسبت د زیرمو په پام کې نیولو سره د اوبو د تعادل په نامه یادیږی.

د مطالعی لاندی د یویی ټاکلی ساحی لپاره په یوه ټاکلی وخت کې د اوبو د داخلیدونکی او خروجی مقدار پروسه د هغوی زیرمو د بدلون په پام کې نیولو سره د اوبو د تعادل په نامه یادیږی .

ددی لپاره چې د ځمکی د کری لپاره د اوبو د تعادل معادله ولیکو د ځمکی د وچی او سمندرونو ته د بهیر داخلیدونکي او د خروجي مقدار د مساوات شرایط لیکو

د ځمکې د کرې د وچی برخی لپاره

$$P_0 + R = E_0 \qquad (۲-۱)$$

د سمندرونو لپاره

$$P_s - R = E_s \qquad (۲-۲)$$

د (۲-۱) ا و(۲-۲) د مساواتونو د طرف په طرف جمع کولو څخه په لاس راځي

$$P_s + P_0 = E_s + E_0 \qquad (۲-۳)$$

پورتنی معادله ددی ښکارندوی ده چې د ځمکې د وچې او د سمندرونو د سطحو څخه د تبخير مقدار د اتموسفيری ترسباتو د هغه مقدار سره مساوی دی چې د ځمکې د وچې او د سمندرونو ، سمندرګيو ، جهيلونو پر سطحو ترسب کوی .

رياضيکی افاده چې د اوبو تعادل تشريح کوی د اوبو د تعادل (Water Balance equation) معادلی په نامه يادېږی . د اوبو د تعادل معادله کيدای شی چې د اوبو د يو ټاکلی ساحی (ډنډ ، ذخيره وی بند او داسی نور) ، سيندی حوزی ، ديوه مساحت د يوی برخی ، د هايدرولوژيکی منطقی ، هيواد ، قاره او د ځمکی کری لپاره ترتيب شی . د اوبو د تعادل معادله د مادی د تحفظ قانون افاده کوی .

(۳-۲) معادله د ځمکې لپاره د اوبو د تعادل معادلی اجزأو ترمنځ نسبت افاده کوی .

په پورتنيو رابطو کې :

E_0 - د سمندرونو ، سمندرګيو د سطحی څخه اتمسفير ته د کلنی تبخير منځنی مقدار ؛

E_s - د ځمکی د وچی د سطحې څخه اتمسفير ته د کلنی تبخير منځنی مقدار ؛

P_0 - د سمندرونو او سمندرګيو د سطحو د پاسه د اورښت (اتمسفيری ترسباتو) منځنی کلنی مقدار ؛

P_s - د ځمکی د وچی دسطحو له پاسه د اورښت (اتمسفيری ترسباتو) منځنی کلنی مقدار ؛

R - د سطحی جريان قشر دی چې د ځمکی د وچی څخه سمندر ته رسی .

د براعظم (قاری) د څوکلن پړاو لپاره د اوبو د تعادل معادله کولای شوچې په لاندی شکل سره وليکو

$$P_a + P_E + P_k = R + U + E \qquad (۲-۴)$$

په پورتنی رابطه کې :

P_a - د اتمسفیری ترسباتو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د سمندر او یا د ټاکلی ساحی څخه د رطوبت د لیږد له امله رامنځ ته کیږی ؛

P_E - د اتمسفیری ترسباتو له هغه مقدار څخه عبارت دی چې د ځائی (موضعی) تبخیر له امله رامنځ ته کیږی ؛

P_k - د اتمسفیری ترسباتو هغه مقدار دی چې د رطوبت تکاثف (متراکموالی) له امله رامنځ ته کیږی ؛

R - سیندی (دریائی) بهیر یا د سطحی قشر ؛

U - د ځمکی لاندی اوبه ؛

E - مجموعی تبخیر .

څرنګه چې د اوربښت بیلول نظر د هغوی لامل ته ګران دی نو له همدی امله په عملی محاسبو کې هغه په مجموعی شکل په پام کې نیسی چې په پایله کې د اوبو د تعادل معادلی ترکیبی اجزاوی په ساده شکل سره کاروی

$$P = R + U + E \qquad (۲-۵)$$

په پورتنی معادله کې :

P - د براعظم د پاسه د لمدبل د تراکم په شمول د اتمسفیری ترسباتو مجموعی مقدار چې په ځینو سیموکې کیدای شی په کافی اندازه مقدار جوړکړی .

د ځمکی په کره کې د شتو اوبو مقدار ثابت او محدود دی لدی ځایه څخه د ځمکې د هایدرولوژیکی سیستم کولای شو چې یوتړلی سیستم فرض کړو .

ځرنګه چې په عملی ساحه کې معمولاً دیوه واړه سیستم سره سروکار لرو د بیلګی په توګه د آبریزد یوی حوزی ، ذخیره وی بند او داسی نور پدی صورت کې نشو کولای دا ډول سیستمونه تړلی فرض کړو . پدی حالت کې د اوبو تعادل کولای شو د لاندی ریاضیکی رابطی په شکل سره ولیکو

(۲-۶) $$I - Q = \Delta S$$

او که چیری وخت هم شامل کړو په هغه صورت کې نوموړی رابطه لاندی شکل غوره کوی

(۲-۷) $$I(t) - Q(t) = \Delta S(t)$$

په پورتنی معادله کې :

$I(t)$- سیستم ته نظر وخت ته دخولی بهیر مقدار ؛

$Q(t)$- د سیستم څخه نظر وخت ته د خروجی بهیر مقدار؛

$\Delta S(t)$ - په سیستم کې نظر وخت ته د اوبو د مقدار بدلون اندازه ښیی .

ځرنګه چې مخکې یادونه وشوه (۳-۲)،(۵-۲) او (۷-۲) معادلی د اوبو د تعادل اساسی معادلو څخه عبارت دی چې د اوبو د بیلانس په محاسبو کې نظر د آبریز د حوضی سیستم (د اوبو تأسیساتو) ته تری کار اخیستل کیږی . د بیلګی په توګه که چیری (۷-۲) معادله نظر (۱-۱.شکل) ته ولیکو لاندی شکل غوره کوی

(۲-۸) $$P - R - G - E - T = \Delta S$$

پدی ترتیب سره دآبریز په حوزه کې د اوبومقدار چې ذخیره کیږی د اورښت مقدار (P) او د ضایعاتو د تفاوت سره مساوی دی چې عبارت د سطحي بهیر (R)، د ځمکی لاندی اوبه (G)، تبخیر (E)، تعرق (T) . ځرنګه چې مخکې یادونه وشوه د تبخیر او د تعرق بیلول ګران کار دی او معمولاً هغه سره یو

ځای یعنی تبخیر – تعرق (ET) په شکل اندازه کیږی چې په پایله کې پورتنی رابطه لاندی بڼه غوره کوی

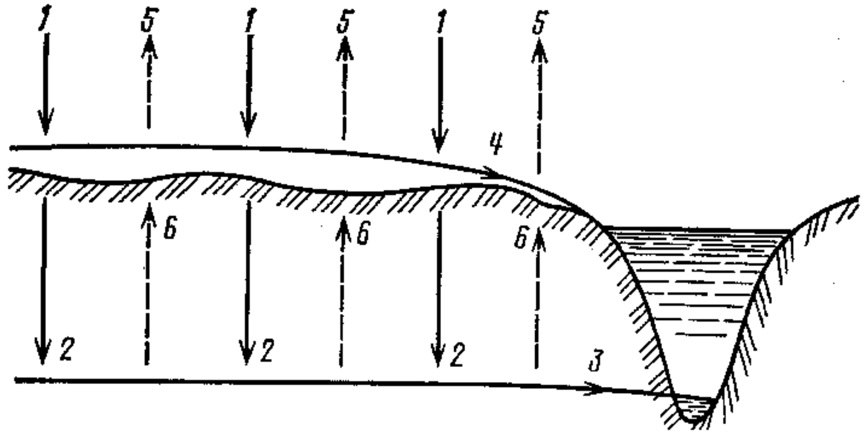
$$P - R - G - ET = \Delta S \qquad (۲-۹)$$

د ښودل شوی معادلی په کاورولو کولای شو چې په یوه ټاکلی وخت او ټاکلی ساحی څخه د تبخیر مقدار یا د سطحی بهیر قشر او داسی نور اړوند پارامترونه محاسبه کړو .

۲-۵ . د سیندی حوزی د اوبو د تعادل معادله

د سیند (یا د سیندی سیستم) اوبرغږلی (آبریز) ساحه (Drainage Basin or Catchment area) او د ځمکی ټول پنډوالی (ضخامت) چې د هغوی اوبه په سیند کې توئیږی (راټولیږی) د سیندی حوزی په نامه یادیږي . د سیندونو مجموعه چې سره یوځای کیږي او خپلی اوبه په ګډ ډول د مجموعی بهیر په شکل سره لیږدوی د سیندونو د سیستم په نامه یادیږی . د هرسیند (جهیل ، ذخیره وی بند ...) د اوبرغږلی حوزه د سطحی اوبو او د ځمکی لاندی اوبو د اوبرغږلو څخه متشکله ده ، چې د دوی پولې سره منطبق ندی . د ځمکی د وچې هغه برخه چې اوبه ئې سیند ، جهیل یا د سیندونو سیستم ته جریان کوی د سیند د سطحی اوبرغږلی (آبریز) د ساحی په نامه یادیږی . د خاوری (ځمکی) پنډوالی چې د هغوی څخه اوبه سیند (جهیل ، د اوبو ذخیری) لوری ته جریان لری (یا توئیږی) د ځمکی لاندی اوبرغږلی ساحی په نامه یادیږی . ددی مطابق بهیر په سطحی او ځمکی لاندی ویشی . په لاندی شکل کې د سیندی حوزی د تعادل شیمأ ښودل شویده .

د اوبو د تولیدو د حوزی سطحه د ابریزه یی پولو(Watershed)په وسیله وی وی ، چې دغه خطونه د همغه سطحې د لوړو نقطو څخه تیریږي ، او د جغرافیه وی نقشو او پلانونو په وسیله ټاکل کیږي . د سیندونو سطحی او د ځمکې لاندی اوبرغږلی حوزی له یوبل سره مطابقت نلری . دغه نه مطابقتوالی په کوچینیو سیندونو کې او په هغه سیندونو کې چې د جیولوجیکی شرایطو له امله د حوزو ترمنځ په پراخه پیمانه د اوبو تبادله ترسره کیږی لیدل کیږی .



۲- شکل . د سیندی حوزی د اوبو د تعادل شیمأ

۱- اتموسفیری ترسبات ؛ ۲- انفلتریشن ؛ ۳- د ځمکی لاندی اوبو بهیر؛ ۴- سطحی بهیر؛ ۵- تبخیر ؛ ۶- کاپیلیاری پورته کیدنه (صعود) .

د سیندی حوزی د اوبو د تعادل د معادلی اساسی اجزاوی عبارت دی له ترسباتو (P) ، سطحی بهیر (R) او تبخیر (E) . په یو ه ټاکلی او محدود وخت (کال ، میاشت) کې د سیندی حوزی د اوبو د تعادل د معادلی د ترتیب کولو په صورت کې لازمه ده چې د رطوبت (U) بدلون په حوزه کې د واوری د قشر د پنډوالی زیاتوالی او کموالی ، د اوبو د زیرمو بدلون (جهیلونو ، سیندونو ، سمندرونو) ، د سطحي او د ځمکی لاندی اوبو مصرف کیدل او اضافه کیدل په پام کې ونیول شی . د (U) کمیت کیدای شی چې مثبت او یا منفی وی ؛ په

همدی ترتیب د ګاونډیو حوزو د ځمکی لاندی اوبه (W) نظر د سطحی او د ځمکی لاندو حوزو نه مطابقت کولو ته په پام کې نیسی . د (W) مقدار هم کیدای شی چې منفی یا مثبت وی . په پایله کې د اوبو د تعادل معادله لاندی شکل غوره کوی

$$P = R + E \pm U \pm W \qquad (۲-۱۰)$$

د (W) کمیت د اوبرغړلی د مساحت په زیاتیدو سره کمیږی . له همدی امله د سترو مساحتونو لپاره هغه د صفر سره مساوی قبلوی $(W = 0)$. ددی کار په پایله کې پورتنی معادله لاندی شکل غوره کوی

$$P = R + E \pm U \qquad (۲-۱۱)$$

ددی معادلی څخه د وخت د یو کلن انتروال لپاره کاراخلی .

د وخت د n کالونو په انتروال کې د اوبو د تعادل معادله لاندی شکل غوره کوی .

$$\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} P = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} R + \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} E \pm \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} U \qquad (۲-۱۲)$$

د نوموړی معادلی په ښی خوا کې دریم جز صفر ته تقرب کوی یعنی $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} U = 0$. په پایله کې پورتنی معادله لاندی شکل غوره کوی

$$P_0 = R_0 + E_0 \qquad (۲-۱۳)$$

په پورتنی معادله کې :

E_0 - د تبخیر نورم (د تبخیر څوکلن منځنی مقدار) ؛ R_0 - د بهیر نورم (د بهیر څوکلن منځنی مقدار) ؛ X_0 - د اوربښت نورم (د اوربښت څوکلن منځنی مقدار) .

د هایدرولوژیکی (میترولوژیکی) رژیم مشخصاتو حسابی اوسط د وخت د اوږد پړاو (مودی) د داسی دوام سره چې د هغی په زیاتوالی سره د هغی منځنی قیمتونه عملاً بدلون نه مومی د هایدرولوژیکی (میترولوژیکی) کمیتونو د نورم په نامه یادیږی .

په P_0 د (۲-۱۳) معادلی د اطراف په ویشلو سره په لاس راځی

$$\frac{R_0}{P_0} + \frac{E_0}{P_0} = 1 \qquad (۲-۱۴)$$

د اوبرغړلی د ساحی د مساحت د پاسه د اوربښت پر مقدار د بهیر د قشر نسبت د بهیر د ضریب په نامه یادیږی .

$$\eta = \frac{R}{P}$$

د اوبرغړلی د ساحی د مساحت د پاسه د اوربښت پر مقدار د بهیر د قشر نسبت د بهیر د ضریب په نامه یادیږی .

$$\eta = \frac{R_0}{P_0}$$

د اوبرغړلی د ساحی د مساحت د پاسه د اوربښت پرمقدار د تبخیر نسبت د تبخیر د ضریب په نامه یادیږی

$$\Psi = \frac{E}{P}$$

په پایله کې (۲-۱۴) معادله لاندی شکل غوره کوی

$$\eta_0 + \Psi_0 = 1 \qquad (۱-۱۵)$$

په پورتنی رابطه کې :

η_0- د بهیر د ضریب نورم ؛ Ψ_0 - د تبخیر د ضریب نورم .

د ښودل شوو ضریبونو عددی قیمت د $(1-0)$په حدودو کې بدلون کوی .

۲-۶. د نړی د اوبو زیرمی

ځرنګه چې د ځمکی کری د مجموعی مساحت $510.10^6 km^2$ سره مساوی دی . د هغی له جملی نړیوال سمندر $361,3.10^6 km^2$ یا نیږدی (71%)تشکیلوی . د ځمکی د وچې د هغی برخی څخه اوبه د سیندی بهیر په بڼه (شکل) نړیوال سمندر ته داخلیږی د بهرنی بهیر په نامه یادیږی او هغه (78%)تشکیلوی . د ځمکی د وچې هغه برخی چې سمندر ته جریان نلری د داخلی ساحی په نامه یادیږی (72%)، د اوبو مجموعی زیرمی د $1386.10^6 km^3$ تشکیلوی . د هغو له جملی څخه یوازی $35.10^6 km^3$ یعنی نیږدی 2.5% یی خوږی دی . لاکن خوږی اوبه د انسان په ژوند او فعالیت کې مهم رول لوبوی . سیندی اوبه تر ټولو څخه په زیات شدت سره کارول کیږی او نسبتاً ډیر ژر د اوبو د دوران په پروسه کې سر له نوی برخه اخلی . نوموړی اوبه د خوږو اوبو د مجموعی مقدار څخه 0.006% تشکیلوی . نظراستفادی (ګټی اخیستنی) ته دوهم مقام د ځمکې لاندې اوبه اخلی او دریم مقام د جهیلونو اوبه دی .

په لاندی جدول کې د نړی د اوبو زیرمی ښودل شویدی (جدول ۲-۱).

۱-۲. جدول . د نړۍ د اوبو زیرمی [۳؛۲۰] .

د اوبو ډول	حجم km^3	نظر نړیوالی زیرمو ته په %	
		د زیرمو د مجموع څخه	د خوږو اوبو د زیرمو څخه
د نړیوال سمندر اوبه	1338000000	96.5	-
د ځمکی لاندی اوبه (زیاتره برخه خوږې)	10530000	0.76	30.1
یخچالونه او دایمی د واوری پوښښ	24064100	1.74	68.7
په غدیروکې داوبو زیرمی (خوږې)	90000	0.007	0.26
د دلدلذارو (جبی)	11470	0.0008	0.03
د سیندونو په مجرأو کې اوبه	2120	0.0002	0.006
بیولوژیکی اوبه	1120	0.0001	0.003
اوبه په اتمسفیر کې	12900	0.011	0.04
د اوبو مجموعی زیرمی	1385984610	100	-
خوږې اوبه	35029210	2.53	100

۲- ۷ . په هایدرولوژی کې د اندازه کولو واحدونه

د انجینری هایدرولوژی په عملی او تیوریکی ساحه کې زمونږ سرو کار د کمیتونو سره دی چې د اوبو مقدار ، په اوبو کې د شته معلقو موادو ، په اوبو کې د حل شوو موادو مقدار لرو .هغه واحدونه چې ددی هدف لپاره کارول کیږی په متریک سیستم (SI) یا په انګلیسی سیستم کې دی چې په (۲-۲. جدول) کې ښودل شویدی .

۲-۲. جدول .په انجینری هایدرولوژی کې د اندازه کولو ځینی مروج واحدونه

کمیت	متریک واحد	انګلیسی واحد
1	2	3
د حوزی مساحت	هکتار (ha)،کیلو متر مربع (km^2)	ایکر (ac)،میل مربع (mi^2)
د سمندرګی سطح	هکتار (ha)،کیلو متر مربع (km^2)	ایکر (ac)،میل مربع (mi^2)
د وربښت قشر (ارتفاع)	میلی متر (mm)،سانتی متر (cm)	اینچ (in)
د وربښت شدت	میلی متر پر ساعت $(mm/hour)$	اینچ په ساعت کی $(in/hour)$
	میلی متر په میاشت کی $(mm/month)$	اینچ په میاشت کی $(in/month)$
	میلی متر په ورځ کې (mm/day)	اینچ په ورځ کې (in/day)

3	2	1
اینچ په ورځ کې (in/day)	میلی متر په ورځ کې (mm/day)	د تبخیرشدت (قشر)
اینچ په ساعت کې $(in/hour)$	میلی متر په ساعت کې $(mm/hour)$	
اینچ په میاشت کې $(in/month)$	میلی متر په میاشت کې $(mm/month)$	
اینچ په کال کې $(in/year)$	میلی متر په کال کې $(mm/year)$	
اینچ په ساعت کې $(in/hour)$	میلی متر په ساعت کې $(mm/hour)$	د نفوذ سرعت
اینچ په میاشت کې $(in/month)$	میلی متر په میاشت کې $(mm/month)$	
اینچ په کال کې $(in/year)$	میلی متر په کال کې $(mm/year)$	
فوټ مکعب (ft^3)	مترمکعب (m^3)	د اوبو حجم
ایکر- فوټ $(ac-ft)$	هکتار – متر $(ha-m)$	
فوټ مکعب په ثانیه کې $(ft^3/\sec;cfs)$	مترمکعب په ثانیه کې $(m^3/\sec;cms)$	د بهیر مقدار
فوټ په ثانیه کې $(ft/\sec)$	متر په ثانیه کې $(m/\sec)$	د بهیر سرعت
ګیلن په ورځ کې (gal/day)	لیتر په ورځ کې (lit/day)	د اوبو غوښتنی نورم

په پورتنی جدول کې ځنی وختونه د مترمکعب پر ثانیه لپاره (cms) او د فوټ مکعب پر ثانیه لپاره $(cumec)$ یا $(cu\sec)$ څخه کار اخلی .

۲- ۸. عملی سوالونه

۱- د آبریز یوه ساحه کې چې $A = 2500km^2$ مساحت لری په منځنی توګه د یوه کال په ترځ کې د اورښت مقدار $P = 1300mm$ او د ساحی څخه وتونکی خروجی مقدار $Q = 30m^3/\sec$ ثبت شوی دی . د ښودل شوو ارقامو په پام کې نیولو سره د آبریز د حوزی څخه د ضایع شوو اوبو مقدار (تبخیر – تعرق او د ځمکی لاندی اوبه) او د بهیر ضریب محاسبه کړی . سربیره پردی د سطحی بهیر مقدار (Run –off) چې د آبریز د حوزی څخه سیندونو ته توئیږی(وځی) په سانتی متر سره محاسبه کړی .

حل : که چیری داسی فرض شی چې د یو کال څخه بل کال ته داوبو د ذخیرو بدلون د صفر سره مساوی قبول شی یعنی $(\Delta S = 0)$، پدی صورت کې (۲- ۹) معادله لاندې شکل غوره کوی

$$P - R - G - ET = 0$$

لدی ځایه څخه لیکلی شو

$$ET + G = P - R.$$

د اولیه ارقامو په وضع کولو څخه په لاس راځی

$$ET + G = 130 - \frac{(30\, m^3/\sec)(86400 \sec/day)(365\, day/\sec)(100cm)}{(2500km^2)(1000\, m/km)^2} =$$

$$= 130cm - 37.9cm.$$

$$ET + G = 92.1cm$$

پدی ترتیب په حوزه کې داوبو ضایعات (د اوربښت څخه لاس ته راغلی اوبه) چې د تبخیر – تعرق او اود ځمکي لاندی اوبه په برکې نیسی د $(92.1cm)$ سره مساوی کیږی . د اوربښت پاتی برخه د سطحي بهیر د قشر په شکل د ځمکي پرمخ بهیږی یعنی

$$R = P - (ET + G) = 130 - 92.1 = 39.7cm.$$

د سطحی بهیر د قشر د محاسبی څخه د لاندی فورمول څخه په ګټه اخیستلو د بهیر ضریب محاسبه کوو

$$\eta = \frac{R}{P} = \frac{39.9}{130} = 0.29 = 29\%$$

لدی څخه دا پایله په لاس راځي چې د اوربښت هغه مقدار چې په سطحی بهیر بدلیږی د (29%) سره مساوی دی .

۲- د یوه ذخیره وی بند د کاسی لپاسه چې $A=65km^2$ مساحت لری د دوو میاشتو په موده کې د $P=254mm$ اورښت وړاند وینه شوی ده . داسی اټکل کیږی چې د ښودل شوی اورښت $(85mm)$ په تبخیر – تعرق ، $(20mm)$ په خاوره کې نفوذ کوی او پاتی برخه یی د ځمکي پرمخ د سطحی بهیر په شکل بهیږی . دسطحی بهیر مقدار د پورتنیو شرایطو په پام کې نیولو سره محاسبه کړی . سربیره پردی که چیری په (24)ساعتو کې د هستوګنی – ځښاک د اړتیاو لپاره دیوه نفر د اوبو لګښت $q=160lit/day$ وی . محاسبه کړی چې د سطحی بهیر تشکیل شوی مقدار د دوو میاشتو په موده کې د څو نفرو اړتیاوی پوره کولای شی .

حل : محاسبه د تیر مثال په شان پدی فرضیی سره تر سره کوو چې $\Delta S=0$ دی .

۱- د لاندی معادلی څخه په کار اخیستلو د سطحی بهیر قشر محاسبه کوو

$$R=P-ET-G=234-85-20=149mm.$$

۲- د تشکیل شوی سطحی بهیر څخه د لاس ته راغلو اوبو حجم په لاندی ډول محاسبه کوو

$$W=RA=(149)10^{-3}(65)10^{6}=(9.685)10^{6};m^{3}$$

۳- د دوو میاشتو په موده کې د یوه نفر د اړتیا وړ اوبو مقدار محاسبه کوو

$$W_R=qt=160*2*30=9600;lit$$

۴- د لاندی رابطی څخه په کار اخیستلو د کسانو شمیر محاسبه کوو

$$N=\frac{W}{W_R}=\frac{(9.685)10^{9}}{9600}=100895416.7=100.89*10^{6};person.$$

۲ - ۹. پایلې

ددې فصل په لوستلو سره لوستونکې په طبیعت کې د اوبو د دوران او د هغې د پروسو (اوربښت ، تبخیر ، تعرق ، تراکم ، اننفلتریشن ، سطحی بهیر ، فلتریشن او داسې نورو) په هکله بشپړ معلومات ترلاسه کوی . ددی سربیره پدی فصل کې د اوبو د تعادل او همدارنګه د سیندی حوزی لپاره د اوبو د تعادل معادلې په هکله د اړتیا وړ مواد سره راټول شویدی چې لوستونکي ئې په لوستلو سره کولای شی چې د ځمکې د وچې د ټاکلی سیمی لپاره د اوبو د تعادل معادله ترتیب کړی . په کمدی ترتیب سره د اوبو د زیرمو د محاسبې او یا د بیلانس د ترتیب کولو لپاره د هغې څخه کار واخلی . د فصل په وروستی برخه کې په هایدرولوژی کې د مروجو واحداتو په هکله اړین مواد لیکل شوی دی چې د هغوی څخه په کار اخیستلو سره هایدرولوژیکی پارامترونه د یوه سیستم څخه پل ته انتقال کړو .

۲-۹. کنترولی پوښتنی

۱- په طبیعت کې د اوبو دوران تعریف کړی .

۲- په طبیعت کې داوبو د دوران د پروسو نومونه واخلی .

۳- سطحي بهیر څه ته وایی .

۴- د اوبو تعادل څه مفهوم افاده کوی .

۵- د یوی ټاکلی ساحی لپاره د اوبو د تعادل معادله ولیکی .

۶- د اوبو د تعادل معادله څه تشریح کوی .

۷- د هایدرولوژیکی پدیدو د مطالعی په صورت کې د واحداتو د کومو سیستمونوڅخه کار اخیستل کیږی .

دریم فصل

سیندونه

۳-۱. سریزه

بشریت د تاریخ د پیل څخه ترنن پوری سیندونه د زیات ارزښت لرونکی دی . ژوند د سیندونو تر څنګ شروع شوی ، د وخت په تیریدو او د پوهی په زیاتیدو سره یی د سیندونو څخه لری ځایونو ته لار پیدا کړی ده . هغه سیندونه چې د بشریت د تمدن په هکله تاریخی ارزښت لری او خلک ئې نومونو سره بلد دی عبارت دی د نیل او اردن د سیندونو څخه په عربی ملکوکې ، د آباسین او ګنګا سیندونه په منځنی اسیا کې ، دینګتز سیند په چین او دراین او دانیوب سیندونه په اروپا کې . په دی فصل کې په عمومی توګه سره د سیندونو د ځانګړتیاو ، د هغوی د پارامترونه چې د سیند طولی عرضی پروفیل ، طولی او عرضی میل په هکله لازم معلومات وړاندی شوی دی . سربیره پردی د سیندنو د تغذیی ، په سیندونو کې د لړو او ډیرو اوبو او سیلابی مرحلو په هکله مکمل معلومات راټول شوی دی . ښودل شوی معلومات د هایدرولیک انجینر لپاره چې د هایدرولیکی ودانیو په د ډیزاین دنده په غاړه لری ډیر اړین دی . ددی فصل ځانګړی برخې په سیندونو کې د اوبو د حرکت د رژیم ته ځانګړی شوی دی .

۳-۲. سیندونه

اتموسفیری ترسبات د واوری ، باران او ږلی په شکل ځمکې ته په رسیدو د سیندی بهیر اساسی زیرمی جوړوی او په یوه لوری د میلان په طرف د ځمکې د سطحې د لوړو نقطو څخه ټیټو نقطو ته حرکت کوی . ښودل شوی حرکت د

ځمکې د سطحې د جاذبی د قوی له امله ترسره کیږی چې په پایله کې بهیر رامنځ ته کوی .

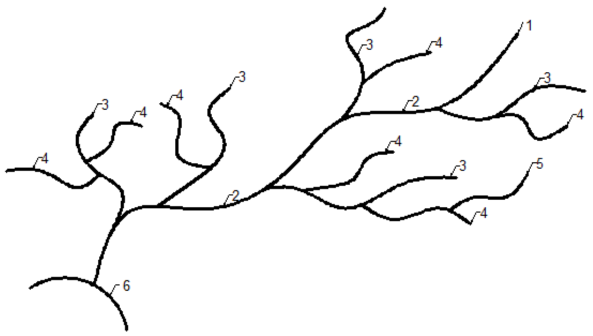
په یوه مجرأ کې د بهیرونو د یولړ څانګو په یوځای کیدو سره سیند رامنځ ته کوی . لدی ځایه څخه کولای شو چې سیند په لاندی توګه سره تعریف کړو.

سیند د دایمی مجرأ لرونکی طبیعی بهیر څخه عبارت دی چې د ځمکې په لاندنی (کښتنی) تګ لوری کې حرکت کوی یا په بل عبارت سیند د هغه طبیعی تګ لوری څخه عبارت دی چې په هغې کې د یوه ټاکلی سیمی اوبه سره را ټولیږی او د ځمکې د جاذبی (ثقل) قوی تر اغیزی لاندی جریان ولری[۲۰] .

یا په بل عبارت د اوبو بهیر څخه عبارت دی چې په طبیعی مجرأ کې بهیږی او د سیندی حوزی د سطحی او د ځمکې لاندې بهیرونو څخه تغذیه کیږی . د یادونی وړ ده چې اتمسفیری ترسبات په سم لاسی توګه په سیند کې نه توئیږی . د اتمسفیری ترسباتو د ویلی کیدو او تل کیدنی په مرحله کې د هغوی بهیر د موقتی بهیرونو په شکل رامنځ ته کیږی . د هغو د یوځای کیدو څخه ثابت بهیرونه ، بیالی (لښتی) ، جرونه ، شیلی ، کوچنی سیدونه اوسیندونه منځ ته راځی . د سیندونو اوبه لرنه د ځمکې لاندی بهیرونو په وسیله چې د سیندی مجرا زاکښی څخه په لاس راځی زیاتیږی . سیندونه خپلی اوبه سمندرونو ، سمندګیواو جهیلو ته لیږدوی . هغه سیندونه چې خپلی اوبه پورته ښودل شوو زیرمو ته لیږدوی (رسوی) د اصلی سیند او هغه سیندونه چې خپلی اوبه په اصلی سیند کې تویوی د مرستیال سیند په نامه یادیږی . د ټولو سیندونو مجموعه چې د اصلی سیند له لاری خپلی اوبه سمندر ، سمندرګی او جهیل ته تویوی د سیندی سیستم یا سیندی شبکې په نامه یادوی .

سیندونه ، جهیلونه ، جبی (باطلاق) ، خوړونه ، جرونه د ټاکل شوی ساحی د هایدروګرافیکی شبکی په نامه یادیږی . پدی ترتیب سره سیندی شبکه د هایدروګرافیکی شبکی د یوی برخې څخه عبارت ده .

ټولی سطحي اوبه په دوو ګروپونو: دایمی اوبه سیندونه او جاری موقتی اوبو ویشی .
د ځمکې هغه برخه چې د هغی څخه سیند پیل کیږی د سیند د سرچېنی (منبع) په نامه یادیږی . دا کیدای شی چې چینه ، یخچال ، جهیل ، جبه ذار وی .
د سیند دهنه (مصب) – د هغه ځای څخه ځای عبارت دی چې یو سیند بل سیند او یا سمندر ، سمندرګی ته توئیږی . په هغو سیمو کې چې د تود او وچ اقلیم لرونکی وی ځنیی سیندونه شتون لری چې خپلی اوبه د خپل تګ لوری په اوږدو ټولی یاد کرنیزو ځمکو په خړوبولو کې ، یا په تبخیر او یا داچې د ساحی د خاورو فزیکی – میخانیکی ځانګړتیاوو ته په فلتریشن کې په مصرف رسی او دهنه نلری (شکل ۱-۳).



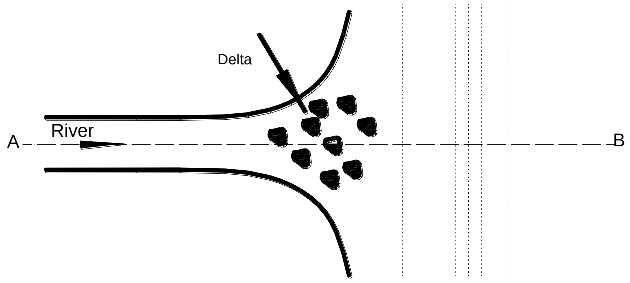
۱-۳. شکل . د سیند شیما

۱- د سیند سرچینه ؛ ۲- اصلی سیند ؛ ۳- لومړی درجه مرستیال سیند ؛
۴- دوهمه درجه مرستیال سیند ؛ ۵- دریمه درجه مرستیال سیند؛ ۶- مصب (دهنه) .

د مرفولوجیکی ځانګړتیاو له مخی د هغه سیندونو په دهنو کې چې په سیندونو کې توئیږی او د هغه سیندونو دهنی چې په سمندرګیو کې توئیږی سره توپیر لری . په لومړی حالت کې د دوو سیندونو یو ځای کیدل ترسره کیږی او په دوهم حالت کې د سیند توئیدل په تقریباً د اوبو نا محدودې فضا ته سرته رسیږی

چې ساحلی بهیرونه ، بادی څپی ، د ساحلونو بیا سرله نوی تشکیل او نورو پروسو سره د ځانګړتیاو لرونکی ده .

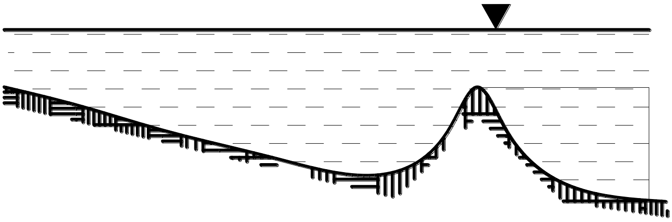
د سمندرګي سره د سیندی بهیر د یوځای کیدو (اتصال) دوه اساسی شکلونه : دلتا او ایستوار شتون لری . هغه سیندونه چې د ترسباتو(ترسبی موادو) زیات مقدار لیږدوی سمندرګي ته دتوئیدو په صورت کې تل کیږی . د ترسباتو یوځای کیدل (تولیدل) د پراخیدونکی څوڅانګه کیدونکی مجرأ چې د اوبو د لیږدولو وړتیا ئې کمه ده د تشکیل سبب ګرځی . څو څانګه لرونکې مجرأ چې سمندرګی ته د توئیدو په صورت کې د خپلو ترسباتو د پاسه جوړیږی د دلتا په نامه یادیږی (شکل .۲-۳) .



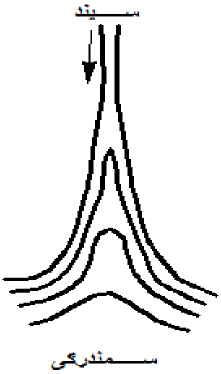
۲-۳. شکل . د سیند د دلتا شیمأ

د سیند ترسبات د هنی د حدودو ترشا د لږ اوبه لرونکی ساحلی غاړی او زیاتره د کوچنیو جزیرو په شکل مجراوی جوړوی چې د بار په نامه یادیږی
(شکل . ۳-۳) .

د سیند په اوبو کې د ترسباتو د لږ شتون په صورت کې سیند په زیاترو حالاتو کې د یوی پراخې مجرأ په شکل په سمندر کې توئیږی چې د ایستواری په نامه یادیږی (۴-۳. شکل) .



شکل . ۳-۳. د سیند بار



۳-۴ شکل . د سیند ایستواری

د سیندی شبکی بله کمی (مقداری) ځانګړتیا د هغی ګڼوالی تکاثف (Density) دی . د سیندی شبکی ګڼوالی د ګڼوالی ضریب (K_D) په وسیله ارزول کیږی . د یوی ساحی د واحد مساحت څخه د سیندی شبکی تیریدونکی اوږدوالی سیندی شبکی د ګڼوالی ضریب په نامه یادیږی . د سیندی حوزی په حدوو کې د سیندی شبکی ګڼوالی د محاسبی وړ دی . د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره کولای شوو چې د سیندی شبکی د ګڼوالی ضریب محاسبه کړو

$$K_D = \frac{\sum l}{A}; km/km^2 \qquad (۳-۱)$$

په پورتنی رابطه کې :

$\sum l$ - په مطالعه کیدونکی مساحت کې د ټولو سیندونو اوږدوالی په (Km) ؛

A - مطالعه کیدونکی مساحت (Km^2).

د سیندی شبکی ګڼوالی د اتموسفیری ترسباتو د زیاتیدو سره زیاتیږی او د خاوری د نفوذ پذیری ، د ساحی د جبه زار کیدو او ښوره کیدو په زیاتوالی سره کمیږی .

د سیند اوږدوالی – د سیند د سرچینی څخه د هغی تر دهنی پوری واټن د سیند د اوږدوالی په نامه یادیږی چې د جغرافیه ای نقشی له مخې ټاکل کیږی .

سیندونه د اوږدوالی او کږلیچو لرونکی دی . په عمومی توګه د سیند ژوروالی او سور د سرچینی څخه په زیاتیدو سره په دهنه کې زیاتیږی . د سور او ژوروالی ناڅاپی بدلون په هغه ځایونو کې چې دوه سیندونه سره یوځای کیږی رامنځ ته کیږی.

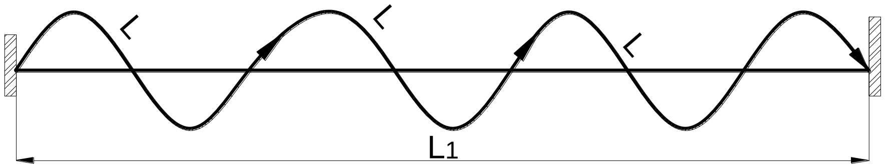
د سیندونو کږلیچی(Curvature) د کږلیچی د ضریب په وسیله ټاکل کیږی . د سیندونو د کږلیچی ضریب د سیند پر مستقیم اوږدوالی د هغه د حقیقی (بشپړ) اوږدوالی د نسبت څخه عبارت دی چې په ټولو حالاتو کې د یوه څخه ستردی (۳-۵.شکل). د سیندونو د کږلیچی ضریب د لاندی رابطی څخه په ګټه اخستلو سره محاسبه کیږی

$$K_{cur} = \frac{L}{L_1} > 1 \qquad (۳-۲)$$

په پورتنی رابطه کې :

L - د سیند حقیقی اوږدوالی څخه عبارت دی چې د نقشی له مخی اخیستل کیږی ؛

l- د سیند د سرچینی څخه تر دهنی پوری مستقیم اوږدوالی .



۳-۵.شکل . د سیند د کږلیچی شیمأ

د سیند اوبه لرنه د دوو فکتورنو په وسیله چې د حوزی مساحت او جغرافیه وی موقیعت (اقلیم) څخه عبارت دی ټاکل کیږی . په (۱-۳. جدول) کې د آبریز د مساحت او مقدار له مخی د نړی ځینی مشهور سیندونه ښودل شویدی[۲۲] .

۱-۳.جدول . د آبریز د مساحت او مقدار له مخی د نړی مشهور سیندونه

د بهیر مقدار $10^3\ m^3/\sec$	د حوزی مساحت $10^6 km^2$	سیند
220.00	7.18	آمازون
46.00	3.70	کانگو
19.00	3.26	مسیسپي
12.70	3.00	اوبی
2.60	2.87	نیل
19.80	2.58	اینسی
17.00	2.49	لینا
9.30	2.09	نیگر
10.90	1.86	امور
34.00	1.81	یانیس
7.70	1.36	والگا
6.43	0.82	دونای
2.00	0.77	خوانخی
1.67	0.50	دینپر
0.94	0.42	دون
3.50	0.36	سیف دوینا
2.53	0.28	نیوا
2.50	0.25	رین

۳-۳. د سیندونو ویش

سیند د هغی طبیعی تګ لوری څخه عبارت دی چې د یوی ټاکلی ساحی اوبه په هغی کې ټولیږی او د ځمکې د ثقل قوی تراغیزی لاندی د لوړو نقطو څخه ټیټو نقطو ته حرکت کوی . سیندونه نظر مختلفو ځانګړتیاوو (نښو) ته ویشل کیږی .

نظر د اوبو لیږدولو ته :

اصلی سیند :- د هغه سیند څخه عبارت دی چې د خپل تګ لاری په اوږدو ورسره ستر او کوچنی سیندونه یوځای کیږی او په سمندر ، سمندرګیو او یا په جهیل کې خپلی اوبه تویوی (تخلیه کوی) [۲۰] . ځنیی سیندونه په صحراو کې هم وچیږی .

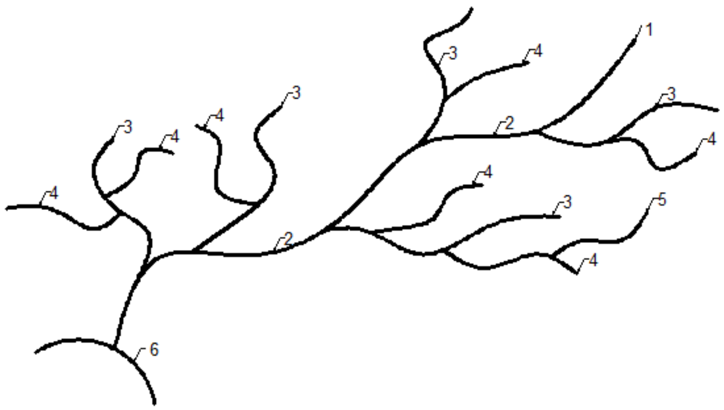
مرستیال سیند:- د هغه سیند څخه عبارت دی چې خپلی اوبه د ساحی څخه اخلی او په اصلی سیند کې تویوی (د اصلی سیند سره ګډیږی) [۲۰] . مرستیال سیندونه په خپل وار سره په لومړی درجه مرستیال ، دوهمه درجه ، دریمه درجه او داسی نورو ویشل کیږي (۱-۳. شکل) .

نظر د آبریز ساحی مساحت ته سیندونه په سترو ،منځنیو او کوچنیو ویشل کیږی .

ستر سیندونه :- د هغو سیندونو څخه عبارت دی چې د آبریزساحی مساحت یی له پنځوسو کیلومترمربع څخه ستروی یعنی $\left(A > 50000km^2\right)$.

منځنی سیندونه :- د هغو سیندونو څخه عبارت دی چې د آبریزساحی مساحت یی له پنځوسو کیلومترمربع څخه کوچنی او له دوو زرو څخه ستروی یعنی $\left(2000km^2 < A < 50000km^2\right)$.

کوچنی سیندونه :- د هغو سیندونو څخه عبارت دی چې د آبریزساحی مساحت یی له دوو زرو کیلومترمربع څخه کوچنی وی یعنی $\left(A < 2000km^2\right)$.



۱-۶. شکل. د اصلی او مرستیال سیندونو شیمأ

۱- د سیند سرچینه ؛ ۲- اصلی سیند ؛ ۳- لومړی درجه مرستیال سیند ؛

۴- دوهمه درجه مرستیال سیند ؛ ۵- دریمه درجه مرستیال سیند؛ ۶- مصب (دهنه) .

سیندونه نظر د اوبو شتون او دوام ته د لنډی مودی (Ephemeral) ، موسمی (Intermittent) او همیشه اوبو لرونکی (Perennial) سیندونو ویشی .

دلنډی مودی د سیندونو د اوبو منابع یوازی د اوربښت له امله منځ ته راغلی سطحی بهیرونه اویا د ویلیکیدونکو واورو اوبه دی لدوی څخه پرته اوبه نلری . دغه ډول سیندونه دایمی اوټاکلی تګ لوری نلری . معمولاً د ځمکې د میل څخه په ګټه اخستلو سره په پراګنده ډول خپله تګ لوری ټاکي . د لنډی مودی سیندونه د ځمکې لاندی اوبو لار نلری اونه په هغو کې د اوبو بهیر په دوامداره بڼه شتون لری . داچې ولی ددی ډول سیندونو سره د ځمکې لاندی اوبه نه ملګری کیږی کیدای شی دوه لامله شتون ولری . یوداچې د لنډی مودی سیندونه د اوبو د آبریز ساحې جیالوجیکی جوړښت د ځمکې مخ ته د ځمکې

لاندی اوبو د راوتلو مخنیوی کوی او بل داچې د ځمکې لاندی اوبو سطحه ددی ډول سیندونو د تل په پرتله ټیټ موقعیت لری .
موسمی سیندونه په عمومی توګه په لندو (لمدو) موسمونو کې اوبه لری او په نورو و ختونو کې وچ دی . د ځمکې لاندی اوبو سطحه په لندو موسمونو کې ددی ډول سیندونو له تل څخه لوړه وی او پدی ترتیب سره د ځمکې لاندې اوبو څخه سیندونو ته اوبه ورکول کیږی . په وچو موسمونو کې د ځمکې لاندی اوبو سطحه ښکته ځي او سیندونو ته ئی د اوبو د ورکولو لار قطع کیږی . د موسمی سیندونو اساسی منبع سطحی اوبه او په لمدو موسمونو کې د ځمکې لاندی زیرمو څخه هم مرسته ورسیږی .
همیشه اوبه لرونکی سیندونه لکه چې د نامه څخه ئی معلومه ده هروخت اوبه لری . دغه ډول سیندونه د اوبو د کموالی یا په وچو موسمونو کې هم نه وچیږی . تل اوبه لرونکی سیندونه یا د ځمکې لاندی اوبو څخه چی سطحه ئی هروخت د سیندونو دتل څخه لوړه او کافی اوبه لری سرچینه اخلی او یاهم د سترو او د اوبو په لحاظ په ډیرو بډای یخچالو پوری تړلی ده .
نظر د تغذیی منبع ته سیندونه په واورینو ، یخچالی (کنګلی) او بارانی ویشی .[۲۰]
واورین سیندونه :- د هغه سیندونو څخه عبارت دی چې خپلی اوبه د واورو د هغه کتلو له ویلی کیدو څخه برابروی کومی چې د منی او ژمی په موسم کې د غرونو په څوکو کې زیرمه شوی دی .
بارانی سیندونه :- هغه سیندونه د بارانی سیندونو په نامه نومول کیږی چې خپلی اوبه د باران د اوریدو څخه تکمیلوی یعنی په مجرأو کې د بهیر شتون د باران پوری اړه لری .

یخچالی سیندونه :- د هغو سیندونو څخه عبارت دی چې خپلی اوبه د هغه طبیعی یخچالو د ویلی کیدو څخه برابروی چې د اوړی په موسم کې د تودوخي د درجی په لوړوالی سره ویلی کیږی .

د یادونی وړ ده چې په ښودل شوو سیندونو کې د اوبو د رژیم پړاونه نظر د تغذیی ډول ته هم توپیر لری د بیلګی په توګه هغه سیندونه چې خپلی اوبه د واورو څخه اخلی د زیاتو اوبو پړاو پدی ډول سیندونو کې د غبرګولی – زمری په میاشتو کې وی .

سربیره پردی ځینی وختونه نظر جغرافیه ای موقعیت ته سیندونه په غرنیو ، نیمه غرنیو او د هموارو سیمو ویشل کیږی . همدارنګه سیندونه نظر د مجرأ استواری ته په لاندی ډولونو ویشی :

- هغه سیندونه دی چې د ثابتی مجرأ لرونکی دی او د مجرأ استواری زیاته ده . دا ډول سیندونه په هغه سیمو کې تیریږی چې د هغې سیمی خاوری د اوبو په وسیله د توږنې وړ نه وی (د اوبو په وسیله د هغوی توږل ناشونی دی) ؛

- هغه سیندونه دی چې لږه استواری لری او ځینی وخوتونه خپله مجرأ بدلوی ، لاکن بیا هم د اوبو په وسیله د هغې توږنه او د موادو تل کیدنه په هغو کې دمره زیاته نه وی ؛

- هغه سیندونه دی چې تل خپل بستر بدلوی او د هغوی د مجرأ استواری ډیره لږه وی . پدی ډول سیندونو کې د پلُیسونو او پریکاتو شمیره زیاته ترسترګو کیږی .

۳-۴ . د سیند حوزه

د سیند حوزه یوه هایدرولوژیکی اصطلاح ده چې په هغې کې د نسبی والی مفهوم نغښتی دی او د هغی پیژندنه (په ښودلو) کې باید د وتلو (Outlet) نقطه ټاکلی وی . د سیندی د حوزی د مطالعی لپاره ځانګړی اصطلاحات د

بیلگی په توگه په هغه متنونو کې چې په انگلیسی او فرانسوی ژبو کې لیکل شویدی د (Basin) ، په امریکائی متنونو کې د (Watershed) یا (Catchments area) او داسی نوری کارول کیږی . سیندی حوزه د ځمکې د سطحې د هغه مساحت څخه عبارت دی چې د اوربښت له امله سطحې بهیر د هغی دپاسه په طبیعی توگه سره حرکت کوی او په یوه نقطه کې پای ته رسی . که په دقیق ډول سره وویل شی سیندی حوزه د آبریز د څوفرعی ساحو د مجموعی څخه عبارت ده چې د هغو اوبه په ترتیب سره په طبیعی تگ لوری کې توئیږی(۶-۳.شکل) [۳] .

سیندی حوزه د فزیکی – جغرافیه یی او مورفومیترکی ځانگړتیاو لرونکی ده [۲۰] . د سیندی حوزی فزیکی – جغرافیه یی ځانگړتیاوی عبارت دی له : جغرافیه یی موقیعت ؛ اقلیمی شرایط ؛ جیولوجیکی جوړښت او د خاوری پوښښ ؛ د ابریز ریلیف ؛ نباتی قشر ؛ د کرنیز قشر کنگل کیدنه ؛ د ځنگل لرنی ضریب ؛ د سیندی حوزی جهیل کیدنه .

جغرافیه یی کاردینات ، سمندرگیو ، صحراو او د غرونو لړیو ته نیږدیوالی د سیندی حوزی د جغرافیه یی موقعیت څخه عبارت دی .

اتموسفیری ترسبات ، تودوخه ، د هوا د رطوبت کمښت د سیندی حوزی موسمی (اقلیمی) شرایطو څخه عبارت دی .

د طبقاتو درزلرنه ، کارستی پدیدی ، د خاورو میخانیکی ترکیب ، د خاورو نفوذ پذیری او داسی نور د سیندی حوزی د جیولوجیکی جوړښت او د خاورین پوښښ د ځانگړتیاو څخه گڼل کیږی .

د ځمکې د سطحې میلان ، چې د اوبو د بهیدو په سرعت باندی اغیزه لری د ابریز د ریلیف د مشخصاتو پوری اړه لری .

د خاورو کنگل کیدنه د کنگل کیدنی جغرافیه یی خپریدنه ، د موسمی کنگل کیدنی قشر او د دایمی کنگل کیدنی څخه جوړه شوی ځانگړتیا ده .

د سیندی حوزی د ځنګل لرنی درجه د ځنګل لرنی د ضریب په وسیله افاده کیږی . د سیندی حوزی پر مساحت په حوزه کې د ځنګلی ساحی د مساحت نسبت د ځنګل لرنی د ضریب په نامه یادیږی . د لاندی رابطی څخه په کار اخیستلو د ځنګل لرنی ضریب محاسبه کوی [۲۰]

$$K_F = \frac{A_F}{A};$$ (۳-۳)

په پورتنی رابطه کې :

A_F - د ځنګل په وسیله د پوښل شوی ساحې مساحت ؛

A - د سیندی حوزی مساحت .

د سیندی حوزی جهیل کیدنه د جهیل کیدنی د ضریب په وسیله تشریح کیږی چې د لاندی تناسب څخه په کار اخیستلو ئې محاسبه کوی [۲۰]

$$K_L = \frac{A_L}{A};$$ (۳-۴)

په پورتنی رابطه کې :

A_L - په سیندی حوزه کې د جهیلونو د آینه یی سطحې مساحت ؛

د سیندی حوزی جبه زار کیدنه (Swamp or marshy Land) د جبه زارکیدو د ضریب په وسیله ښودل کیږی . د حوزی د جبه زارکیدو ضریب د لاندی رابطی څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی [۲۰]

$$K_S = \frac{A_S}{A};$$ (۳-۵)

په پورتنی رابطه کې :

A_S - په سیندی حوزه کې د جبو یا زیم لرونکو ساحو مساحت .

د سیند آبریز د شکل پارامترونه د سیندی حوزی د مورفومتریکی ځانګړتیاو ځخه عبارت دی .
سیندی حوزه په پلان کې پیچلی شکل لری چې داوبو د ویشونکو خطونو (Water divides) په وسیله احاطه شویده چې د سیندی حوزی د لوړو نقطو ځخه تیریږی . ښودل شوی خطونه د حوزی د پولو په نامه یادیږی .
د هغی دایری د محیط پر اوږدوالی چې د هغی مساحت د سیندی حوزی د مساحت سره برابر وی د اوبو ویشونکی خط د اوږدوالی نسبت د ویشونکو خطونو د پراختیا د ضریب ځخه عبارت دی ، چې په $K_{W.d}$ سره ښودل کیږی

$$K_{W.d} = \frac{L_{W.d}}{2\pi\sqrt{\frac{A}{\pi}}} = \frac{L_{W.d}}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28\frac{L_{W.d}}{\sqrt{A}}; \qquad (۳- ۶)$$

د مورفومتریکی پارامتر په توګه کیدای شی چې د حوزی پر منځنی سور د حوزی نسبت وکارول شی . تر ټولو مناسب پارامتر بی واحده نسبت دی یعنی

$$K_{W.d} = \frac{\sqrt{A}}{L_R}; \qquad (۳- ۷)$$

په پورتنیو رابطو کې :

$L_{W.d}$ - د اوبو ویشونکی خط اوږدوالی په Km ؛

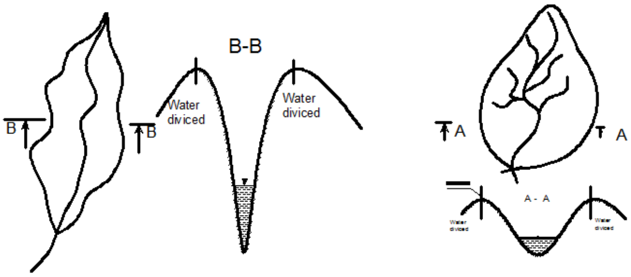
L_R - د سیند اوږدوالی په Km ؛

A - د سیندی حوزی مساحت په Km^2 .

۳-۵. د سیند د آبریز ساحه

د ځمکی د وچې سطحه او د کرنیز (زراعتی) قشر ټول پنډوالی (ضخامت) چې د دوی د سطحو اوبه په سیند کې ټولیږی د سیند آبریز د ساحې په نامه یادیږی.

لدی ځایه څخه ویلی شو چې هر سیند د ابریز یا د اوبو د ټولو دوه حوزی لری چې یوه د آبریز سطحی ساحه او دوهمه د ځمکې لاندی اوبو ساحه ده . په پایله کې ویلی شوو چې د ځمکې د وچې هغه برخه چې د هغې د سطحې اوبه په سیند کې توئیږی د سیند د سطحی آبریز ساحې په نامه یادیږی . د کرنیز قشر ټول هغه پنډوالی چې د هغوی د سطحې اوبه په سیند کې ټولیږی د سیند د ځمکې لاندی آبریز ساحې په نامه یادیږی . د یوه سیند د اوبو د ټولولو (د آبریز) ساحه د خطونو په وسیله چې د همغه ساحې د لوړو نقطو څخه تیریږی محاط شویده . ښودل شوی خطونه د اوبو ویشونکو (Water divides) یا د آبریز د ساحې د پولو په نامه یادیږی . د اوبو ویشونکی خطونه د ساحی د پلانونو او جغرافیه یی نقشو په وسیله ټاکل کیږی (۷-۳ .شکل) . د سیند د آبریز ساحه نظر د سیند جغرافیه یی موقعیت ته د دوو شیمأو لرونکی ده . د هموارو سیمو د سیندونو د آبریز ساحه معمولاً پلن شکل (Fan-shaped) لری (۶-۳.شکل .الف) .

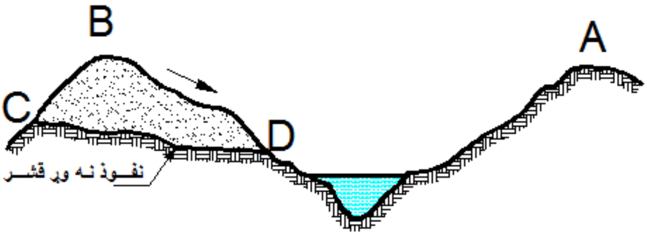


۳-۶. شکل . د سیندونو د آبریز د ساحې شیمأ :

الف – د هموارو سیمو د سیندونوشیمأ ؛ ب- غرنیو سیمو د سیندونو شیمأ

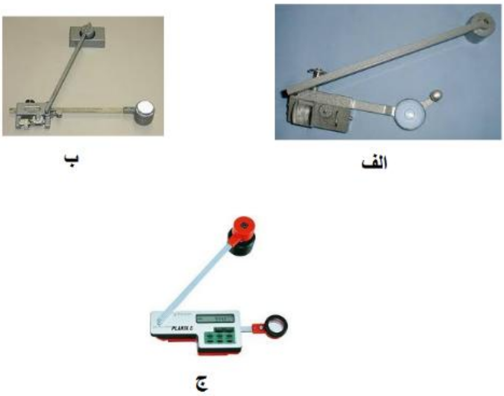
څرنگه چې وړاندی یادونه وشوه ټول سیندونه د آبریز دوه ډوله ساحه لری چې یوه سطحی او دوهمه د ځمکې لاندی حوزه چې د دوی پولې یو له بل سره په

بشپړ ډول مطابقت نلری(۷-۳. شکل) . څرنګه چې د سیندونو د څمکې لاندې حوزی تاکل ډیر ستونزمن کار دی نولد همدی امله په محاسبو کې یوازی د اوبو نیونی د سطحی ساحی په مساحت باندی اکتفأ کوی .



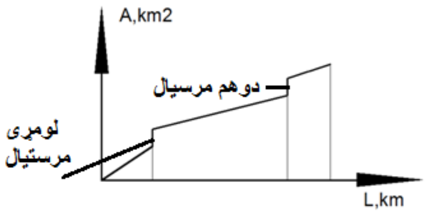
۳-۷. شکل . د سیند د څمکې لاندی آبریز ساحه

د هرسیند د ابریز د ساحې مساحت د اوبو د ویشونکو خطونو په وسیله چاپیر شوی د A په حرف سره ښودل کیږی او د اندازه ګیری واحد یی (Km^2) کیلومتر مربع دی . د آبریز د ساحی مساحت د توپوګرافیکی نقشو له مخی د پلانیمیتر(Planimeter) په وسیله اندازه کیږی (۳- ۸. شکل).



۳-۸. شکل . د پلانومتر ډولونه :الف ، ب ـ میخانیکی ؛ ج – ډیجیتل .

د سیند د اوبو ټولونکی ساحی مساحت د سیند د تک لوری په اوږدو د سرچینی څخه تر دهنی پوری د صعودی ګراف شکل لری (۳- ۹ . شکل) . ښودل شوی ګراف د زینی د پتی په شکل دی ، په هغه ځایونو کې چې د اصلی سیند سره مرستیال سیند یوځای کیږی (اضافه شی) ، د اصلی سیند د ابریز د ساحی مساحت په ناڅاپی توګه د مرستیال سیند د آبریز د ساحی په اندازه لوړیږی .



۳-۹. شکل . نظر د سیند اوږدوالی ته د ابریز د ساحی صعودی مساحت

۳-۶. د سیند دره او مجرأ

۳- ۶- ۱. د سیند دره .

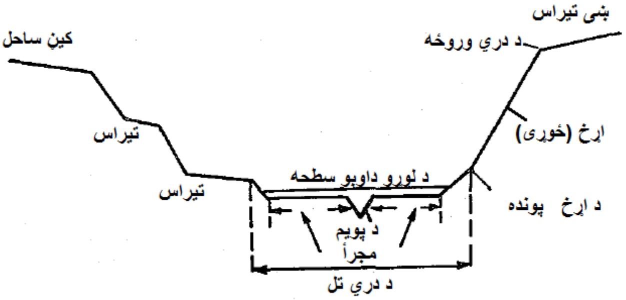
د ځمکې تنګه (لږ سورلرونکی) ، ژوره او معوجه برخه چې په هغی کې د سیند اوبه بهیږی او سطحی اوبه په هغی کې رأساً توئیږی د سیند دري (River's Valley) په نامه یادیږی . د دري په اړخونو کې مایع اتمسفیری ترسبات په کوچنیو لښتیو کې سره ټولیږی او وروسته بیا د دري په تل کې په سترو مجرأو کې حرکت کوي .

دري د هغوی د رامنځته کیدو له مخي په تکتونیکی ، اورغورځونکی (اتش فشانی) ، یخچالی او ایروژنی ویشل کیږی . د عرضی مقطعې د شکل له مخې د سیندونو دري په کنیونی ،تنګي ، ذوذنقه یی او لګن ډوله ویشی . هغه دري چې لږ سور ، زیاد ژوروالی او زیاد اړخین میل ولری د کنیونی درو په نامه یادیږی

. همدارنګه سوروری (عریضی) دري چې اړخین میل نسبتا هموار وی شتون لری چې د هموارو سیمو د سیندونو لپاره عمومیت لری .
د هغه عواملو په پام کې د نیولو څخه پرته چې لومړنی دري رامنځ ته شویدی د هغوی د شکل (بڼی) وروستنی بدلیدنه د لاندی لاملونو پوری اړه لری :
۱- د اوبو د بهیر په وسیله د سیند د اړخونو او تل سولیدل او یا مینځل ؛
۲- د بادونو تخریبات او د باد د بهیر په وسیله د درو د اړخونو د موادو لیږدونه ؛
۳- په دره کې د ترسبی موادو تولیدنه او یا اکومولیشن .
د دري تل ، تالویګه، د سیند مجرأ ،پویمه، د دري اړخونه (ځوړ) ، تیراسونه او څنډی د سیند له اساسی برخوڅخه عبارت دی . د دري تل یا بستر – د دري ترټولو ټیټي برخی څخه عبارت دی . تالویګه – د هغه معوج خط څخه عبارت چې د دری ترټولو څخه ټیټی نقطی سره وصلوی . د دري تل په طولی لوری سیندی مجرأ قطع کوی . د اوبو د بهیر په وسیله ژوره شوی برخه د سیند د مجرأ په نامه یادیږی . پویمه یا لوند ساحل – د سیند د څنګونو یا اړخونو د هغی برخی څخه عبارت دی چې په متناوب شکل د اوبو لاندی وی . د دری اړخونه یا لمن ډیر لږ داسی پیښیږی چې همواره اوسي . هغه همواری او مرتبه لرونکی سطحې چې د سیند په دواړو او یا یوه خواکې د تل څخه لوړی موقعیت لری د تیراس په نامه یادیږی او یا د سیند د بهیر پخوانی تګ لوری ته تیراس وایی . سیندی تیراسونه نظرجیولوجیکی جوړښت ته په اکومولیشنی ، ایروژنی او مختلط ویشی . تجمعی یا اکومولیشنی د هغه تیراسونو څخه عبارت دی چې په خپله ټوله ارتفاع د الووی ترسباتو څخه جوړوی او د هغی تل یا قاعده د سیند د اوبو څخه ټیټه ده. ایروژنی تیراسونه د هغو تیراسونو څخه عبارت دی چې اصلی ډبری(احجار) د اړخینو تخریباتو(ایروژن) د فعالیت په پایله کې د ځمکې په سطحه لوڅیږي او ددی امکان شتون لری چې ځنی

وختونه ښودل شوی سطحې د الووی ترسباتو د نازک قشر په وسیله و پوښل شي . مختلط تیراسونه د الووی ترسباتو او ډبرو څخه متشکل وی . هغه خط چې د دري اړخ د ګاوندی هموارې سطحې سره نښلوی (وصلوی) د ساحل (وروځې) په نامه یادیږی . په (۱۰-۳ . شکل) کې د سیندی دري ترکیبی برخې ښودل شویدی .

د سیندی دري جوړښت ، د هغوی شکل ، ابعاد په دره کې د پیښدونکو هایدرولوژیکی پروسو ، د سیند خواصو او د هغی رژیم په ځانګړتیاو ډیره زیاته اغیزه لری . د دري د اړخونو لږ او ډیر نیغوالی سیندی مجرأ ته دهغوی د سطحې څخه د بهیر د وتلو د ګرینديتوب او ځنډیدو، د دري د اړخو دسطحو د تخریب او ایروژن د پروسی د شدت د زیاتیدو اوضعیف کیدو او په پایله کې سیندی مجرأ ته د ایروژن د محصولاتو د لیږدولو سبب ګرځی . د سیند په دره کې د الووی ترسباتو زیات حجم تولیدل د ځمکې لاندی اوبو ښه زیرمه ده چې د ځمکې لاندی اوبو په وسیله د سیند په تغذیه ښه اغیزه کوی .



۳-۱۰. شکل . د سیندی دری ترکیبی برخی

د سیندی پویمی ابعاد په سیند کې د اوبو دسطحو او دبهیر مقدارپه رژیم ډیر زیات اهمیت لری . د اوبو د سطحو د لوړیدو په مرحله کې د سیند پویمه د اوبو زیات حجم زیرمه کوی ترڅو چې په سیند کې د اوبو د سطحې د ټیټدو په صورت کې سیند ته اوبه ورکړی . پدی ترتیب سره ویلای شوو چې پویمه د

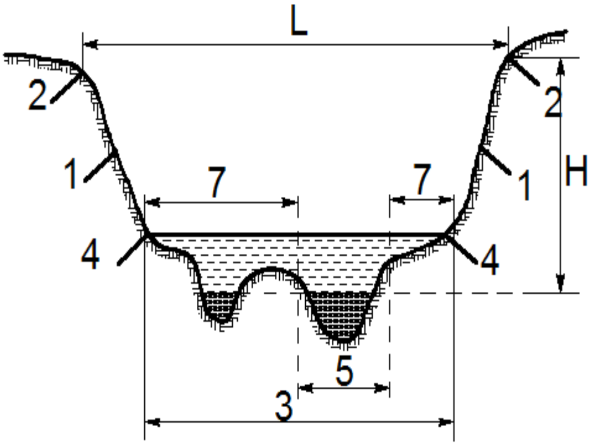
سیند د اوبو د رژیم طبیعی تنظیم کونکی دی . په سیند کې د اوبو د لوړو سطحو په پراو کې د پویمی د پاسه د سیندی ترسباتو د زیرمه کیدو پروسه ترسره کیږی .

۲-۶-۳. د سیند مجرأ

د اوبو د بهیر په وسیله د ځمکې ژوره شوی برخه د سیند د مجرأ (Water way or River's Channel) په نامه یادیږی چې دا برخه دسیند په اوږدو دره جوړوی . یا په بل عبارت د سیندی بهیر په وسیله جوړشوی بستر چې د هغی د پاسه بهیر ترڅو چې پویمی ته وځي تیریږی د سیندی مجرأ په نامه یادیږی . د سیندی مجرأ د تل هغه برخه چې د ترسباتو څخه جوړه شوی او په وقفه ای شکل سره د ډیرو اوبو او سیلابی پراونو کې د اوبو لاندی کیږی د پویمی په نامه یادیږی . د سیندی مجرأ او پویمی ترمنځ اساسی توپیر پدی کې دی چې د سیند مجرأ په ښکاره ډول سره د سواحلو او وروځو په وسیله ټاکل کیږی . حال داچې پویمه دا ډول ښکاره سرحدات (پولي) د دري په اړخو کې نلری ، ځکه چې د سیلابی او د ډیرو اوبو په پراو کې د اوبو سطحه (ارتفاع) تل د بدلون په حال کې وی . د خاورو د دانه یی ترکیب له مخې د سیندی مجرأ تل نسبت پویمی ته زیاته متجانسه او ملایمه ده . دپویمی ریلیف تند شکل لری ، پداسی حال کې چې د سیندی مجرأ د ریلیف شکل نسبتاً هموار دی . سربیره پردی د پویمی بله ځانګړتیا په هغی کې د واښو ، بوټو ، جلګو او ونو شتون دی . له همدی امله پویمی مجرأ نسبت سیندی مجرأ ته د اوبو د حرکت په مقابل زیات مقاومت ښیی . مجرأ یی او پویمی بهیرونه په پیچلی متقابل عمل کې قراردی .

د سیندی مجرأ شکل او ابعاد دهغې د سیند په اوږدو ډیر زیات بدلون مومی . د سیندی مجرأ ښودل شوی بدلون د سیند داوبو لرنی ، د دري د جوړښت او د

هغو طبقاتو د ځانګړتياو پوری اړه لری دکومو څخه چې مجرأ جوړه شويده . د سيندی مجرأ تل نظر د خپل چاپيريال نقطو ته د ټيټی نښانی لرونکی ده .
په ۱۱-۳ شکل کې د سيندی مجرأ عرضی مقطعه ښودل شويده .



۱۱-۳.شکل. د سيندی مجرأ عرضی مقطعه

په پورتنی شکل کې:

۱- د ښی او کيڼ سواحلو ځوړ (ميلانونه) ؛۲- وروځه : هغه خط څخه عبارت دی چې ځوړ (ميل) د ځمکې د هموار سطحې سره نښلوی ؛۳- د مجرأ تل :چې د ټولو څخه د کم لوړوالی لرونکی دی ؛ ۴- د لږو اوبو مجرأ : د مجرأ لاندينی برخه چې د تل لپاره په يوه ټاکلی ژوروالی سره اوبه لری د لږو اوبو (کم آبی) مجرأ په نامه يادېږی؛۶- مرستيال سيند ؛۷- دره (پويمه): د مجرأ ميل لرونکی برخه ده چې د سيند د ډيرو اوبو په پړاو کې تر اوبو لاندی کيږی ؛L- د سواحلو د وروځو ترمنځ واټن .

۳-۶-۳. د مجرأ ژوندی مقطع

د مجرأ مورفولوجيکی ځانګړتياوی کيدای شی چې د مجرأ د عرضی پروفايل او د هغه پلانونو په مرسته چې د هغی دپاسه ايزوباتونه او هاريزانتالونه ښودل شويدی و ټاکل شی. د مجرأ په مقطع کې عمودی سطحه چې د بهيرپه لوری عمود ده د بهير د اوبو د مقطعی په نامه يادېږی . يا پل عبارت د بهير مقطع د

هغې عرضی مقطی ځخه عبارت ده چې د هغې په هره نقطه د جریان خط عمود وی . د اوبو د مقطی د مساحت هغه برخه چې هلته د اوبو سرعت ترسترګوکیږی د ژوندی مقطعی د مساحت په نامه یادیږی . د اوبو د مقطعی د مساحت هغه برخه چې حرکت پکی شتون نلری د غیرکاری مساحت په نامه یادیږی .

د ژوندی مقطعی مساحت (A) د مجرأ د ژوندی مقطع لوند محیط (P_w) ،هایدرولیکی شعاع (R)، د مجرأ پسور (عرض) (B)، اعظمی ژوروالی (h_{max}) ،منځنی ژوروالی (h_{av}) د ژوندی مقطع د اساسی عناصرو ځخه عبارت دی .

د ژوندی مقطع لوند محیط (P_w) د هغه خط د اوږدوالی ځخه عبارت دی چې اوبه ورسره په تماس کې وی . د ژوندی مقطعی پر لوند محیط د ژوندی مقطعی مساحت نسبت د هایدرولیکی شعاع په نامه یادیږی یعنی $R = A/P_w$. د مجرأ پسور د مساحت نسبت د منځني ژوروالی په نامه یادیږی یعنی $h = A/B$.

د ژوندی مقطعی عناصر ثابت ندی . د هغوی قیمتونه په سیند کې د اوبو د ارتفاع تابع دی یعنی د اوبو د ارتفاع دزیاتوالی سره زیاتیږی او برعکس .

د سیند ژوندی مقطع د هغو ارتفاعاتو له مخی چې د سیند په دننه کې اندازه شویدی محاسبه کیږی . ددی ارتفاعاتو شمیر د عرضی مقطعی د شکل له مخی ټاکل کیږی (۱۲-۳.شکل). د ژوندی مقطع عناصر دلاندی فورمولو ځخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی .

- د ژوندی مقطعی مساحت

$$A = \frac{h_1 b_2}{2} + \frac{h_1 + h_2}{2} b_2 + ... + \frac{h_{n-1} b_n}{2} b_n + \frac{h_n b_n}{2} \quad (۳-۸)$$

په پورتنی رابطه کې :

$h_1, h_2, ..., h_n$ - د ژوندی مقطعې په مختلفو نقطو کې اندازه شوی ارتفاع په متر ؛

$b_1, b_2, ...b_n$ - د اندازه شووارتفاعو ترمنځ واټن په متر؛

- د ژوندی مقطعې لوند محیط

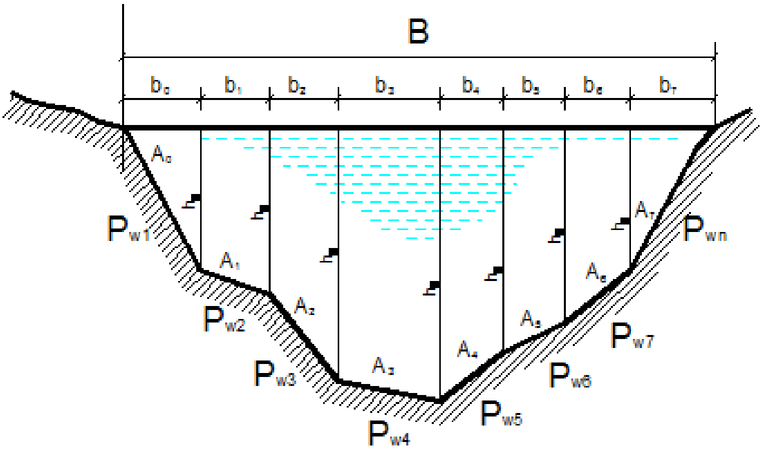
$$P_w = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + ... + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}; \qquad (۳-۹)$$

- د ژوندی مقطعې هایدرولیکی شعاع محاسبه کوو

$$R = \frac{A}{P_n} \qquad (۳- ۱۰)$$

- د ژوندی مقطعې منځنی ارتفاع محاسبه کوو

$$h_{av} = \frac{A}{B} \qquad (۳-۱۱)$$



۳-۱۲ . د بهیر ژوندی مقطع

۳-۷. د سیند پلان ، طولی اوعرضی پروفایل

۱-۷-۳. د سیند پلان

سیندونه په پلان کې معوج (کږلیچ) شکل لری . په پلان کې د سیندونو ننوتنه (خمیدګی) د سیند دکجي په نامه یادیږی . د سیندونو ننوتنه زیاتره د لاندې عواملو: د بهیر د توربولینتی (Turbulent) حرکت ، د خپل محور په چاپیریال (شاوخوا) د ځمکې څرخیدل او د اړخینو بهیرونو د شتون له امله رامنځ ته کیږی . هغه خط چې د سیند مساوی ژوروالی سره نښلوی د ایزوبات په نامه یادیږی . په هموارو ساحو کې نیږدی ټول سیندونه په پلان کې معوج شکل لری . د مجرا کجي د مجرا د کږلیچی د ضریب $(K_{cur} = L/L_1)$ په وسیله ټاکل کیږی .

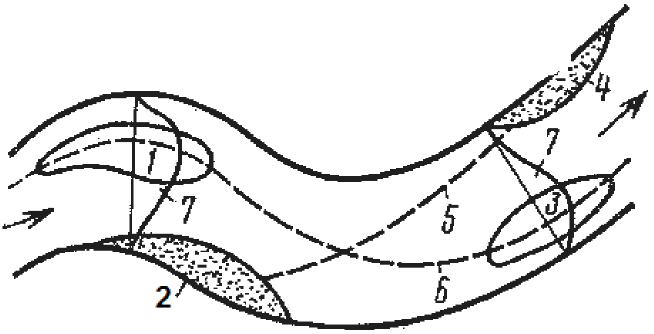
د سیند اوږدوالی معمولاً د سرچینی څخه د سیند په غاړه مخ کښته تر ټولوزیات ژوروالی (لیکی) خط د پاسه اندازه کیږی . د ښودل شوی خط موقعیت د بیړی لار (فارواتر) د کوم دپاسه چې په عملی توګه بیړی حرکت کوی ټاکل کیږی . د بیړی لار (فارواتر) چې د اصلی سیند د شاخې د پاسه تیریږی د اصلی فارواتر په نامه یادیږی .

د مجرأ د منځ ته راتګ د ارزونی په صورت کې د ستر ژوروالی د لیکی (خط) سربیره د « بهیر د ډینامیکی محور» د مفهوم څخه هم کار اخلی . د سیند د پلان دپاسه هغه کرښه ده چې د هغې په هره نقطه کې د بهیر سرعت په ژوندی مقطع کې قیمت لری د بهیر ډینامیکی محور په نامه یادیږی . هغه کرښه چې د بهیر په ژوندی مقطع کې اعظمی سرعتونه سره نښلوی د ستیرژن په نامه یادیږی . که چیری اعظمی سرعتونه د اوبو په سطحه کې شتون ولری پدی حالت کې دبهیر ډینامیکی محور او ستیرژن سره منطبق کیږی . د سیندی مجرأ کږوږه (ډیری پیچیدګی لرونکی) برخه چې د ننوتنی (خمیدګی) د دوو ګاوډیو نقطو ترمنځ موقیعت لری د هغی محورکرښه د سیند کږلیچی په نامه یادیږی .

د مجرأ د ابعادو بدلون او ځانګړی مجرأ منځ ته راتلنه چې د ترسباتو له حد څخه زیات ترسب کیدنی سره تړاو لری مجرائی تغیر شکل (Deformation (په نامه یادیږی . د مجرأ منځ ته راتلنی څخه مفهوم د هغه خوځنده ترسباتو یو ځای کیدنه چې د سیندی مجرأ مورفولوژیکی جوړښت ټاکی .

د سیندی کږلیچو منظم پلانی تغییر شکل کوم چې د مجرأ او سیندی بهیر د متقابل عمل په نتیجه کې رامنځ ته کیږی د مجرأ د کږیدنی (میاندری کیدنی) په نامه یادیږی . په کږه وږه شوی (میاندرشوی) مجرأ کې د ژوروالی د خپریدو ترتیبولو معمولی شکل د بهیر په اوږدو د لږ او ډیر ژوروالی لرونکو برخو په وسیله ټاکل کیږی چې د پریکات او پلیُس په نامه یادیږی (۱۲-۳ .شکل) .

د هموارو سیمو د سیندونو ځانګړتیا د هغی د تل (قعری) ریلیف شکل دی چې د ترسبی موادو د یو ځای کیدو څخه تشکیل او معمولاً د یوی سورورری کواړی (د اوبو لاندی غرونو سلسلی) په بڼه چې د بهیر په جهت مجرأ په یوه زاویی سره قطع او دیو ساحل څخه بل ساحل ته د هغی د انحراف سبب ګرزي د پریکات په نامه یادیږی . د سیند د زیات ژوروالی (د ډیرو اوبو لرونکی) برخه چې د دوو پریکاتو ترمنځ ځای لری د پلیُس په نامه یادیږي . په (۱۲-۳.شکل) کې په شیماتیکی ډول سره د څوکی سره پریکات (5)ښودل شویدی چې د (1) او (3) پلیُسونو ترمنځ موقیعت لری . هغه منحنی چې د پورتنی پلیُسی شیلې کښتنی برخه (1) د کښتنی پلیُسی شیلې پورتنی برخه (3) سره نښلوی د سیند په پلان کې د بیری د لار (6) موقیعت ښیی . پلیُسونه د سیند په مقعر ساحل کې ځای لری . د سیند د محدبو ساحلونو مخامخ څخه یو څه لاندی ګودر (چړ ، د لږو اوبو ساحې) (4) او (2) شتون لری چې د فرعی ساحلونو په نامه یادیږی . د لږو اوبو په پړاو کې په محدب ساحل کې وچیدونکی ټول شوی (یوځای شوی) ترسبی مواد د سیند د شکلنی غاړی په نامه یادیږی .



۳- ۱۲ . شکل . د مجرأیی کامپلکس پلیُس – پریکات – پلیُس موقیعت شیمأ
۱- پورتنی پلیُس ؛ ۲- پورتنی فرعی ساحل ؛ ۳- کښتنی پلیُس :۴- کښتنی فرعی ساحل ؛ ۵- د پریکات څوکه ؛ ۶- د بیړی لار (فارواتر) ؛ ۷- د سیند عرضی پروفایل .

د پریکاتو مطالعه په سیندونو کې د بیړیو د حرکت لپاره د نورمالو شرایطو د تأمین لپاره ضروری ده .

په پای کې باید یادونه وشي چې د سیندونو کږلیچي او د پلیُسږ او پریکاتو تشکیل (رامنځ ته کیدنه) د بهیر د عرضی سیرکولیشن (دوران) په پایله کې د سیند مقعری غاړی تخریبیږی او تخریب شوی مواد په محدب ساحل کې ځای په ځای کوی .

۳-۷-۲. د سیند طولی پروفایل

د سیند طولی پروفایل د سیندی مجرأ او د اوبو د سطحې د طولی فروفایل په وسیله ټاکل کیږی . د سیند په اوږدو په دونقطو کې د اوبو د سطحو توپیر (ΔH) د اوبو د سطحې د لویدنی (سقوط) په نامه یادیږی .

د سیند د دوو ټاکلو نقطو ترمنځ پر واټن (L)د اوبو د سطحو دلویدنی (ΔH) نسبت د سیند دطولی میل (I) په نامه یادیږی . د سیند طولی میل د سیند د مهمو ځانګړتیاو څخه ګڼل کیږی چې د لاندی رابطې څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی

$$I = \frac{\nabla_1 - \nabla_2}{L} = \frac{H_1 - H_2}{L};$$ (۳-۱۲)

په پورتنی فورمول کې :

∇_1 - د سیند د مطالعه کیدونکې برخې په پیل کې د ځمکې سطحې نسبی نښانه په متر ؛

∇_2- د سیند د مطالعه کیدونکې برخې په پای کې د ځمکې سطحې نسبی نښانه په متر ؛

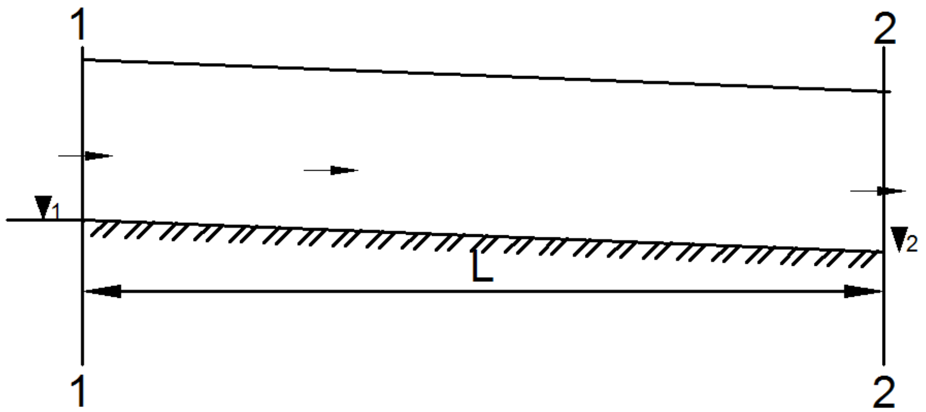
H_1- د سیند د مطالعه کیدونکې برخې په پیل کې د ځمکې سطحې نسبی نښانه نظر د سمندر سطحې ته په متر ؛

H_2 - د سیند د مطالعه کیدونکې برخې په پای کې د ځمکې سطحې نسبی نښانه نظر د سمندر سطحې ته په متر ؛

L - د سیند دمطالعه کیدونکې برخې د دوو نقطو ترمنځ واټن په متر .

د سیند په اوږدو د دوو ټاکلو نقطو ترمنځ د سطحو لویدنه په متر سره افاده کیږی چې په پایله کې د سیند میل یو بی ابعاده پارامتر دی .

د یادونی وړ ده چې د سیند طولی میل د هغې په اوږدو یو شان نه ندی ، بلکې د سرچینی څخه بیا تر دهنی پوری کمیږی .په سیند کې د اوبو د سطحو بدلون سره د هغې میل هم بدلون مومی . د سیند په اوږدو د اوبو د سطحو د زیاتیدو سره د سیند میل کمیږی . په لاندی (۳-۱۴. شکل) کې د سیند په اوږدو د میل بدلون او د هغې اغیزی ښودل شوی دی .

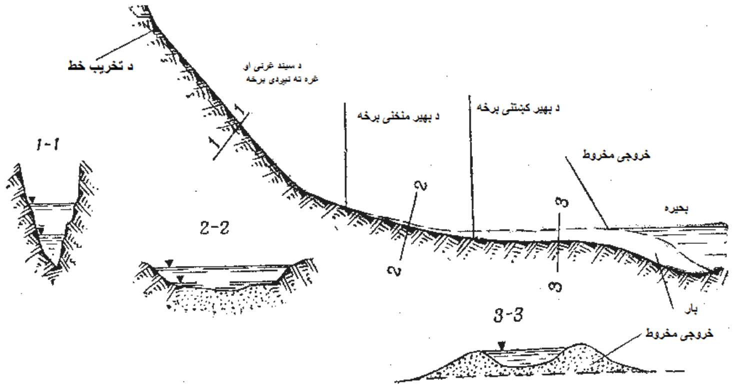


۳-۱۳. شکل . د طولی میل محاسبوی شیمأ

ځرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د سیند طولی پروفایل د سیند د بهیر په اوږدو د هغوی د تل او د اوبو د سطحو د نښانو د بدلون په وسیله ټاکل کیږی . معمولاً د سیند طولی پروفایل د ډیرو اوبو (زیات ژوروالی) د خط مطابق رسمیږی . د اوبو د سطحې د طولی پروفایل د رسمولو په صورت کې د اساس په توګه د لږو اوبو د مرحلی سطحه یا یوه سیلاب د سطحې لحظوی موقیعت او یا داچې د ټولو موجوده لحظوی سلابونو د شکل کښته کیدنه په پام کې نیول کیږی . د ځانګړو سیندونو طولی پروفایل اساساً نظر د سیند د دري میل ، د هغوخاورو او طبقاتو ځانګړتیاو ته چې د سیند مجرأ تری جوړه شویده له یو بل سره توپیر لری . د ځانګړو سیندونو د عمومی توپوګرافیکی او هایدرومیتریک ارقامو له مخې د سیند طولي پروفایل په څلور ډولونو ویشل کیږي (۱۵-۳. شکل) . [۲۰،۲۳]

۱- مقعرډوله د هغه پروفایل څخه عبارت دی چې د تل میل د هغې په اوږدو یعنې له سرچینی څخه تر دهنی (مصب) پوری کمیږی . د سیند پورتنۍ برخه کې میل ډیر تند اوپه کښتنۍ برخه هواریږی . د مقعر ډوله پروفایل نوم لدی امله ورکړل شوی دی چې مقعر شکل لری . د طولی پروفایل دا ډول زیاتره ترسترګو کیږی او تعادلی په نامه یادیږی . نوموړی پروفایل د متعادل توږلو (

ایروژون) په صورت کې د توږلو ، ترانسپورتیشن او د ترسباتو د یوځای کیدو په پایله کې رامنځ ته کیږی . په حقیقت کې د ښودل شوو پروسو ترمنځ تعادل نه ترسترګو کیږی ، نو له همدی امله په خپله د « د تعادلی پروفایل » مفهوم شرطی دی . تعادلی پروفایل کیدای شی چې د سیند د تل د حدی پروفایل په څیر مطالعه شی ، د کوم لپاره چې سیند هڅه کوی . د سیندونو ددی ډول پروفایلونو د تشریح لپاره په زیاته اندازه د لوګارتیم څخه کار اخلي [۲۰] .

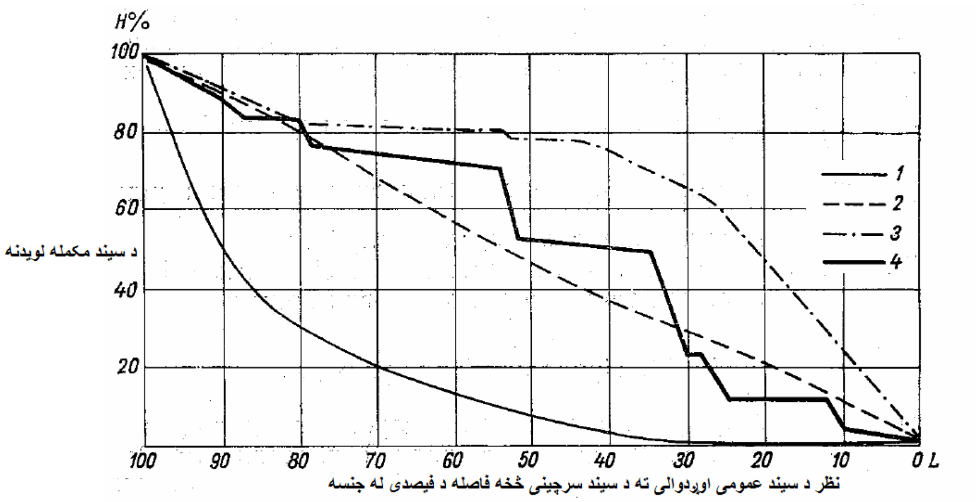


۳-۱۴. شکل . د سیند په اوږدو د میل کمښت او د هغی پایلی

۲- مستقیم الخطه پروفایل – د هغه پروفایل څخه عبارت دی چې د سیند په اوږدو د میل او د اوبو د سطحو لویدنی خپریدل منظم (مساوی) دی . د پروفایل دا ډول د کوچنیو او د هموارو سیندونوځانګړتیا ده .

۳- پرچاوه ډوله پروفایل – د هغه پروفایل څخه عبارت دی چې د سیند په پورتنی برخه کې د هغی لویدنه کمه او په کښتنیو برخو کې زیاته ده او د پارابولی منحني شکل لری .

۴- پته ای پروفایل – د سیندونو ددی ډول پروفایل ځانګړتیا پدی کې ده چې د اوبو د سطحې لویدنه کمه ، متمرکزه او ځنی وختونه د عمودی لوړو ژورو لرونکی ده .



۳-۱۵ .شکل . د سیند د طولی پروفایل ډولونه

۱- تعادلی پروفایل ؛ ۲- مستقیم الخطی پروفایل ؛ ۳ – پرچاوه ای (پرچاوه ډوله) پروفایل ؛ ۴- پته ای پروفایل .

د متمرکزه لویدنی او طغیانی بهیرونو سره د سیندونو هغه برخې چې د تخریب کیدونکو سطحو د خروجی محلونو سره تصادف کوی د درشل په نامه یادوی .
د لوړ عمودی ځای څخه د اوبو لویدنه د آبشار (شرشری) په نامه یادیږی .
هغه پته ای پروفایلونه چې په اوږدو د آبشارونو او درشلونو د زیات شمیر لرونکی وی دغرنیو سیندونو ځانګړتیا ده .
د هموارو سیمو د سیندونو په پروفایلونو کې ماتیدنه او پتې هم ترسترګو کیږی (کیدای شی چې شتون ولری) .
که چیری د سیندونو طولي پروفایل په دقیق ډول سره مطالعه شی ، لیدل کیږی چې د سیند ځنی برخې د منحنیاتو د پیچلی شکل څخه عبارت دی . پدی صورت

کې د سیند تل طولی پروفایل نسبتاً لږ بدلیږی لاکن د اوبو د سطحو طولی پروفایل بدلیدنه د زیاتو او بارانی سیلابونو اوبو دپراونو سره تړاو لری .

۳-۷-۳. د سیند د اوبو عرضی پروفایل

په سیند کې د اوبو د آزادی سطحې عرضی پروفایل افقی خط نه بلکی د سیند د یوی غاړی څخه بلی غاړی ته د اوبو د سطحې د لوړوالی سره ځانګړی کیږی . د سیند په یوه غاړه کې د اوبو د سطحې لوړوالی نسبت د متقابلی غاړی سطحې ته د لاندی لاملونوسره تړاو لری . د سیند د مجرأ تل د تل لپاره مستقیم الخطه (همواره) نه وی . د سیند کږو شوو (کږلیچیو) برخو کې د اوبو د حرکت په صورت کې د مرکز څخه د تیښتې قوه (Centrifugals Force) زیاتیږی . د مجرأ د انحنأ (کږیدو) درجه د تش په نامه انحنأ د شعاع په وسیله ټاکل کیږی . د انحنأ شعاع د هغې دایری د شعاع څخه عبارت دی چې د هغې قوس د هغه منحنې سره مطابقت لری کومه چې د مجرأ په نوموړی برخه کې د مجرأ شکل منعکس کوی . د اوبو هره ذره چې د مجرأ په ګږه شوی برخه کې حرکت کوی د مرکز څخه د تیښتی د قوی اغیزی زغمی چې د تأثیر لوری یی د انحنأ د شعاع په لوری دی . د ښودل شوی قوی مقدار د لاندی رابطې څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی

$$F_{c.f} = \frac{mV^2}{R};kg$$

$$F_{cf} = \frac{mV^2}{R};kg \qquad (۳-۱۳)$$

په پورتنی رابطه کې :

m- د مایع د ذری کتله kg/m^3 ؛

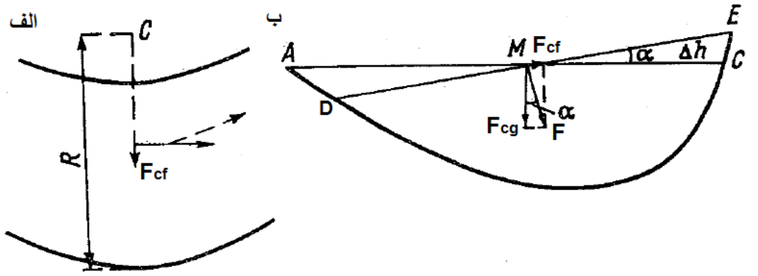
V- د مایع د ذری افقی (طولی) سرعت $m/\sec$ ؛

R- د انحنأ شعاع m ؛

په (۱۶-۳ – الف ـشکل) کې نوموړی قوه د ویکتور په شکل ښودل شویده ، چې د تأثیر لوری یې د سیند د مقعری غاړی لوری دی . د ښودل شوی قوی تر اغیزی لاندی د مایع ذره د سیند مقعری غاړی ته نیږدی کیږی .

سربیره پردی د مایع هره ذره د ثقل د قوي F_{cg} تر اغیزی لاندی واقع ده چې په (۳- ۱۶- ب. شکل) کې د ویکتور په وسیله ښودل شویدی چې د تأثیر لوری یې مخ کښنته عمود دی . په ښودل شوی شکل کې د مرکز څخه د تیښتی قوه F_{cf} د افقي خط په شکل ښودل شویده .

د دواړو قوو محصله F د F_{cg} د عمودی ویکتور سره د α زاویه جوړوی . ښکاره ده چې هموارہ سطحه د تل لپاره د هغه ټولو قوو پر محصلو عموده ده کومې چې پدی عمل کوي .



۳-۱۶. په انحنأ (کږه شوی برخه) کې د اوبو په سطحه د مرکز څخه تیښتې قوې اغیزی.

الف – د سیند د مطالعی لاندی برخې پلان ؛ ب - ژوندی مقطع .

پدی ترتیب سره هموارہ سطحه د دواړو قوو تر اغیزی لاندی – د مرکز څخه د تیښتی قوه F_{cf} او د ثقل قوه F_{cg} د DE موقیعت غوره کوی د AC سره د α زاویه جوړوی چې د هغې زاوئی سره مساوی ده کومه چې د F محصلی او

F_{cg} سره تشکیلوی ، ځکه چې $F_{cg}MF$ او EMC زاویو ضلعی سره متقابلاً عمودی دی . پوهېږو چې د ثقل قوه مساوی ده په

$$F_{cg} = mg \qquad (۳- ۱۴)$$

پدی رابطه کې :

m - د مایع د ذری کتله ؛

g - د ثقل قوي تعجیل .

د $F_{cg}MF$ مثلث څخه په ښکاره لیدل کیږي چې

$$tg\alpha = \frac{F_{cf}}{F_{cg}} = \frac{\left(\frac{mV^2}{R}\right)}{mg} = \frac{V^2}{Rg}. \qquad (۳- ۱۵)$$

څرنګه چې د α زاویه ډېره زیاته نده نو له همدی ځایه کولای شوو چې قبول کړو $tg\alpha = \sin\alpha$. د EMC مثلث څخه نتیجه اخلو چې

$$\Delta h = \frac{B}{2}\frac{V^2}{Rg}; \qquad (۳- ۱۶)$$

چیری چې B - د مجرأ عرض .

دوهم عامل چې دهغې شتون له امله د سیند د متقابلوو غاړو د اوبو د سطحو ترمنځ توپیر را منځ ته کیږی هغه د کاریلوس قوه F_2 ده

$$F_2 = 2m\omega V \sin\varphi; \qquad (۳- ۱۷)$$

په پورتنی فورمول کې :

m - د مایع د ذری کتله ؛

ω- د ځمکې ورځنۍ څرخيدلو زاويه ای سرعت ؛

φ - د ساحي د عرض البلد زاويه .

د تير حالت په څير د دوو قوو د ثقل قوه F_{cg} او د کاريلوس دقوي F_2 محصله به د ثقل د قوی د جهت سره زاويه جوړوی ، چې په پايله کې د اوبو سطحه د افقی سطحې سره ورته زاويه جوړوی . لدی ځايه د سيند عرضی ميل چې د کاريلوس قوی د F_2 د اغيزی له امله رامنځ ته کيږی مساوی دی په :

$$i = \frac{F_2}{F_{cg}} = \frac{2m\omega V \sin\varphi}{mg} = \frac{2\omega V \sin\varphi}{g} \qquad (\text{۳-} ۱۸)$$

څرنګه چې $2\omega = 0.0001458$ دی . په پايله کې پورتنی رابطه په لاندی شکل سره ليکو :

$$i = \frac{0.0001458 V \sin\varphi}{g}; \qquad (\text{۳-۱۹})$$

په هغو حالاتو کې چې د کاريلوس د قوي د اغيزی لوری د ثقل د قوی د لوری سره طابقت ولری پدی صورت کې ددی دوو قوو محصله د هغو د مجموع سره مساوی ده يعنی $(F_1 + F_2)$ ، اوپه هغه حالت کې چې د بنودل شوو قوو د اغيزي جهت مخالف وي پدی صورت کې محصله قوه د ښودل شوو قوو د توپير سره مساوی ده يعنی $(F_1 - F_2)$.

په يوه سلسله حالاتو کې په سيند کې د اوبو د سطحې شکل يو پيچلی حالت غوره کوی : د اوبو د سطحې د لوړيدو په صورت کې هغه محدب او د اوبو د کښته کيدو په صورت کې مقعر شکل غوره کوي . د ښودل شوی پيښنی عامل په سيند کې د لړواو ډيرو اوبو په پراونو کې په ژوندی مقطع کې د سرعتنامنظم

ویش دی . په پایله کې ویلی شوو چې د سیند عرضی میل دلاندی عواملو له امله رامنځ ته کیږی :

۱- په ګولائی برخو کې د مرکز څخه د تیښتي د قوي (Centrifugal force) اغیزه ؛

۲- په ژوندی مقطع کې د بهیر سرعت نامنظم ویش ؛

۳- د خپل محور په چاپیر د ځمکې حرکت .

د پورتنیو عواملو له امله د سیند په ګولائی برخه (یا د سیند په خمیدګي) کې داوبو سطحه عرضی میل لری ، چې د سیند مقعر لوری څخه محدب لوری ته دی .

۳-۸. د بهیر توربولینتی او لمیناری رژیم

په طبیعت کې ټول مایعات په هغه جمله کې اوبه هم د دوو رژیمو مطابق حرکت کوی .

د حرکت لمیناری (Laminar) رژیم د مایعاتو د هغه حرکت څخه عبارت دی چې مایع ذرات د موازی قشرونو په شکل حرکت کوی . پدی مفهوم چې د مایع یو ذره د بلی ذری تګ لوری نه قطع کوی . د اوبو بهیر د ثابت مقدار په صورت کې سرعت د بهیر په هره نقطه کې نظر وخت ، نظرکمیت (مقدار) او نظر لوری ته ثابت دی . په سرخلاصو بهیرونو کې سرعت د مجرأ د تل څخه چیری چې د صفر سره مساوی دی په تدریجي شکل سره زیاتیږی ، چې تر ټولو څخه لوړ سرعت د بهیر په آزاده سطحه کې دی . حرکت د مایع لزوجیت ،او د حرکت مقاومت سره چې د سرعت د لمړی طاقت سره متناسب دی اړه لری . په بهیر کې ګډیدنه د مالیکولی نفوذ (ګډیدو) ځانګړتیا لری . په طبیعت

کې لمیناری رژیم په میده دانه خاورو کې د ځمکې لاندی اوبو د حرکت ځانګړتیا ده .

په سیندی بهیرونو کې د حرکت رژیم توربولینتی (Turbulent) دی . توربولینت (Turbulent) یوه لاتینی اصطلاح ده چې د ګډوډ یا متلاطم مفهوم لری . د حرکت توربولینتی رژیم د هغه حرکت څخه عبارت دی چې د هغې په صورت کې د مایع ذرات د یو بل تګ لوری قطع کوی ، پر طولی سرعت سربیره د مایع ذری دورانی سرعت هم لری . د حرکت د توربولینتی رژیم خاصی ځانګړتیاوی د سرعت د ضربان څخه عبارت دی ، یعنی د بهیر سرعت نظر وخت او نظر لوری ته په هره نقطه کې مختلف دی . د سرعت دغه نوسانونه په هره نقطه کې چې د نیږدی ثابتو قیمتونو لرونکي دی عملی کیږی ، د کومو د پاسه چې په هایدرولوژی کې اتکأ کوی . د بهیر د سرعتونو تر ټولو لوړ قیمتونه د بهیر په سطحه کې شتون لری . د مجرأ تل لوری ته په نیږدی کیدو سره سرعت نسبتاً لږ کمیږی او نظر تل ته په منځنی برخه کې په کافی اندازه ستر قیمتونه لری . پدی ترتیب سره ویلی شو چې په سیندی بهیر کې تل ته نیږدی سرعت تقریباً د صفر سره مساوی دی . د توربولینتی بهیر په تیوریتیکی څیړنو کې تل ته نیږی نری سرحدی قشر شتون ثابت شوی چې په هغې کې د بهیر سرعت ډیر ژر (سم دلاسه) تر صفر پوری کمیږی .

توربولینتی حرکت د لزوجیت پوری معمولاً اړه نه لری . د حرکت مقاومتونه په توربولینتی حرکت کې د سرعت د مربع سره متناسب دی .

د تجربو په وسیله په ثبوت رسیدلی ده چې د لمیناری حرکت څخه توربولینتی ته او د توربولینتی څخه لمیناری ته د حرکت بدلیدنه د بهیر د منځني ژوروالي h_{av} او منځني سرعت V_{av} د یو ټاکلي تناسب په صورت کې ترسره کیږی . ښودل شوی تناسب د بی ابعاده عدد په وسیله چې د رینولدس عدد

(Ronald’s Number) په نامه یادیږی افاده کیږی . د رینولدس عدد د لاندی رابطې څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی

$$Re = \frac{V_{av} h_{av}}{\nu};$$ (۳- ۲۰)

په پورتنی رابطه کې :

ν- د اوبو (مایع) د کنیماتیکی لزوجیت ضریب دی چې عددی قیمت یې د اوبو د تودوخې د درجې پوری اړه لری په $(cm^2/\sec; m^2/\sec)$ ؛

h_{av}- د بهیر منځني ژوروالی (m) ؛

V_{av}- د بهیر منځني سرعت $(m/\sec)$.

د رینولدس عدد هغه قیمت چې د هغې په صورت کې د اوبو (مایعاتو) د حرکت رژیم د لمینار څخه توربولینت او یا د توربولینت څخه لمینار ته بدلیږی د رینولدس د بحرانی عدد$(Re.cr)$ په نامه یادیږی .

د سرخلاصو کانالونو لپاره درینولدس بحرانی عدد $(Re.cr)$، چې د هغه په صورت کې حرکت د لمینار څخه په توربولینت بدلیږی عبارت دی له $(Re.cr = 300 - 1200)$ [۲].

په سیندی بهیرونو کې د سرعتونو کوچنیی قیمتونه د حرکت د توربولینتی رژیم ځانګړتیا ده .

بحرانی سرعت د بهیر هغه منځي سرعت دی چې د هغې په صورت کې د لمیناری څخه توربولینتی رژیم او یا برعکس سرته رسی .

د معاصرو اټکلونو په اساس د توربولینتی بهیر په داخل کې په مختلفو لورو او د نسبی سرعتونو د مختلفو قیمتونو په صورت کې ، د اوبو د جزئی حجمونه چې ځانګړی ابعاد لری ګډیدنه سرته رسی . پدی ترتیب سره د وخت په لنډو لحظو کې د بهیری عمومی حرکت سره د اوبو د ځانګړو کتلو مستقل شتون لیدلی شوی دی . ددی څخه دا ښکاره کیږی چې د توربولینتی بهیر په آزاده

سطحه کې کوچنی گردابی ساحې رامنځ ته کیږی . په کومه اندازه چې گردابی ساحې ژر رامنځ ته کیږي په همغه اندازه ژر له منځه ځي . د هغوی له منځه تلل په داسی ډول سرته رسی لکه چې په ټوله کتله کې حل کیږی . ددي سره نه یوازی د بهیر د سرعتونو د ضربانونو شتون تشریح کیږی بلکه د خړوالی ، د تودوخې درجه ، د حل شوو مالکو غلظت ضربانونه هم تشریح کوی .

په سیندونو کې د اوبو د حرکت توربولینتی ځانگړتیاوي د اوبو د کتلو د گډېدو سبب گرځی . د بهیر د سرعت د زیاتیدو سره د گډېدنی شدت هم زیاتیږی . د گډیدو پیښنه زیاتره هایدرولوژیکی اهمیت لری . د گډیدو پیښنه په ژوندی مقطع کې د حرارت ، د معلقو ذرو د غلظت او حل شوو ذرو په متوازن کیدو کې مرسته کوی .

۳-۹. په سیندونو کې د اوبو حرکت

په سیندونو کې اوبه د ثقل قوی (د جاذبی د قوی) F_{cg} له امله حرکت کوی . ښودل شوی قوه کولای شی په دوو مرکبو تجزیه شي : افقی (د تل سره موازی) مرکبه $F_{cg.x}$ او عمودی مرکبه $F_{cg.y}$ (۳- ۱۶ شکل) . د $F_{cg.y}$ د مجرأ د تل د عکس العمل قوه سره معادله (مساوی) ده . د $F_{cg.x}$ قوه د مجرأ د تل د میل پوری اړه لری چې د اوبو د حرکت سبب گرځي . نوموړی قوه په ثابت شکل سره عمل کوی باید د حرکت د تعجیل د رامنځ ته کیدو سبب شي . دغه کار نه پیښیږي ځکه چې ښودل شوی قوه د مقاومت د قوی سره کومه چې د مایع د ذراتو ترمنځ د اصطکاک قوی او د اوبو د خوځدنه کتلې د اصطکاک قوی سره مساوی ده . د میل ، د تل زیږوالی، د مجرأ تنگیدنه او پراختیا د حرکت د قوو او د مقاومت د قوو تناسب د بدلون سبب گرځی چې دا کار په ژوندی مقطع او د مجرأ په اوږدو د سرعت د بدلون سبب گرځی .

په بهيرونو کې د حرکت لاندې ډولونه شتون لري :

۱- منظم حرکت؛

۲- نا منظم حرکت ؛

۳- نامستقر حرکت .

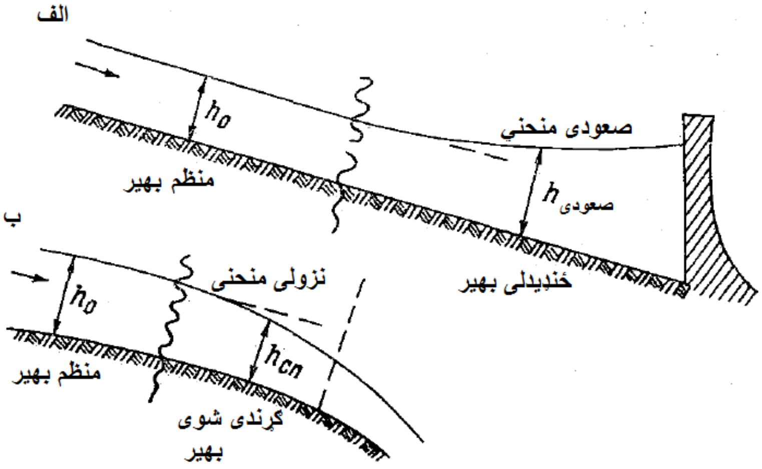
د منظم حرکت په صورت کې د بهير په اوږدو د بهير سرعت ، ژوندی مقطع ، مقدار ثابت او نظر وخت ته بدلون نه کوي . د حرکت دا ډول په هغو کانالونو کې چې منشوري مجرأ ولري ترسترګو کيږي . د يادونې وړده چې د انجينري عملي ساحه کې دوه ډوله سرخلاصي مجرأوې شتون لري : منشوري او غير منشوري .

منشوري مجرأ د هغې مجرأ څخه عبارت ده چې د بهير په اوږدو د هغې د ژوندی مقطع ځانګړتيا مساحت (A) د يوه پارامتر يعنې د بهير د ژوروالی پورې اړه لري $A = f(h)$. غيرمنشوري مجرأ د هغې مجرأ څخه عبارت ده چې بنودل شوی ځانګړتيا د دوو پارامترو پورې اړه لري $A = f(h;S)$. S- د ژوندی مقطع خطي پارامتر دی [۲].

د نامنظم حرکت په صورت کې په ژوندی مقطع کې ميل ، سرعت په ټاکلی وخت کې بدلون نه کوي لاکن د بهير په اوږدو ښودل شوي پارامترونه بدلون مومي . د حرکت دا ډول په سيندونو کې د لږو اوبو په مرحله کې د بهير ثابت مقدار په صورت کې او همدارنګه د اوبو د دمه کيدو په صورت کې چې د بند د جوړيدو په پايله کې رامنځ ته کيږي ليدلی شو .

نا مستقر حرکت د هغه حرکت څخه عبارت دی د هغی په صورت کې د بهير ټول هايدروليکي پارامترونه (ميل ، سرعت ، د ژوندی مقطع مساحت) په مطالعه کيدونکي برخه کې هم نظر وخت او هم نظر د بهير اوږدوالی ته بدلون کوي . نامستقر حرکت د سيندونو د ډيرو اوبو او سيلابی پړاونو ځانګړتيا ده يعنې په ښودل شوو پړاونو په سيندونو کې حرکت نامستقر دی .

د منظم حرکت په صورت کې د بهير د سطحې ميل I د مجرأ د تل ميل i سره مساوی دی او د اوبو سطحه د مجرأ د تل سره موازی ده . نا منظم حرکت کيدای شی ځنډيدونکی او يا تعجيلی وی . د ځنډيدلی حرکت په صورت کې د سيند د بهير په کښته لوری د بهير آزاده سطحه د صعودی منحني شکل ځانته غوره کوی . پدی حالت کې د بهير د آزادی سطحې ميل د مجرأ د تل د ميل څخه کوچنی کيږی $(I < i)$ او ژوروالی د بهير په اوږدو (د بهيير په لوری) زياتيږی . د ګړندی (تعجيلی) حرکت په صورت کې د بهير د آزادي سطحې منحنی نزولی شکل غوره کوی ، د بهيير په لوری مخ کښته ژوروالی کميږی ، ميل او سرعت زياتيږی (۱۸-۳. شکل) .



۳- ۱۷- شکل . د اوبو د آزادي سطحي د منحنی مثال :

الف – صعودی منحنی ؛ ب – نزولی منحنی .

۳-۱۰. د اوبو د بهیر سرعت او په ژوندی مقطع کې د هغې ویش

په سیندونو کې د بهیر سرعت په ځانګړو نقطو کې یو شان ته ندی : هغه هم نظر د بهیر ژوروالی او هم نظر د ژوندی مقطع عرض ته بدلون کوی . دا پدی معنی ده په هره اندازه چې د سیند د غاړی څخه د سیند مرکز ته نیږدی کیږو په همغه اندازه د بهیر سرعت زیاتږی او برعکس . په همدی ترتیب په کومه اندازه چې د مجرأ د تل څخه د بهیر آزادی سطحې ته نیږدی کیږو په همغه اندازه د بهیر سرعت زیاتیږی او برعکس . د اندازه ګیری په هر ځانګړی عمود کې د بهیر د ټولو څخه کوچنی سرعت د مجرأ تل ته نیږدی شتون لری ، د مجرأ د تل څخه د هغې د آزادی سطحې په لور په پیل کې د سرعت زیاتوالی ژر تر ژره کیږی او وروسته ښودل شوی زیاتوالی مومی . په آزادو مجرأو کې د بهیر اعظمی سرعت د آزادی سطحې څخه د $(0.2H)$ په ژوروالی کې شتون لری . که چییری په عمودی محور د بهیر ژوروالی او د بهیر په لوری (افقی محور) د اندازه شوی سرعت د قبول شوی مقیاس له مخې وضع کړو ، هندسی شکل په لاس راځي چې د سرعت دیاګرام په نامه یادیږی . د سرعت دیاګرام د بهیر په ژوروالی په ځانګړو نقطو کې د سرعت ویش افاده کوی (۱۸-۳ . شکل) . د مجرأ د تل د ریلیف نا هموار والی ، د کنګل پوښښ ، باد او واښه نظر عمود ته د سرعت پر ویش ترټولو څخه زیاتی آغیزی لری . د مجرأ په تل کې د ناهمواروالی د شتوالی په صورت کې د مانع مخ ته د بهیر سرعت د تل لوری ته ډیر زیات کمیږی . تل ته په نږدی قشرونو د وښوو شتون چې د مجرأ د تل د زیږوالی د زیاتیدو لامل ګرځی چې دا کار د بهیر دسرعت کمښت سبب ګرځي . په ژمی کې د هوا سړیدل د بهیر د پورتنی برخې د کنګل کیدو لامل ګرځي . د کنګل لاندینی سطحه چې د بهیر سره په تماس کې ده د بهیر د حرکت په

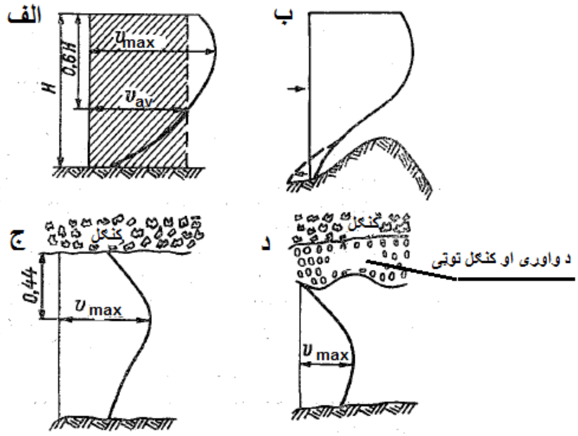
مقابل کې اضافي زیږوالی ښيي چې په پایله کې د بهیر اعظمی سرعت موقیعت چې د اوبو آزادی سطحې ته په نږدې قشروکې شتون درلود بدلون موموی . ښودل شوی اعظمی سرعت د اندازه ګیری د عمود په منځني برخه کې ځای لری . په ژوندی مقطع کې د سرعت پرویش او د هغې پر موقیعت د باد سرعت او لوری هم زیاته اغیزه لری . که چیری د باد د لګیدو لوری د بهیر د لوری سره سمون ولری پدی حالت کې د بهیر اعظمی سرعت په آزاده سطحه تر سترګو کیږی . په هغه حالاتو کې چې د باد چلیدو لوری د بهیر په مخالف لوری وي پدی صورت کې د بهیر اعظمی سرعت په آزاده سطحه کې کم وی . د هغې موقیعت نسبت هغه حالت ته چې باد شتون ونه لری (په آرامه هوا کې) د آزادی سطحې په ډیر ژوروالی سره ځای لری . په (۳- ۱۸.شکل) کې د بهیر په ژوروالی د سرعت ویش ښودل شوید ی .

د بهیر پسور هم د سطحې اوهم د منځني سرعت بدلیدنه په ډیر ملایم (هموار) شکل سره ترسره کیږي . څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د سیند (مجرأ) غاړو ته په نږدې برخو کې د بهیر سرعت د قیمت له مخې اصغری اود سیند په منځنی برخه کې اعظمی دی . پدی مفهوم په کومه اندازه چې د مجرأ د غاړی (ساحل) څخه مرکز لوری ته نیږدی کیږو په همغه اندازه د بهیر سرعت خپل اعظمی قیمت ته رسی او برعکس .

هغه خط چې د سیند په آزاده سطحه کې د لوړسرعت لرونکی نقطې سره نښلوی (وصلوی) د ستیرژن په نامه یادیږی . د ستیرژن د موقیعت پوهیدل د هغو سیندونو لپاره چې د اوبو د ترانسپورت (د بیړی چلولو) ، د لرګیو د لیږدولو لپاره کارول کیږي زیات ارزښت لری .

په ژوندی مقطع کې د سرعت د ویش (خپریدو) په هکله ښکاره معلومات د ایزوتاخونو د رسمولو څخه حاصلیدلی شي . ایزوتاخ د هغه خط څخه عبارت دی چې د بهیر په ژوندی (کاری) مقطع کې هغه نقطې سره وصلوی چې

مساوی سرعت ولری یا په بل عبارت د مساوی (ورته) سرعتونو خط دایزوتاخ په نامه یادیږي (۱۹-۳. شکل) .



۳- ۱۸. شکل . د سرعت دیاګرام (ویش) :

الف – سرخلاصه مجرأ ؛ ب – د مانع په (مخ) مقابل کې ؛ ج – کنګلی پوښښ ؛

د – د کنګل او واورو د توټو یوځای کیدنه

د اعظمی سرعتونو ساحه معمولاً د آزادی سطحې څخه په یوه ژوروالی کې موقیعت لری . هغه خط چې د بهیر په اوږدو د ځانګړو (مختلفو) مقطعو د اعظمی سرعت لرونکی نقطې سره وصلوی د بهیر د هایدروډینامیکی محور په نامه یادیږی . د اندازی ګیری عمود په ژوروالي د سرعت د ویش دیاګرام د مساحت د ویشلو څخه د اندازه ګیری په عمود کې منځني سرعت په لاس راځي . په یوه مجرأ کې د بهیر منځنی سرعت کیدای شی په څو طریقو سره حاصل شی :

الف – یوه نقطه ئې کړنلاره – د اوبو د سرعت د اندازه کولو پدی کړنلاره کې یوازی په یوه نقطه کې او هغه هم د بهیر په منځ کې . ددی کار لپاره لومړی نسبت د اوبو آزادی سطحې ته یو عمود (قائم) خط په پام کی نیسی او د ښودل شوی خط د پاسه د بهیر سرعت په هغه نقطه کې چې د آوبو د آزادې

سطحي څخه د هغې واټن $H(0.5-0.7)$ په حدودو کې وی اندازه کیږی . معمولاً پدی مورد کې د اوبو سرعت د اوبو د آزادې سطحې څخه د $(0.6H)$په ژوروالي سره ټاکل کیږی او د منځنی سرعت په شکل یی منی . د $(0.6H)$ د تجربو اساس په لاس راغلی . دد ی کړنلارى څخه په هغه حالت کې کار اخلی چې کله د بهیر ژوروالی له $(H < 70cm)$ لږ وی .

ب – دوه نقطه ئې کړنلاره : د دوه نقطه ئې کړنلارې څخه په هغه حالت کې کار اخلی ، چې کله په سیند (مجرأ) کې د بهیر ژوروالی له اویا سانتی مترو څخه زیات وی یعنی $(H > 70cm)$. پدی حالت کې د اوبو سرعت په هر پړاو کې په دوو نقطو کې یوه د $(0.2H)$ او بله یی په $(0.8H)$ د اوبو د آزادې سطحې څخه اندازه کیږی چې وروسته د لاندې فورمول څخه په کار اخستلو سره د بهیر منځنی سرعتV_{av} محاسبه کوی

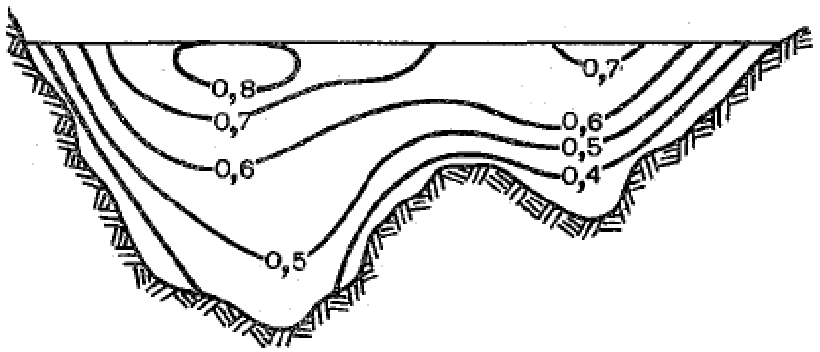
$$V_{av} = 0.5(V_{0.2H} + V_{0.8H});$$
(۳- ۲۱)

پدی رابطه کې :

$V_{0.2H}$ او $V_{0.8H}$ – په ترتیب سره د بهیر سرعت د اوبو د آزادې سطحې څخه د (0.2H) او (0.8H) ژوروالی سره .

ج – پنځه نقطه ئې کړنلاره : پدی طریقه کې د اوبو سرعت د اوبو په آزاده سطح (V_{sur}) او تل ته په نږدی برخه کې (V_{bed}) او همدارنګه د اوبو د آزادې سطحې څخه د اوبو د آزادې سطحې څخه په 0.6H;0.2H او 0.8H ژوروالي یعنې $(V_{0.2H}; V_{0.6H}\ ; V_{0.8H})$ انداره کیږی . په ښودل شو نقطو کې د بهیر د سرعت د اندازه کولو وروسته د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره د بهیر منځنی سرعت محاسبه کوی

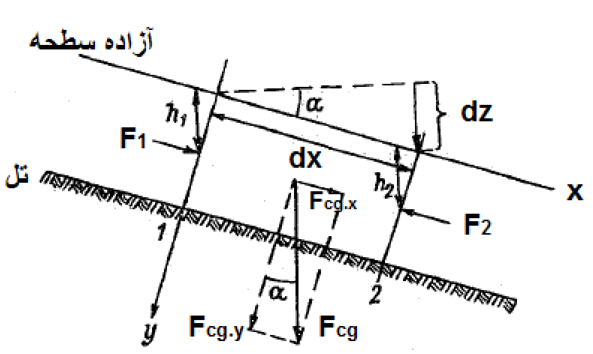
$$V_{av} = \frac{1}{10}(V_{sur} + 3V_{0.2H} + 2V_{0.6H} + 3V_{0.8H} + V_{bed}); \quad (۳-۲۲)$$



۳-۱۹. شکل . د سیندی بهیر په ژوندی مقطع کې د مساوی سرعتونو خطونه (ایزوتاخونه)

۳- ۱۱ . په ژوندی مقطع کې منځنی سرعت . د شیزی فورمول .

د تجربوی ارقامو د نشتوالی په صورت کې د بهیر په ژوندی مقطع کې د منځنی سرعت د محاسبې لپاره د شیزی (**Chezy**) فورمول څخه کار اخلی . د شیزی د فورمول د لاسته راوړلو لپاره په بهیر کې د دوو $(1-1)$ او $(2-2)$ مقطعو ترمنځ احاطه شوی د اوبو حجم په پام کې نیسو (۳-۲۰ . شکل) .



۳-۲۰. شکل . د شیزی د فورمول د لاس ته راوړلولپاره محاسبوی شیمأ

د احاطه کونکو مقطعو ترمنځ د اوبو حجم عبارت دی له

$$W = Adx \qquad (۳-۲۳)$$

پدی ځای کې :

A - د ژوندی مقطع مساحت په m^2 ؛

dx - د مقطعو ترمنځ واټن په m .

د اوبو په جلاشوی حجم عمل کونکی قوی عبارت دی له :

۱- د هایدروډینامیکی فشار محصله قوه F_d ؛

۲- د ثقل قوه F_{cg} ؛

۳- د مقاومت (اصطکاک) T ؛

۴- د هایدروستاتیکی فشار قوه F_{st} .

څرنګه چې له یویی خوا د بهیر د دخولي او خروجي ژوندی مقطع مساحت سره مساوی دی او بلی لخوا د میل د ثابتوالی په صورت کې د هایدروستاتیکی فشار قوه چې په بنودل شوو مقطعو عمل کوی سره مساوی دی یعنی $F_{st1} = F_{st2}$.

- د ثقل قوی مقدار مساوی دی

$$F_{cg} = \gamma Adx \qquad (۳-۲۴)$$

په پورتنی رابطه کې :

γ - د مایع حجمی وزن .

د ثقل قوه په دوو مرکبو تجزیه کوو

- افقی مرکبه (د تل سره موازی)

$$F_{cg.x} = \gamma A.dx.\sin\alpha$$

- عمودی مرکبه $F_{cg.y} = \gamma A dx.\cos\alpha$

څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه چې د بهیر حرکت د ثقل قوې د افقي مرکبی $(F_{cg.x})$ له امله سرته رسی . د مستقر منظم حرکت په صورت کې ښودل شوی قوه د مقاومت هایدروډینامیکی (اصطکاک) قوی سره مساوی کیږی . د اصطکاک د قوې مقدار د اصطکاک د سطحې $(P_w.dx)$ او د بهیر د منځنی سرعت د مربع (V_{av}^2) سره متناسب دی .

پدی ترتیب سره $T = F_{cg.x}$

یا

$$KP_w dx V_{av}^2 = \gamma A dx.\sin\alpha$$

(۳-۲۵)

په پورتنی رابطه کې :

P_w **- د بهیر د ژوندی مقطع لوند محیط ؛**

K**- د تناسب ضریب دی چې** $K = \gamma / C^2$ **؛**

C**- متحول دی .**

د فورمول د حاصلولو لپاره د لاندی ښونو څخه کار اخیستل شوی دی :

- د بهیر میلان (میل) $\sin\alpha = \frac{dz}{dx} = I$ **؛**

- هایدرولیکی شعاع $R = \frac{A}{P_w}$ **.**

د پورتنیو ښودنو په پام کې نیولو سره په لاس راځي

$$\frac{1}{C^2} V_{av}^2 = RI$$

یا

$$V_{av} = C\sqrt{R_{av} I}$$

(۳-۲۶)

(۳-۲۶) معادله د شیزی (Chezy) د فورمول په نامه یادیږی .

C - د شیزی ضریب دی چې د هغې قیمت ثابت ندی . د شیزی ضریب قیمت د بهیر د ژوروالی او د مجرأ د زیږوالی پوری اړه لری . د نوموړی ضریب د محاسبې لپاره ځانګړی تجربوی فورمولونه شتون لری چې پدی ځای کې د یو څو یادونه کوو :

- د مانننګ فورمول Mooning

(۳- ۲۷) $$C = \frac{1}{n} R^{1/6}$$

- د ی .ی.اګروسکین فورمول E.E. Agroskin

(۳- ۲۸) $$C = \frac{1}{n} + 17.72 \lg R.$$

- د د.و .شترین لیخت D.V.Shtrinlkht ، ی.ی. اګروسکین E.E.Agroskin فورمول

(۳ - ۲۹) $$C = C_1 + B \lg R$$

پدی فورمول کې

$$C_1 = \frac{1}{n};$$

$$B = 27.5 - 300n$$

- د فاولوفسکی N.N.Pavlovsky فورمول

(۳- ۳۰) $$C = \frac{1}{n} R^{y}$$

د زیات شمیر تجربوی ارقامو پر بنسټ **N.N.Pavlovsky** $(0.1m \le R \le 3m)$ په حدودو کې په اثبات ورسوله چې د شیزی ضریب لپاره په فورمول کې د طاقت ښودونکي ثابت ندی ، بلکه متحول دی

$$y = 2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}\left(\sqrt{n} - 0.1\right)$$

د $R < 1m$ په صورت کې $y \approx 1.5\sqrt{n}$.

د $R > 1m$ په صورت کې $y \approx 1.3\sqrt{n}$.

- د هان هیل – کوارتز فورمول

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n}}{1 + 23\frac{n}{\sqrt{n}}}. \qquad (۳-۳۱)$$

n- د زیږوالی ضریب دی چې د هغی عددی قیمت د مجرأ پوری اړه لری چې په ځانګړو جدولونو کې قیمتونه لری شتون لری [۲۹] .

جدول . ۳-۱ . د سیندونو لپاره د زیږوالی ضریب n [۲۹] .

y	n	د مجرأ ځانګړتیا	کتیګوری
4	**3**	**2**	**1**
		د هموارو سیمو سیندونه	
1/6	**0.020**	د زرښی لرونکی (لای دار) ترسباتو د نازک قشرسره په متراکمو خاورو کې د کانال شوو سیندونو مستقیمی برخې	**I**
	0.022	د زرښی لرونکی (لای دار) ترسباتو د نازک قشرسره په متراکمو خاورو کې د کانال شوو سیندونو کږی (کږلیچی) برخې	**II**
	0.025	خاورینی مجراوی په ډیرو ښوو او مناسبو شراطو	**III**

		كې ، پاکی (صفا) او مستقیمی برخې د آرام بهیر سره	
1/5	0.030	په ورته شرایطو کې کریږی او جغل لرونکی مجرأوی	IV
	0.035	د دایمی سیندونو (د اوبو لیږدونکو) مجرأوی ، زیاتره ستر او منځنی سیندونه چې د اوبو بهیر او تل (بستر) په ډیرو ښو او مناسبو شرایطو کې	V
	0.040	په عادی شرایطو کې د دایمی سیندونو صافې مجراوی ، د بهیر له لوری سره یو څه نا درسته کږی شوی مجرأوی یا مستقیمی برخې ، نو د تل د نامنظم پروفیل سره (چړونه ، کنده ، ځای ځای تیږو سره ، و چې) پویمی	VI
1/4	0.050	په کافی اندازه بندی شوی ، کږی (کږلیچی) او ځای ځای شنه شوی ، ډیرینی د نا آرام بهیر سره د سترو او منځنیو سیندونو مجرأوی	VII
	0.065	د اوبو وقفه ای بهیرونو مجرأوی ، په کافی اندازه شنه شوی ، کږی شوی . نسبتاً شنه ،ناهمواری ، د سیندونو پویمی بدی تشکیل شوی جوړی شوی(مسیل ؛ بوټي ، ونی د کوچنیو جهیلونو شتون). د هموارو سیمو سیندونو خالی ځایونه .	VIII
1/3	0.080	د ډیرو ژورو مسیلو سره ، ډیری زیاتی بندی شوی (د ضعیف بهیر سره) مجرأوی او پویمی	IX
	0.100	د پورتنیو کتګوری (IX) ورته شرایطوکې پویمی لاکن د نامنظم غیر مستقیمو بهیرو سره و د کوچنیو جهیلونو سره ، او نور	X
	0.120	دلدلزار(باطلاق) ډوله سیندونه (خنګلی ، لوټي ، په	XI

	ډیرو ځایو کې نیږدی ولاړې اوبه او داسی نور) . ځنګلي پویمی د ډیر زیات غیر فعالی فضأ سره ، د ځائی ژورکیدنی ، جزیری او نور .		
XII	تړلی (بندی شوی) پویمی ، سرترسره ځنګل ، د تایګاه ډول .	0.200	
	غرنی سیندونه او د اوبو موقتی بهیرونه		
I	د سیندی مجرأوو مصنوعی ځانګې چې په صاف ډول سره په صخره کې پری (کیندل) شوی وی .	0.020	1/6
II	ورته مجرأوی (II) چې د هغوی سطحه په منځني شکل سره کار شوی وی .	0.022	
III	د سیندونو طبیعی مجراوی چې پیدایښت ئی غرنی وی ، په مناسبو شرایطو کې لاکن د هموارو میلانو سره ؛ صافی – مستقیمی خاورینی (ختِه ، ریګ ، میده دانه جغل) مجرأ د $I = 0.0005 - 0.0008$ میل سره .	0.025	
IV	په ورته شرایطو کې (III) کریری – جغله ای مجرأوی $I = 0.0008 - 0.001$	0.030	1/5
V	د اوبو موقتی بهیرونه (ستر او کوچنی) د مجرأ د تل شکل او سطحه په ډیر ښه حالت کې . کریری – جغله ای مجرأوی د (IV) کتګوری په ورته شرایطولاکن د ډیرو غټو غرګیو سره . $I = 0.001 - 0.003$	0.035	
VI	د اوبو موقتی بهیرونه خاورینی مجرأوی (وچ خوړونه) په مناسبو شرایطو کې . غرنی سیندونه د بهیر په لوری مخ کښېته ، ښی کارول شوی کریری مجرأ $I = 0.003 - 0.007$.	0.040	

1/4	0.05	د (سترو او منځنيو سيندونو) مجرأوی د کافی اندازی بنديدنی سره ، کږليچي (کږی وږی برخې) او ځای ځای شنه شوی برخې ، ډبرينی د نا آرام بهير سره . د اوبو موقتی بهيرونه (پسرلنی – بارانی) چې تل ئی د سترو کريږو په وسيله پوښل شوی وی يا د ګياو سره $I = 0.007 - 0.015$	VII
	0.065	د اوبو موقتی بهيرونه ، په ډيره پيمانه بندی شوی او کږی وږی شږی مجرأوی . کريږی – کلوله ډبری غرنی ډوله مجرأوی (په منځنيو برخو کې) د اوبو د نامنظمی سطحې سره $I = 0.015 - 0.05$.	VIII
1/3	0.08	د غرنيو سيندونو د کلوله ډبری (قله سنګ) ، غر ډوله مجرأو(په پورتنيو او منځنيو برخو کې) ، د اوبو موقتی بهيرونه د زګلن بحرانی بهير سره ، د اوبو د سطحې د زياتی کنده کيدنی (مخ پورته د اوبو د پاشلو سره) $I = 0.015 - 0.09$.	IX
	0.100	غرنی – آبشار(ځروبی) ډوله مجرأوی چې عمدتاً د سيند په پورتنی برخه کې چې تل ئی د غټو صخرو (کمرونو) او کږليچونو لرونکی وي ، آبشارونه (ځروبی) د ښکاره زګنونو سره ، د اوبو د زګنو اندازه ئی دومره زياته ده چې اوبو ته ظی سپين رنګ ورکړی وي ، د اوبوغړ په نورو ټولو غړونو حاکم وی $I = 0.09 - 0.2$.	X
	0.140	د غرنيو سيندونو ټولی ځانګړتياوی د (X) کټګوری سره ورته دی ، لاکن د ډير زيات مقاومت سره .	XI
1/2	0.200	د غرنيو سيندونو د لوړ حدی مقاومت سره .	XII

د شيزی فورمول ښخه ځرګنديږی چې د بهير سرعت د هايدروليکی شعاع او منځني ژوروالی د زياتوالی سره زياتيږی . دا لدی امله ترسره کيږی چې دبهير

د ژوروالی د زیاتوالی سره د زیږوالی تأثیرات د سرعت په قیمت کمیږی او همدارنګه د سرعت په دیاګرام کې هغه مساحت چې د کوچینو سرعتوتو په وسیله پوښل شویدی کمیږی . د هایدرولیکی شعاع زیاتوالی د شیزی ضریب (C) د زیاتوالی سبب ګرځي . د شیزی د فورمول څخه نتیجه اخلو چې د بهیر سرعت د میل د زیاتوالی سره زیاتیږی . د یادونی وړده چې د توربولینتی حرکت په صورت کې دغه زیاتوالی نسبت لمیناری ته کم دی .

۳-۱۲. د هموارو – غرنیو سیمو د سیندونو د بهیر سرعت

د هموارو سیندونو د بهیر نسبت غرنیو سیندونو ته ډیر آرام دی . د هموارو سیمو سیندونو د اوبو سطحه نسبتاً ډیر همواره ده . هغه خنډ (بندیز) چې د بهیر په مقابل کې شتون لری بهیر په ملایم شکل د هغې د پاسه تیریږی ، د مانع په مقابل کې صعودی منحني تشکیلیږی ، د مانع څخه پورته موقیعت لرونکي برخه کې د اوبو د آزادی سطحې سره په ملایم ډول سره وصلیږی . غرنی سیندونه (د غرنیو سیمو سیندونه) د هموارو سیمو د سیندونو څخه د اوبو د ډیری ناهمواری سطحې د لرنی له امله (زګلنوڅوکو ، کندو ....) توپیر لری . په سیندونو کې د اوبو د سطحې لویدنه زیاتره د مانع په مقابل (د مجرأ په تل کې د کوټه کیدو) یا د تل د میل دزیاتی کمیدنی په صورت کې رامنځ ته کیږی . په هایدرولیک کې ښودل شوی پروسه د هایدرولیکی ټوپ په نامه یادیږی . هغه کیدای شی دهغه یوګونی څپی په شکل چې د اوبو د سطحې د پاسه د مانع په مقابل کې رامنځ ته کیږی مطالعه شی . د بهیر په سطحه کې د ښودل شوی څپې د خپریدو سرعت د لاندی فورمول څخه په کاراخیستلو محاسبه کوي

$$C = \sqrt{gH}$$ (۳- ۳۲)

په پورتنی رابطه کې :

g - د ځمکې ثقل د قوی تعجیل $m/\sec^2$ ؛

H - د بهیر ژوروالی m .

که چیری د بهیر سرعت V_{av} د څپې د خپریدو سرعت سره مساوی او ستر اوسی $(V_{av} \geq C)$ پدی صورت کې د مانع په مقابل کې تشکیل شوی څپه د بهیر په لوری مخ پورته نشي خپریدلی او د څپې رامنځ ته کیدونکی عامل ته نږدی تم کیږی . تم شوی څپه د ګډیدونکی څپې د رامنځ ته کیدو سبب ګرځي .

فرض کوو چې $C = V_{av}$ ، په (۳-۲۲) معادله کې د نوموړی قیمت په وضع کولو سره په لاس راځي

$$V_{av} = \sqrt{gH}$$ (۳- ۳۳)

یا

$$\frac{V_{av}^2}{gH} = 1$$ (۳-۳۴)

د پورتنی رابطی اړخ د فرود **(Froude number)** د عدد (Fr) څخه عبارت دی . د فرود عدد (Fr) څخه د بهیر د حالت (طغیانی ، بحرانی او آرام) د ټاکنی یا ارزونی لپاره کار اخلی :

- د $Fr < 1$ په صورت کې بهیر په طغیانی حالت کې قرار لری ؛
- د $Fr > 1$ په صورت کې بهیر په آرام حالت کې قرار لری ؛
- د $Fr = 1$ په صورت کې بهیر په بحرانی حالت کې قرار لری .

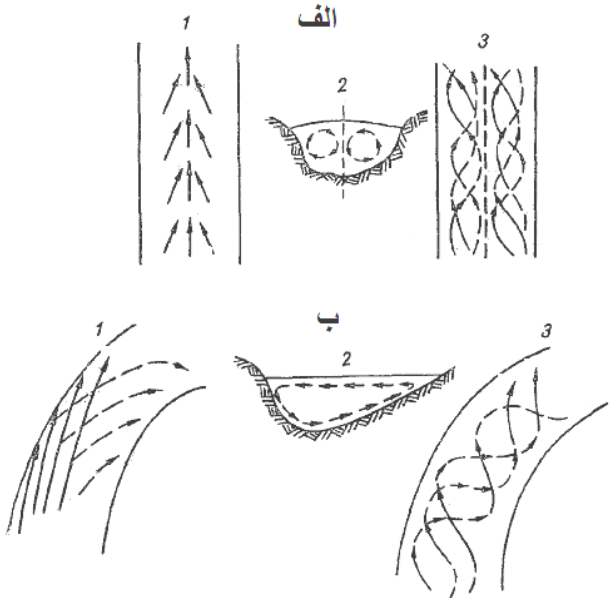
پدی ترتیب سره د بهیر د ځانګړتیاو سرعت ، ژوروالی او میل ترمنځ لاند تناسبونه شتون لری :

- د بهیر د ثابت مقدار په صورت کې د سرعت او میلان د زیاتیدو او ژوروالی د کمیدو سره بهیر طغیانی حالت غوره کوی ؛
- د بهیر د ثابت مقدار په صورت کې د بهیر د ژوروالی د زیاتوالی او د سرعت او میل د کمیدو سره بهیر آرام حالت غوره کوی .
په غرنیو سیندونو کې د بهیر حالت طغیانی او د هموارو سیمو په سیندونو کې د بهیر حالت آرام وی . د هموارو سیمو د سیندونو په خالی (ګوګونو) برخو کې د بهیر طغیانی حالت هم شتون لری . طغیانی حالت د بهیر د انتقال په صورت کې د بهیر د توربولینتوالی شدت زیاتیږی .

۳-۱۳. عرضی سرکولیشن

په سیندونو کې د اوبو د بهیر یوه ځانګړتیا د هغه بهیر د خطونو غیر موازی والی دی ، پدی مفهوم چې په سیندونو کې د اوبو ذرات د موازی قشرونو په شکل حرکت نه کوی . د عرضی سرکولیشن پیښه په ښکاره ډول سره د سیندونو په کږلیچو (کږو شووبرخو) کې رامنځ کیږی او د سیندونو په مستقیم الخطو برخو کې ترسترګو کیږی . سره له موازی سواحلو د بهیر حرکت په مجموع کې په بهیر کې داخلی جریانونه شتون لری . ښودل شوی داخلی بهیرونه د بهیر د حرکت سره مختلفی زاوئی جوړوی چې د بهیر جهت په سور (عرض) د اوبو د کتلو د خوځیدو سبب ګرځي . دی پدیدی ته په تیره پیړی کې روسی عالم N.C.Leyavsky متوجه شو . هغه په لاندی ډول سره د داخلی بهیر جوړښت تشریح کړ . په ستیرژن کې د بهیر د لوړو سرعتونو د شتون له امله د اوبو په سطحه کې د اړخونو لخوا د بهیر د فوارو ننه ایستنه تر سره کیږي چې پایله کې د بهیر په مرکز کې یو اندازه د اوبو سطحه لوړیږی . ددی کار په پایله کې په هغه سطحه کې چې د بهیر په لوری عموده ده ، د تړلی کونتور مطابق په تل کې خپریدونکی دوه سرکولیشنی بهیرونه رامنځ ته کیږي

(۲۳-۳- الف . شکل) . د تصاعدی حرکت سره په یوځای والی ښودل شوی د عرضی سرکولیشن بهیرونه د دورانی حرکت (مار پیچ شکله) شکل غوره کوی .

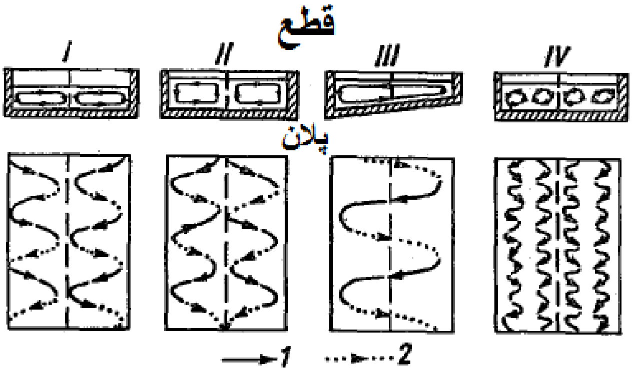


۳-۲۳. شکل . سرکولیشنی بهیر : الف - د سیند په مستقیمو برخو کې ؛ ب – د سیند په کږلیچو (کږو برخو) کې . ۱- د سطحې او قعری بهیرونو (د بهیر فوارو) پلان ؛ ۲- په عمودی مستوی کې سرکولیشنی بهیر ؛ ۳- دوارانی (پیچ ډوله) بهیر .

د سیند د مجرأ په کږو (کږلیچې) برخو کې ، د اوبو فواره چې د مقعر ساحل سره د مخامخ کیدو سره بل لوری ته ګرځي . د اوبو کتلی چې د نوموړو منعکس شوو فوارو په وسیله لیږدول کیږی د کوچنیو سرعتونو لرونکی دی ، د اوبو د هغو کتلو دپاسه ځای په ځای کیږی چې د دوی پسی وروسته فواری انتقال کړیدی ، چې په پایله کې مقعر غاړه کې د اوبو سطحه لوړیږی . ددی کار په پایله کې د اوبو د سطحې او د اوبو د فوارو کړیدنه چې په مقعر ساحل کې شتون لری ترسره کیږی ، په اړخو کې کښته کیږی او قعری قشرو سره

متقابل محدب لوری ته جهت لری . د سیند په کږوبرخو سرکولیشینی بهیر ترسره کیږي(۳-۲۳- ب . شکل).

د داخلی بهیرونو د ځانګړتیاو مطالعه په لابراتواری شرایطو کې د A.E.Losivsky په وسیله مطالعه شویدی . A.E.Losivsky د خپلو لابراتواری څیرنو له مخې د سرکولیشینی بهیرونو دولونه نظر د بهیر ژوروالی او سور نسبت (h/B)ته تثبیت او په څلو ډولو یی سره وبنودل (۳-۲۴. شکل) [۲۱].



۳- ۲۴. شکل . د داخلی بهیرونو شیمأ:۱- سطحي فواره ؛ ۲- قعری فواره .

د سرکولیشنی داخلی بهیرونو (I) او (II) ډولونه د دوو متناظرو سرکولیشنونو په وسیله ښودل کیږی . د سرکولیشن په (I) ډول کې د بهیر په سطحه کې د بهیر د فوارو یوځای کیدنه او په تل کې د هغوی بیلیدنه (جلا کیدنه) سرته رسی . د سرکولیشن دا ډول د هغه بهیر خاصیت دی چې ژوروالی یی کم او عرض یی زیات وی کله چې په بهیر د مجرأ د غاړو اغیزی لږی وی . په دوهم حالت کې د قعری فوارو لوری د غاړو څخه د بهیر منځ ته دی . د سرکولیشن دا ډول د هغو بهیرونو ځانګړتیا ده چې د زیات ژوروالی او سرعت لرونکی وی . د سرکولیشن دریم ډول (III) د یو طرفه سرکولیشن په نامه یادیږی په هغو

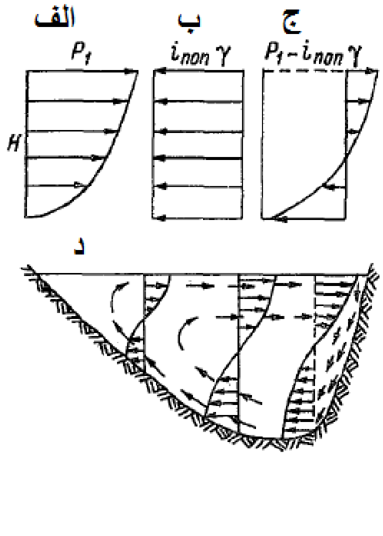
مجرأو کې چې مثلثي شکل لری رامنځ ته کیږی . د سرکولیشن (IV) ډول لحظوی حالت – د سرکولیشن (I) او (II) ډول ته د انتقال په صورت کې رامنځ ته کیږی . پدی حالت کې فواری د بهیر په منځ کې کیدای شي چې سره نږدی او یا لیری شي او په همدی ترتیب سره د سیند په غاړو کې هم سره نږدی او یا لیری شي . د سیند په کږلیچو (په کږو شوو برخو) د عرضی بهیر رامنځ ته کیدنه پدی ځای کې د مرکز څخه د تیښتی د انرشیأ قوه چې د پراختیا او د هغې سره په تړاو کې د بهیر د آزادی سطحې عرضی میل تشریح کوی . د مرکز څخه د تیښتې انرشیأ قوه چې د سیند په کږلیچو کې رامنځ ته کیږي د بهیر په ټول ژوروالی یو شان ته ندی . په آزاده سطحه کې د هغې مقدار زیات او په تل کې لږ دی . د ښودل شوی قوي د کموالی علت د ژوروالی او د بهیر د طولی سرعت د کمیدو سره تړاو لری (۲۵-۳- الف .شکل) . د اوبو د سطحې دکمیدو (ناڅاپی لویدنه) (Misalignment) په صورت کې اضافی فشار (γi_{cras}) رامنځ ته کیږی (γ - د واحد حجم وزن ؛ i_{crass}- عرضی میل) . د اندازه ګیری عمود د هری نقطې لپاره د هغې قیمت سره یوشان دی او د مرکز څخه د تیښتی د انرشیأ په مخالف لوری عمل کوی (۲۵-۳- ب ، ج . شکل) . د نوموړو قوو د نا مساوی والی په صورت کې د عمود دپاسه په ځانګړو نقطو په بهیر کې عرضی سرکولیشن رامنځ ته کیږی (۲۵-۳- د . شکل) .

نظر د کږلیچي لوری ته د کاریلوس انحرافی قوه د سیند په کږو برخو کې یا د عرضی بهیرونو د شدید (قوی) کیدو او یا د هغوی د ضعیف کیدو لامل ګرځی. ښودل شوی قوه د سیند په مستقیمو (مستقیم الخطو) برخو کې هم د عرضی بهیر د رامنځ ته کیدو لامل ګرځي .

د سیند په کږو برخو کې د بهیر د کم ژوروالی په صورت کې سرکولیشنی بهیرونه تقریباً شتون نلری . داوبو د سطحې د لوړوالی ، د سرعت او د مرکز

ځخه د تیښتي د قوي د زیاتوالی سره سرکولیشنی بهیر په ښکاره ډول سره ځرګندیږی . د عرضی بهیر سرعت نسبت د سرعت طولی مرکبی ته په لسګونو ځلی کوچنی دی .

د سرکولیشنی بهیر تشریح شوی ځانګړتیاوی پویمی ته د بهیر دتلو پوری لیدل کیږی . د هغې لحظی ځخه چې اوبه د پویمی ځخه وځي په سیند کې دوه بهیرونه تشکیلوي : پورتنی بهیر د دری په لوری او کښتنی په اصلی مجرأ کې . د ښودل شوو بهیرونو متقابلی اغیزی پیچلی دی تراوسه پوری په کافی اندازه ندی مطالعه شوی . په پای کې باید یادونه وشی چې سرکولیشنی او دورانی حرکتونه د ترسباتو په لیږدونه او د سیندی مجرأ په تشکل کې ستر رول لوبوی .



۳-۲۵. شکل . د قوو د یوځای کیدو شیمأ چې سرکولیشن سبب ګرځي :

الف – د اندازه ګیری د عمود دپاسه د مرکز ځخه د تیښتی قوي F_{cf} بدلون ؛ ب- اضافی فشار ؛ ج – پر عمود د مرکز ځخه د تیښتي قوی او د اضافی فشار د قوي نتیجه ای دیاګرام .

۳- ۱۴. عملي سوالونه

۱- که چیری په مجرأ کي د بهیر سرعت $V = 1.5m/\sec$ ، د سیند د مجرأ عرض $B = 200m$ او د انحنأ شعاع $R = 250m$ وي . د ښودل شوو ارقامو په پام کې نیولو سره عرضي میل او د اوبو د سطحو د لوړوالی تفاوت محاسبه کړی.

حل : محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو :

۱- د لاندی فورمول څخه په ګټه اخستلو د سیند عرضی میل محاسبه کوو

$$i = tg\alpha = \frac{V^2}{Rg} = \frac{(1.5)^2}{250 * 9.81} = 0.0009$$

۲- د سیند د یوې غاړی او بلی غاړی ترمنځ د اوبو د سطحو توپیر محاسبه کوو

$$\Delta h = \frac{B}{2}\sin\alpha$$

څرنګه چې وړاندی مونږ قبوله کړه چې $tg\alpha = \sin\alpha$ سره دی په پایله کې په لاس راځی

$$\Delta h = \frac{B}{2}tg\alpha = \frac{200}{2}0.0009 = 9cm$$

په پایله کې ویلای شوو چې په مقعره غاړه کې د اوبو سطحه نسبت محدبی غاړی ته $(18cm)$ لوړه ده .

۲- د لاندی ارقامو د شتون په صورت کې د سیند عرضی میل محاسبه کړی : د مجرأ عرض $B = 200m$ ؛ د بهیر سرعت $V = 1{,}5cm/\sec$ ؛ د ساحې عرض البلد $\varphi = 55^0$.

حل :

۱- د لاندی فورمول څخه په کاراخیستلو د سیند عرضی میل محاسبه کوو

$$i=\frac{0.0001458V\sin\varphi}{g}=\frac{0.0001458*1.5.\sin 55}{9.81}=0.0002$$

۲- د سیند په ښیی غاړه کې د اوبو سطحې لوړوالی نسبت کیڼي غاړی ته مساوی دی په

$$\Delta h=\frac{B}{2}\sin\alpha=\frac{B}{2}i=100*0.0002=0.2cm.$$

۳- د لاندی ارقامو په صورت کې د بهیر منځنی سرعت محاسبه کړی چې د هغې په صورت کې لمیناری حرکت په توربولینتی بدلیږی : د اوبو د لزجیت کنیماتیکی ضریب $\nu=0.011cm^2/\sec$ ، د رینولدس بحرانی عدد $\text{Re}.cr=360$ او د بهیر منځی ژوروالی $h_{av}=10cm$ ، $h_{av}=100cm$.

حل : د بهیر منځنی سرعت نظر د بهیر ژوروالی ته په لاندی ترتیب سره محاسبه کوو :

۱- د $h_{av}=10cm$ په صورت کې

$$\text{Re}.cr=\frac{V_{av}h_{av}}{\nu}$$

لدی ځایه څخه د بهیر منځنی سرعت محاسبه کوو

$$V_{av}=\frac{\text{Re}.cr\,\nu}{h_{av}}=\frac{360*0.011}{10}=0.4;cm/\sec$$

۲ - د $h_{av}=100cm$ په صورت کې

$$V_{av}=\frac{\text{Re}.cr\,\nu}{h_{av}}=\frac{360*0.011}{100}=0.04;cm/\sec$$

۴ – د لاندې اولیه ارقامو په پام کې نیولو سره د ژوندی مقطع پداسې حال کې چې د گراف صفر د **1205m** جیودوزیکی مطلقه نښانې سره مطابقت لری رسم او د هایدرولیکی پارامترونه محاسبه کړی .

LWL	7	6	5	4	3	2	1	RWL	د نقطو شميره
0	5	5	5	8	5	5	5	0	واټن په m
0	1	1.4	1.6	2	1.8	1.2	1	0	ژوروال په m

حل . محاسبه په لاندې ترتيب سره اجرأ كوو :

۱- د نقطو د شميرى او د هغوى ترمنځ د واټن په پام كې نيولو سره د سيند ژوندى مقطع رسمو.

۲ - د محاسبوى فورمولونو مطابق د ژوندى هايدروليكى پارامترونه محاسبه كوو:

- د ژوندى مقطع مساحت محاسبه كوو

$$A_0 = \frac{h_1 b_0}{2} = \frac{1*5}{2} = 2.5m^2;$$

$$A_1 = \frac{h_1 + h_2}{2} b_1 = \frac{1+1.2}{2} 5 = 5.5m^2;$$

$$A_2 = \frac{h_2 + h_3}{2} b_2 = \frac{1.2+1.8}{2} 5 = 7.5m^2;$$

$$A_3 = \frac{h_3 + h_4}{2} b_3 = \frac{1.8+2}{2} 8 = 15.2m^2;$$

$$A_4 = \frac{h_4 + h_5}{2} b_4 = \frac{2+1.6}{2} 5 = 9m^2;$$

$$A_5 = \frac{h_5 + h_6}{2} b_5 = \frac{1.6+1.4}{2} 5 = 7.5m^2;$$

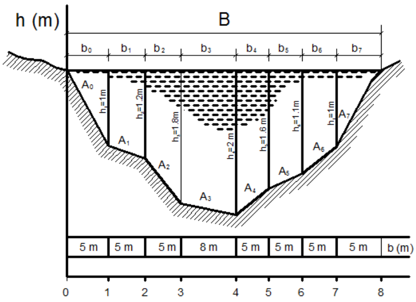
$$A_6 = \frac{h_6 + h_7}{2} b_6 = \frac{1.4+1}{2} 5 = 6m^2;$$

$$A_7 = \frac{h_7}{2} b_4 = \frac{1}{2} 5 = 2.5m^2$$

- د ژوندى مقطع مجموعى مساحت محاسبه كوو

$$A = \sum A_i = A_0 + A_1 + A_2 + A_3 + A_4 + A_5 + A_6 + A_7;$$

$$A = 2.5 + 5.5 + 7.5 + 15.2 + 9 + 7.5 + 6 + 2.5 = 55.7m^2$$



۲- شکل . د ۴ مثال محاسبوی شیمأ

- د ژوندی مقطع لوند محیط محاسبه کوو

$$P_{W0} = \sqrt{(0-h_1)^2 + b_0^2} = \sqrt{(-1)^2 + 5^2} = 5.1m;$$

$$P_{W1} = \sqrt{(h_1-h_2)^2 + b_1^2} = \sqrt{(1-1.2)^2 + 5^2} = 5m;$$

$$P_{W2} = \sqrt{(h_2-h_3)^2 + {b_2}^2} = \sqrt{(1.2-1.8)^2 + 5^2} = 5.036m^2;$$

$$P_{W3} = \sqrt{(h_3-h_4)^2 + b_3^2} = \sqrt{(1.8-2\ )^2 + 8^2} = 8m^2;$$

$$P_{W4} = \sqrt{(h_4-h_5)^2 + b_4^2} = \sqrt{(2-1.6)^2 + 5^2} = 5.01m^2$$

$$P_{W5} = \sqrt{(h_5-h_6)^2 + b_5^2} = \sqrt{(1.6-1.4)^2 + 5^2} = 5m^2;$$

$$P_{W6} = \sqrt{(h_6-h_7)^2 + b_6^2} = \sqrt{(1.4-1)^2 + 5^2} = 5.01m^2$$

$$P_{W7} = \sqrt{h_7^2 + b_7^2} = \sqrt{1^2 + 5^2} = 5.1m^2.$$

- د ژوندی مقطع مجموعی لوند محیط محاسبه کوو

$$P_W = \sum P_{Wi};m$$

$$P_W = P_{W1} + P_{W2} + P_{W3} + P_{W4} + P_{W5} + P_{W6} + P_{W7};$$

$$P_W = 5.1 + 5 + 5.036 + 8 + 5.01 + 5 + 5.01 + 5.1 = 44m$$

- هایدرولیکی شعاع محاسبه کوو

$$R = \frac{A}{P_W} = \frac{55.7}{44} = 1.2m$$

- د بهیر منځنی ژوروالی محاسبه کوو

$$h_{av} = \frac{A}{B} = \frac{55.7}{43} = 1.295m$$

- د بهیر په عرض د اوبو په آزاده سطحه کې محاسبه کوو

$$B = b_0 + b_1 + b_2 + b_3 + b_4 + b_5 + b_6 + b_7 = 43m$$

۳-۱۵ . پایلې

ددی فصل په مطالعه کولو سره لوستونکي د سیندونو د ویش او همدارنګه د سیندونو د مختلفو ځانګوتیاو په هکله د بیلګې په توګه د سیندونو د طولی او عرضی پروفیل ، طولی او عرضی میل ، د سیند د دری او مجرأ د سیند د کږلیچی ضریب په هکله بشپړ معلومات ترلاسه کوی . سربیره پردی پدی فصل کې د سیندی حوزی او د هغې د ځانګړتاو په هکله اړین معلومات وړاندی شویدی چې د سیندی بهیر د پارامترونو د محاسبې په صورت کې لوستونکو سره مرسته کوی . ددی فصل ځانګړی برخه د سیندونو د درو او مجرأو په هکله ځانګړی شویده چې د هغې مطالعه هم په خپل ځای کې د اهمیت وړ ده . د

فصل په ورسستیو برخو کې د حرکت د توربولینتی او لمیناری رژیم ، عرضی سیرکولیشن او د بهیر د منځنی سرعت او د بهیر د عرضی مقطع په مختلفو نقطو د هغې د ویش په هکله بشپړ اړین معلومات وړاندی شویدی . ددی برخې معلوماتو مطالعه لوستونکی ته ددی توانمندی ورکوی چې د سیندی مجرأ ځانګړو برخو کې د بهیر منځنی سرعت محاسبه او تری کار واخلی .

۳-۱۶. کنترولی پوښتنې

۱- سیند تعریف کړی .

۲ - د سیند دره او د سیند مجرأ تعریف کړی .

۳ - سیندونه د کومو نښو په پام کې نیولو سره ویشل کیږی .

۴ – سیندونه نظر د ابریز د ساحې مساحت په کومو ډولو نو ویشل کیږی په هکله خپل معلومات ولیکی .

۵ – د سیند عرضی میل د رامنځ ته کیدو اساسی عوامل کوم دی .

۶ – د سیند د کږلیچی ضریب د کومی رابطې په وسیله محاسبه کوی .

۷- د سیند د دری د بدلیدنی عوامل کوم دی نوم ئې واخلی .

څلورم فصل

د سیند تغذیه

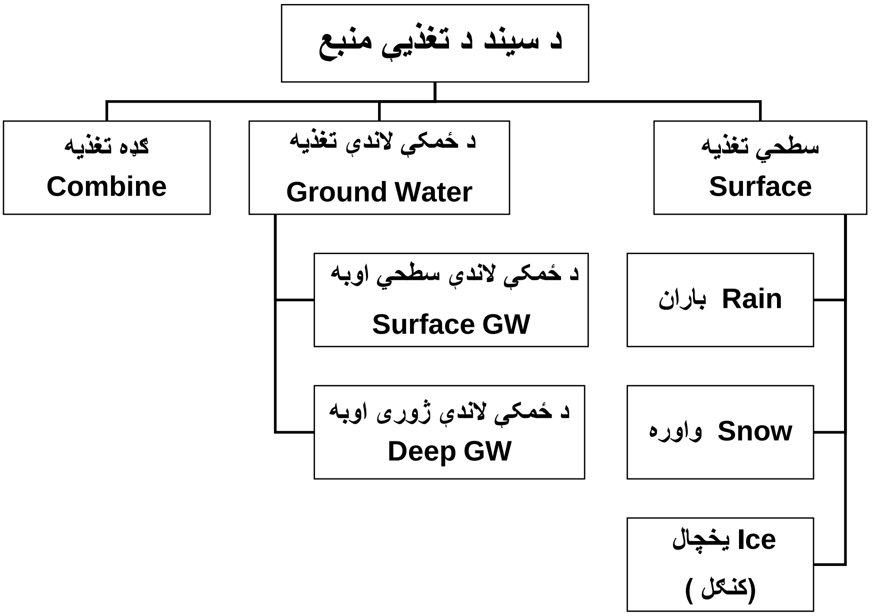
۱-۴. سریزه

پدی فصل کې د سیند د تغذیې ، د هغې د ډولونو په هکله په بشپړ ډول سره معلومات وړاندی شویدی . په سیند کې د اوبو مقدار او د هغوی د سطحې لوړوالی معمولاً د سیندد تغذیې پوری اړه لری او حتی د کال د فصلونو پوری اړه لری د بیلګې په توګه هغه سیندونه چې خپلی اوبه د واورو د ویلی کیدو څخه برابروی د ډیرو اوبو (پړاو) مرحله د غبرګولی – زمری میاشتو کې لیدل کیږي . سربیره پردې پدی فصل کې په سیندونو کې نظر وخت ته په سیند کې د اوبو د سطحو دبدلون رژیم ، په سیند کې داوبو د پړاونو د بهیر د مقدار بدلون ګراف چې د هایدروګراف په نامه یادیږی د هغې د ډولونو ، د اهمیت او د ګټې اخستلو په هلکه معلومات ورکړل شوی . د یوه سیند د پاسه د هایدرولیکی ودانیو د ډیزاین لپاره د هایدروګراف شتون ځانګړی اهمیت لری .

۴-۲ . د سیند د تغذیې ډولونه

د ځمکې د کرې پرمخ د ټولو سیندونو د تغذیې اساسي منبع اتمسفیری ترسبات تشکیلوی . په ټاکلو شرایطو کې (د مایع په شکل) د اتمسفیری ترسباتو یوه برخه د سطحي بهیر د منځ ته راتګ لامل ګرځی چې په سیلابی پړاو کې مستقیماً د سیند د تغذیې منبع تشکیلوی . د اتمسفیری ترسباتو (اورښت) هغه برخه چې په جامد شکل سره لیږدی د ځمکې پرمخ د واورین قشر (پوښښ) په شکل سره یوځای کیږی . د هموارو سیمو او د منځنیو (لږارتفاع لرونکو)

غرونو دپاسه د ژمی په موسم کې ذخیره شوی واورې چې په تود موسم کې ویلې کیږي ، همدارنګه د سیند د تغذیې منبع تشکیلوی .
د واورو هغه برخه چې د لوړو غرونو په څوکو کې د ژمي په موسم کې زیرمه شویدی په ځنیو کلونوکې ټولې نه ویلی کیږي ، چې په پایله کې د تل پاتی (دایمی) واورو زیرمې پوره کوی او د وخت په تیریدو سره د کنګلونو (یخچالونو) د رامنځ ته کیدو بنسټ ږدی . د یادوشوو واورو او کنګلونو د ویلی کیدو څخه لاس ته راغلې اوبه د سیندونو د تغذیې یو بله منبع تشکیلوی .
د بارانو او د واورو ، یخچالونو د ویلی کیدو څخه لاس ته راغلو اوبو یوه برخه د ځمکې د پورتني قشر (کرنیز قشر)په وسیله جذبیږي اود ځنیو شرایطو د شتون په صورت کې د زیم په شکل د سیند دسواحلو له لاری د سیند د اوبو سره یوځای کیږی . چې پدی صورت کې په سیندی شبکه کې د نوموړو اوبود بهیر پروسه اوږدیږی (۴- ۱- شکل). د بارانونو او د واورو او کنګلونو د ویلې کیدو څخه د لاس ته راغلو اوبو یوه برخه د ځمکې لاندې اوبو د زیرمو په زیاتیدو کې په مصرف رسی او په ډیر ځنډ سره سیندی مجرأ ته توئیږی .
همدارنګه دځمکې لاندې اوبه د سیندونو د تغذیې بله منبع جوړوی او د سیندی بهیر دایمی والی تأمینوی . لدی ځایه څخه ویلی شو چې د سنیدونو د تغذیې څلور ډولونه شتون لری : اوبلن ترسبات ، واورین پوښښ ، د لوړو غرونو واوری او کنګلونه او د ځمکې لاندې اوبه . په لنډ ډول سره ویلی شوو چې د ځمکې پرمخ ټول سیندونه د تغذیې دری ډوله منبع لري: سطحي ، د ځمکې لاندې او ګډه تغذیه .
د سیند سطحي تغذیه په خپل وار سره په بارانی ، واورینه او کنګلي (یحچالی) ویشل کیږي . په (۲-۴ . شکل) کې د سیندونو د تغذیی د ډولونو دیاګرام ښودل شوی دی .



۲-۴. شکل . د سیند د تغذیې ډولونو ډیاګرام

څرنګه چې د پورتني دیاګرام څخه لیدل کیږي د سیند سطحي تغذیه په خپل وار سره په باراني ، واورینه او یخچالی ویشل کیږی .

د اوبو هغه مقدار چې سسیندونه ئې د تغذیې ددی ډول منابعو څخه لاس ته راوړی سره توپیر لري او حتی د کال د موسمونو پورې هم اړه لرې .د سیندونو د اوبو د بهیر د مقدار توپیرد هغې سیمې د اقلیمی (موسمي) شرایطو پورې اړه لري په کومه کې چې سیند تیریږي . په همدې ترتیب سره د سیندونو په تغذیه کې اوربښت ، د تودوخې درجه ډیر زیات (مهم) رول لرې . سربیره پراقلیمی شرایطو د سیندونو په تغذیه کې نور لاملونه د بیلګې په توګه د سیندی حوزې جیولوجیکي جوړښت ، د هغوې خاورې ، نباتی قشر ، جزیرو شتون او همدارنګه د انسان فعالیت [۲۶] .

د کال په اوږدو کې باراني رژیم او د هوا تودوخه یوشان ته نده ، لاکن په ځانګړو سیمو کې ځانګړې ده او د کال په اوږدو کې د سیند دتغذیې د پاسه عمده رول لرې .

نظر د اوربښت ډول او وخت ته په سيند کې تغذيه په لاندی ډولونو سره سرته رسي : په هغه سيمو کې چې مونسوني بارانونه اوری زياتره د سيندونو تغذيه د بارانو له لاری وي چې زياتره د اوړی او منی په فصلونو کې وي . څرنګه چې وړاندی يادونه وشوه د بارانو څخه لاس ته راغلی اوبه ټولی په سيندونو کې نه توئيږی ، بلکه يوه برخه د ځمکې لاندې اوبو سره يوځای کيږي .

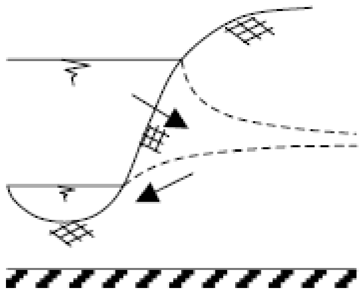
د سيندونو واورينه تغذيه زياتره د پسرلي په موسم کې ترسره کيدای شي . د اوبو حجم چې د واورو د ويلې کيدو څخه په سيندونو کې بهيږي د ژمی په موسم کې د ذخيره شوو واورو د حجم پوری اړه لری .

د سيندونوکنګلي (يخچالی) تغذيه د غرنيو او لوړو سيمو په شرايطو کې ترسترګوکيږی چې ددی سېمی سيندونه خپلې اوبه د دايمي يخچالونو او واورو د ويلې کيدو څخه خپلې اوبه پوره کوي . د واورو او کنګلونو په ويلې کيدو کې د هوا تودوخه او د لمر حرارتی انرژی ستر رول لوبوي.

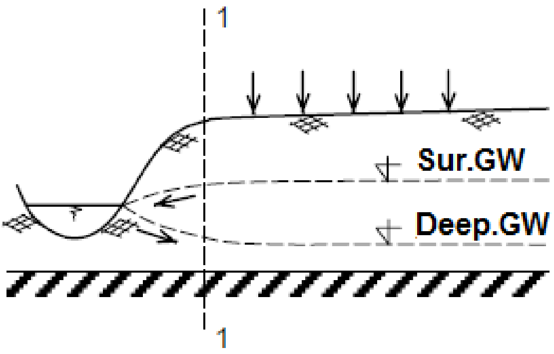
د سيندونو د ځمکې لاندې تغذيه د لاندی پروسی له امله ترسره کيږي : د هموارو سيمو د زياترو سيندونه سواحل د اوبو د نفوذ وړ موادو څخه جوړ شويدی. د سيندونو د ډيرو اوبو او سيلابی پړاونو کې چې کله په سيندونو کې د اوبو سطحه لوړموقعيت لري د سيند سواحل د اوبو لاندې کيږی چې په پايله کې د سواحلو خاورې د اوبو په وسيله مشبوع کيږي. د لږو اوبو په پړاو کې چې کله په سيندونو کې د اوبو سطحه کښته وي د سيند د سواحلو په خاورو کې زيرمه شوی اوبه د سيندونو په مجرأ کې سره ټوليږی . د سيند په مجرأ کې ټولې شوی اوبه د سيند دتغذيې لامل ګرځي (۳-۴. شکل) .

سربيره پربښودل شوو (د ځمکې لاندې سطحي) اوبو ددی امکان هم شتون لري چې سيندونه د ځمکې لاندې ژورو اوبو څخه هم تغذيه شی (۴-۴.شکل) . په پای کې د يادونې وړده چې هرسيند په کمه او زياته پيمانه دځمکې لاندې اوبو په وسيله تغذيه کيږی . د سيندونو ښودل شوی تغذيه نږدی د کال په اوږدو کې

ثابته ده چې د سیندونو په هایدروګراف کې ئې په ښکاره ډول سره لیدلی شوو (۴- ۸، ۴- ۹. شکلونه) .

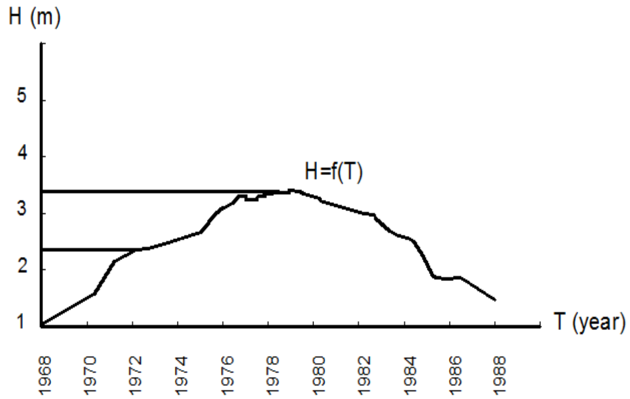


۴-۳. شکل . د سیند د ځمکې لاندې اوبو د تغذیی شیمأ



۴-۴. شکل . د سیند د ځمکې لاندې ژورو اوبو تغذیه

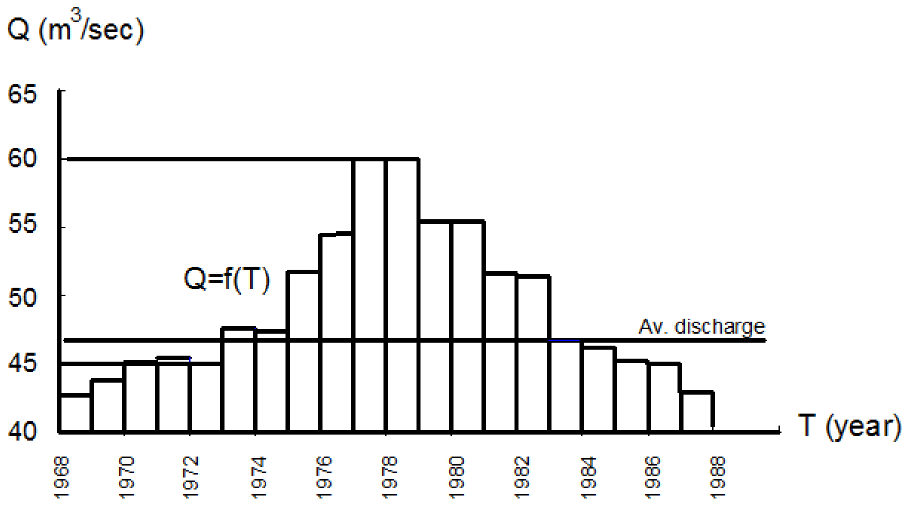
د ځينو سيمو سيندونه ګډه (مشترکه) تغذيه لری پدی مفهوم چې خپلې اوبه د بارانونو د اوريدو د واورو او کنګلونو د ويلی کيدو او د ځمکې لاندې اوبو څخه برابروی . دا ډول سيندونه د کال په اوږدو کې په دايمي ډول سره اوبه لری .
د سيند د تغذيې د بدلون په پايله کې د کال په اوږدو کې په سيند کې د اوبو د سطحې بدليدنه رامنځ ته کيږي . د اوبو د سطحې ښودل شوی بدلون په ځانګړو سيمو کې توپير لری .
د يوه کال په اوږدو کې د سيند د اوبو د سطحې د بدلون ګراف $H = f(t)$ د سيند د اوبو د سطحې د بدلون (تغيراتو) ګراف په نامه ياديږي (۵-۴ .شکل) .



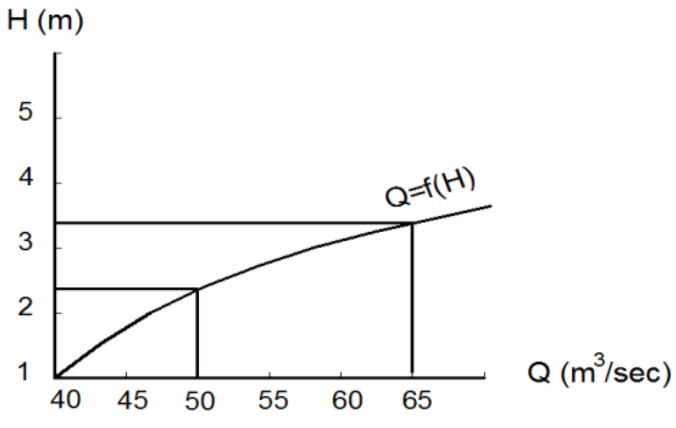
۵-۴.شکل . د سيند د اوبو د سطحو د بدلون ګراف $H = f(t)$

نظر وخت ته په سيند کې د بهير د مقدار د بدلون ګراف $Q = f(t)$ د هايدروګراف (Hydrographs) په نامه ياديږی (۴-۶. شکل) . په سيند کې د اوبو د سطحې د بدلون او د بهيرد مقدار د بدلون (هايدروګراف) ترمنځ اړيکه د منحني په وسيله تأمين کيږي چې د بهير د مقدار د منحني په نامه ياديږي يعنی $Q = f(H)$ (۴-۷.شکل) . د بهير د مقدار منحني د ښودل شوو ګرافونو $H = f(t)$ او $Q = f(t)$ د يو ځای کيدو څخه په لاس راځي .

د اوبو د سطحي د بدلون او د بهیرد مقدار د بدلون په ګرافونو کې د لږو اوبو ، زیاتو اوبو او سیلابی پړاونه لیدل کیږي .

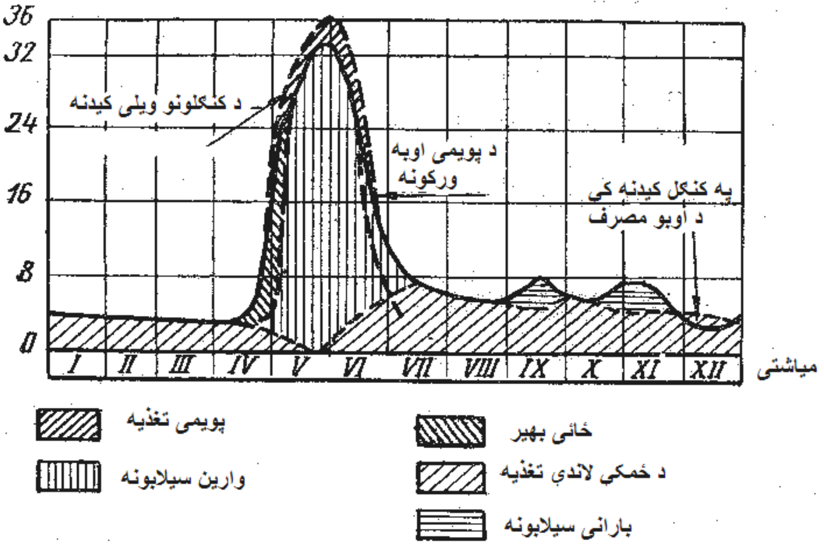


۴-۶ . شکل . د سیند هایدروګراف $Q = f(t)$

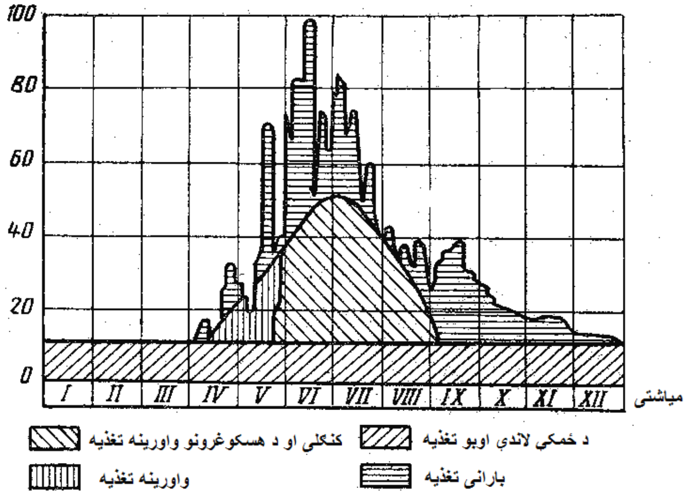


۴-۷ . شکل . د بهیر د مقدار منحنی $Q = f(H)$

په (۴- ۸ . شکل) او (۴- ۹ . شکل) کې د هموارو او غرنیو سیمو د سیندونو هایدروګراف د تغذیې د ډول په پام کې نیولو سره ښودل شویدي .



۴ - ۸ . شکل . د تغذیې د ډول په پام کې نیولو سره د هموار سیمو د سیندونو هایدروګراف



۴-۹. شکل . د تغذیې د ډول په پام کې نیولو سره د غرنیو سیمو د سیندونو هایدروګراف

د سیندنو د ثانیه وی بهیر مقدار د تغذیې د ډول په پام کې نیولو سره کولای شوو د لاندی فورمول په شکل سره وښایو

$$Q = Q_{surf} + Q_{G.W}$$ (۴-۱)

په پورتني فورمول کې :

Q_{surf}- د بهیر هغه مقدار څخه عبارت دي چې د سطحي تغذيې څخه په لاس راځي یا په بل عبارت د سطحي بهیر مقدار دی ؛

$Q_{G.W}$- د بهیر هغه مقدار دی چې د ځمکې لاندې تغذيې څخه په لاس راځي .

که چیری د بهیر هغه مقدار چې د ځمکې لاندې سطحي اوبو څخه په لاس راځي په $Q_{Sur.G.W}$ او د بهیر هغه مقدار چې د ځمکې لاندې ژورو اوبو څخه په لاس راځي په $Q_{D.G.W}$ سره و ښودل شي په پایله کې د ځمکې لاندې اوبو د بهیر مجموعي مقدار مساوی دی په

$$Q_{G.W} = Q_{Sur.G.W} + Q_{D.G.W}$$ (۴-۲)

څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د سیند سطحي تغذیه امکان لری چې د باران داوریدو ، د واورو د ویلې کیدو او همدارنګه د دایمي کنګلونو د ویلې کیدو له امله ترسره شي ، نو د پورته ښودل شوو لاملونو په پام کې نیولو سره د سیند عمومي تغذیه کولای شو په لاندې شکل سره ولیکو

$$Q = Q_{Surf} + Q_{G.W} + Q_{Rain} + Q_{Snow} + Q_{Ice} + Q_{Sur.G.W} + Q_{D.G.W}$$ (۴-۳)

۴-۳. د سیمې (ساحې) د اقلیمي شرایطو له مخې د سیندونو ویش

الف. ی. وایکوف (A.E.Vaykov) سیندونه د سیندی حوزی د اقلیم د محصول (زیږیدنې) په توګه د څیرنې په پای کې دې پایلې ته ورسید چې د سیندونونو رژیم مشخصات کیدای شي چې د اقلیم د شاخص په توګه وکارول شي . دی هدف ته د رسیدو په هیله A.E.Vaykov د سیندونو لاندی ویش وړاندی کړیدی [۲۶] .

د A - ګروپ : د سیندونو پدی ګروپ کې هغه سیندونه شاملیږی چې خپلې اوبه د هغه واورو د ویلې کیدو څخه برابروی کومی چې د هموارو سیمو او ټیټو غرونو (د سمندر د سطحې څخه تر $1000m$پوری) د پاسه موقعیت ولری . په خاص ډول سره د سیندونو ښودل شوی ګروپ هیڅ چیری شتون نلری . د سیندونو دی ګروپ ته ورته سیندونه د سابیریا په شمالی برخو او په شمالی امریکا کې لیدل کیږی . په ښودل شوو سیمو کې نیږدی $(10-8)$میاشتی واوره پرته وی او د اوبو زیاته برخه یې د واورو د ویلې کیدو څخه لاس ته راځي .

د B – ګروپ : د B ګروپ سیندونه د هغه سیندونو څخه عبارت دی چې خپلې اوبه په غرونو کې د واورو د ویلې کیدو څخه په لاس راوړی . د B ګروپ سیندونه د A ګروپ د سیندونو په څیر په سوچه (خالص) ډول سره شتون نلري . د منځنې آسیا د غرونو د سلسلې سیندونه (تاریم ،اینډ ،سردریا) د سیندونو ددی ګروپ پوری اړه لری . د هوا د تودوخې منظم لوړوالی د دوبی په موسم کې د ډیرو اوبو پیراو سره مشخص کیږي .

د C - ګروپ : د C په ګروپ کې هغه سیندونه شاملیږی چې خپلی اوبه د بارانو څخه اخلی . پدی سیندونو کې دزیاتو (ډیرو) اوبو پیراو د دوبي په موسم کې وی . دا ډول سیندونه د هغو ساحو ځانګړتیا دی چیری چې موسمی او

معتدله بارانونه (Tropical rain and monsoon) اوری . د بیلگې په توگه د Amazon، Congo, Orinoco, Ganges, Brahmaputra سیندونه او د روسی د ولادی وستوک (لیری ختیځ) سیندونه .

د D – گروپ: که څه هم ددی گروپ سیندونو د اوبو زیاته برخه د بارانونو په وسیله پوره کیږی لاکن د زیاتو اوبو پیراو د واورو د پسرلني ویلې کیدنی او یا د دوبی د پیل ویلې کیدنی له امله سرته رسی . ددی گرپ سیندونو کې د هغو سیمو سیندونه ورگډیږي چې ډیر سخت واورین ژمی او سخت بارانی پسرلی او دوبی ولری . د بیلگې په توگه د پخوانی شوروی اتحاد د هموارو سیمو زیاتره سیندونه (د ختیځی اروپا همواری سیمی ، لودیځه سابیریا د سایبیریا هواری سیمی) ، د سکاندناویا(Scandinavia) سیندونه ، ختیځ المان ، د متحده ایالاتو د شمالی برخو سیندونه .

د E – گروپ: ددی گروپ سیندونه خپلې اوبه د بارانونو د اوریدو څخه پوره کوي . پدی سیندونو کې د اوبو لوړه سطحه د کال په سړو میاشتو ترسترگو کیږي . لاکن د یادونی وړده چې پدی سیندونو کې داوبو د سطحې د لوړوالی نوسانونه دومره زیات ندی . د مرکزي او لودیځی اروپا سیندونه د E گروپ پوری اړه لری ، د ویزیرا(Vzera) د سیند حوزه ،Scheldt، Meuse، Seine، د انگلستان سیندونه (پرته د شمال – غرب څخه) او داسی نور .

د F – گروپ : د F گروپ سیندونه خپلې اوبه د بارانوڅخه پوره کوي. د سیندونو پدی گروپ کې نسبت د کال گرم وخت ته په سوړ موسم کې د اوبو سطحه لوړه وي او د اوبو د سطحو توپیر یې ډیر زیات دی . بنودل شوی سیندونه یوازی خپلې اوبه د ژمي او پسرلنی بارانونو کې ترلاسه کوي . د دوبی په موسم کې دوی وچ وي (وچیږي) . د هسپانی سیندونه ، د ایران د ځینو برخوسیندونه ، د منځنی اسیا ، د افریقا شمالی سواحل (له تونس څخه تر مراکش پوری) ، چیلی کالیفورنا ، د استرلیا جنوبی او غربی برخو سیندونه .

د G - ګروپ : د سیمې د وچ اقلیم له امله سیندونه او په مجموع کې دایمی مجرأوی شتون نلری . هغه سیمې چې سیندونه نلری عبارت دی له صحرا ، قراقوم او قزلقوم ، د عربستان زیاتره برخه ،د منځنی اسیا لوړی سطحې او د شمالی امریکا لوړی سطحې او داسی نور .

د H – ګروپ : د سیندونو پدی ګروپ کې د هغو هیوادونوسیندونه شامليږی چیری چې بارانی موسم ډیر لنډ وي ،او سیندونه یوازی هغه وخت او لږڅه د هغې څخه وروسته اوبه لری او د کال پاتی موده کې وچیږی او یا په مجرأو بدليږی چې ددغو لحظو ترمنځ ځمکې لاندې بهیرونه (زیم آب) لری . یادی شوی سیمې د بیلګی په توګه د کریمیا شمالی صحرا برخې ، د کوریا او اراکسا صحراوی د بهیر په لوري مخ کښته ، د منګولیا ځنې برخې اوداسی نوری .

د I – ګروپ : دسیندونو دا ګروپ د هغو هیوادو سیندونه دی چې د دایمی واورو او کنګلونو په وسیله پوښل شویدی پدی مفهوم چې سیندونه په کنګل بدل شویدی او د کنګل لاندی بهیرونه لری . ددی ډول هیوادونو بیلګه کولای شوو ګرینلېنډ و ښایو .

۴-۴. په سیندونو کې د اوبو پړاونه

د سیندونو د اوبو د رژیم کلنی دوران کولای شوو په څو ځانګړو دورو چې د اوبود رژیم د پړاو په نامه یادیږی وویشو . دښودل شوو پړاونو د ځانګړتیاو مشخصات او د هغوی مداومت د تغذیې د شرایطو ، د کال په اوږدو (د کال په دننه) کې ددې شرایطو بدلون چې په خپل وار سره د سیمې د اقلیمی شرایطو پوری اړه لری تاکل کیږی . ددې پړاونو شمیره د ځانګړو سیندونو لپاره یوشان ته نده ، له دوو څخه تر څلورو پړاونو پوری رسی . په یو شمیر سیندونو کې د بیلګې په توګه د هموارو سیمو په سیندونو کې د اوبو د رژیم څلور پړاونه شتون لری : د پسرلی طغیاني (د زیاتو اوبو پړاو) (Flood phase)، د

اوړی (دوبی) دد لږو اوبو پړاو(Low water phase) ، د منی سیلابی پړاو، د ژمی د لږو اوبو پړاو . په ځینو سیندونو کې د بارانونو د نه اوریدو له امله مني بارانی سیلابی پړاو (مرحله) شتون نلری ، او په هغه سیندونو کې داوړی چې د ډیرو اوبو اوږد پړاو لری د اوړی د لږو اوبو پړاو نلری .

طغیانی پړاو : د اوبو د رژیم د هغه پړاو څخه عبارت دی چې هرکال په عین وخت کې د یوه اوږد وخت لپاره د تکراریدو سره ځانګړی کیږی چې د اوبو دسطحې د لوړوالی سبب ګرځی . په طغیانی پړاو کې د سیند اوبه معمولاً پویمی (Floodplain) تر اوبه لاندی کیږی . ځینی وختونه په ډیره اندازه د اوبو د سطحې لوړیدل د حادثه وی اوبه لاندی کیدو لامل ګرځی .

په ځانګړو اقلیمی ساحو (زونو) کې دزیاتو اوبو (طغیانی) پړاو د کال په مختلفو فصلونو کې تر سترګو کیږی . که چیری د تغذیې اساسی منبع د فصلی واورو یا کنګلونو د ویلی کیدو څخه لاس ته راغلې اوبه وی ، پدی صورت کې طغیانی پړاو په پسرلی او اوړی کې سرته رسی . پسرلنی طغیانی پړاو د هموارو سیمو سیندونه چې بری آب وهوا ولری د هغوی ځانګړتیا ده . د شمالی سیمو سیندونه چې اوږد ژمی لری او د واورو ویلی کیدنه وروسته پیل کیږی پدی ډله کې نه ورګډیږی . پدی سیندونو کې طغیانی پړاو په دوبي کې ترسترګو کیږی (د Anadyr او Yokan سیندونه) [۲۶] . د فصلی واورو د ویلې کیدني د پروسې د اوږدوالی له امله د غرنیو سیندونو طغیانی پړاو د دوبی موسم زیات وخت په دربر کې نیسی . د لوړو غرونو سیندونه چې د هغوی په تغذیه کې د لوړو غرونو د کنګلونو ویلې کیدنه برخه اخلی د هغوی طغیانی پړاو په دوبو کې دی (د پامیر ، قفقاز ، Tien Shan سیندونه) .

د سیندونو طغیانی پړاو چې لامل یې باران دی د کال په ټولو فصلونو کې وی . د هغې د پیل وخت د اورښت او د هوا د تودوخې درجې د رژیم په وسیله ټاکل کیږي . د اوږده وخت په ترڅ کې هرکال تکراریدونکې بارانونه د بارانی طغیانی

مرحلی د رامنځ ته کیدو شرط دی . د هوا د تودخې د درجې لوړیدل او د هوا وچوالی (د رطوبت کمښت) ، په انفلتریشن (نفوذ) او تبخیر کې د باران مصرفیدل د بارانی طغیانی پړاو د پیښیدو امکانات لږوی .
هغه سیمې چې د موسونی اقلیم لرونکې دی بارانی طغیانی پړاو نیږدی د کال ټول ګرم موسم د پسرلی او دوبی په ګدون په بر کې نیسی (د بیلګې په توګه د لیری ختیځ سیندونه) . د اروپا د منځنی برخو ، سکاندناویا د جنوبی ، شمالی امریکا (USA) ، د منځنې آسیا د شمالی برخو او د کاسپین د سمندرګی د څنډو په اوږدو سیندونه بارانی طغیانی پړاو د کال په پسرلی موسم کې سرته رسی . د استوائی ساحو (د Amazon د بهیر په کښتنی برخه ، د هغې د ښې او کین لاس مرستیال سیندونه ، د Nile او Niger او نور سیندونه) سیندونو طغیانی پړاو د منی په موسم کې ترسترګو کیږی . ژمنی طغیانی پړاو د هغو سیمو د سیندو ځانګړتیا ده چې مدیترانه ای اقلیم لری . سهیل – لودیځه اروپا ، سهیل – لودیځه آسیا ، د استرلیا لودیځې او سهیلی برخې ، نوی زیلاند ، شمالی افریقا (الجزایر)، د آرام سمندر څنډی ، سهیلی او شمالی امریکا سیمی د هغو سیمو پوری تړاو لری چې د سیندونو د ژمنی بهیر مقدار یې زیات دی .
بارانی سیلابی پړاو: په سیندی حوزی کې د ډیرو شدیدو اورښتونو له امله په نسبتاً لنډوخت کې د اوبو د سطحې چټکه لوړیدنه ، په سیندی حوزه کې د اورښت له وجهی دبهیر د مقدار زیاتیدنه او د هغوی ګړندی سقوط د بارانی سیلابی پړاو په نامه یادیږی . په نسبتاً لنډ وخت کې د سیلاب تیریدنه ، د طغیانی پړاو په پرتله د بهیر کم حجم او د کال په اوږدو کې په عین سیند کې په ځانګړو وختو کې تیریدونکی بهیر د بارانی سیلابی او طغیانی پړاو اساسی توپیرونه جوړوی . په لنډ ډول سره ویلی شوو چې سیلابی پړاو د ډیرو اوبو د هغه پړاو څخه عبارت دی چې په یو سیند کې هر کال په عین وخت کې نه تکراریږی او هم د تیریدو وخت یې د طغیانی پړاو پر خلاف ډیر کم وی .

په یو لړ سیندونو کې سیلابی پړاو په پسرلی کې سرته رسی د بیلګې په توګه (د روسیې د هموارو سیمو سیندونه ، د لویدځې سابیریا هموارو سیمو سیندونه) او په ځنیو نورو سیندونو کې په زیاته پیمانه سیلابی پړاو په ژمی – پسرلی کې تیریږی (د کریمیا ، د ایتالیا د مرکزی او سهیلی برخو) ، او د سیندونو په دریم ګروپ کې په دوبی کې تیریږی . ځنیی وختونه سیلابونه (سیلابی پړاو) د ټول کال په اوږدو کې شتون لری د بیلګې په توګه هغه سیندونه چې د کارپات دغرونو څخه بهیږی . پدې حالت کې د اوبو د رژیم په کلنی دوران کې د ځانګړو پړاونو بیلول شرطی بڼه لری .

د لږو اوبو پړاو (Low water phase): د اوبو د رژیم د هغه پړاو څخه عبارت ده چې نسبت د طغیانی او سیلابی پړاو ته د د لږو اوبو د لرنې سره ځانګړی کیږی . د لږو اوبو پړاو د زیاتواوبو (طغیانی) پړاو په څیر نیږدی هر کال په عین وخت کې د یوه مودی لپاره په سیندونو کې شتون لری . په سیندونو کې د لږو اوبو د پړاو رامنځ ته کیدنی اصلی لامل د ابریز د ساحې څخه سیند ته توئیدونکو زیات کمښت دی .

د لږو اوبو پړاو په خپل وار سره په دوبنیو او ژمنیو پړاونو ویشل کیږی . د لږو اوبو په دوبنی پړاو کې سیندونه زیاتره د ځمکې لاندې اوبو او همدارنګه د نامنظمو اتمسفیری ترسباتو په وسیله تغذیه کیږي . د لږو اوبو دوبنی پړاو کیدای شي په ثابت ډول سره دوامداره او همدارنګه ناموزونه وی . د لږو اوبو پړاو اوږده او ثابته ده، ځینی وختونه د دوبنی – منی د لږو اوبو پړاو د طغیانی پړاو د پای څخه د دوبی د پای پوری د بهیر مقدار د کمیدو سره ځانګړی کیږي . د منی د لږو اوبو پړاو د ځمکې لاندې اوبو د زیرمو د ختمیدو سره اړیکې لری. پدی ډول سیندونو کې د لږو اوبو په پړاو کې سیلابونه ډیرلږ وی . په کوچنیو سیندونو کې د ځمکې لاندې اوبو د زیرمو کمیدنه په دوبی کې د هغوی د وچیدو لامل ګرځي . د لږو اوبو پړاو چې د بارانی سیلابو له امله له

منځه ځي ثاهبته نده قطع کيږي . د سيلابونو ترمنځ د لږ اوبه لرنې پړاو ډيرى لنډ د ، په ځينو وختو کې ځوورځې دوام لري .

د لږو اوبو ژمنى پړاو د برى آب و هوا لرونکو سيمو کې معمولاً د کنګل کيدنې د پړاو سره مطابقت کوى . پدى لړ کې هغه غرني سيندونه شامليږى چې د بهير د زيات سرعت له وجهى په هغو کې کنګل کيدنه شتون نلرى . د ژمنى لږو اوبو په پړاو کې سيندونه د ځمکې لاندې اوبو څخه او قسماً د ژمى په ګرمو وختو کې د واورو د ويلې کيدو څخه لاس ته راغلو اوبو په وسيله تغذيه کيږي . د سيندونو د اوبو مقدار د کنګل کيدنې د پيل څخه په تدريجي ډول سره کميږي او خپل اصغرى قيمت مخکې له لوځيدني ته رسيږى . په هغه سيمو کې چې سوړ موسم لرى ، په ځانګړى ډول سره په هغه ساحو کې چې ځو کلنه کنګل کيدنه وى زياتره سيندونه په کنګل بدليږى . په کنګل بدليدنه نه يوازى په مجرأ کې د ځمکې لاندې اوبو د قطع کيدني له امله پيښږي بلکه په کنګل بدليدو داوبو مصرف له وجهې هم ترسره کيږي .

د اوبو د رژيم په مختلفو ډولونو په ډله کې سيندونه د ساده او پيچلو رژيمو سره جلا کيږي . د اوبو پيچلى رژيم د هغه سترو سيندونو ځانګړتيا ده چې د هغوى مرستيال سيندونه خپلې اوبه د آبريزو د ساحو څخه چې په ځانګړو جغرافيه اي زونو(ساحو) کې موقيعت لري ټولوي د بيلګې په توګه Neal, Amur,Yenisey,Pechora,Danbe او داسې نور . کوچني او منځني سيندونه چې شرطاً د هغوى د ابريز د ساحو مساحت يې $A = 5000km^2$ وى او د يوې جغرافيه وى ساحې په حدودو کې رامنځ ته کيږى دد ساده رژيم لرونکي دى . په عين وخت کې د کوچنيو سيندونو د اوبو رژيم په ځينو وختو کې په کافى اندازه د سيمه ايزو عواملو له اغيزى لاندى د منطقوى رژيم د ځانګړتياو سره توپير لرى . د بيلګې په توګه د سيندى حوزې جيلوجيکي جوړښت د کوم سره چې د ځمکې لاندې اوبو تغذيه نيږدى اړيکې لرى .

۴-۵. په سیند کې د اوبود سطحې بدلون

نسبت شرطی افقی سطحې ته د اوبو د سطحې ارتفاع د اوبو د سطحې په نامه یادیږی . په سیندونو کې د اوبو د سطحې بدلون (نوسان) ترټولو څخه لومړی د سیند د بهیر مقدار (Discharge) پوری اړه لری . پدی ترتیب سره په سیندونو کې داوبو د سطحې رژیم د هغو لاملونو (فاکتورونو) تر اغیزی پوری اړه لری کوم چې د سیند د بهیر پر رژیم اغیزه لری . ښودل شوی لاملونه د تغذیې د منابعو ځانګړتیاوو، په سیندی حوزه کې د رطوبت د زیرمو د مصرف پوری اړه لری . د سیندونو د اوبو د سطحې او د بهیر د رژیم ورته والی په څرګند ډول سره د اوبو د سطحې د بدلون (نوسانونه) او د بهیر د مقدار د ګرافو د پرتله کولو څخه لیدل کیږی . د بهیر د مقدار منحنی چې نظر دبهیر ژوروالی (د اوبو سطح) د بهیر د مقدار بدلون ښیې یعنی $Q = f(h)$ پدی هکله ښه دلالت کوی .

نظر د مجرأ او پویمی (Floodplain) مورفولوژیکی بدلون ته د سیند په ځانګړو برخو کې د اوبو د سطحې رژیم مشخصات یو تربله په کافی اندازه سره توپیر لری . که چیری د مجرأ سور زیات او ژوروالی یې لږ وی د بهیر د عین مقدار په صورت کې د ژوری او تنګې مجرأ په پرتله د اوبو د سطحې بدلون ډیر زیات دی . د سیند په اوږدو په سترو پویمو کې د اوبو د کتلو د یوځای کیدو (اکومولیشن) په پایله کې د اوبو د سطحې د امپلیتود د کمښت سبب ګرځي . د بیلګې په توګه د اوکې د سیند (R. Oka) د کالوګه (Kaluga) په سیمه کې چیری چې پویمه شتون نلری د اوبو د سطحې د بدلون امپلیتود $(19m)$ ته رسی او د ریزان (Ryazan) په سیمه کې چیری چې سورروره پویمه شتون لری د اوبو د سطحې د بدلون امپلیتود تر $(8m)$ پوری کښته کیږی [۲۶] .

سربیره پردی په سیند کې د اوبو د سطحې د بدلون پر امپلیتود د دری تنګیدل او د اوبو دمه کیدل (د سیلابی او زیاتو اوبو په پړاوکې) زیاته اغیزه لری .

د اصلی سیند سره کوم ستر مرستیال د یو ځای کیدو په صورت کې داوبو دمه کیدنه سرته رسي . که چیری په مرستیال سیند کې د سیلابی او زیاتو اوبو پړاو (مرحلی) څپه نسبت اصلی سیند ته وړاندی ترسره شي د مرستیال سیند دهنی څخه پورتنی (وړاندنی) برخه کې په اصلی سیند کې د اوبودمه کیدل ترسره کیږی ، چې په پایله کې داوبو د سطحې د لوړوالی سبب ګرځی . که چیری د سیلابی یا د زیاتو اوبو څپه په اصلی سیند کې نسبت مرستیال سیند ته وړاندی ترسره شی ، په پایله کې په مرستیال سیند کې د اوبو سطحه لوړیږی . په همدی ډول سره د سیند په اوړدو کې د اوبو د سطحې لوړیدل (دمه کیدل) د انسان د فعالیت په پایله کې هم ترسره کیږی . د بیلګې په توګه د سیند په اوږدو د بند (Dams) د شتون په صورت کې ؛ د لرګیو د لیږد په صورت کې .

د بهیر عین (ثابت) مقدار په صورت کې د مجرأ د شنه کیدو په صورت کې په سیند کې د اوبو سطحه نسبت هغه حالت ته چې په مجرأ کې ګیاه شتون ونلری لوړموقیعت لری . د بهیر د مساوی مقدارو په صورت کې د مجرأ وینځل (توږنه) د اوبو د سطحې د ټیټدو او د ترسباتو تل کیدنه د اوبو د سطحې د لوړیدو لامل ګرځی .

د ژمی په موسم کې کنګلی پوښښ د اوبو د سطحې او د بهیر د مقدار ترمنځ د معمول سره سم مطابقت والی (سمون) له منځه وړی ،د بهیر د ثابت مقدار په شرایطو کې د کنګل د حرکت په صورت کې د اوبو سطحه نسبت هغه حالت ته چې په بهیر کې کنګل شتون ونلری لوړه ده . د اوبو د سطحې نوسانونه د کنګل کیدنی د پړاو څخه دمخه د زیاتو ډولونو په وسیله مشخص کیږی . د اوبو د سطحې د کمیدو په لوری د عمومی تمایل په صورت کې د اوبو د سطحې ګړندی لوړیدنه اویا کښته کیدنه تر سترګو کیږی . په ښکاره ډول د لنډ وخت لپاره د اوبو د سطحې شدیده ټیټدنه د سیند د کنګل کیدنی څخه مخکې په هغه سیندونو کې ترسترګو کیږی په کومو کې چې کنګل کیدنه د سیند په پورتنی

برخه اویا هم په یوه وخت د سیند په ټول اوږدوالی سره پیل کیږي . د اوبو د سطحې دا ډول بدلیدنه (نوسانونه) د کنګل په رامنځ ته کیدو کې د مجرائی اوبو د مصرف کیدو ، د سطحی بهیر د قطع کیدو له امله د تغذیی زیاته کمیدنه او د کنګل کیدنی په صورت کې د اوبو د دمه کیدو له وجهی تشریح کیدای شی . د سیند په مجرأ کې په کافی اندازه د اوبو د سطحې لوړیدنه د منی – ژمی په پړاو کې په بهیر کې د کنګلونو له وجهی د اوبو د لزوجیت د زیاتوالی او د بندیزونه د رامنځ ته کیدو په صورت کې پیښیږی . سربیره پردی د پسرلی په موسم کې چې کله د اوبو د کنګل شوو سطحو ټوټه کیدنه او ویلی کیدنه پیل کیږی د بهیر په اوږدو پسرلنی بندیزونه را منځ ته کیږی . د ښودل شوو بندیزونو د رامنځه کیدو په پایله کې د سیند په ځانګړو برخو کې د اوبوسطحه څومتره پورته ځی چې ځینی وختونه د سیند د سواحلو اوسیمو د غرقیدو سبب ګرځی .

د سیند د دهنو په برخه کې د اوبو د سطحې د بدلون رژیم یو پیچلی او ځانګړی خاصیت ځانته غوره کوي .

پدی ځای کې د اوبو د سطحو بدلون ، د اوبه ورکونی سربیره د مد او جذر سره اړه لری او په هغه سیندونو کې چې خپلې اوبه سمندرونو ته تخلیه کوی د مد او جذر پوری اړه لری . د مد او جذر پیښه د زیاترو سیندونو په دهنو کې ترسترګو کیږی ، چیری چې هغوی د باد د اغیزی له امله چې په ډیر سرعت په یوه لوری سره چلیږی رامنځ ته کیږي [۲۶] .

۶-۴. پایلې

د څمکې د کرې پرمخ د ټولو سیندونو د تغذیې اساسي منبع اتمسفیری ترسبات تشکیلوی . ددی فصل په مطالعه کولو سره لوستونکی د سیندونو د تغذیې د اساسی ډولونو په هکله په کافی اندازه معلومات حاصلوی . د سیند د تغذیې د ډولونو په پوهیدو سره لوستونکي کولای شي چې د سیند د اوبو د پړاونو او

همدارنګه په سیند کې نظر و خت ته د اوبو د سطحو د بدلون پړاو او نظر وخت ته د بهیر د مقدار د بدلون ګراف چې د هایدروګراف په نامه یادیږی په هکله معلومات حاصل کړی د بیلګی په توګه هغه سیندونه چې د واوری او کنګلونو څخه تغذیه کیږی د زیاتو اوبو ، دلږو اوبو او سیلابی پړاو په کوم کې سرته رسی . د ساختمانی چارو د تنظیم لپاره د یوه سیند د زیاتو ، د لږو اوبو او سیلابی پړاو په هکله معلومات ډیر اړین دی . سربیره پردی په سیند کې د اوبو د سطحې بدلون د رژیم په پوهیدو سره کولای شوو چې د سیندونو د سواحلو د تحکیماتو چاری په ښه ډول سره ترسره کړو .

۷-۴. کنترولی پوښتنی

۱- د سیندونو د تغذیې د ډولونو نومونه واخلی .

۲- نظر د تغذیې ډول ته سیندونه په کومو ګروپوویشل کیږی ؟

۳- په سیند کې د اوبو د سطحې د بدلون په ګراف کې کوم پړاونه شتون لری ؟

۴- آیا په سیند کې د اوبو د رژیم پړاونه د تغذیې د ډول سره کومه اړیکه لری او که یه ؟

۵ – د سیند هایدروګراف څه ښیی ؟

۶- د سیندونو د سطحي تغذیې په هکله خپل لنډ معلومات وړاندی کړی .

۷- په کوم حالت کې د سیند د ځمکې لاندې تغذیه ترسره کیږی ؟

پنځم فصل

بهیر او د هغې عوامل

۱-۵. سریزه

بهیر د اوبو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د یوې ټاکلی حوزی څخه په ټاکلی وخت کې را ټولیږی او تیریږي . بهیر (جریان) په سطحی او تر ځمکی لاندې ویشی . سطحی بهیر د اتمسفیری ترسباتو څخه را منځ ته کیږی چې د ځمکې پر وچه بهیږي ، د ځمکی لاندې بهیر د فلتریشن او په خاورو کې د اوبو د متراکم کیدو څخه رامنځ ته کیږي . د بهیر عوامل د مستقیمواو غیر مستقیمو فکتورونو څخه عبارت دي چې د سیندی بهیر په جوړونی کې زیات اهمیت لری .

په سیندونو کې د اوبو د بهیر مقدار د یو شمیر عواملو پوری اړه لری ، چې ځنیی د هغوی د اوبو د مقدار د زیاتوالی او ځینی نور ئی د بهیر د مقدار د کمیدو سبب ګرځی . په عمومی توګه نوموړی عوامل په لاندې ګروپونو ویشل کیږي : اقلیمی ، فزیکی – جغرافیه ای . پدی فصل کې په مفصله توګه د بهیرد اقلیمی عواملو د بیلګې په توګه د تبخیر ، لمدبل ، اوربښت او داسې نورو په هکله اړین معلومات را ټول شویدی . سربیره پر اقلیمی عواملو د بهیر فزیکی – جغرافیه ای په کافی اندازه مطالعه شوی دی . د ښودل شوی فصل په پای کې په کافی اندازه محاسبوی مسایل کار شویدی .

۵-۲ . د سیندونو د بهیر جوړیدنه

بهیر د باران د اوریدو او یا په غرونو کې د واورو او کنګلونو (یخچالونو) د ویلې کیدو په پایله کې رامنځ ته کیږی . په دواړو حالاتو کې د ځمکې سطحې ته

د رسیدونکو اوبو یوه برخه د ځمکې پرمخ د ناهمواریو په ډکیدو او د خاورو په مشبوع کیدو (د خاورو په وسیله په زبیښلو) کې په مصرف رسی . د ځمکې پرمخ د شتو(موجوده) ناهمواریو د ډکیدو څخه وروسته او سربیره پردی د هغې لحظې څخه چې د باران او یا د واورو او کنګلونو د ویلې کیدو شدت د انفلتریشن (Infiltration) د شدت څخه زیات شي لوموړنی بهیررامنځ ته کیږی .

اوبه د ځمکې پرمخ معمولاً د بشپړ قشر په شکل سره نه ، بلکه د ځانګړو فوارو او لښتیو په شکل سره حرکت کوی ، چې وروسته له یوځای کیدو څخه مجرأو ته رسی . په پیل کې موقتی او وروسته بیا دایمی بهیرونه جوړی چې خپلی اوبه تشکیل شوو مجرأو ته لیږدوی . د اوبو بهیر چې د ځمکې پرمخ بهیږی د سطحي بهیر (Surface runoff) په نامه یادیږی . د اوبو بهیر چې د آبریز دساحې په مجرأوی شبکو کې بهیږی د مجرأئی یا د سیندی بهیر په نامه یادیږی . د سیندونو ، جهیلونو او د ذخیره وی بندونو اوبه د سطحي اوبو په نامه یادیږی .

په ډیرو ځایونوکې د بیلګې په توګه په ځنګلی ساحه کې سطحي بهیر دومره زیات نه وی ، او حتی په ځینو وختونو هیڅ شتون نلری . د واورینو او بارانی اوبه زیاتره برخه د نورو لارو څخه بهیږی . د کرنیز قشر له لاری جذب شوی اوبه د ځمکې لاندې اوبو زیرمې تقویه کوی او د ځمکنیو لارو له لاری سیندی شبکو ته د ځمکې لاندې بهیر (Soil and Soil runoff) په شکل د ایریشن د ساحې او د خاورینی ساحې (د ژورو اوبه لرونکو قشرو) ته رسی . په دی اړوند بهیرونه په خاورینو بهیرونو (subsurface runoff) او د ځمکې لاندې بهیرونو (Underground or groundwater runoff) ویشل کیږی . سیندی بهیر د سطحي او د ځمکې لاندې بهیرو د ټولګې څخه عبارت دی .

د هایدروګراف د تجزیې په پر بنسټ په دوو مرکبو : په سطحي او ځمکې لاندې ویشی . د سیندی بهیر د ځمکې لاندې مرکبه ترټولو څخه ثابته (استواره) ده . په ځانګړو (Landscape) ساحو او داخلی ساحو کې د سطحي او د ځمکې لاندې بهیرونو ترمنځ تناسب سره یو شان ته ندی ، چې د سیندی بهیر د رژیم او نظر ساحې ته د هغوی د ویش ځانګړی خصوصیات جوړوی . په پای کې ویلی شوو چې بهیر د طبیعت د یویې پیچلې پروسې څخه عبارت دی چې د فزیکی – جغرافیه اي عواملو د مجموع او د انسان د فعالیت د اغیزو سره تړاو لری .

۵-۳. د بهیر عوامل

بهیر د اوبو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د یوې ټاکلی حوزی څخه په ټاکلی وخت کې را ټولیږی او تیریږي . بهیر(جریان په سطحی او تر ځمکی لاندې) ویشی . سطحی بهیر د اتمسفیری ترسباتو څخه را منځ ته کیږی چې د ځمکې پر وچه بهیږي ، د ځمکی لاندې بهیر د فلتریشن او په خاورو کې د اوبو د متراکم کیدو څخه رامنځ ته کیږي . د بهیر عوامل د مستقیمواوغیر مستقیمو فکتورونو څخه عبارت دي چې د سیندی بهیرپه جوړونی کې زیات اهمیت لری.
په سیندونو کې د اوبو د بهیر مقدار د یو شمیر عواملو پوری اړه لری ، چې ځنیې د هغوی د اوبو د مقدار د زیاتوالی او ځینی نور ئی د بهیر د مقدار د کمیدو سبب ګرځی . په عمومی توګه نوموړی عوامل په لاندې ګروپونو ویشل کیږي : اقلیمی ، فزیکی – جغرافیه ای .
اساسی عوامل چې د بهیر د زیاتوالی ټاکونی دی د اقلیمی عواملو څخه عبارت دی . په عمومی توګه د بهیر په تشکیل او اندازه کې د اقلیمی عواملو اغیزی د نورو غیر اقلیمی عواملو د زیږدني لامل ګرځی . د هغوی اندازی په هغه اندازه

ښکاره دی ، په کومه اندازه چې د آبریز مساحت کم وی ، او څومره چې پراو لنډ وی په کومه کې چې ښودل شوی آغیزی مطالعه کیږی .

موسم په بهیر نه یوازی په مستقیمه توګه اغیزه کوی ، لاکن د نورو طبیعی عواملو د بیلګې په توګه خاوره ، نباتی قشر، ریلیف (Relief) له لاری هم اغیزه لری . ټول ښودل شوی عوامل په ثابت ډول متقابلی اغیزی لری .

د طبیعی ځانګړو عواملو اغیزه په ځانګړی ډول سره څرګندیږی (عمل کوی) .

یو لړیې د ځمکې پرمخ د اتموسفیری ترسباتو د بهیدو لامل ګرځی او نوریې برعکس د بهیر د رامنځ ته کیدو د ځنډیدو او یا داچې د بهیر د جوړیدو خنډ ګرځي . یو د عواملو او همدارنګه په خپل منځ کې د هغوی متقابل عمل د سیندی بهیر په رامنځ ته کیدو کې اساسی او نور لاملون یې دوهمه درجه رول لوبوی (۵-۱.شکل) .

فزیکی – جغرافیه ای عوامل د کلنی بهیر په کمیت او د هغې په رژیم اغیزه لری .

د بهیر او فزیکی – جغرافیه ای عواملو ترمنځ متقابلی اړیکې د اوبو د تعادل د یوه عنصر په څیر د هغې د مطالعې په صورت کې څرګندیږی . د اوبو د تعادل معادله کولای شوو چې د هری سیندی حوزی لپاره ترتیب کړو یا یې ولیکو .

د یوه ټاکلی کال لپاره ښودل شوی معادله د لاندې شکل لرونکی ده

$$P = R + E + U; \qquad (۵-۱)$$

په پورتنی معادله کې :

P - د اتمسفیری ترسباتو مجموعه ؛

$R = R_{sur} + R_{Gr}$ - مکمل (بشپړ) سیندی بهیر ($R_{s\,u}$ - سطحي بهیر ، R_{Gr} - ځمکې لاندې بهیر) ؛

E - تبخیر ؛

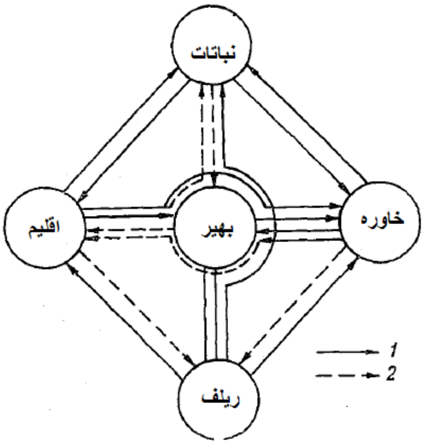
U- په سيندی حوزه کې د رطوبت زيرمه کيدنه يا د هغې مصرف (ضايع کيدنه) .

که چيری په ښودل شوی کال کې د اتمسفيری ترسباتو مجموعه (P) د سيندی بهير او د تبخير د کميتونو د مجموع $(R+E)$څخه زيات وی يعنې $(P>R+E)$ ، پدی حالت کې د سيندی حوزی په حدودوکې د رطوبت زيرمه کيدنه ترسره کيږی او په (۱-۵) معادله کې د (U)کميت د مثبتی نښې (علامی) سره په پام کې نيول کيږی ، ددی په خلاف کې ښودل شوی کميت د منفی $(-)$ نښې سره . په اوږده مهال کې په يوه سيندی حوزه کې فرضيږی چې د لمدبل (رطوبت) زيرمه کيدنه او د هغې مصرف سره مساوی دی يا يو بل سره تلافی کوی . د نوموړی فرضيې څخه په کاراخستلو د سيندی حوزی د تعادل معادلی (۱-۵) څخه د (U) کميت حذف کيږی چې په پايله کې د څوکلن منځنی تعادل معادله لاندې شکل غوره کوی

$$\overline{R}=\overline{P}-\overline{E}; \qquad (۵-۲)$$

په پورتنی معادله کې : $\overline{P},\overline{Y},\overline{E}$ - د اوريښت (اتمسفيری ترسباتو) ، بهير او تبخير څوکلن منځنی پارامترونه دی . ښودل شوی معادله په هغه حالت کې د تطبيق وړ ده چې د سيندی حوزی سطحی او ځمکی لاندې پولې يوله بل سره مطابقت ولری . په هغه صورت کې چې د آبريز د ساحې سطحي ا و ځمکې لاندې پولې سره مطابقت ونلری د ګاونډی ساحې څخه په تل پاتی شکل سره يا اوبه داخليږی او يا اوبه هغې ساحې ته داخليږی W. پدی حالت کې به د سيندی حوزی د اوبو د تعادل معادله د لاندې شکل لرونکی وي

$$\overline{R}=\overline{P}-\overline{E}+\overline{W} \qquad (۵-۳)$$



۵-۱. شکل . د فزیکی – جغرافیه ئی اغیزو سره د سیندی بهیر متقابلو اړیکو شیمأ : ۱- لومړی درجه (مهم) اغیزی ؛ ۲- دوهمه درجه اغیزی [۲۶].

۵-۴. د بهیر اقلیمی عوامل

د سیندی حوزی د اوږد مهال لپاره د اوبو د تعادل معادلی $\left(\overline{R}=\overline{P}-\overline{E}\right)$ د ارزونی (تحلیل) څخه دی پایلی ته رسوو چې څوکلن منځنی بهیر تر ټولو ړومبی (مخکې) په اقلیمی عواملو پوری اړه لری . د بهیر اقلیمی عوامل د هواپیژندنی (Metrology) په سټیشنونو کې تر ځارنې (مطالعی) لاندې نیول کیږي . د هوا پیژندنی سټیشنونه په دریو ګروپو ویشل کیږي . په لومړی ګروپ کې هغه سټیشنونه شامل دی چې په هغو کې د میترولوژی د ټولو موضوعاتو په هکله معلومات ثبت کیږی . په دوهم ګروپ کې د اتمسفیری ترسباتو (باران ، واوره) باد ، د هوا تودوخه او رطوبت څخه ځارنه کیږی . په دریم ګروپ کې هغه سټیشنونه شامل دی چې یوازی د ترسباتو او د هوا د تودوخی څخه ځارنه کوي .

د بهير اقليمی عوامل عبارت دی له اورښت (Precipitation) ، تبخير (Evaporation)، د لمروړانګی (Solar radiation) ، د باد د چليدو لوری او سرعت (wind speed and direction) ، رطوبت (Humidity) او د هوا او خاوری تودوخه (Temperature) ، چې هريو په ځانګړی ډول سره مطالعه کوو .

۵-۴-۱. تودوخه

د هوا تودوخه د اقليمی عواملو له ډلی څخه يو عامل دی چې د بهير د مقدار اندازه په هغه پوری اړه لری . د لمر دانرژی يوه برخه د ځمکې د سطحې په وسيله جذب او په حرارتی انرژی(thermal energy) بدليږی . نوموړی انرژی خپل ځان د تودوخې د درجې په بڼه څرګندوی . ښودل شوی انرژی د اوبو او هوا د پارامترو ترمنځ د ځانګړی اهميت لرونکې ده . تودوخه د يوه جسم يا سيمې د خاصيت څخه عبارت دی چې له هغې څخه د تودوخې بهير (جريان) امکان لری داخل او يا بهر شتون ولری. ددی خاصيت د ښودلو لپاره زياتره د منځنی تودوخې يا عادی اصطلاحاتو کارول معمول دی ، چې معمولاً د رياضيکی عمليو په پايله کې ترلاسه کيږی [۴] .

د ځمکې په سطحه کې د لمر د انرژی پر جذب سربيره نورلاملونه چې د ځمکې د سطحې (مخ) د مختلفو سيمو په تودوخه کې اغيزمن دی د ځمکې د سطحې ارتفاع ، ناهمواری ، د لمر د وړانګو د ځليدو لوری ، د هوا افقی او عمودی ځای په ځای والی ، د ځمکې په پورتنې قشر کې د تودوخې هدايت ، د لمر د ځليدو شرايط او د ځمکې د سطحې د عوارضو سره د هغوی اړيکی او د وريځو د شتوالي څخه عبارت دی .

آتمسفير اساساً د ځمکې سطحه توده وی ، له همدی امله د هوا تودوخه د ارتفاع په زياتوالی پوری لږه اړه لری . ددی کمښت اندازه (مقدار) د تودوخې د

عمودی بدلونونو د میلان (Lapse rate) په نامه یادیږی ، چې معمولاً د هر سلو مترو $(100m)$ د ارتفاع په صورت کې د $(1.0-0.5)C^0$ زیاتیږی . حتی ځینی وختونه د ارتفاع په زیاتوالی سره د تودوخې درجه زیاته شویده او یا د تودوخې عمودی بدلونونه مثبت دی ، چې پدی حالت کې د تودوخې د درجې بدلون ترسره شویدی . د تودوخې ددی د بدلیدنی د رامنځ ته کیدلو شرایط معمولاً د لمر د ځلیدو زیات انحرف (ګرځیدنه) دی چې په پایله کې د ځمکې سطحې زیاته سړیدنه او د آرامی هوا شتون څخه عبارت دی . دا ډول وضع (حالت) په ژمي کې په وچه کې د واورو په مخ رامنځ ته کیږی . د لمر د وړانګو د اغیزو څخه پرته ، د سړی هوا جریان هم کیدای شی د هوا د تودوخې د بدلیدو لامل وګرځی .

ځائی نا هموارى کیدای شی د هوا د تودوخې د عمودی ویش اغیزمن کړی . ژوری کندی او دری معمولاً په څوړونو کې د سړی هوا د یوځای کیدو منبع شمیرل کیږی او د هغوی شتون د تودوخې د بدلیدني د پیښیدو لپاره ښه شرایط برابروی . ددی په خلاف غونډی او لوړی ارتفاع لرونکي سیمی د متعدلو شرایطو په رامنځ ته کیدو کې مرسته کوی . ځکه چې نظر د لمر د ځلیدولو حالت ته ددی ډول ساحو د موقیعت په اساس د ځمکې سطحې ته نیږدی هوا د وروځو په اوږدو په شدت سره نه شی ګرمیدلای او د راغو (د غرو د لمنو) ته نیږدی ګرمه شوی هوا د ټیټو سیمو د اطراف هوا سره چې زیاته تودخه نه لری یو ځای شی . په څوړونو کې هم سړه هوا د راغو (د غرونو د لمنو) پرمخ کښته پورته کیږی چې په پایله کې د لوړو ارتفاعاتو ګرمه هوا د هغو ځای نیسی . له بله پلوه د راغوو مختلف موقیعت نظر لمر اخیستنی ته د خاوری متفاوت حرارتی شرایط او په پایله کې د هوا د متفاوتو حرارتی شرایطو د رامنځ ته کیدو سبب ګرځی .

په یوه سیمه (ځای) کې تودوخه او د هغې بدلون تر زیاته حده پورې د سړې او ګرمې هوا د افقی ځای پرځای کیدو پورې اړه لری چې کیدای شی د سیند د سواحلو د نسیم په شکل نظر وچې ته د شپی او ورځی په ځانګړو ساعتونو محدودو وی او د موسمی بادونو په هکله چې د کال په ځانګړوفصلونو کې جریان لری .

د وریځو شتون د لمر د وړانګود ځلیدو د کمښت سبب ګرځی چې په پای کې د لمرګتوره (مؤثره) ځلیدنه کمه وی . له همدی امله د شپې او ورځې د ځلیدنی توپیر (تضاد) په هغه حالاتو کې چې د وریځو پنډه لایه شتون ولری متعدل کیږی ، دا کارد ورځنی د تیټی تودوخې د زیاتوالی او د لوړی تودوخې د کمښت لامل ګرځي . ددی کار په پایله کې د تودوخې د نوساناتو لمن او د لوړی او تیټی تودوخې ترمنځ توپیر دلمرینو ورځو په پرتله په هغو ورځو کې چې آسمان وریځ وی لږ دی .

د یادونی وړ ده چې د ځمکې څخه اتمسفیر او اتمسفیر څخه ځمکې ته د تودخې (حرارت) تبادله د محسوسی او نامحسوسی تودخې په شکل ترسره کیږی. محسوسه تودوخه د هغی تودخې څخه عبارت دی چې د حرارت سنج یا ترمامیتیر(Thermometer) په وسیله اندازه کیږی . نا محسوسه تودوخه د هغی تودوخې څخه عبارت دی چې د یویې عملیې ترسره کولو له اثره د بیلګی په توګه د تبخیر عملیه یا د اوبو د بړاسونو د ترکم عملیه او یا د یوه جسم څخه بل جسم ته د تودوخې د لیږدولو په عملیه ترسره کیږی .

د یوه جسم د تبخیر نا محسوسه تودوخې (Latent Heat of Evaporation) - د تودوخې د هغه مقدار څخه عبارت دی چې بڼودل جسم د مایع حالت څخه ګاز حالت د بدلون په حال کې (د حرارت په درجه کې د بدلون څخه پرته) کولای شی چې جذب کړی . د مایح حالت څخه ګاز ته یا برعکس حالت داوبود تبخیردعملیی لپاره $(2260\,joules)$ او یا $(539calory)$ ته

اړتیا ده تر څو چې د یوه ګرام اوبو مقدار د ګاز حلت څخه مایع ته او معکوس ته تبدیل شی ($1calory = 4186\,joules$) . د اوبو د تبخیر د عملیی تودوخې (H_V) د تودوخې د درجې تابع دی چې سانتی ګیرد تر $(40C^0)$ پوری د لاندې معادلی څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی [۵]

$$H_V = 597.3 - 0.564T; gr/calory \quad (۵-۴)$$

د اوبو د ویلیې کیدود عملیی نا محسوسه تودوخه (Latent Heat of Fusion) - د تودوخې د هغه مقدار څخه عبارت دی چې یو ګرام کنګل (یخ) د تودوخې په عین درجه کې په مایع بدلوی . کله چې یو ګرام اوبه د تودوخې په صفر درجه کې په کنګل بدلیږی ، له ګرام څخه وتونکی نامحسوسه تودوخه د $(234\,joules)$ یا $(79.8calory)$ دی [۴] .

ورځنی منځنی تودوخه (Mean daily temperature) - د هوا تودوخې د ورځې په اوږدو او په ځانګړو ساعتونو کې بدلون کوی . له همدی امله د ورځې په اوږدو د هوا د تودوخې د درجی د ځرګندولو لپاره ورځنی منځنی تودوخې مفهوم ته اړتیا ده ، چې د شپې او ورځی په اوږدو کې د هوا د تودوخې ښودونکی دی . ورځنی منځنی تودوخه د ساعتوار او یا د هغه ارقامو څخه په لاس راځي چې د $(3-6)$ ساعتونو په انتروال د شپی او ورځی په اوږدو اندازه شوی وی . ورځنی منځنی تودوخه د شپی او ورځې د تودوخې د لوړی او ټیټی درجی د منځنی قیمت څخه عبارت دی . د ورځنی منځنی تودوخې قیمت د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی

$$T_{mean} = \frac{T_{max} - T_{min}}{2}; \quad (۵-۵)$$

د هوا میاشتنی منځنی تودوخه د ورځنی منځنی تودوخې د لوړو او ټیټو درجو د اوسط څخه په لاس راځی . همدارنګه کلنی منځنی تودوخه د میاشتنیو منځنیو تودوخو د اوسط څخه عبارت دی .

د واوری د ویلې کیدو د تودوخې د محاسبی لپاره د ورځی د تودوحې د درجې څخه چې د ورځی د تودوخې درجې سره توپیر یوه ټاکلی درجه وی کار اخلی . پدی صورت کې د صفر څخه کښته درجی په پام کې نه نیول کیږی .

ورځنی نورماله تودوخه **Normal daily temperature** : د ورځنی منځنی تودوخې څخه عبارت دی چې د یوې دیرش کلنی $(30 years)$ دوری د ارقامو له مخې چې شتون لری په لاس راځی .

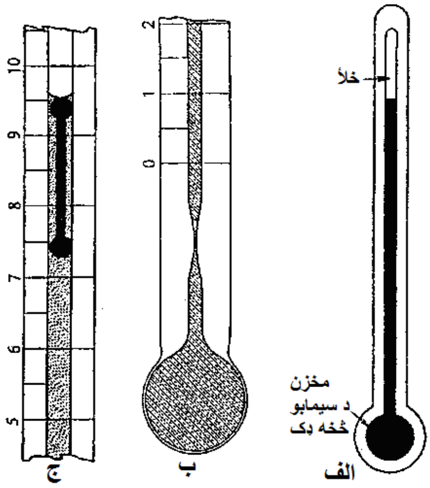
ورځ – درجه (Degree-day) :

د هوا د تودخی درجه چې د اوبو بخارونه له مترام کیدو پیل کوی او د هغې څخه د اوبو څاڅکی جوړیږی د پرخې (شبنم) د تشکیل د نقطی (Dew Point) په نامه یادیږی . په هر یو کیلومتر ارتفاع کې د پرخې (شبنم)د نقطی حرارت د سانتی ګیرد د دوو درجو $(2C^0)$ په اندازه دی .

د هوا د تودوخې درجه د ترمامیتر(Thermometer) په وسیله اندازه کیږی . ترمامیتر د یو نری شیشه ای نل څخه عبارت دی چې دواړه خواوی (طرفونه) تړلی او د هغی د داخل څخه هوا تخلیه شویده . د ښودل شوی نل په پای کې کوچنی مخزن شتون لری چې د سیمابو او یا د الکولو څخه ډک شویدی (۵-۲ـشکل) .

د هوا ګرمیدل د ترمامیترد مخزن د ګرمیدو لامل ګرځی ، د مخزن ګرمیدل د سیمابو او د الکولو د ګرمیدو سبب ګرځی ، چې په پای کې د سیمابو او یا الکولو ګرمیدل د هغوی د حجمی انبساط لامل ګرځی . د ترمامیتر په مخزن کې د سیمابو او یا د الکولو حجمی انبساط د ترمامیتر نل د په داخل مایع کې مخ پورته حرکت کوی . که چیری ترمامیتر د اوبو او کنګل په مخلوط کې ځای

پرځای کړو ،پدی صورت کې د سیمابو او الکولو سطحه د نل په دننه کې ثابته پاتی کیږی چې د سانتی ګیرد د مقیاس په درجه بندی کې دغه ثابتی نقطی ته صفر وائیی .



۵-۲.شکل. ترمامیترونه :الف – ستندرد ؛ ب – اعظمی ؛ ج – اصغری.

ددی پر خلاف که چیری ښودل شوی ترمامیتر په ایشیدلو اوبو کې کښته کړو پدی صورت کې د سیمابو او یا الکولو سطحه په یوه بلی ثابتی نقطې کې پاتیږی چې هغه د سلو (100)درجو په نامه یادوی . که چیری د صفر او (100) ترمنځ واټن په سلو مساوی برخو وویشو هری برخې ته د سانتی ګیرد (C^0) یا د سلیوس یوه درجه وایی . اوس په همدی ترتیب سره کولای شو چې د صفر (0) څخه پورتنی او کښتنی او د سلو (100) څخه لوړ درجه بندی کړو ترڅو چې د صفر څخه د کښته او لوړحرارت درجه اندازه کړو . سربیره پردی د حرارت د درجه بندی بل سیستم هم شتون لری چې د فارنهایت (Fahrenheit) په نامه یادیږی چې د صفر پرځای د (32) او د (100) پرځای د (212) عدد لیکل شویدی . که چیری دښودل شوی حدود ترمنځ واټن

په (180) مساوی برخو ویشو ، چې هری برخې ته د فارنهایت یوه درجه وایی .
د معمولی ترمامیترونو څخه ځینی وختونه ددی اړتیا لیدل کیږی چې د وخت په یوه ټاکلی انتروال : د بیلګی په توګه په شپه او ورځ یعنی په $(24hours)$ کې د تودوخې ترټولو څخه لوړه او ټیټه درجه معلومه کړو . دټاکل شوی موخې ته درسیدو په هیله د ترمامیترو د ځانګړو ډولونو څخه چې د اعظمی ترمامیتر (Maximum thermometer) او اصغری ترمامیتر (Minimum thermometer) په نامه نومول کیږی کار اخلی . په پای کې د یادونی وړ ده چې د هوا د تودوخې د درجې داندازه کولو لپاره په اوسنی وخت د ترمامیترونو ډیر پرمخ تللی ډولونه شتون لری چې په ډیره آسانی سره د هوا د تودوخې درجه اندازه کوی چې پدی ځای کې د هغوی د یادونی څخه ډوډه کوو .
د هوا د تودوخی درجی په اندازه کولو معمولاً د څلورو مقیاسو څخه کاراخلی :
- د سلیوس (سانتی ګیرد) د اندازه کولو مقیاس چې په (C^0) سره ښودل کیږی ؛
- د فارنهایت (Fahrenheit) د اندازه کولو مقیاس چې د (F^0)په توری سره ښودل کیږی ؛
- مطلق (کلوین Kelvin) د اندازه کولو مقیاس چې د (K^0)په توری سره ښودل کیږی ؛
- رانکین (Rankin) د اندازه کولو مقیاس چې د (R^0)په توری سره ښودل کیږی ؛
سلیوس او فارنهایت د حرارت درجې داندازه کولو د هغه واحدونو (مقیاسو) څخه عبارت دی چې په عمومی ډول سره کارول کیږی او پاتی دوه مقیاسونه معمولاً په علمی کارو کې کارول کیږی .
د اندازه کولو د یوه مقیاس څخه بل مقیاس ته د هوا د تودوخې درجې بدلولو لپاره د لاندې فورمولونو څخه کار اخلی

- سانتی ګیرد په فارنهایت

(۵- ۶) $$F^0 = 1.8C^0 + 32 = \frac{9}{5}C^0 + 32$$

- فارنهایت په سانتی ګیرد

(۵-۷) $$C^0 = 0.56F^0 - 17.78$$

- سانتی ګیرد په کلوین

(۵-۸) $$K^0 = C^0 + 273$$

- فارنهایت په رانکین

(۵-۹) $$R^0 = F^0 + 459.67$$

- کلوین په رانکین

(۵-۱۰) $$R^0 = 1.8K^0$$

۵-۴-۲. د اتموسفیر فشار

د فزیکی جسم د سطحی پرواحد مساحت عمل کونکی قوه د فشار (Pressure) په نامه یادیږی . هرکله چې یو فزیکی جسم د مایع او یا ګاز په داخل کې ځای پرځای شی ، د ښودل شوی مایع یا ګاز لخوا د فزیکی جسم پر سطحه په عمودی شکل سره قوه (وزن) عمل کوی . د فزیکی جسم د سطحی پر واحد مساحت ښودل شوی عمل کونکی قوه د فشار په نامه یادیږی . په حقیقت کې پرجسم د مایع یا ګاز عمل کونکی قوه د مایع یا د ګاز د هغو طبقو د وزن سره مساوی دی چې د جسم دپاسه قرار لری . لدی ځایه ویلی شو چې د مایع لخوا پر جسم د عمل کونکی قوی مقدار د مایع په داخل کې د فزیکی جسم ر موقعیت پوری اړه لری . د ځمکې د سطحې پرواحد مساحت د اتمسفیری طبقاتو لخوا عمل کونکی قوه د اتمسفیری فشار Atmospheric Pressure په نامه یادیږی چې د سمند ر په سطح کې د هغې عددی قیمت د

سیمابو د ستون د $(760mm-Hg)$ ، یا د یوکیلو ګرام په سانتی مربع (kg/cm^2) سره مساوی دی .

څرنګه چې د هوا تراکم د ارتفاع په زیاتوالی سره کمیږی ، لدی ځایه څخه ویلی شو چې د هوا فشار د ارتفاع په زیاتوالی سره کمیږی . پدی مفهوم په هراندازه چې یوه ساحه د سمندر د سطحې څخه لوړ موقعیت لری په همغه اندازه د فشار عددی قیمت کمیږی . د یادونی وړ ده چې د فشار بدلون نظر ارتفاع ته منظم ندی ، په عمومی توګه د ځمکې د سطحې څخه تر $(1000m)$ مترو ارتفاع پوری په هر سلو مترو $(100m)$ ارتفاع کې د هوا فشار د $(12mbar)$ ملی بارپه اندازه کمیږی او په پورتنیو طبقو کې دا بدلون (کمښت) لږ دی .

د یوی ساحې په مختلفو نقطو کې د بارومتریکی فشار ترمنځ توپیر د لوړ او ټیټ فشار ترمنځ فشاری میلان (Pressure gradient) رامنځ ته کوی . د فشاری میلان د شتون په صورت کې د هوا مالیکولونه د ټیټ فشار په لوری په حرکت راځی . هغه قوه چې د هوا مالیکولونه د لوړ فشار د ساحې څخه د ټیټ فشار د ساحې په لوری په حرکت راوړی د فشاری میلان د قوی (Pressure gradient force) په نامه یادیږی . د فشاری میلان د قوی مقدار د فشاری میلان پوری اړه لری [۵] .

د هوا فشار (اتمسفیری فشار) معمولاً د بارومتر (Barometer) په وسیله اندازه کیږي . بارومترونه زیات ډولونه لرید بیلګی په توګه سیمابی ، میخانیکی ، ډیجیتلی . په (۵-۳شکل) کې د بیلګی په ډول سره یو میخانیکی بارومتر ښودل شویدی . په محاسبو کې نظراړتیا ته اتمسفیری فشار یا په مجموع کې فشار د ځانګړو مقیاسونو یا واحداتو له جنسه افاده کیږي . د فشار واحدات عبارت دی له : نیوټن پر مترمربع (N/m^2)، پاسکال (Pa)، بار (bar)

،ملی بار $(mbar)$، ډاین $(dine)$، اتمسفیر (atm)، د اوبو د ستون ارتفاع $(m.of.W.C)$، او د سیمابو ارتفاع $(mm-Hg)$.

۵-۳.شکل. میخانیکی بارومتر

د فشار واحدات چې په عمومی ډول سره په عملی ساحه کې تری کار اخیستل کیږی په خپل منځ کې لاندې تناسبونه لری :

$$1.KPa = 1\,N/m^2;$$
$$1KPa = 1bar;$$
$$1bar = 10\,dine/cm^2;$$
$$1dine = 1(gr - cm/\sec^2);$$
$$1atm = 1.013*10^5\,Pa$$
$$1atm = 10m.of.W.C;$$
$$1atm = 14.7\,P/inc;$$
$$1atm = 1.036\,kg/cm^2;$$

د اوبو د بخار فشار **Vapours pressure** - په هوا کې داوبو د بخارد موجوده فشار څخه حاصل شوی ابتدائی فشار د اوبو بخار فشار (e) په نامه یادوی . یا په بل عبارت هغه فشار چې د اوبو بخارونه د هوا په یوه کتله داخلوی د بخار فشار په نامه یادیږی . د اوبو بخار فشار(د لمدی او وچې هوا د فشار توپیر) څخه عبارت دی چې د لاندې معادلی (۵- ۱۱) څخه په لاس راځي . د بیلګې په توګه په عادی شرایطو کې د هوا فشار $(1013mbar)$ دی ، د بشپړ رطوبت د حذفیدو په صورت کې په هغې کې فشار تر $(1010mbar)$ پورې کمیږی ، پدی ډول هوا کې د اوبو د بخار فشار د $(3mbar)$ سره معادل دی .

(۵-۱۱) $$e = ps - pd$$

په پورتنی رابطه کې :

ps - د بخار فشار په لوند حالت کې په $(mbar)$ ؛

pd - د وچې هوا فشار په $(mbar)$.

د اوبو بخار فشار په هغه حالت کې چې هوا په خپل ځان کې د اوبو بخارونو اعظمی حد وساتلی شی د مشبوع په حالت کې وی دا ډول فشار د اشباع بخار فشار(**Saturated vapour pressure**) (e_s) په نامه یادیږی . د اشباع بخار فشار د هوا د تودوخې درجی تابع دی چې د ماګنوس (**Magnus**) د فورمول څخه په کار اخیستلو کولای شو هغه محاسبه کړو

(۵-۱۲) $$e_s = 6.11\exp\left(\frac{17.269T_a}{237.3 + T_a}\right)$$

په پورتنی رابطه کې :

e_s - د اشباع بخار فشار په $(mbar)$ ؛

T_a - د هوا تودوخه په سانتی ګیرد C^0.

سربيره پردى د اشباع بخار فشار د محاسبى لپاره د لاندې رابطى څخه هم کولاى شو کار واخلو[۵]

$$e_s = 33.8639\left[(0.00738T + 0.8072)^3 - 0.000019(1.8T + 48) + 0.001316\right] \quad (۵-۱۳)$$

په پورتنى رابطه کې :

T- د هوا د تودوخې درجه په (C^0) ؛

e_s - د اشباع بخار فشار په $(mbar)$.

په ۱-۵. جدول کې نظر د هوا د حرارت درجې ته اشباع بخار فشار قيمتونه ښودل شويدى

۱-۵. جدول. نظرد هوا تودوخې د مختلفو درجو ته د اشباع بخار فشار

$(cm-Hg)$	(kg/cm^2)	$(mbar)$	حرارت (C^0)
د اشباع بخار فشار			
0.216	0.0030	2.87	-10
0.316	0.0044	4.21	-5
0.46	0.0063	6.11	0
0.66	0.0091	8.75	5
0.91	0.0126	12.19	10
1.27	0.0176	16.91	15
1.75	0.0242	23.33	20
2.37	0.0328	31.66	25
3.18	0.0440	42.45	30
4.22	0.0583	56.28	35

د اوبو د بخار فشار (e) او اشباع بخار د فشار (e_s)ترمنځ رابطه د وچې تودوخې (Dry-bulb temperature) او لندى تودوخې (Wet-bulb temperature) تابع دى . لوند حرارت د هغه ترمامتر په وسيله چې د هغې د محزن اطراف د لوند ټوکر په وسيله پيچل شوى وى اندازه کيږى . د هغې د لوند ساتلو لپاره د نخى ټوکر پاى د تل لپاره د اوبو په هغه لوښى کې چې

له اوبو څخه ډک شویدی ځای لری . پدی اساس د (e) او (e_s) ترمنځ ارتباط په لاندې شکل سره سرته نیسی

$$e = e_s - 0.0006606 P_a (T - T_W)\left[1 + \frac{T_W}{872.78}\right] \quad (۵-۱۴)$$

e - د اوبو د بخار فشتر په $(mbar)$ ؛

e_s - د اشباع بخار فشار د لوند ترمامتر د تودوخې د درجې په صورت په $(mbar)$ ؛

T - د وچ ترمامتر د تودوخې درجه په (C^0) ؛

T_W - د لوند ترمامتر د تودوخې درجه په (C^0) ؛

P_a - د هوا فشار په $(mbar)$.

لدی ځایه څخه ویلی شو هرڅومره چې د وچ او لوند ترمامترونو د تودوخې د درجو ترمنځ ترمنځ توپیر لږ وی ، په همغه اندازه د هوا رطوبت مشبوع (اشباع) حالت ته نیږدی وی .

۳-۴-۵. د هوا لمدبل(رطوبت)

داوبو مقدارچې په هواکې شتون لری د لمدبل (رطوبت) په نامه یادیږي . یا بل عبارت په هوا کې د اوبو موجودیت دلمدبل (رطوبت) په نامه یادیږی . په طبیعت کې وچه هوا هیڅ شتون نلری . حتی تر دی چې و چو دښتو او صحراو ظاهراً وچه هوای کې یو اندازه رطوبت شتون لری . په هوا کې د اوبو د بخارونو شتون د تودوخې ، فشار ، د باد د چلیدو د لوری ، د کال وخت ، ورخ ، ریلیف او د ساحې ارتفاع ، د خاوری خصوصیات (ځانګړتیاوی) ، د اوبو د زیرمو او نباتاتو شتون پوری اړه لری .

د سمندرونو په سطح کې په ډیرو ښو شرایطو کې د هوا رطوبت د اتمسفیر (جو) ترکیب څلور سلنه (4%)جوړوی . په معمولی شرایطو کې د اوبو د بخارونو مقدار په اتموسفیر کې په ګرمومیاشتو کې (1.3%) او په سړو میاشتو کې (0.4%)څخه تجاوز نه کوی .

رطوبت د بخار ، مایع او جامد حالت سره شتون لری . په صافه او معمولی هوا کې رطوبت د بخار په بڼه شتون لری . په وریځو کې رطوبت د اوبو د څاڅکو او یا د کنګل د کرستالونو په شکل شتون لری ، چې په ځانکړیو شرایطو کې د اتمسفیر څخه تخلیه کیږی . له همدی امله په اتمسفیر (فضأ) کې لمدبل (رطوبت) زیاتره د بخار په بڼه شتون لری . په اتمسفیر یا فضأ کې د اوبو بخارونه د اتمسفیر او د ځمکې د انرژی په بیلانس کې عمده او اساسی رول لری . د بیلګې په توګه د لمر انرژی لنډ امواج ځنډوی او د ځمکې د انرژی لوړ امواج جذب کوی ، چې پدی ترتیب سره د ځمکې په حرارتی بدلون اغیزه کوی . د اوبو د همدی بخارونو له طرفه د تبخیر او اوربښت عملیو په ترڅ کې د اتمسفیر انرژی ځای په ځای کوی .

که څه هم د اتمسفیر د اوبو بخار د انرژی د تولید او مصرف سره د هوا تودوخه کنترولوی ، په خپله هم د تودوخې د مستقیم کنترول لاندې دی ، یعنی د اتمسفیر د اوبو د بخار مقدار د هغی د حرارت سره مستقیماً اړیکی لری . پدی ترتیب سره هرڅومره د تودوخې درجه لوړیږی په همه اندازه د اتمسفیر رطوبتی ظرفیت زیاتیږی .

د لمدی هوا مخصوص وزن (Density of moist air). د هوا په واحد حجم کې د اوبو د بخار او وچې هوا د مجموعی وزن څخه عبارت دی چې په یوه سانتی مترمکعب کې په ګرام ښودل کیږي . څرنګه چې د اوبو بخار مخصوص وزن (0.622) د تودوخې په عین درجه د وچې هوا د مخصوص وزن

سره مساوي دی ، په پایله کې د اوبو د بخار مخصوص وزن د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی [۴،۵]

$$\rho_V = 0.622\frac{e}{R(273+T)};$$ **(۵- ۱۵)**

په پورتنی رابطه کې :

ρ_V **- د اوبو د بخار مخصوص وزن په** (gr/cm^3) ؛

e **- د اوبو بخار فشار په** $(mbar)$ ؛

R **- د گاز ثابت دی چې د وچې هوا لپاره** $R = 2.87*10^3\,cm^2/K.\sec^2$ ؛

T **- د تودوخې درجه په** (C^0) **.**

د وچې هوا مخصوص وزن مساوی دی په

$$\rho_d = \frac{P_d}{R(273+t)};$$ **(۵-۱۶)**

پدی رابطه کې :

ρ_d **- د وچې هوا مخصوص وزن په** (gr/cm^3) ؛

P_d **- د وچې هوا فشار په** $(mbar)$**.**

د (۵- ۱۵) او (۵- ۱۶) رابطو څخه د لمدی (مرطوبی) هوا مخصوص وزن په لاس راځي

$$\rho_a = \frac{P_a}{R(273+T)}\left(1-0.378\frac{e}{P_a}\right);$$ **(۵- ۱۷)**

په پورتنی رابطه کې :

ρ_s **- د لمدی هوا مخصوص وزن په** (gr/cm^3) ؛

P_a- د لمدی هوا فشار په $(mbar)$.

د (۵- ۱۷) رابطه ددی ښکارندوی ده چې د ثابت فشار تودوخې په صورت کې لمده هوا نسبت وچې هوا ته سپکه ده . د (۵- ۱۶) رابطې په اساس د وچې هوا مخصوص وزن د تودوخې $(T = 15C^0)$ او $(P_a = 1010 mbar)$ په صورت کې $1.22 gr/cm^3$ یا $1.22 kg/m^3$ دی .

د هوا لمدبل په عمومی ډول سره په لاندې څلورو شکلونو ویشی :حدی ، مطلقه ، نسبتی او د لمدبل کمښت .

حدی لمدبل (رطوبت) Limited humidity . د اوبود بخار د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د تودوخې په ټاکلی درجه کې د بشپړی هوا د مشبوع کولو لپاره ضروری وی .

د هوا د درجی د کمیدو په صورت کې د اوبو بخارونه چې د حدی لمدبل څخه تجاوز کوی په څاڅکو بدلیږي او د شبنم په شکل پر ځمکه ترسب کوی (ځمکی ته را ښکته کیږي) .

مطلقه لمدبل Absolute humidity . د اوبو د بخار د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د هوا د تودوخې په ټاکلی درجه کې شتون ولری . مطلقه رطوبت د اوبود بخارونو ارتجاعیت ټاکی او په **mm-Hg** یا په **mbar** اندازه کیږي . د بخار د مقدار Q او د هغوی د ارتجاعیت ترمنځ رابطه کولای شو چې په لاندې شکل سره ولیکو

$$Q = \frac{1.06E}{1+\alpha T}; \qquad (۵- ۱۸)$$

په پورتنی رابطه کې :

$\alpha = 0,004$ - د هوا د حجمی انبساط ضریب ؛

T - د هوا د تودوخی درجه په $\left(C^{0}\right)$ ؛

د $T=0$ په صورت کې پورتنی رابطه لاندې شکل غوره کوی

$$Q=1.06E; \qquad (۵ - ۱۹)$$

یا په بل عبارت په یوه مترمکعب هوا کې د اوبو د بخارو مقدار په گرام سره د مطلقه لمدبل څخه عبارت دی . د لاندې معادلی په وسیله د اوبو د بخار فشار او تودوخې سره د مطلقه لمدبل رابطه ښودل کیږی[۵،۴] .

$$AH=216.68\frac{e}{(273+T)}; \qquad (۵ - ۲۰)$$

په پورتنی رابطه کې :

AH - د هوا مطلقه لمدبل په $\left(gr/m^{3}\right)$ ؛

e - د اوبو د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

T - د تودوخې درجه په $\left(C^{0}\right)$.

نسبتی (نسبی) لمدبل Relative humidity . د هوا پر حدی لمدبل د مطلقه لمدبل د نسبت څخه عبارت دی . یا په حدی لمدبل د موجوده لمدبل د مقدار د نسبت څخه عبارت دی .د بیلگی په توگه اویا سلنه (70%) ددی ښکارندوی دی چې په اوسنی حالت هوا د اوبو د بخارونو د اویا سلنه (70%) د جذبولو ظرفیت لری . د هوا نسبی لمدبل کولای شوچې د لاندې رابطی څخه په لاس راوړو

$$RH=\frac{Q_1}{Q}100\%; \qquad (۵- ۲۱)$$

په پورتنی رابطه کې :

Q_1 - د اوبو د بخارونو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې په یوه مترمکعب هوا $(1m^3)$ کې د نظارت په لحظه کې شتون ولري ؛

Q - د اوبو د بخارونو هغه مقدار دی چې د تودوخي په ټاکلی درجه کې (د نظارت په وخت) د یوه متر مکعب د هوا د مشبوع کولو لپاره ضروری وي .

نسبتی لمدبل د مطلقه لمدبل په څیر کولی شو چې د بخارو د ارتجاعیت له جنسه افاده شی

$$RH = \frac{e}{e_s}100\% \qquad (۵ - ۲۲)$$

په پورتنی رابطه کې :

e - د اوبو د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

e_s - د اشباع بخار فشار په $(mbar)$.

همدارنګه د هوا نسبی لمدبل په مسقیمه توګه د هوا د تودوخې درجې او د شبنم د نقطی د حرات د شتون په صورت کې د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوو [۴]

$$RH = 100\left[\frac{112 - 0.1T + T_d}{112 + 0.9T}\right]^8; \qquad (۵- ۲۳)$$

په پورتنی معادله کې د هوا تودخې درجه او د شبنم د نقطی د تودوخې درجه په سانتی ګیرد ښودل شوی دی .

سربیره پردی د هوا د نسبتی لمدبل د سلنی محاسبه د وچ او لانده ترمامترونو د تودوخې درجو د شتون په صورت کې د (۲-۵.جدول) د ارقامو څخه په ګټه اخیستلو محاسبه کوو.

۲-۵.جدول . د وچ او لانده ترمامترونو د تودوخي د درجی په اساس د نسبتی لمدبل تاکل [۵]

دوچ او لانده ترمامترونو د تودوخي درجي توپير $\left(\Delta T;C^{0}\right)$																$\left(T;C^{0}\right)$
15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	
												2	31	60	91	-10
												13	39	65	93	- 8
											0	23	46	70	94	- 6
											11	32	53	74	96	- 4
										3	21	39	58	78	98	- 2
										13	29	46	63	81	100	0
									7	22	37	52	68	84	100	2
									16	29	43	57	71	85	100	4
								11	24	35	48	60	73	86	100	6
							8	19	29	40	51	63	75	87	100	8
						6	15	24	34	44	55	66	77	88	100	10
					4	12	21	29	39	48	58	68	78	89	100	12
				3	10	18	26	34	42	51	60	70	79	90	100	14
				8	15	23	30	38	46	54	63	71	81	90	100	16
			7	14	20	27	34	41	49	57	65	73	82	91	100	18
		6	12	18	24	31	37	44	51	59	66	74	83	91	100	20
	6	11	17	22	28	34	40	47	54	61	68	76	83	92	100	22
5	10	15	20	26	31	37	43	49	56	62	69	77	84	92	100	24
10	14	19	24	29	34	40	46	51	58	64	71	78	85	92	100	26
13	18	22	27	32	37	42	48	53	59	65	72	78	85	93	100	28
17	21	25	30	35	39	44	50	55	61	67	73	79	86	93	100	30
20	24	28	32	37	41	46	51	57	62	68	74	80	86	93	100	32
23	26	30	35	39	43	48	53	58	63	69	75	81	87	93	100	34
25	29	33	37	41	45	50	54	59	64	70	75	81	87	94	100	36
27	31	35	39	43	47	51	56	61	66	71	76	82	88	94	100	38
29	33	36	40	44	48	53	57	62	67	72	77	82	88	94	100	40

د لمدبل کمښت Deficit of humidity . د حدی او مطلقه لمدبل تر منځ توپير څخه عبارت دی

$$d = e_s - e \qquad \textbf{(۵- ۲۴)}$$

مخصوصه لمدبل **Specific humidity** . د لمدی هوا په واحد وزن کې د اوبو د بخارونو د مقدار څخه عبارت دی چې په عمومی توګه د (gr/kg) له جنسه افاده کېږی . د هوا مخصوصه لمدبل د هوا د فشار او د اوبو د بخار فشار ترمنځ لاندې رابطه شتون لری [۵]

$$SH = \frac{622e}{(P - 0.378e)}; \qquad (۵-۲۵)$$

پدی رابطه کې :

SH - د هوا مخصوصه رطوبت په (gr/kg) ؛

e - د اوبو د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

P - د هوا فشار په $(mbar)$.

د شبنم نقطه **Dew point** . د شبنم نقطه (یا د شبنم د تشکیل درجه) د د تودوخې د درجې څخه عبارت دی چې د هغې په صورت کې په هوا کې د شتو (موجوده) اوبو د بخار فشار (e) د اشباع بخار په فشار (e_s)بدلیږی ، او دغه عملیه پرته د اوبو د بخار د واردولو څخه یوازی د سړیدو له لاری ترسره کیږی . د شبنم نقطه د سانتی ګیرد درجې له جنسه ښودل کیږی .

د یادولو وړ ده چې د هوا نسبتی لمدبل کولای شوو چې د شبنم د نقطې له لاری محاسبه شی . د تعریف په اساس د شبنم د نقطې د تودوخې په صورت کې د اشباع بخار فشار او د نسبی رطوبت ترمنځ لاندې رابطه شتون لری

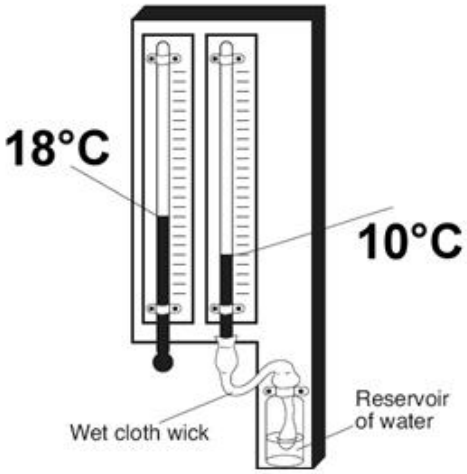
$$RH = \left(\frac{e_{T=T_d}}{e_s}\right)100 \qquad (۵- ۲۶)$$

لدی ځایه څخه په لاس راځی چې په هغې کې $e_{T=T_d}$ د شبنم نقطې په تودوخه کې د اشباع بخار فشار او (e_s)د هوا په معمولی تودوخه کې د اشباع بخار فشار دی . د شبنم نقطه همدارنګه کولای شوو چې د وچ او لوند ترمامتر د تودوخې د توپیر په اساس د (۳-۵. جدول) ارقامو په کارولو سره محاسبه کړو . د (۳-۵. جدول) په کارولو د شبنم د نقطې تودوخه او د هغې متناظر د اشباع فشار بخار د معمولی هوا او شبنم په ټاکلو سره د (۲۶-۵) رابطې څخه د هوا نسبی رطوبت محاسبه کوو.

۵-۴-۴. د لمدبل اندازه کول

د هوا د لمدبل دهوا پیژندنی په مرکزونو (سټیشنو) کې د معمولی سایکرومتر (Psychrometer) څخه په کار اخلیستلو اندازه کوی . سایکرومتر د دوو عادی ورته سیمابی ترمامترو څخه جوړه شوی وسیله ده چې د یوه ترمامتر مخزن (هغه برخه چې هغې کې سیماب شتون لری) په شاوخوا پخته ای ټوکر تاو شوی او د ټوکر پای د اوبو په لوښی کې ځای په ځای شوی دی
(۴-۵.شکل) . د سایکرومتر دغه برخه د لانده ترمامیتر (Wet bulb thermometer) په نامه او دوهمه برخه یې د وچ ترمامیتر (Dry bulb thermometer) په نامه یادیږي . لوند ترمامتر تل د هوا د بهیر په مقابل کې چې $(1-3)m/\sec$سرعت لری ځای کې ځای په ځای کیږی. د ښودل شوی سرعت د تأمین لپاره معمولاً د کوچنی برقی یا میخانیکی باد پکي څخه کار اخلی چې د ترمامتر مخزن ته نیږدی قرار لری . د وچ او د لانده ترمامیتر د حرارت درجی توپیر د هوا د لمدبل معیار دی ، ځکه هر څومره چې هوا وچه وی ، د لوښي په داخل او د تاو شوی ټوکر څخه تبخیر زیاتیږی . څرنګه چې د تبخیر عملیه د انرژی د مصرف سره تړاو لری له همدی امله لوند ترمامترد حرارت درجی زیاته لویدنه ښایی . د حرارت د توپیر له مخی د ترتیب شوو

جدولونو(۵-۳. جدول) څخه په ګټه اخیستلو د هوا د نسبی رطوبت فیصدی معلوموی.



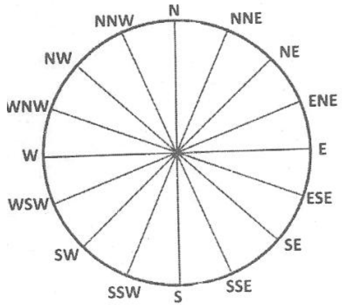
۵- ۴. شکل . سایکرومتر یا رطوبت سنج

۵-۳. جدول . د وچ او لانده ترمامتر د تودوخې د توپیر په اساس د شبنم د تشکیل د نقطې او نسبتي لمدبل ټاکل

د وچ او لوند ترمانتر توپیر $(\Delta T; C^0)$																د اشباع بخار فشار		$T,(C^0)$
15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	$(mm-Hg)$	$(mbar)$	
													-24	-16	-11	2.15	2.86	-10
												-33	-20	-13	-9	2.52	3.35	- 8
												-24	-16	-11	-7	2.94	3.91	- 6
											-32	-19	-12	-8	-5	3.42	4.55	- 4
											-22	-14	-9	-5	-2	3.97	5.28	- 2
										-27	-16	-11	-6	-3	0	4.59	6.11	0
									-33	-19	-12	-7	-3	-1	2	5.30	7.05	2
								-47	-21	-13	-8	-4	-1	2	4	6.11	8.13	4
								-23	-14	-9	-5	-1	2	4	6	7.03	9.35	6
							-26	-15	-9	-5	-2	1	4	6	8	8.06	10.72	8
						-29	-17	-10	-5	-2	1	4	6	8	10	9.23	12.27	10
					-34	-18	-11	-6	-2	1	4	6	8	10	12	10.54	14.02	12
					-19	-11	-6	-2	1	4	6	9	11	12	14	12.02	15.98	14
					-11	-6	-2	1	4	7	9	11	13	14	16	13.66	18.17	16
				-10	-6	-2	2	4	7	9	11	13	15	16	18	15.51	20.63	18
				-4	-1	2	5	7	10	12	14	15	17	19	20	17.57	23.37	20
			-5	-1	2	5	8	10	12	14	16	17	19	21	22	19.87	26.43	22
	-10	-5	-1	3	6	8	11	13	15	16	18	20	21	22	24	22.43	29.83	24
-9	-4	0	4	6	9	11	13	15	18	19	20	22	23	25	26	25.27	33.61	26
-3	1	4	7	10	12	14	16	18	19	21	22	24	25	27	28	28.42	37.80	28
2	5	8	10	13	15	17	18	20	22	23	25	26	27	29	30	31.90	42.43	30
6	9	11	13	15	17	19	21	22	24	25	27	28	29	31	32	35.75	47.55	32
10	12	14	16	17	20	21	23	25	26	28	29	30	32	32	34	40.00	53.20	34
13	15	17	19	21	22	24	25	27	28	30	31	32	34	35	36	44.68	59.32	36
16	18	20	21	23	25	26	28	29	30	32	33	34	36	37	38	49.82	66.26	38
19	20	22	24	25	25	28	30	31	34	34	35	36	38	39	40	55.47	73.78	40

۵-۴-۵. باد

باد د هوا افقی حرکت دی چې د هوا پیژندنی د نورو پارامترونو خلاف یو ویکتوری پارامتر دی . بادونه او هوائی بهیرونه (جریانونه) د لمر څخه اخیستل شوی تودخه د ځمکې پرمخ ویشی ؛ او هوائی کتلی د لوړ فشار د سیمو څخه د ټیټ فشار سیمو ته ویشی . د باد ویکتور د نورو ویکتوری پارامترونو په څیر هم لوری او هم اندازه لری چې د باد د سرعت ښودونکی دی . بادونه معمولاً د الی په وسیله چې انمامیټر(Anemometer) نومیږی اندازه کیږی. د باد لوری د هغه لوری څخه عبارت د کوم لوری څخه چې باد چلیږی . د باد د لوری د ټاکلو لپاره په هوا پیژنده کې څومقیاسه شتون لری چې یویی (36) قلوریی مقیاس د (د لسو درجو 10^0 په فاصله) دی . پدی ډول سره چې د آسمان دایره په (36)مساوی برخو ویشی او د باد لوری د هغې په اساس ټاکي . سربیره پردی د باد د لوری د ټاکلو لپاره معمولاً د قطب نما لوری په شپاړسو (16) برخو ویشل کیږی یعنی قطب (N)، قطب قطب ختیځ (NNE)، قطب ختیځ (NE)، ختیځ قطب ختیځ (ENE)، ختیځ (E)،ختیځ سهیل ختیځ (ESE) ، سهیل لویدیځ (SE)، سهیل سهیل ختیځ (SSE)، سهیل (S)، همدارنګه لویدیځ لوری لوری بندی کیږی . ښودل شوی لوری بندی په (۵-۵.شکل) ښودل شویده . [۴]



۵-۵.شکل . د باد د چلیدو د لوری لوری بندی

د باد سرعت د هغه واټن څخه عبارت دی چې باد يې په واحد وخت کې طی کوی . په (۶-۵. شکل) کې د باد سرعت د اندازه کولو وسیله (سرعت سنج) انمامیتر(Anemometer) ښودل شویدی . څرنګه په عکس کې (شکل) لیدل کیږی انمامیتر په خپل پای کې ثبت کونکی وسیله (Recorder) لری . ښودل شوی ثبت کونکی وسیله په ټاکلی وخت کې د پیالو د څرخیدو (دوران) شمیره ښیی . څرنګه چې د پیالو فاصله د شعاع د مرکز څخه دایره جوړوی ، نو له همدی امله د پیالی د څرخیدنی په هردور کې طی شوی فاصله محاسبه او په پایله کې د باد سرعت محاسبه کیږی .

۶-۵.شکل . د باد د سرعت او لوری د اندازه کولو وسیله (Anemometer)

د باد سرعت د ځانګړو واحداتو له جنسه اندازه کیږی : د ګره له جنسه (یو ګره د $1.852 km/hour$ سره معادل دی) ، متر پر ثانیه $(m/\sec)$ (متر پر ثانیه د $1 m/\sec = 3.6 km/h0ur$ سره معادل دی) او کیلومتر پر ساعت $(km/hour)$ سره ښودل کیږی .

که چیری د باد سرعت او د لوری بدلون په شدت سره تر سره شی او یا داچې د باد سرعت او لوری د ډیرزیات (شدید) بدلون سره مخامخ شی دی ډول باد ته متلاطم (Turbulent) ویل کیږی . سربیره پردی په هواپیژندنه کې د بادونو د مطالعې په وخت کې د ځینو نورو مفاهیمو څخه هم کار اخیستل کیږی چې عبارت دی له : د باد د لحظه ئی سرعت اندازه (The instantaneous wind speed)، د باد منځنی سرعت (average wind speed)، د باد واټن (wind distance) او د باد منځنی واټن (The mean distance of the wind).

د باد واټن :- د واحد واټن (فاصلی) د وهلو د وخت د ټاکلو څخه عبارت دی .

د باد منځنی واټن :– د هغه واټن څخه عبارت چې باد ئې په ټاکلی وخت کې وهی .

د باد د لحظه ئی سرعت اندازه :– د وخت په ټاکلی لحظه (د خوښې په ټاکلی لحظه) کې د حاکم سرعت څخه عبارت دی .

د باد منځنی سرعت ـ په یوه ټاکلی وخت کې د باد د اندازه شوو سرعتونو پر شمیر د سرعت د مجموعی مقدار د نسبت څخه عبارت دی .

د باد د قدرت (توان) د اندازه کولو لپاره بل مقیاس څخه چې د بوفورت (Beaufort) په نامه یادیږی هم کاراخلی . بوفورت په حقیقت کې په وچه او د انسان د ژوندانه په فضا کې یو تربله د باد د شدت او اغیزی (تأثیرات) پام کې نیولی دی . اوسنی وخت کې ښودل مقیاس د باد سرعت له جنسه د ځمکی د سطحې څخه د لسو مترو $(10m)$ په لوړوالی (ارتفاع) ټاکل کیږی . په (۵-۵. جدول) کې د بوفورت مقیاس او د باد شدت اوپارمترونو ترمنځ رابطه ښودل شوی ده [۵].

۴-۵.جدول . د بوفورت په مقیاس کې د باد شدت اوپارمترو ترمنځ رابطه

د بوفورت درجه	د باد ډول	شدت			د باد ځانګړتیاوی
		گره	کیلومتر پرساعت	متر پر ثانیه	
0	آرام	< 1	< 1	0.2 -0	د دود عمودی لوړیدنه
1	د هوا آرام حرکت	3 – 1	5 – 1	1.5 - 0.3	د دود سرو د هوا د حرکت لوری د اټکل کیدنی وړ ندی
2	سپک نسیم	6 – 4	11 – 6	3.2–1.6	د مخ او سر د پاسه باد احساسیږی
3	ملایم نسیم	10 – 7	19 – 12	5.4-3.4	د ونو کوچنیی څانگی او پانی حرکت کوی
4	اهسته باد	16 - 11	28 – 20	7.9-5.5	خاوری او گردونه پورته کیږی او د ونو څانگی خوځیږی (زانگي)
5	ملایم باد	21 - 17	38 -29	10.7-8.0	کوچنی ونی خوځیږی(زانگي)
6	تند باد	27 - 22	49 – 39	13.8-10.8	لوی ښاخونه زانگی او د تلیگراف سیمونه هو باسی (شپیلی وهی)
7	شدید باد	33 - 28	61 – 50	17.1-13.9	ټولی و زانگی او د باد په مخالف لوری حرکت گران دی
8	توفانی باد	40 - 34	74 – 62	20.7-17.2	د ونو منډان او څانگی ماتیږی او د باد په مخالف لوری حرکت ممکن ندی
9	توفان	47 - 41	88 – 75	24.4-20.8	د بام د باسه کاشی او د دود کشی نلونه د خپل ځایه بیلیږی
10	شدید توفان	55 - 48	102 – 89	28.4-24.5	ونی د بیخ راوزی او ودانیو زیانونه رسوی
11	هاریکن وار توفان	63 – 56	117-103	32.6-28.5	ډیر لږ په وچه کې رامنځ ته کیږی او په زیاته پیمانه زیانونه رسوی
12	هاریکن	≥ 64	≥ 118	≥ 32.7	فاجعی رامنځ ته کوی

د باد افقی سرعت د عمود (قائم) په اوږدو یو شان ته ندی او د ځمکې د سطحې څخه په لوړیدو (ارتفاع) سره بدلون مومی یعنی پدی مفهوم چې د ځمکې د سطحې د ارتفاع په زیاتیدو سره د باد افقی سرعت زیاتیږی . یو د هغه مهمو عواملو څخه چې د باد په سرعت اغیزه کوی هغه د ځمکې د سطحې د

عوارضو فزیکی ځانګړتیاوی دی . ځکه چې هغه موانع کومی چې د باد د لګیدو په لوری کې شتون لری د هغو په په جمله کې ونی او ودانۍ د هوا د خوځینده کتلو د تلاطم او اغتشاش لامل ګرځی چې په پایله کې دا کار د باد د افقی سرعت د کمښت سبب ګرځي . د باد د افقی سرعت بدلون د ځمکې د سطحې څخه په ځانګړی توګه د اتمسفیر په لاندنیو قشرونو کې ډیر څرګند او د پام وړ دی .

نظر د ځمکې سطحې ته د باد افقی سرعت بدلون د لاندې تابع په شکل افاده کیږی [۵]

(۵- ۲۷) $$U_x = U_z \left(\frac{x}{z} \right)^a$$

په پورتنی رابطه کې :

U_x **- د باد منځنی افقی سرعت د** (x) **په ارتفاع د ځمکې د سطحې څخه په** $(km/hour)$ **؛**

U_z **- د باد منځنی افقی سرعت د** (z) **په ارتفاع د ځمکې د سطحې څخه په** $(km/hour)$ **؛**

a **- ثابت ضریب دی چې د هغې عددی قیمت د باد په مقابل کې د ځمکې د سطحې د عوارضو مقاومت پوری اړه لری (**$a = 0.4$ **- د ښاری سیمو لپاره ؛** $a = 0.28$ **- سمندرونو ته نیږدی** $a = 0.16$ **؛ ښار ته د نږدیو سیمو لپاره - سیمو لپاره) .**

د یادونی وړ ده چې د هوا پیژندی په مرکزونو (سټیشنونو) کې د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه معمولاً په $(10;1.5;1)m$ **مترو سره اندازه کیږی .**

۵-۴- ۶. تبخير

د اوبو د مايع او جامد حالت څخه بخارته د بدلون عمليه پخوا لدی چې اوبه د جوش نقطی ته ورسيږی د تبخير په نامه يادېږی . يا په بل عبارت د اوبو د سطحې څخه د اوبو د ماليکولونو د جلا کيدو عمليه چې د لمر د وړانګو له امله سرته رسی د تبخير په نامه يادېږی . د اوبو د آزادی سطحې يا د لمدی خاوری څخه د اوبو د مايع حالت څخه د اوبو په بخار د بدليدنی پروسه د تبخير په نامه يادېږی .

په نری (نازک) قشر کې د اوبو سطح د نامشبوع هوا سره په تماس کې ده د اوبو او د هوا د ماليکولونو تبادله په دايمی توګه د دغه نازک قشر له لاری جريان لری .

هوا ته د اوبو د ماليکولونو د تيښتې عمليه چې تبخير نوميږي د هوا د تودوخې د درجی د لوړيدو سره ګړندی کيږی او د تودوخې د درجی د ټيټېدو سره ورو (آهسته) کيږی .

تبخير کيدای شی چې د د ونو او بوټو (نباتاتو) د تنی ، پاڼواو څانګو څخه ترسره شی . د يادونی وړ ده چې دا هغه اوبه يا رطوبت دی چې د اورښت له امله د ونو ، بوټو او نورو نباتاتو د سطحو د پاسه ځای په ځای شويدی . د ونو او بوټو د پاڼو ، تنو او څانګو څخه د ځانګړو لاملونو د شتون په صورت کې د هغو اوبو د جلاکيدو او هوا ته د ليږد عمليه چې نبات د ځمکې څخه د خپلو ريښو په وسيله جذب کړی وی د خولې يا تعرق (Transpiration) په نامه يادېږی .

د اوبو تبخير د سمندرونو ، جهيلونو ، سيندونو ، د واورو او لمدی ځمکې د سطحو او حتی په هوا کې د باران د څاڅکو څخه ترسره کيږی . د اوبو د ماليکولونو خپريدل په هوا کې او د هوا د ماليکولو خپريدل په اوبو کې تر هغه وخت پوری دوام لری ترڅو چې ددغه دووسيالو ترمنځ تعادل برقرار شی . يا په

بل عبارت هوا د اوبو بخاراتو په وسیله او اوبه د هغه ګازونو په وسیله چې په هوا کې شتون لري او په اوبو کې خپریدلی شی مشبوع شي .
په حقیقت کې د هوا او د اوبو ترمنځ د مالیکولی تعادل د نشتوالی له امله ګرادینت (Gradient) رامنځ ته کیږی چې ددی (Gradient) له لاری مالیکولی تبادله سرته رسی .
د اوبو اعظمی مقدار چې د سمندرونو ، جهیلونو ، اویا د ټولو سطحي اوبو د آزادی سطحې څخه تبخیر کیږي د پوتنسیالی تبخیر (Potential Evaporation) په نامه یادیږي . د اوبو مقدار چې هوا ئی په خپل ځان کې جذبوی د پوتنسیالی تبخیر څخه تجاوز نه کوي . ددی په خلاف ، د اوبو هغه مقدار چې په واقعی ډول سره د ځمکې څخه اتمسفیر ته تبخیر کیږی د حقیقی تبخیر په نامه سره یادیږی (Actual Evaporation) . د اوبو هغه مقدار چې په واقعی توګه د شتو (موجوده) اوبو د سطحو او یا د ځمکې لمدی سطحو څخه هوا ته تبخیر کیږی د پوتنسیالی تبخیر څخه لږ دی .

۵-۴-۷. د اوبو د تبخیر عوامل

هوا ته د اوبو د تبخیر مقدار په ځانګړو عواملو پوری اړه لري ، چې یو لږ یی د تبخیر د عملی د ګړندی کیدو او نور یی د هغی د ورو کیدو لامل ګرځی . د تبخیر عوامل عبارت دی له : د انرژی منبع ؛ د نامشبوع هوا شتون ؛ د باد سرعت ؛ د نباتی قشر شتون ؛ د اوبو د زیرمو شتون (لمدبل) ؛ د هوا فشار ؛ د اوبو کیفیت ؛ د اوبو ژوروالی ؛ او داسی نور .

د انرژی منبع :

د انرژی د منبع شتون ددی لامل ګرځی چې سطحی اوبه ګرمی او د اوبو د سطحې څخه د مالیکولونو د جلا کیدو لپاره شرایط برابریږی .

د نامشبوع هوا شتون:

دوهم لامل چې اتمسفير ته د اوبو د ليږد پروسه (تبخير) ګرندی کوی هغه د سطحی اوبو د پاسه د نامشبوع هوا شتون دی . دا ځکه چې توده هوا نسبت سړې (يخې) ته ، او وچه هوا نسبت لمدی هوا ته د اوبو د بخارونو د زيات مقدار د جذب وړتيا (قابليت) لری .

د اوبو د بخار فشار:

د دالتن (**John Dalton**) د قانون پر بنسټ د تبخير مقدار د اوبو د تودوخې د درجی مطابق د اشباع بخار فشار (e_W) او په هوا کې د واقعی بخار فشار (e_a) د توپير سره متناسب دی. ددی پربنسټ د ډالتن قانون د لاندې رابطی په شکل وړاندی کيږی[۵،۱۷،۲۰] :

$$E = C(e_W - e_a)$$ (۵- ۲۸)

په پورتنی فورمول کې :

E - د تبخير مقدار په (mm/day) ؛

e_W - د اوبو د تودوخې په درجه کې د اشباع بخار فشار په $(mm-Hg)$ ؛

e_a - د هوا د تودوخی په درجه کې د واقعی بخار فشار په $(mm-Hg)$ ؛

C - ثابت ضريب دی چې د هغې عددی قيمت د هوا د فشار ، د تودوخې د درجې ، د باد سرعت او اتمسفيری پارامترونو پوری اړه لری .

ځکه ترڅو چې $(e_W > e_a)$ وی ، تبخير شتون لری او هرکله چې $(e_W = e_a)$ يعنی ګرادينت له منځه لاړ شی تبخير دريږی .

تودوخه :

هرکله چې ټول هغه لاملونه چې د هغوی له امله د تبخير پروسه اغيزمنه کيږی ثابت پاتی شی ، ليدل کيږی چې د هوا د تودوخی د درجی بدلون د تبخير د

اندازی سره مستقیماً اړیکه لری . پدی ترتیب سره چې د اوبو د تودوخې د زیاتیدو سره ، د اوبو د مالیکولونو حرکی انرژی زیاتیږی. د حرکی انرژی زیاتوالی د اوبو د مالیکولونو ته ددی توانمندی ورپه برخه کوی ترڅو د اوبو د کتلی څخه وتښتی (فرار وکړی) ، چې په پایله کې د اوبو د تبخیر کچه لوړیږی او د تودوخې درجې په کمیدوسره معکوسه پروسه ترسره کیږی [۵] .

د باد سرعت :

که څه هم باد د تبخیر د عملیی د رامنځه ته کیدو عامل ندی ، لاکن د تبخیر د سرعت د زیاتیدو لامل ګرځی . باد د اوبو د پاسه د نامشبوع هوا د ځای په ځای کیدو لامل ګرځی ، پدی ترتیب سره د ځای په ځای کیدونکی هوای تبخیری پوتنسیال زیاتوی . د باد د سرعت د زیاتیدو سره ، د اوبو د سطحې د پاسه د نامشبوع هوا ځای په ځای کیدنه په چټکی سره ترسره کیږی . دا کار د تبخیر د زیاتوالی سبب ګرځی .

د هوا فشار :

د سمندر د آزادی سطحي څخه د ارتفاع په زیاتوالی سره د اتمسفیر فشار کمیږی له همدی امله د تبخیر اندازه د ورته شرایطو په نسبت زیاته ده . یا په بل عبارت هرڅومره چې د سمندر د آزادی سطحې څخه ارتفاع زیاتیږی په همغه اندازه د تبخیر کچه زیاتیږی .

د اوبو کیفیت :

په هره اندازه چې په اوبو کې د حل شوو موادو د بیلګی په توګه مالګو دولونه ، کتیونونه (Cation) او آنیونونه (Anion) زیات وی په هغمه اندازه د اوبو د بخار فشار په هغې کې کمیږی ، ځکه چې د دالتن د قانون پر بنسټ ددی ډول اوبو د سطحې څخه د تبخیر کچه نسبت خالصواوبو ته لږه ده . د بیلګی په توګه د ورته شرایطو په صورت کې د سمندرونو د ترو اوبو د سطحې څخه د

تبخیر اندازه نسبت د خوړو اوبو د سطحو څخه د $(2-3)\%$ ټیټه ده . د [۵،۶]
د څیړنو پربنسټ د ترو اوبود کثافت د هر یو سلنی(1%) زیاتوالی سره د تبخیر
په مقدارکی د یوسلنی (1%) په اندازه کمښت راځی .

د اوبو ژوروالی :

د اوبو حرارتی ظرفیت د اوبو دژوروالی سره مستقیماً تړاو لری . د اوبو هغه زیرمی چې په هغو کې د اوبو ژوروالی زیات نسبت هغه زیرمو ته چې د هغوی ژوروالی لږدی د زیات (لوړ) حرارتی ظرفیت لرونکی دی . څرنګه چې د اوبو هغه زیرمی چې په هغو کې د اوبه ژوارلی لږ دی ډیر ژر د لمر څخه آغیزمن کیږی له همدی امله د هغو څخه د تبخیر کچه زیاته ده .د باران اوبه چې د ځمکې پرمخ په ناهمواریو کې او یا داچې د نباتاتو او ونو د پاڼو او تنو د پاسه د یو څه وخت لپاره پاتی کیږی، د لږی تودخی ترلاسه کولو سره تبخیر کیږی . له همدی امله د هغو ځمکو پرمخ باران اوری نسبت د اوبو د ژوروالی کمښت ته ژر ګرمیږی او د هغوی څخه د تبخیر پروسه چټک کیږی . د اوبو یو ذخیره وی بند چې د زیات ژوروالی لرونکی وی ددی امکان شتون لری چې د لمر هغه انرژی چې د دوبی په موسم کې اخیستی ده او په خپل ځان کې ئې زیرمه کړیده د ژمی په موسم کې د لاسه (آزاده) ورکړی . له همدی امله په ژمی کې ددی ډول اوبو څخه د تبخیر اندازه نسبت د لږ ژوروالی لرونکو اوبو ته زیاته وی .

د ځمکې د سطحې پوښښ :

د ځمکې د سطحې پوښښ د اوبو په تبخیر کې ډیر مهم رول لوبوی . په هغه ځایونو کې چې د ځمکې مخ یا سطح د ونو بوټو په وسیله پوښل شوی وی د باران د اوبو یوه زیاته اندازه د ونو د پاڼو ، څانګو او د هغوی د تنو دپاسه پاتیږی . له بله پلوه هغه اوبه چې د نبات د ریښنو په وسیله جذبیږی ، د نبات په جوړښت کې حرکت کوی (د نبات د ریښی څخه د هغی تنی ، څانګو او پاڼو ته

لیږدول کیږی) . وروسته لدی چې د نبات لخوا هغه معدنی حل شوی توکې چې په اوبو کې شتون لری جذب شی ، پاتی شونی اوبه د نبات د پاڼو له لاری تبخیر کیږی . له همدی امله ویلای شو چې د ځمکې د وچې هغه برخی چې د نباتی قشرپه وسیله پوښل شوی وی د هغوی هوا نسبت نورو سیمو ته مرطوبه وی ځکه چې هلته د تبخیر اندازه زیاته ده .

۵- ۴- ۸. د تبخیر اندازه کول

د تبخیر د مقدار محاسبه د هایدرولیکی ودانیو د طرح کولو ، پلانولو او د ساتنی اوڅارنی لپاره ډیر اړین دی . سربیره پردی د تبخیر محاسبه او د هغی کنترول د هغه سیمو لپاره چې وچ اقلیم لری او د اوبو د زیرمو شتون محدود دی ډیر مهم او اړین دی . په هغو هایدرولوژیکی محاسبو کې چې د هایدرولیکی ودانیو (ساختمانونو) د طرح ریزی لپاره (ذخیزه وی بندونه ، د اوبو لګولو سیستمونه او داسی نور) سرته رسی د تبخیر مقدار په پام کې نیول ډیر ضروری دی . که چیری په بنودل شوو محاسبو کې د تبخیر اندازه په پام کې ونه نیول ، په هغه صورت کې سرته رسیدلی محاسبی نیمګړی دی . تبخیر د تل لپاره په واحد وخت کې (په شپه او ورځ ، په میاشت ، په کال) د ضایع شوو اوبو قشر (ژوروالی) له جنسه محاسبه کیږی د بیلګی په توګه $(mm/day; cm/day)$ ، یا $(mm/year; cm/year)$. که څه هم داوبو د سترو ذیرمو څخه د تبخیر اندزه کول په مستقیمه توګه په ساده ډول سره ممکن نده یا دا چې تقریبی ده . معمولاً د لاندې طریقو څخه په کار اخیستلو سره د تبخیر مقدار اندازه او محاسبه کوی[۷،۸،۵،۱۵] :

۱ . د تشت په وسیله **Pan measurement methods** ؛

۲ . د تجربوی فورمولونو څخه په ګټه اخیستلو **Using empirical formulae**؛

۳ . د ذخیره وی معادلی په کارولو **Storage equation method** ؛

۴ . د انرژی د تحفظ د طریقی په وسیله **Energy budget method** .

۵- ۴- ۹. د تشت په وسیله د تبخیر اندازه کول

پدی طریقه د هغه تشتونو(لوښو) څخه چې ستندرد ابعاد لری او د اوبو څخه په تاکلی ژوروالی سره ډک شوی وی کار اخلی . د تبخیر شوو اوبو مقدارپه واحد وخت کې له واحد مساحت څخه د تبخیر د ضخامت (پنډوالی) له جنسه اندازه کیږي . د تبخیر شوو اوبو مقدار د تشت (لوښی) په ضریب کې ضربوی او د تبخیر شوو اوبو حقیقی مقدار محاسبه کوی . د اصلاح شوی ضریب کارول د لاندې عواملو په پام کې نیول کیږی :

الف – د اندازه کونی د تشت حرارتی (تودوخې) ظرفیت د اوبو د ستر مخزن د تودوخې ظرفیت سره یو شان ندی ، همداررنګه د تشت د دیوال او د هغی د تل د تودوخې لیږد اغیزی نسبت د تبخیر اندازی ته زیات دی ، په داسی حال کې چې یادشوی تأثیرات په سترو ذخیرو کې لږدی ؛

ب – په تشت کې د اوبو د آزادی سطحې څخه د تشت د دیوالونو لوړوالی پر تبخیر د باد اغیزی کموی او نسبت سترو ذخیرو ته د تبخیر د سرعت د کمښت سبب ګرځی ؛

ج – د لمر وړانګې د اندازه کونی د تشت د دیوالو او تل د ګرمیدو سبب ګرځی او نسبت سترو ذخیرو ته د تشت څخه د زیاتو اوبو د تبخیر لامل ګرځی .

د اوبو د آزادی سطحې څخه په مستقیم ډول سره د تبخیر د مقدار د اندازه کولو لپاره انجنیرانو د تشتونو ځانګړی شکلونه ډیزاین کړی دی چې ډیر مشهور عبارت دی له :

1- U.S. Weather Bureau Class A Pan ;

2- Colorado Sunken Pan;

3- U.S. Geological Survey Floating Pan ;

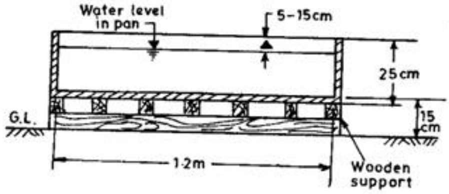
4- I.S.I. Standard Pan .

۱ . د A کلاس تشت U.S. Weather Bureau Class A Pan

مشهور ډول د تشت چې دهغې څخه په ګټه اخیستلو سره کولای شو په مستقیم ډول د تبخیر مقدار اندازه کړو د U.S. Weather Bureau Class A Pan تشت څخه عبارت دی چې په (۷-۵ .شکل) کې ښودل شویدی . د هغې داخلی قطر $d_{in} = 1200mm$ او ارتفاع ئی $h = 250mm$ ده . باید کوشش وشی چې په تشت کې د اوبو ژوروالی $h_w = 180 - 200mm$ په حدودو کې وساتل شي . د اندازه کولو تشت د زنګ ضد فولادی ورقو څخه برابر شویدی . د اندازه کولو تشت د لرګیو پایو دپاسه چې د ځمکې د سطحې څخه د $15cm$ په لوړوالی ایښودل شویدی. تر څو چې له یوی خوا د ځمکي سره د تودوخې د تبادلې څخه خوندی وی او له بلی خوا څخه د هغی لاندې د هوا دوران (جریان) تأمین وی . په ټاکلی وخت د تبخیر مقدار په تشت کې د اوبو د سطحې د کموالی (توپیر) سره مساوی دی.

څرنګه چې مخکې یادونه وشوه د تشت څخه د تبخیر اندازه د سترو ذخیره وی بندونو د آزادی سطحې څخه مناسب مودول ندی . د ځینو عواملو په پام کې نیولو سره د تشت د ضریب (Pan Coefficient) په وسیله هغه اصلاح کوی چې د ښودل شوی تشت لپاره نوموړی ضریب مساوي دی په $C_p = 0,6 - 0,8$. معمولاً هغه $C_p = 0.7$ قبلوی .

ب

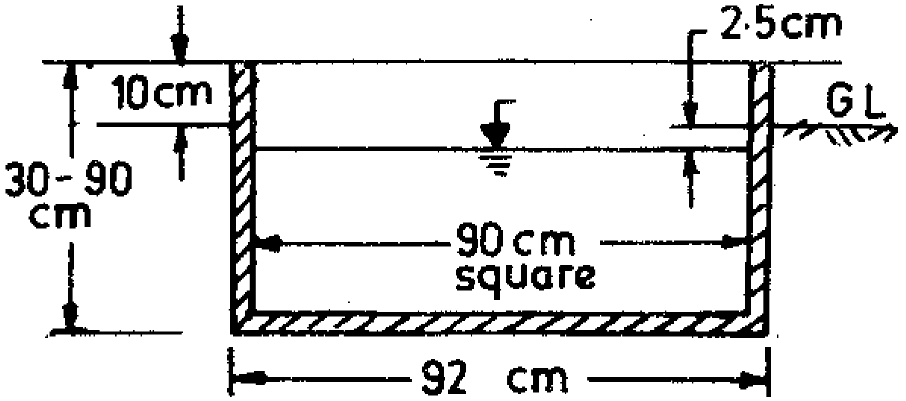


الف

۵- ۸. د تبخیر د اندازه کولو A تشت : الف – شیمأ ؛ ب – عکس

۲- د کولورادو سنکین تشت Colorado Sunken Pan

د کولورادوسنکینتشت یو نوی سانتی مربعی ئی $(A = 90cm^2)$مساحت لرونکی لوښی دی چې د مخکنی لوښی په خلاف د ځمکی په داخل کې ایښودل شویدی . د تبخیر د اندازه کونی د ښودل شوی لوښی ارتفاع د دیرشو او نوی سانتی مترو $h = (30-90)cm$ په حدودو کې ده . نوموړی لوښی د ځمکې په داخل کې ځای په ځای شویدی او یوازی د هغی ارتفاع $(10cm)$ د ځمکې د پاسه موقیعت لری . څرنګه چې په (۵- ۹.شکل) کې لیدل کیږی په لوښی کې د اوبو آزاده سطحه د ځمکې د سطحې څخه د $(2.5cm)$ کښته موقیعت لری . د ددی لوښی اصلاحی ضریب $(C_p = 0.75 - 0.86)$ دی ، چې په عمومی ډول سره $(C_p = 0.78)$ قبلیږی .



۵-۹. شکل . د کولورادو سنکین تشت

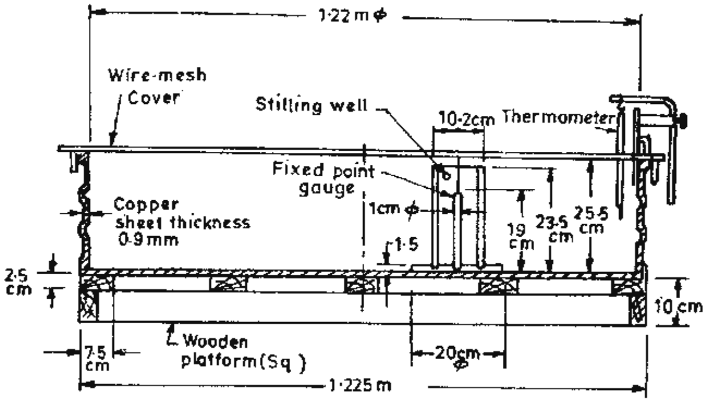
۳- د تبخیر اندازه کولو U.S. Geological Survey Floating لوښی

یو مربع ئی شکله لوښی دی چې $\left(A=90cm^2\right)$ مساحت او $\left(h=45cm\right)$ ارتفاع لری د لامبو وهونکی جی (drum) دپاسه محکم یا تړل شویدی . لامبووهونکی (drum) د یویی کوچنی کښتی (Raft) په منځ کې چې $\left(A=14'*16'\right)$ فوټه مساحت لری ځای په ځای شویدی . د تبخیر د اندازه کونکی لوښی او د لوښی د احاطه کونکو اوبو آزاده سطحه یو موقیعت لری . ددی لپاره چې د لوښی اوبه د سریزه کیدو څخه خوندی وی د لوښی دیوالونه د اوبو د آزادی سطحې څخه د $\left(7.5cm\right)$په اندازه لوړدی . ددی ډول لوښو اصلاحی ضریب په عمومی ډول سره $\left(C_p=0.80\right)$ قبلوی .

۴- د تبخیر اندازه کولو ستندرد I.S.I. Standard Pan

د تبخیر د اندازه کونی دغه لوښی څرنګه چې په **IS-5973-1970** ځانګړی شویده دا د **Class A** یو اصلاح شوی ډول دی . په (۵- ۱۰. شکل) کې د نوموړی لوښی شیمأ د ترکیبی برخو سره ښودل شویدی . ددی لوښی په

وسیله د تبخیر اندازه شوی مقدار نسبت د **Class A** لوښی ته (14%) لږ ښیی .

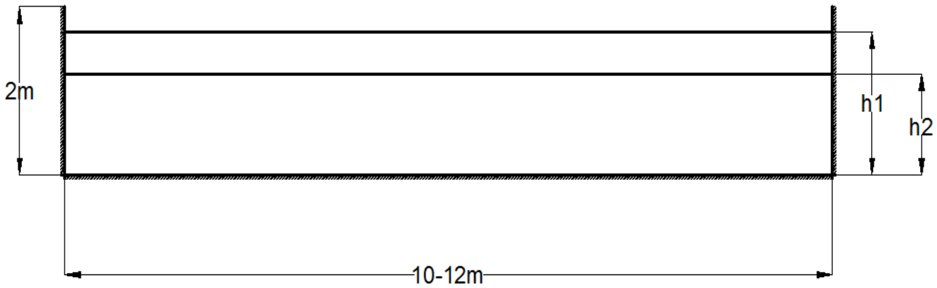


۵-۹. شکل . د تبخیر د اندازه کونی تشت I.S.I. Standard Pan

دا لوښی په حقیقت کې د **Class A** سره ورته دی . د لوښی داخلی قطر $d = 1225mm$ او $h = 255mm$ ارتفاع لری ، یوازی توپیر چې **Class A** لوښی سره لری هغه داچې ددی لوښی سریی د ملمعه شوی سیمی جالی په وسیله پوښل شویدی . ددی کار موخه داده چې مرغان ونشی کړای ددی لوښی د اوبو څخه ګټه واخلی او بل داچې د ورځی او د شپی په اوږدو کې د اوبو د تودوخې درجه منظمه وی . د تبخیر د اندازه کولو دا لوښی د لرګیو څخه د جوړشوی چوکات دپاسه چې $d = 1.225m^2$ مساحت لری ایښودل شویدی . د لوښی د لاندې د جریان د تأمین لپاره د چوکاټ تل سطحه د ځمکې څخه د $(10cm)$ په اندازه لوړه موقیعت لری . د لوښی ضریب د $C_p = 0.8$ په حدودو کې دی .

سربیره پردی د اوبو د سترو زیرمو د سطحو څخه د تبخیر مقدار معمولاً د هغه حوضو په وسیله چې څوکیلومتره مساحت او دوه متره $(2m)$ ژوروالی لری او

د ولاړو اوبو یا زیرمو د ساحل په اوږدو قرار لری اندازه کیږي .د نوموړی حوض دیوالونه اوتل د نفوذ نه وړ موادو (د هایدروتخنیکی کانکریتو) څخه جوړیږی . په لاندې شکل کې د ښودل شوی حوض شیمأ ښودل شویده .



۵- ۱۰ . شکل. د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر مقدار د اندازه کولو حوض

په ټاکلی وخت کې داوبو د سطحې څخه د تبخیر مقدار د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږي

$$E = P + (h_1 - h_2)K; mm/day$$ (۵- ۲۹)

په پورتنی فورمول کې :

P - د اورښت قشر په (mm) ؛

h_1 او h_2 - په ترتیب سره داوبو ارتفاع د نظارت په پیل او پای کې په (mm) ؛

K - اصلاحي ضریب دی چې د تجربی له لاری محاسبه کیږي .

۵-۴-۱۰. د تبخیر د محاسبی لپاره تجربوی فورمولونه

د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د مقدار د محاسبی لپاره زیات شمیر فورمولونه پیشنهاد شوی دی چې د هغې څخه په کار اخیستلو سره کولای شو چې د اوبو د آزادو سطحو څخه چې ستر مساحتونه لری د تبخیر مقدار محاسبه کړو . د تبخیر د مقدار د محاسبی لپاره ټول پیشنهاد شوی فورمولونه د ډالتن قانون (Dalton's Law) پر بنسټ په لاس راغلی دی . د هرپیشنهاد شوی فورمول څخه په ځانګړو شرایطو کې ګټه اخیستل کیږی .

د مایر فورمول Mayer's Formula

مایرخپل فورمول د باد د هغه سرعت په اساس چې د اوبو د سطحې څخه د $(9m)$ په ارتفاع اندازه شویدی لاس ته راوړی چې لاندې شکل لری[۵،۸،۷،۱۵]:

(۵- ۳۰)

$$E = k_m\left(1+\frac{V_9}{16}\right)(e_w - e_a); mm/day$$

یا

(۵ - ۳۱)

$$E = k_m(1+0.06215V_0)(e_w - e_a); mm/day$$

په پورتنی فورمول کې :

k_m- ثابت ضریب دی چې د ژورو اوبو لپاره $k_m = 0,36$ او هغه اوبو لپاره چې لږ ژوروالی ولری د هغې قیمت $k_m = 0,5$ په پام کې نیسی ؛

e_w - د اوبو د تودوخې درجی په صورت کې د اشباع بخار فشار په $(mbar)$ ؛

e_a - د هوا تودوخې په صورت کې د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

V_9 - د باد منځنی میاشتنی سرعت دی چې د ځمکې د سطحې څخه د $(9m)$ په ارتفاع اندازه شوی وی . په هغه حالاتو کې چې د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه په بله ارتفاع اندازه شوی وی په هغه صورت کې په ارتفاع کې د سرعت د ویش د تابع څخه کاراخلی (۵- ۲۷) .

د لایک هفنر فورمول Lake Hefner Formula

لایک هفنر د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د مقدار د محاسبی لپاره خپل فورمول د ډالټن د قانون پر بنسټ په لاندې شکل لاس ته راوړ [۷،۸]

$$E = 0.097(e_w - e_8)V_8; cm/day \qquad (۵ - ۳۲)$$

پدی فورمول کې :

E - ورځنی تبخیر په (cm/day) ؛

e_w - د اوبو د حرارت درجی په صورت کې د اشباع بخار فشار په $(mbar)$ ؛

e_8 - د اوبو د سطحې څخه د اته مترو $(8m)$ په ارتفاع د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

V_8- د باد افقی میاشتنی منځنی سرعت چې د ځمکې د سطحې څخه د اته مترو $(8m)$ په ارتفاع اندازه شوی وی په $(m/\sec)$.

د روهور فورمول Rohwer’s Formula

روهور د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د محاسبی لپاره خپل فورمول د ډالټن د قانون پر بنسټ د هوا فشار (P_a) او د باد د افقی میاشتنی منځنی

سرعت په پام کې نیولو سره چې د ځمکې د سطحې څخه د شپیتو سانتی مترو $(60cm)$ په ارتفاع اندازه شویدی په لاندې ډول سره په لاس راوړ [۷،۸،۱۵،۴]

$$E = 0.0771(1.465 - 0.00073P_a)(0.44 + 0.0733V_{0.6})(e_w - e_a) \qquad (۵-۳۳)$$

په پورتنی فورمول کې :

E - د اوبو د آزادی سطحې څخه ورځنی منځنی تبخیر په (mm/day) ؛

e_w - د اوبو د تودوخې درجی په صورت کې د اشباع بخار فشار په $(mbar)$ ؛

e_a - د هوا تودوخې په صورت کې د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

P_a - د اتمسفیر فشار په $(mm - Hg)$.

د USBR د اداری فورمول

د امریکا د متحده ایالاتو د اوبولګولو بیرو (USBR) لخوا د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د مقدار د محاسبی لپاره لاندې فورمول وړاندی کړیدی [۵]

$$E = 0.833(4.57t + 43.3) \qquad (۵-۳۴)$$

پدی رابطه کې :

t- د هوا د تودوخې میاشتنی منځنی درجه په سانتی ګیرد (C^0) ؛

E - د تبخیر مقدار په $(mm/month)$.

څرنګه چې لیدل کیږی دا یو عمومی فورمول دی او تبخیر مقدار یوازی د هوا د تودوخې تابع دی .

د شاهتين فورمول (Shahtin)

شاهتين د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخير د مقدار د محاسبی لپاره لاندې فورمول د خپلو څيړنو پر بنسټ وړاندی کړی دی [۵]

$$E = (0.116 + 0.017V)(e_w - e_a)$$ **(۵- ۳۵)**

د مارسيانو فورمول (Marciano)

مار سيانو د تبخير د محاسبی لپاره لاندې فورمول وړاندی کړيدی [۵]

$$E = 0.03V(e_w - e_a)$$ **(۵- ۳۶)**

په پورتنيو فورمولونو کې :

e_w - د اوبو د تودوخې درجې په صورت کې د اشباع بخار فشار په $(mm-Hg)$ ؛

e_a - د هوا د تودوخې درجی په صورت کې د بخار فشار په $(mm-Hg)$ ؛

V - د باد افقی منځنی مياشتنی سرعت $(km/hour)$.

۵- ۵ . د تبخير د مقدار د محاسبی تحليلی طريقی

د تبخير د مقدار د اندازه کولو د مستقيمی لاری سربيره نوری لاری (طريقی) هم شتون لری چې د هغوی په مرسته کولای د تبخير په مقدار پوه شو . په تحليلی ډول سره او د هوا پيژندنی د پارامترونو څخه په کار اخيستلو او د اوبو د بيلانس نورپارامترونه شتون لری چې په دريو اصلی گروپونو ويشل کيږی چې عبارت دی له د اوبو د بيلانس طريقه (Water- budget method) ،

د انرژۍ د بیلانس طریقه (Energy – balance method) او د کتلې د انتقال طریقه (Mass – transfer method) . د ښودل شوو طریقو څخه هره یوه یې په ځانګړې ډول سره تر مطالعې لاندې نیسو .

۱- د اوبو د بیلانس طریقه

د اوبو د بیلانس طریقه په حقیقت کې د ټاکلې سیمې لپاره چې هلته تبخیر د پام وړ وی د دوام (متمادیتو) د معالې څخه کار اخیستل دی . د بیلانس د عمومي معادلې په اساس لرو

(۵- ۳۷) $$E = I - O - \Delta S$$

په پورتنی معادله کې :

E - تبخیر ؛

I - سیمې ته داخلیدونکی بهیر ؛

O - د سیمې څخه وتونکی بهیر ؛

ΔS - په زیرمه کې بدلون .

د (۵- ۳۶) معادلې هرجز د سطحی بهیر لپاره د (s) اندیکس سره او د ځمکې لاندې بهیر لپاره د (g) اندیکس سره لیکو . په پایله کې په عمومي حالت کې د د سیمې څخه د وتونکو او داخلیدونو بهیر لپاره په عمومي ډول سره لرو

(۵- ۳۷) $$E = P + (R_1 - R_2) + (G_1 - G_2) - T - \Delta(S_s + S_g)$$

په پورتنی معادله کې :

P - اورښت ؛

R_1 - سیمې ته داخلیدونکی سطحی بهیر ؛

R_2 - د سیمې څخه وتونکی سطحی بهیر ؛

G_1 - سیمې ته د ځمکې لاندې داخلیدونکی بهیر ؛

G_2 - د سيمی څخه د ځمکې لاندې وتونکی بهير ؛

T- تعرق (Transpiration) ؛

ΔS_s- د اوبو د سطحی په زيرمو کې بدلون ؛

ΔS_g- د اوبو د ځمکې لاندې زيرمو کې بدلون .

د تبخير د مقدار د معلومولو لپاره د اوبو بيلانس دطريقی څخه کار اخيستل په هغه وخت کې شونی دی چې په هغی کې شاملو پارامترونو ته لاس رسی ولرو . په ځانګړی ډول سره د ځمکې لاندې اوبو د بهير او د هغی په زيرمو کې د بدلون په هکله دقيقو ارقامو ته اړتيا ده.

د معادلی د پارامترونو د ټاکلو د ساده والی له امله د ذخيره ئی بندونو څخه د تبخير د مقدار د محاسبی لپاره د نوموړی کارول ډير ساده دی .

۲- د ذخيره وی معادلی په کارولو

د ذخيره وی بندونو او سيندونو د آزادو سطحو څخه د تبخير د مقدار د محاسبی بله طريقه د ذخيره وی معادلی طريقه Storage equation method) (ده چې د لاندې رابطې په شکل سره ښودل شويده [۱۵]

$$P + Q_i \pm Q_u = E + Q_o \pm \Delta Q_s$$ (۵-۳۸)

پدی رابطه کې :

P- د اوبو په آزاده سطحه مجموعی اورښت په $(mm; cm)$ ؛

Q_i - ذخيره وی بند ته مجموعی داخليدونکی سطحی بهير ؛

Q_u - د ځمکې لاندې اوبو مجموعی داخليدونکی يا وتونکی بهير (د داخليدونکی مقدارته مثبت + او د وتونکی مقدار لپاره د منفی – نښی څخه کار اخيستل کيږی) ؛

Q_o - د ذخیره ئی بند څخه مجموعی وتونکی سطحی بهیر ؛

ΔQ_s - په ذخیره کې بدلون ښیی (د ذخیری د زیاتوالی په صورت کې د مثبتی + او د کمښت په صورت کې د منفی – نښې څخه کار اخیستل کیږی) .

په پورتنی معادله کې ټول شامل پارامترونه د یوه واحد له جنسه کارول کیږی . که چیری په ښودل شوی معادله کې نور ټول پارامترونه معلوم وی په هغه صورت کې کولای شو چې د ذخیره وی بند څخه د تبخیر کچه محاسبه کړو .

۳ - د انرژی د بیلانس طریقه

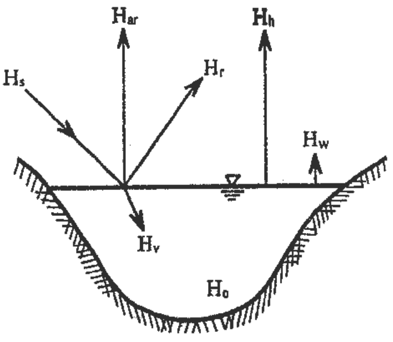
د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د محاسبی لپاره بله مروجه طریقه د انرژی د بیلانس طریقه ده چې د انژی د تحفظ (پایښت) قانون پربنسټ استواره ده . دغه طریقه د حرارتی انرژي د تحفظ او د تبخیر له امله د سړیدنی په اصل بنأ (استوار) دی . پدی ترتیب د وخت په یوه ټاکلی انتروال کې د داخلیدونکی انرژی ، د وتونکی (خروجی) انرژي او د اوبو په حجم (د ذخیره ئی بند په کاسه) کې د ذخیره شوی انرژي په پام کې نیولو سره محاسبه کیږی .

د انرژی بیلانس د معادلي د لاس ته راوړلو لپاره څرنګه چې په (۱۱-۵. شکل) کې ښودل شویدی د اوبو یو حجم په پام کې نیسو . په واحد وخت کې (د بیلګی په توګه په ورځ) کې په تبخیری سطحه (د اوبو په آزاده سطحه) کې د انرژی بیلانس عبارت دی له [۱۵] :

څرنګه چې د تبخیر په عملیه کې د سیستم د انرژی یومقدار په تبخیر کې په مصرف رسی ، په نورو ځانګو کې انرژی کمیږی. پدی ترتیب سره د انرژی د تحفظ د معادلی څخه په کار اخیستلو د انرژی هغه مقدار چې د تبخیر په رامنځ ته کیدو کې په مصرف رسیدلی محاسبه او وروسته بیا هغه د تبخیر شوو اوبو په ارتفاع بدلوو .

دیادونی وړ ده که چیری د سیستم په انرژی کې شامل پارامترونه او عوامل په ښه ډول سره محاسبه شی ، د تبخیر په مقدار کې چې د انرژی د بیلانس په طریقه محاسبه شویدی هغی اشتباه د ژمی په موسم کې (20%) او د دوبی موسم کې نوموړی اشتباه د (10%) په حدودو کې جوړوی[۵،۱۵] .

د انرژی د بقأ (پایښت) د اصل پر بنسټ او د ۱۱-۵.شکل په پام کې نیولو سره د انرژی د بیلانس عمومی معادله لاندې شکل غوره کوی



۵-۱۱.شکل . د اوبو په یوه مخزن کې د انرژی بیلانس

$$H_o = H_s - H_r + H_a - H_{ar} + H_V - H_{bs} - H_e - H_h - H_W \qquad (۵ – ۳۹)$$

په پورتنی معادله کې :

H_o- د اوبو په حجم کې د زیرمه شوی انرژی زیاتوالی ؛

H_s- د لمر انرژی چې د اوبو سطحې ته رسی ؛

H_r - د اوبو د سطحې څخه منعکس شوی انرژی ؛

H_a - د اوږدو امواجو(څپو) انرژی چې د اتمسفیر څخه رسی ؛

H_V - د خالصی انرژی مقدار دی چې د اوبو حجم ته د دخولی او خروجی انرژی د الجبری جمع څخه لاس ته راځی ؛

H_{ar} - د اوړدو امواجو انرژی ده چې د اوبو د سطحې څخه منعکسه کیږی ؛

H_{bs} - خالصه انرژی ده چې د اوبو د حجم او اتمسفیر ترمنځ د انرژی د تبادلی په پایله کې د اوږدو څپو په شکل د سیستم څخه خارجیږی ؛

H_e - په تبخیر کې مصرف شوی انرژی ؛

H_h - د انرژی هغه مقدار چې د اوبو د حجم څخه د محسوس تودوخې (Sensible heat) په شکل اتمسفیر ته لیږدول کیږی ؛

H_W - د اوبو د تبخیر له امله انتقالی انرژی .

په (۳۹-۵) معادله کې د انرژی د ټول ډولونه د کالوری پر سانتي متر مربع (cal/cm^2) له جنسه ده .

د یادونی وړ ده چې د انرژی د بیلانس (۵-۳۹) معادله پرته لدی چې هغه تودوخه کومه چې د کیمیایی او بیولوژیکی پروسو له امله رامنځ ته کیږی او همدارنګه د مخزن د اوبو او د هغی تل او دیوالو ترمنځ د تودوخې تبادلی د پام کې نیولو څخه پرته لیکل شویده .

د انرژی د بیلانس معادله د اوبو د سطحې څخه د هفته وار، میاشتنی او کلنی تبخیر د محاسبی لپاره وړاندی کیږی (کارول کیږی) ، د ورځنی تبخیر د اټکل لپاره د هغی کارول نه توصیه کیږی . ددی لپاره چې د انرژی د بیلانس معادلي د (۵-۳۹) معادلی په شکل و کارول شی د ځنیو پارامترونو محاسبی ته د لاندې رابطو پر بنسټ اړتیاده .

$$\beta = \frac{H_h}{H_e} \qquad (۵-۴۰)$$

$$H_W = \frac{C_p H_e (T_e - T_b)}{L} \qquad (۵-۴۱)$$

په پورتنيو رابطو کې :

β - د باون نسبت **(Bowen's ratio)** ؛

C_p - د اوبو مخصوصه تودوخه **(specific heat of water)** په $(cal/gr.C^0)$ ؛

T_e - د تبخير کيدونکو اوبو تودوخه په (C^0) ؛

T_b - د پايی تودوخه په (C^0) ؛

L - د تبخير پټ (مخفی) تودوخه **(Latent heat of evaporation)** په (cal/gr).

په (۵-۳۹) معادله کې د (۵-۴۰) او (۵-۴۱) معدلو په وضع کولو او د (H_e) په محاسبی سره لرو

$$H_e = \frac{H_s - H_r + H_a - H_{ar} - H_o + H_V}{1 + \beta + C_p(T_e - T_b)/L} \qquad (۵-۴۲)$$

پدی ترتيب سره په واحد وخت کې د تبخير شوو اوبو معادل ارتفاع مساوی ده په

$$E = \frac{H_e}{\rho L} \qquad (۵-۴۳)$$

په پورتنی رابطه کې :

E - د اوبو د آزادی سطحې څخه تبخير په (cm/day) ؛

ρ - د تبخير شوو اوبو مخصوصه کتله په (gr/cm^3).

په (۵-۴۳) معادله کې د (۵-۴۲) په وضع کولو سره په لاس راځی

$$E = \frac{H_s - H_r + H_a - H_{ar} - H_{bs} - H_0 + H_V}{\rho[L(1+\beta) + C_p(T_e - T_b)]} \qquad (۵-۴۴)$$

همدارنګه د باون نسبت د لاندې معادلې څخه محاسبه کوو

(۵-۴۵)
$$\beta = C\frac{P_a}{1000}\left(\frac{T_e - T_b}{e_w - e_a}\right)$$

په پورتنی رابطه کې :

P_a - د اتمسفیر فشار په $(mbar)$ ؛

T_e - د اوبو د سطحې د تودوخې درجه په (C^0) ؛

T_a - د هوا د تودوخې درجه په (C^0) ؛

e_w - د اوبو د سطحې د تودوخې په درجه کې د اشباع فشار بخار په $(mbar)$ ؛

e_a - د هوا د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

C - ثابت ضریب دی چې عددی قیمت ئې د $(0.66 - 0.58)$ په حدودو کې دی چې معمولاً $(C = 0.61)$.

د باون نسبت عملاً د هغه انرژی چې د اوبو د حجم څخه د محسوس تودوخې په شکل اتمسفیر ته لیږدول کیږی او د هغی انرژی ترمنځ نسبت دی کوم چې په تبخیر کې په مصرف رسی . له کومه ځایه چې د (H_h) په مستقیم ډول سره اندازه کول او ټاکل امکان نه لری ، پدی ترتیب سره د باون د نسبت څخه په کار اخیستلو دا پارمتر (H_h) د انرژی د بیلانس په معادله کې په غیر مستقیم ډول سره د (۵-۴۵) معادلی د پارامترونو په اساس شاملیږی .

د لمر د وړانګو د مقدار د اندازه کولو لپاره یا مستقیماً د رادیومترونو (Radiometer) او یا د نورو جانبی عواملو په اساس کار اخیستل کیږی .

معمولاً د اندازه کولو مستقیمه طریقه لږ کاروی او زیاتره د محل د جغرافیه ئي موقیعت او لمرین ساعتونه ، دلمر انرژی مقدار ، H_s ، د رابطو او د رابطو څخه د استخراج شوو جدولونو څخه کار اخلی . په (۵- ۵. جدول) کې ځمکې سطحې ته او د هغې حدودو ته د لمر رسیدونکو منځنی میاشتنی وړانګې ، H_A

له (mm/day) نظر جغرافیه ئی موقعیت او میاشتو ته د ملی متر په ورځ ، جنسه قیمتونه ښودل شویدی . څرنګه چې د جدول ارقام په (mm/day) ښودل شویدی د محاسبی لپاره باید هغه په $(cal/cm^2.day)$ تبدیل شی ، ددی موخی لپاره د جدول ارقام باید په (58.48)ضرب شی . د H_A مقدار باید په اتمسفیر کې د لمر د وړانګو جذب ، انعکاس او خپریدنه اصلاح تر څو د ځمکې د سطحې د لمر د انرژی شدت مقدار H_s په لاس راوړو . د H_A بدلول په H_s د لاندې رابطی څخه کار اخلو

$$H_s = H_A\left(a + b\frac{n}{A}\right)$$ (۵-۴۶)

په پورتنی رابطه کې :

H_s - د ځمکې په سطحه کې د لمر انرژی په (mm/day) ؛

H_A - د اتمسفیر د پاسه د لمر انرژی (۵-۵.جدول) (mm/day) ؛

n - لمرین ساعتونه (hr) ؛

N - د لمرینو ساعتو اعظمی مقدار (hr) ؛

a,b - ثابت ضریبونه دی .

د لمرینو ساعتو اعظمی مقدار (حد اکثر مقدار) N د جغرافیه ئی موقعیت او د کال د میاشتو پوری اړه لری چې په (۵-۶. جدول) کې منځنی قیمتونه ښودل شویدی . د (a,b) ضریبونو قیمتونه د تجربو په وسیله ټاکل شویدی . د (a) ضریب قیمتونه $(a = 0.18 - 0.25)$ په حدودو کې بدلون کوی چې معمولاً په محاسبو کې $(a = 0.22)$ کارول کیږی . د (b) ضریب قیمتونه د $(b = 0.52 - 0.6)$ په حدودو کې بدلیږی ،چې معمولاً $(b = 0.54)$ قبلیږی .

۵-۵.جدول . په نیمه شمالی کره کې د اتمسفیر په حدودو کې د لمرینو وړانگو منځنی مقدار په (mm/day) [۵]

Latitude / month	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
January	14.5	12.8	10.8	8.5	6.0	3.6	1.3	-	-	-
February	15.0	13.9	12.3	10.5	8.3	5.9	3.5	1.1	-	-
March	15.2	14.8	13.9	12.7	11.0	9.1	6.8	4.3	1.8	-
April	14.7	15.2	15.2	14.8	13.9	12.7	11.1	9.1	7.8	7.9
May	13.9	15.0	15.7	16.0	15.9	15.4	14.6	13.6	14.6	14.9
June	13.4	14.8	15.8	16.5	16.7	16.7	16.5	17.0	17.8	18.1
July	13.5	14.8	15.7	16.2	16.3	16.1	15.7	15.8	16.5	16.8
August	14.2	15.0	15.3	15.3	14.8	13.9	12.7	11.4	10.6	11.2
September	14.9	14.9	14.4	13.5	12.2	10.5	8.5	6.8	4.0	2.6
October	15.0	14.1	12.9	11.3	9.3	7.1	4.7	2.4	0.2	-
November	14.6	13.1	11.2	9.1	6.7	4.3	1.9	0.1	-	-
December	14.3	12.4	10.3	7.9	5.5	3.0	0.9	-	-	-

۶-۵. د ورځی په اوږدو په نیمه شمالی کره کې د لمرینو ساعاتونو اعظمی حد قیمتونه په $(hour)$ [۵]

Latitude / Month	0	10	20	30	35	40	45	50
January	12.48	12.0	11.4	10.8	10.44	10.08	9.6	8.88
February	11.28	10.92	10.8	10.44	10.2	9.96	9.72	9.36
March	12.48	12.36	12.36	12.36	12.36	12.36	12.24	12.24
April	12.12	12.36	12.6	12.96	13.08	13.32	13.56	13.8
May	12.48	12.96	13.56	14.16	14.52	14.88	15.36	15.96
June	12.12	12.72	13.32	14.04	14.52	15.0	15.48	16.32
July	12.48	12.96	13.68	14.4	14.76	15.24	15.72	16.44
August	12.48	12.84	13.32	13.68	13.92	14.16	14.52	15.0
September	12.12	12.24	12.24	12.36	12.36	12.48	12.48	12.72
October	12.48	12.24	12.0	11.76	11.64	11.52	11.28	11.04
November	12.12	11.76	11.16	10.68	10.32	9.96	9.48	9.12
December	12.48	11.88	11.28	10.56	10.2	9.72	9.0	8.40

د لمر د وړانګو د انرژۍ يوه برخه وروسته لدی چې د ځمکې د سطحې سره تصادم وکړی بيرته اتمسفير ته منعکس کيږی . د لمر د وړانګی د انعکاس اندازه (H_r) ،د منعکس کونکی د سطحې د ځانګړتياوو ، د خړتيا له لحاظ د اتمسفير ځانګړتياوو او د وړانګو د ځليدو زاوئې پوری اړه لری . په هر حال د انعکاس اندازه کولای شو چې د لمر د وړانګی د مقدار ضريب په شکل و پيژنو

$$H_r = rH_s \qquad (۴۷-۵)$$

پدی رابطه کې (r) د انعکاس ضريب دی چې د هغې قيمتونه د لنډو امواجو د انعکاس لپاره په ۵-۷. جدول کې ښودل شويدی [۵].

۵-۷.جدول . د لنډو امواجو لپاره د مختلفو سطحو څخه د انعکاس ضريب

د سطحې ډول	د انعکاس ضريب (r)	د سطحې ډول	د انعکاس ضريب (r)
تازه واوره	0.8 – 0.9	ځنګلی ساحه ، ګياهی شين پوښش	0.05 - 0.2
زړه واوره	0.6 – 0.8	کرهنيزی ځمکې او کښتونه	0.15 – 0.3
واوره د ويلېی کيدو په حال کې	0.4 – 0.6	ريګ	0.1 – 0.2
کنګل	0 4 – 0.5	وچ واښه	0.15 –0.25
اوبه	0.05 – 0.15	هغه ځمکې چې کياهی پوښش نه لری	0.05-0.45

اوړدی څپی عمده تاً د ځمکې د سطحې په وسيله جذب کيږی، له همدی امله د اوږدو څپو يوه برخه چې د ځمکې سطحې ته رسی (H_a)، د ځمکې د سطحې او د اوبو د آزادی سطحې په وسيله اتمسفير ته منعکس کيږی (H_{ar})، او بله برخه يی د ځمکې او اتمسفير ترمنځ دانرژۍ د تبادلی په نتيجه کې د سيستم څخه خارجيږی (H_{bs}). ددی پر بنسټ د اوږدو امواجو سره خالصه انرژۍ جذبيږی د $(H_a - H_{ar} - H_{bs})$ سره مساوی ده .

د خالصی انرژۍ اندازه چې د امواجو څخه د اوږدو څپو په وسيله جذبيږی اساساً په هوا کې د اوبو د موجوده بخارو او د هوا د وريځ والی اندازی پوری

اړه لری . هر کله چې د ځپو د اندازه ګیری له پلوه د اوړدو امواجو په هکله کافی اطلاعات شتون ونه لری د اوړدو ځپو سره د ځپو د خالصی انرژی مقدار چې د

$$H_b = H_a - H_{ar} - H_{bs} \qquad (۴۸-۵)$$

سره مساوی ده د ټاکلو لپاره دوه تجربوی طریقی شتون لری.
لومړی طریقه : د تجربوی فورمولونو څخه کار اخیستنه

$$H_b = 0.79\sigma T_a^4\left[(\varepsilon-1)\left(0.1+0.9\frac{n}{N}\right)\right] \qquad (۴۹-۵)$$

$$\varepsilon = a + b\sqrt{e_a} \qquad (۵۰-۵)$$

په پورتنیو فورمولونو کې :

H_b - د اوړدو ځپو سره د ځپو خالصه انرژی چې جذب شویده په $\left(\frac{cal}{cm^3.day}\right)$ ؛

σ - د ستفن – بولتزن (Stefan-Boltzmann) ثابت $1.17*10^{-7}\left(\frac{cal}{cm^2/k^4/day}\right)$

T_a - د سطحې د تودوخې درجه (k) ؛

ε - د وړانګو د خپریدو قابلیت (Emissivity) ؛

e_a - په هوا کې د بخار فشار چې معمولاً د دوه مترو $(2m)$ په ارتفاع اندازه ګیرۍ په $(mbar)$ ؛

n او N - پارامترونه وړاندی تشریح شویدی .

د (a) ضریب مقدار د $(0.44-0.68)$ په حدودو کې تحول کوی چې معمولاً $(a=0.5)$ په پام کې نیول کیږی . همدارنګه د (b)ضریب چې مقدار یی د

په حدودو کې بدلون کوی چې په عمومی ډول سره د هغی $(0.029-0.082)$ عددی قیمت $(b=0.05)$ په پام کې نیسی .

دوهمه طریقه : د اندرسون فورمول (Anderson) څخه په کار اخیستلو

$$H_b = 1.141\left[T_a^4 - T_2^4\left(a + be_2\right)\right]*10^{-7}$$ (۵-۵۱)

$$a = 0.74 + 0.082ce^{-0.1916h}$$ (۵-۵۲)

$$b = 0.0049 - 0.0177ce^{-0.1968h}$$ (۵-۵۳)

په پورتنیو فورمولونو کې :

T_a- د اوبو د سطحې تودوخه په (k)؛

T_2- د هوا تودوخه د دوه مترو په ارتفاع (k)؛

e_2- د ځمکې د سطحې څخه د $(2m)$په ارتفاع د بخار فشار په $(mbar)$؛

c- د وریځو پوښښ [(Cloud cover (ten episodes)]؛

h- د وریځ ارتفاع (د زرو مترو له جنسه) .

د انرژی بله برخه چې ذخیره وی بند ته داخلیږی او یا تر وځی ، د دخولی او خروجی بهیرونو په وسیله ، اوربښت او نفوذ دی . د انرژی ددی بدلون د ټاکلو لپاره د تودوخې د درجی زیاتو (پرله پسی) اندازه کولوته اړتیا ده . تر کوم ځایه چې ددی لاملونو د اغیزو له امله د تودخې انرژی بدلون د نورو عواملو په پرتله ډیرلږ دی او له بلی خوا د هغې اټکل او اندازه کول هم ستونزمن کار دی ، نو له همدی امله د انرژی د بدلون دا مقدار (H_r) په پام کې نه نیسی .

د اوبو په حجم د ذخیره شوی انرژی بدلون (H_0) اندازه کول هم ګران کار دی او د اوبو په ذخیره شوی حجم کې د تودوخې درجی د بدلون په شکل پوری اړه لری . محاسبوی رابطه چې د (H_0)ټاکلو لپاره کارول کیږی په لاندې شکل ده[۵]

(۵- ۵۴) $$H_0 = \rho_1 C_p V_1 (T_1 - T_b) - \rho_2 C_p V_2 (T_2 - T_b)$$

په پورتنی رابطه کې :

$\rho_1;\rho_2$ **- په ترتیب سره د وخت په پام کې نیول شوی دوری په پیل او پای کې د اوبو کثافت په** (kg/m^3) **؛**

$V_1;V_2$ **- د وخت په پام کې نیول شوی دوری په پیل او پای کې د ذخیره وی بند د اوبو حجم په** (m^3) **؛**

$T_1;T_2$ **- د وخت په پام کې نیول شوی دوری په پیل او پای کې د اوبو د تودوخی منځنی درجه په** (C^0) **؛**

C_p **- د اوبو مخصوصه تودوخه په** $(cal/gr.C^0)$ **؛**

T_b **- Base temperature په** (C^0) **.**

۴-د کتلی د انتقال طریقه

د کتلی د انتقال د طریقی بنسټ اتمسفیر ته د اوبو د آزادی سطحې څخه د اوبو د انتقال بخارونو د کتلی محاسبه جوړوی . د ډالتن قانون پر بنسټ د اوبو د سطحې څخه د اوبو بخارونو انتقال شوی کتلی مقدار د اشباع په حالت کې د هوا بخار فشار د توپیر سره متناسب دی . له همدی امله

(۵-۵۵) $$E = k(e_w - e_a)$$

په پورتنی رابطه کې :

E **- د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر مقدار په** $\left(\frac{mm}{day}\right)$ **؛**

k **- ضریب دی چې د هغی عددی قیمت د هوا فشار ، د باد سرعت او نورو عواملو پوری اړه لری ؛**

$e_w;e_a$- په ترتیب سره د اوبو د تودوخې درجی مطابق اشباع بخار فشار او د هوا د تودوخې د درجې مطابق هوا د بخار فشار په $(mbar)$.

د کتلی د انتقال د طریقی مطابق د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د محاسبی لپاره دوه معادلی چې ډیری زیاتی کارول کیږی عبارت دی له :

۱- د Sverdrup –mixing length theory معادله

$$E=\frac{0.633\rho K_0^2 V_8\left(e_w-e_8\right)}{P_a\left(Ln\frac{800}{z_0}\right)^2} \qquad (۵۶-۵)$$

۲- د Thornthwaite and Holzman equation معادله

$$E=\frac{0.633\rho K_0^2\left(V_8-V_2\right)\left(e_w-e_8\right)}{P_a\left(Ln\frac{800}{200}\right)^2} \qquad (۵۷-۵)$$

په پورتنیو معادلو کې :

E- تبخیر په $(cm/\sec)$؛

ρ د هوا کثافت په (gr/cm^3)؛

K_0- د فون – کارمن ثابت (Von- Karman's constant) ؛

e_w- د اوبو د سطحې د تودوخې مطابق داشباع بخار فشار په $(mbar)$؛

$e_2;e_8$ - د سطحې څخه د (2)او (8) مترو په ارتفاع د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

P_a- د اتمسفیر فشار په $(mbar)$ ؛

z_0- د زیږوالی پارامتر (Roughness parameter)په (cm).

د زیړوالی د پارامتر مقدار z_0 د سطحې د استفادی پوری اړه لری د بیلګی په توګه د اوبو د آزادی سطحې او لمدی خاوری لپاره $(z_0 = 0.001cm)$ د واوری د سطحې لپاره $(z_0 = 0.005cm)$ حدودو کې دی .

په همدی ترتیب سره د فون- کارمن ثابت هم د سطحو د زیړوالی د ډول او د اتمسفیر ثبات د شرایطو پوری اړه چې د هغې عددی قیمت د $(K_0 = 0.1 - 0.6)$ په حدودو کې بدلون مومی . په هره اندازه چې هوا با ثباته وی همغه اندازه د K_0 قیمت (0.1) ته نیږدی کیږی .

۵- د تبخیر د مقدار د محاسبې ترکیبی طریقه

د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر د مقدار د محاسبې بله مروجه طریقه د ترکیبی طریقی څخه عبارت ده . پنمن **(Penman)** د کتلی د تحفظ (بقا) او انرژی د بقا د معادلو په یوځای کولو او دهغوی څخه د اوبو په سطحه کې د تودخې د درجې په حذف کولو سره کولای شو چې د اوبو د آزادی سطحي د تبخیر مقدار محاسبه کړو . د پنمن د معادلی عمومی شکل چې د اوبو د بیلانس او د انرژی د بیلانس د معادلو ترکیبی طریقه ده په لاندې شکل سره ده [۵]

$$E = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)Q_n + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma}\right)E_a \qquad (۵-۵۸)$$

په پورتنی معادله کې:

E - د اوبو د آزادی سطحې څخه تبخیر په (mm/day) ؛

Q_n - د تبخیرلپاره موجوده خالصه انرژی چې د تبخیر شوو اوبو معادل ارتفاع له جنسه (mm/day) ؛

E_a - د معادلی ایرو ډینامیک برخه په (mm/day)؛

γ- د سایکرومتریک ضریب **(Psychometric constant)** په $(mbar/C^0)$.

Δ - نظر د تودوخې درجې ته داشباع بخارد فشار منحنی میلان دی په (mm/day)؛

په هغه صورت کې چې د هوا د تودوخه درجه $(T_a > -25C^0)$ وی د اشباع بخار د بخار منحنی میلان د لاندې رابطی څخه په لاس راځی

$$\Delta = (0.00815T_a + 0.8912)^7$$ (۵-۵۹)

په پورتنی رابطه کې T_a د هوا د تودوخې منځنی درجه په سانتی گرید سره .

د سایکرومتریک ضریب (γ) ، د هوا د فشار تابع دی چې د لاندې رابطی څخه محاسبه کیږی

$$\gamma = \frac{0.66P_a}{1000}$$ (۵-۶۰)

په پورتنی رابطه کې (P_a) د اتمسفیر فشار دی چې د لاندې رابطی څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$P_a = 1013 - 0.1152h + 0.544*10^{-6}h^2$$ (۵-۶۱)

په پورتنی رابطه کې (h)د سمندر د آزادی سطحې څخه ارتفاع په متر .

دینمن د معادلی ایروډینامیک جزء د ډالتن د قانون پر بنسټ په لاندې شکل سره لیکل کیږی

$$E_a = 0.2625\left(0.5 + \frac{V_2}{160}\right)(e_w - e_a)$$ (۵-۶۲)

په پورتنی رابطه کې (V_2) د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه د دوو مترو په ارتفاع $(h = 2m)$ په (km/day)، او $(e_w; e_a)$ په $(mbar)$ سره وضع کیږی .

د تبخیر لپاره د خالصی انرژی مقدار کولای شو دلاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کړو

$$Q_n = 7.14*10^{-3} H_s + 5.26*10^{-6} H_s (T_a + 17.8)^{1.87} + \\ + 3.94*10^{-6} H_s^2 - 2.39*10^{-9} H_s^2 (T_a - 7.2)^2 - 1.02 \quad (۶۳-۵)$$

$$H_s = 0.95\left(0.29 Cos Z + 0.52 \frac{n}{N}\right) H_A \quad (۶۴-۵)$$

په پورتنیو معادلو کې :

Z - جغرافیه وی عرض $(0^0 \le Z \le 60^0)$ ؛

H_s - د لنډو امواجو په شکل لمرینی پیدا شوی وړانگی $\left(\frac{cal}{cm^2.day}\right)$ ؛

n - په ورځ کې د لمرینو ساعتونو شمیر په $(hour)$ ؛

N - د لمرینو ساعتونو ممکنه اکثر حد چې د (۵-۷. جدول) څخه ټاکل کیږی په $(hour)$ ؛

H_A - د اتمسفیر د پاسه د لمر انرژی د (۵-۶. جدول) څخه اخیستل کیږی په $\left(\frac{cal}{cm^2.day}\right)$.

په حقیقت کې (۵-۶۴) د (۵-۴۶۰) معادلی بل شکل دی چې د جغرافیه وی موقعیت په اساس پدی فرضیی سره لیکل شوی ده چې د انعکاس ضریب $(r = 0.05)$ دی .

۵- ۶- د واورې د سطحې څخه تبخير

د واورې په وسيله د پوښل شوو سطحو څخه د تبخير مقدار نظر د چاپيريال د هوا تيټې درجې ، د واورو د سپينو سطحو څخه د لمر دوړانګو ډير زياد (شديد) انعکاس او د هوا د نسبي رطوبت د زياتوالی له امله ډير کم دی . په همدی دليل سره په هايدرولوژيکی مطالعاتو کې هغه په پام کې نه نيسی . سره لدی هم د واورو او کنګلونو د ځيرنو په مرکزونو زياتی طريقی او تجربوی فورمولونه شتون لری چې د هغوی په مرسته کولای شو چې د واورې او يا د کنګل د سطحې څخه د تبخير اندازه محاسبه شی . د بيلګی په توګه د هغو له جملی څخه پدی ځای د لاندې معادلی څخه يادونه کوو [۵]

$$E = (0.18 + 0.098V_{10})(e_w - e_d) \qquad (۵-۶۵)$$

پدی رابطه کې :

E - د واورې د سطحې څخه تبخير په (mm/day) ؛

V_{10} - د ځمکې د سطحې څخه د لس مترو $(10m)$ په ارتفاع د باد منځنی سرعت په $(m/\sec)$ ؛

e_w- د اشباع بخار فشار د واورې په سطح کې په $(mbar)$ ؛

e_a - د بخار فشار د هوا د تودوخې په صورت کې چې د واورې د سطحې څخه د دوه مترو$(2m)$ په ارتفاع اندازه شوی وی په $(mbar)$.

۵- ۷. خوله (تعرق)

د نبات (ګياه) په وسيله اتمسفير ته د اوبو دليږد (انتقال) پروسه چې د نبات د تنی ، ساقی او د پاڼو له لاری سرته رسی د تعرق په نامه ياديږی . نبات اوبه د خپلو ريښو په وسيله د ځمکې څخه اخلی . نبات اخيستل شوی اوبه د ريښو له

لاری تنی او پاڼوته لیږدوی او د تودوخی د اغیزی له امله د بڼودل شوو سطحو څخه اتمسفیر ته تبخیر کیږی . په تعرق کې اغیزمن عوامل عبارت دی له : د هوا د بخار فشار ، تودوخه ، باد ، د لمر د وړانګو شدت او د نبات ځانګړتیاوی (مشخصات) چې د ریښنو سیستم او پاڼی تشکیلوی . د اوبو د آزادو سطحو څخه د تبخیر او تعرق ترمنځ اساسی توپیر پدی کې دی چې تعرق اصولاً په هغه ساعتو کې ترسره کیږی چې د لمر رڼا شتون ولری او د هغې مقدار (اندازه) د نبات د ودې او نمو دوری پوری اړه لری ، او حال داچې د اوبو د آزادو سطحو تبخیر یو متداومه (تړلی) عملیه چې د شپی او ورځی په اوږدو کې ترسره کیږی . د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر شدت د شپی په نسبت په ورځ کې زیات وی .

څرنګه چې له یویی خوا د نبات څخه د تعرق د مقدار اندازه کول عملاً یو پیچلی کار دی او له بلی خوا د سیمی د اوبو په بیلانس کې د اغیزی کموالی (لږوالی) په دلیل هغه د تبخیر سره یو ځای یعنی د مجموع په شکل سره په پام کې نیول کیږی چې د تبخیر – تعرق (Evapotranspiration) په نامه یادیږی .

۵- ۸. تبخیر – تعرق

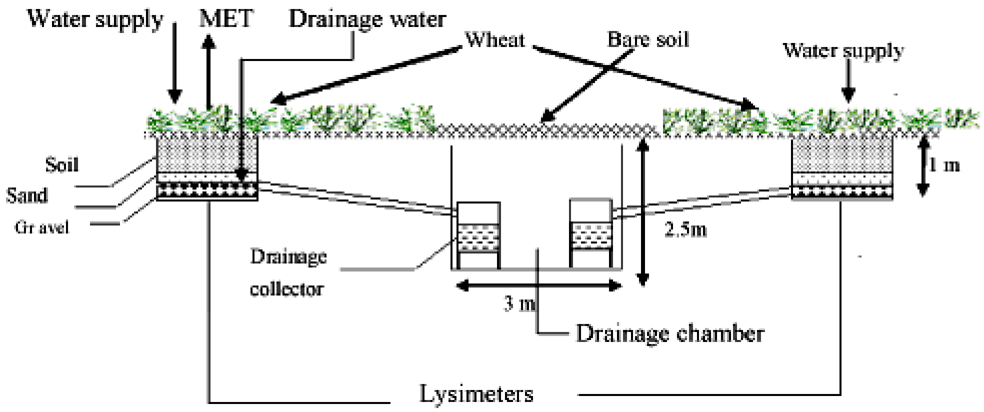
د تبخیر او تعرق د مقدارو مجموعه د تبخیراو تعرق په نامه یادیږی . د تبخیر او تعرق په مجموع کې د نباتاتو د سطحو څخه ، د لمدو خاورو د سطحو او د اوبو د آزادو سطحو تر سره کیږی . په عملی ساحو کې د تبخیر او تعرق مقدار په یوځای ئی په ستر مقیاس سره د یوسیمی لپاره له یوله بل سره محاسبه کیږی . په ځانګړو اقلیمی شرایطو کې د تبخیر او تعرق اندازه یا مقدار سربیره پر هغه عواملو چې د تبخیر پرمقدار یی اغیزه لرله ، ځنی نور عوامل د بیلګی په توګه د خاوری رطوبت ، د نباتی (ګیاهی) پوښښ سلنه او د نبات ډول هم اغیزه لری . څرنګه چې ښودل شوی لاملونه د وخت په اوږدو ثابت ندی نو له

همدی امله د تبخیر او تعرق اندازه هم د هغوی سره متناسب بدلون کوی . په هایدرولوژیکی محاسبو کې تبخیر او تعرق له دوو لورو څخه د اهمیت وړ دی . یو یی د ابریز (سیندی) حوزی کې د اوبو د ضایعاتو محاسبه کې او دوهم یی د هغو هایدرولیکی و دانیو د طرح ریزی لپاره کومی چې د اوبو لګولو د اړتیا پوره کولوپه موخه د اوبو د مهارولو لپاره جوړیږی .

۵- ۹. واقعی تبخیر او تعرق

په طبیعی شرایطو کې د لمدی خاوری څخه تبخیر او د نباتی قشر (نباتاتو د سطحې) په وسیله د تعرق مجموعه د واقعی تبخیر او تعرق په نامه یادیږی . چې د پوتانسیالی تبخیر او تعرق څخه لږ وی، لاکن د اوبو د کافی مقدار د شتون په صورت کې د پوتانسیالی تبخیر او تعرق سره برابر دی . د واقعی تبخیر او تعرق مقدار د اندازه کولو په وسیله ټاکل کیږی . په عملی ساحه کې د واقعی تبخیر او تعرق اندازه کول ډیر مشکل دی او عملاً د امکان وړ هم ندی ، حتی د اجرأ په صورت کې هم د قناعت وړ پایلی په لاس نشی راتللی . په عملی ساحه کې د واقعی تبخیر او تعرق د مقدار د اندازه کولو دوه طریقی یوه د لایسیمتر (Lysimeter) څخه په کار اخیستلو او بله یی د صحرایی کوچنیو قطعاتو (Field plots) طریقه ډیره معموله ده . لایسیمتر (Lysimeter) یوه ساده دستګاه څخه عبارت ده چې د ۱۶۸۸ کال راپدی خوا د اوبو او خاورو په څیرنو کې کارول کیږی . لایسیمتر د یوه ساده ټانک او یا مخزن څخه جوړه شوی وسیله دی چې د خاوری څحه ډکه ده او په هغې کې د نبات (ګیاه) د کښت او آبیاری شرایط برابر شویدی . د اضافی اوبو مقدار د زیم په بڼه (په شکل) سره تولوی . له همدی امله د وخت په یو ټاکلی دوره کې د بیلګی په توګه په ورځ ، اونی یا میاشت کې د واقعی تبخیر او تعرق مقدار د اوبو هغه مجموع څخه چې داوبولګو یا د اورښت له لاری لایسیمتر ته داخلیږی د اوبو د هغه

مقدار په منفی کولو سره چې زیم له لاری د لایسمیتر څخه خارجیږی په لاس راځي . لایسمترونه زیات ډولونه لری چې ځینی د زیم کښ (Drainage lysimeter) لرونکی دی . څرنګه چې په (۵-۱۱.شکل) کې لیدل کیږی اضافی اوبه د زیم کښ نل له لاری په بل اضافی لوښی کې توليږی چې د مجموعی اوبو څخه د ذخیره شوو اوبو توپیر دواقعی تبخير او تعرق د مقدار څخه عبارت دی [۵].



۵-۱۲ . شکل . د زیمکښ ډوله لایسمیتر شیمأ

د لایسمیتر تر ټولوڅخه دقیق ډول هغه وزنی لایلوریر (Weighting lysimeter) دی چې په هغې ټانک د خاورو او نبات سره د وزن کولو دستګاه (ترازو) د پاسه ایښودل کیږی . د اوبو هغه مقدار چې په تبخیراو تعرق کې په مصرف رسی د ټانک د وزن د کمښت څخه په لاس راځی . ځکه چې د وخت په یوه ټاکلی دوره کې د ټانک د وزن کمښت د اوبو د هغه حجم له وزن سره مساوی دی کوم چې د زیم په شکل د ټانک د پای څخه په مخصوص لوښی کې تخلیه شویدی او یا دا چې د تبخیر او تعرق په شکل د ټانک د سطحې او په هغه کې د موجوده نباتاتو له سطحې څخه تعرق شوی وی . د لایسمیتر

په وسیله د تبخیر او تعرق د مقدار اندازه کول زیات وخت او زیات مصرف ته اړتیا لري .

د کوچنیو صحرایی قطعو په طریقه کې د ځمکې په یوه کوچنی ټوټه کې د اوبو د بیلانس ټولی ترکیبی برخې د بیلګې په توګه د بهیر دخولی مقدار ، اوربښت ، سطحي بهیر ، د خاوری د لمدبل په ذخیره کې بدلون ، او د ځمکې لاندې اوبو په منځ ته کیدو کې د سطحی بهیر ضایعات ، د ټاکلی دوری لپاره اندازه او اوبو د بیلانس معادلی څخه په کاراخیستلو د تبخیر او تعرق مقدار محاسبه کوی

$$AEP = P + I - R - \Delta S - \Delta S_G \qquad (۵-۶۶)$$

په پورتنی معادله کې :

P - د ځمکې په سطحه د اوربښت حجم په (m^3) ؛

I - د مطالعی لاندې ساحې د اوبو کولو لپاره د دخولی اوبو حجم په (m^3) ؛

R - د ساحې څخه د وتونکی (خروجي) سطحی بهیر حجم په (m^3) ؛

ΔS - د اوبو هغه حجم چې د لمدبل په زیاتوالی کې په مصرف رسیدلی په (m^3) ؛

ΔS_G - د اوبو هغه حجم چې د ځمکې لاندې اوبو په تغذیه کې په مصرف رسیدلی دی په (m^3) .

څرنګه چې د اوبو د بیلانس (۵-۶۶) معادله په حجمی شکل سره ترتیب شویده ، له همدی امله د تبخیر او تعرق داندازی محاسبی لپاره د مطالعی لاندې ساحي پرمساحت او د اندازه ګیری وخت د ویشولو په پایله کې په ملی متر پر ورځ (mm/day) د تبخیر او تعرق مقدار په لاس راځی .

د یادونی وړ ده چې د ځمکې د انتخاب په صورت کې هغه ځمکې ته ترجیح ورکول کیږی چې د ځمکې لاندې اوبو سطحه ټیټه وی . پدی صورت کې د اوبو

د بیلانس په معادله کې د ΔQ_G جز څخه صرف نظر کوی ، چې پایله کې د معادلی حل ساده کیږی . د صحرایی کوچنیو قطعاتو طریقه د لایسمیتر د طریقی په نسبت ځینی ځانګړتیاوی لری چې عبارت دی له د مصرف لړوالی ، د خاوری د رطوبتی رژیم ، خاوری او نبات د ډول له پلوه د چاپیریال واقعی شرایطو سره ښه مطابقت لری .

د ښودل شوو طریقو سربیره هایدرولوژي د ځانګو پوهانو تل هڅه کړی چې د هوا پیژندنی ارقامو څخه په کار اخیستلو سره د آبریز دحوزو د سطحو څخه د تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره ساده طریقی وړاندی کړی . که څه هم د واقعی تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره زیات شمیر فورمولونه شتون لری ، لاکن د ځینو محدودیتونو لرونکی دی . د هغوی له جملی څخه کولای شوو د تورک (Turc) معادلی نوم واخلو [۵].

تورک د خپلو تجربو او د نورو څیړونکو د څیرنو د پایلو پر بنسټ د کلنی واقعی تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره فورمول پیشنهاد کړ چې لاندې شکل لری

$$E = \frac{P}{\left[0.90 + (P/I)^2\right]^{0.5}} \quad (۵-۶۷)$$

په پورتنی رابطه کې :

E - واقعی تبخیر او تعرق کلنی اندازه په $(mm/yaer)$ ؛

P - د اورښت کلنی مقدار په $(mm/yaer)$ ؛

I - لامل دی چې مقدار یی د هوا د تودوخې درجی پوری اړه لری او د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی

$$I = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (۵-۶۸)$$

پدی ځای کې :

T- د تودوخې منځنۍ کلنۍ درجه په (C^0).

د تورک فورمول په هغه حالاتو کې چې د اورښت مقدار زیات وی په هغه صورت کې د واقعی تبخیر او تعرق اندازه زیاته ټاکي . نوله همدی امله ددی فورمول په کار اخیستلو کې باید احتیاط وشی . څرنګه چې لیدل کیږی د واقعی تبخیر او تعرق اندازی (مقدار) لاس ته راوړل مشکل کار دی ، له همدی امله په هایدرولوژی کې پوتنسیالی تبخیراو تعرق څخه د سیمی یا محل طاقت او تبخیری قابلیت په شکل کار اخیستل کیږی . د پوتنسیالی تبخییراوتعرق د لاس ته راوړولو څخه وروسته په هغه ضریب کې د ضربولوسره چې د هغی عددی قیمت د طبیعی شرایطو او د نبات د ډول پوری اړه لری واقعی تبخیر او تعرق په لاس راځی .

۵- ۱۰. پوتنسیالی تبخیر او تعرق

څرنګه چې له یوی خوا د واقعی تبخیر او تعرق محاسبوی فورمولونه معمولاً مطلوبه پایلوته نه رسی او له بلی خوا د لایسمیتر کارول په ټولو شرایطو کې هم ناشونی دی ، له همدی امله په هایدرولوژي کې د واقعی تبخیر او تعرق پرځای د یویی سیمی د تبخیر او تعرق قابلیت محاسبه کیږی چې د پوتنسیالی تبخیر او تعرق (PET) په نامه یادیږی. ددی موخې لپاره بی شمیره غیر مستقیمی طریقی په پام کې نیول شویدی چې د پوتنسیالی تبخیر او تعرق (PET) تجربوی معادلی یوه ددی طریقو څخه ګڼل کیږی . پوتنسیالی تبخیر او تعرق (PET) د تبخیراو تعرق اعظمی مقدار دی چې د چاپیریال د اقلیم په یوه ټاکلی وضیعت کې چې د اوبو د شتون له پلوه کوم محدودیت نه وی د یوه بشپړ (کامل) نباتی پوښښ د بیلګی په توګه د چمن څخه سرته رسی .

په هایدرولوژي کې د پوتنسیالی تبخیر او تعرق (PET) د محاسبی لپاره زیاتی تجربوی او نیمه تجربوی معادلی وړاندی شویدی چې د هغو له جملی څخه

زیاتره د ترنت وایت (Thornthwaite) ، پنمن (Penman) ، لاری جانسون (Lawry- Johnson) ، جنسن – هیز (Jensen – Haise) ، بلانی کرایدل (Blaney – Criddle) طریقو څخه کار اخیستل کیږی .

۵- ۱۰- ۱. د ترنت وایت طریقه

نوموړی طریقی په پیل کې د امریکا د ختیځ لپاره پراختیا ورکړل شوه . د ترنت وایت په طریقه کې پوتنسیالی تبخیر او تعرق(PET) د کال هری میاشتی لپاره په ځانګړی شکل سره محاسبه کیږی . ددی طریقی اساس یا بنسټ د هوا د میاشتنی منځنی تودوخې درجه جوړوی . پدی طریقه کې د محاسبی د اجرأ تسلسل په لاندې ترتیب دی .

۱- په پیل کې د کال د هرمیاشتی لپاره د تودوخې (حرارتی) اندیکس (i_m) قیمت د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو [۵]

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.51} \qquad (۵-۶۹)$$

په پورتنی معادله کې :

i_m- میاشتنی تودوخې اندیکس ؛

T_m- د مطالعه کیدونکی میاشتی د تودوخی منځني درجه په سانتی ګرید (C^0) ؛

دا کار د کال د دولس میاشتو لپاره ترسره کیږی . که چیری د میاشتی د تودوخې درجه منفی یا صفر وی په هغه صورت کې د همدی میاشتی لپاره د (i_m) قیمت صفر په پام کې نیول کیږی .

۲- د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو د کال تودوخې اندیکس (I) چې د کال د میاشتی د تودوخې اندیکس د مجموع څخه عبارت دی محاسبه کوو .

$$I = \sum_{n=1}^{12} i_m \qquad (۷۰-۵)$$

۳- د کلنی حرارتی اندیکس (I) په لرلو سره د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو د (a) ضریب محاسبه کوو

$$a = \left(6.75 * 10^{-7}\right) I^3 - \left(7.71 * 10^{-5}\right) I^2 + \left(1.792 * 10^{-2}\right) I + 0.492 \qquad (۷۱-۵)$$

۴- د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو د هری میاشتی لپاره د پوتنسیالی تبخیر او تعرق(PET) د ملی متر له جنسه محاسبه کوو

$$PET = 16 \left(\frac{10 T_m}{I} \right)^a \qquad (۷۲-۵)$$

۵- د (۵-۷۲) فورمول څخه په کار اخیستلو د پوتنسیالی تبخیر او تعرق(PET) مقدار محاسبه ددی فرضیی پربنسټ وه چې د هرمیاشتی د ورځو شمیر دیرش $(30day)$ او په هره ورځ کې د روښانه ساعتو شمیره دولس ساعته $(12hours)$ ده ، حال دا چې د په هره میاشت کې د ورځو شمیره او په هرورځ کې د روښانه ساعتو شمیره د کال په ځانګړو میاشتو کې مختلفه ده . نو له همدی امله د پوتنسیالی تبخیر او تعرق(PET) محاسبه شوی مقدار په اصلاحی ضریب (N_m) کې ضربوی . د اصلاحی ضریب (N_m) قیمتونه په (۵-۸. جدول) د میاشتو او د ساحې د جغرافیه ئی موقعیت په پآم کې نیولو سره ښودل شویدی .

۸-۵.جدول . قیمتونه د ساحې د جغرافیه ئی موقیعت په پام کې نیولو سره د کال په ځانګړو میاشتوکې د ترنت وایت په معادله کې اصلاحی ضریب (N_m) [۵]

Latitude / Month	0^0	10^0	20^0	30^0	35^0	40^0	45^0	50^0
January	1.04	1.00	0.95	0.90	0.87	0.84	0.80	0.74
February	0.94	0.91	0.90	0.87	0.85	0.83	0.81	0.78
March	1.04	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	1.02
April	1.01	1.03	1.05	1.08	1.09	1.11	1.13	1.15
May	1.04	1.08	1.13	1.18	1.21	1.24	1.28	1.33
June	1.01	1.06	1.11	1.17	1.21	1.25	1.29	1.36
July	1.04	1.08	1.14	1.20	1.23	1.27	1.31	1.37
August	1.01	1.07	1.11	1.14	1.16	1.18	1.21	1.25
September	1.04	1.02	1.02	1.03	1.03	1.04	1.04	1.06
October	1.01	1.02	1.00	0.98	0.97	0.96	0.94	0.92
November	1.04	0.98	0.93	0.89	0.86	0.83	0.79	0.76
December	1.01	0.99	0.94	0.88	0.85	0.81	0.75	0.70

۵- ۱۰- ۲. د پنمن طریقه

د پنمن طریقه په ۱۹۴۸ میلادی کال انګلیسی عالم پنمن (Penman) د پوتنسیالی تبخیر او تعرق(PET) د مقدار د محاسبی لپاره د انرژی معادلی او آیروډینامیک فورمول د ترکیب (یوځایوالی) لپاره وړاندی کړ. د وخت په تیریدو سره د هایدرولوژی ، د اوبو او د خاورو پوهانو اصلاح او د کار اخیستلو لپاره وړاندی کړ او په ځانګړو نومونو سره ونومول شول ، د بیلګی په توګه د پنمن – رایت طریقه (Penman – Right) ، د پنمن – فائو طریقه (Penman – FAO)، پنمن – کیمبرلی (Penman – Kimberly) ، پنمن – مونتیت (Penman – Monteith) او ځینی نور . پدی ځای کې مونږ د د پنمن – فائو طریقه (Penman – FAO) چې زیاتره کارول کیږی تر مطالعی لاندې نیسو . د پوتنسیالی تبخیر او تعرق (PET) د مقدار د محاسبی لپاره د پنمن – فائو په طریقه کې لاندې فورمول وړاندی کړ

$$PET = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_0 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (0.27)(1.0 + 0.01V_2)(e_w - e_a) \right] \qquad (۷۳-۵)$$

ځرنګه چې ليدل کيږی د پنمن – فائو په طريقه کې د تبخير او تعرق د محاسبې لپاره بايد نسبتاً زيات پارامترونه شتون ولری . په (۵-۷۳) فورمول کې د شاملو پارامترونو د محاسبی لپاره تجربوی فورمولونه شتون لری چې يو د بل څخه هغه په لاس راوړو . که څه هم فورمولونه تجربوی خو بيا هم د لوړ دقت لرونکی دی . د پنمن – فائو د طريقی مطابق د پوتينسيالی تبخير او تعرق مقدار محاسبه په لاندې ترتيب سره ترسره کيږی .

۱- نظر د تودوخې درجې ته Δ يا د اوبو د بخار فشار منحنی ميلان $[\Delta(mbar/C^0)]$ ، د هوا د تودوخې د شتون په صورت کې د لاندې رابطی څخه په کار اخيستلو سره محاسبه کوو

$$\Delta = 2.00(0.00738T_{mean} + 0.8072)^7 - 0.00116 \qquad (۷۴-۵)$$

پدی رابطه کې :

T_{mean}- په مطالعه کيدونکی وخت کې د هوا د تودوخې منځنی درجه په (C^0) ؛

۲- رطوبتی يا سايکرومتريکی ضريب $\gamma(mbar/C^0)$

رطوبتی ضريب د اوبو د بخار فشار دکمښت او د وچ او لانده ترمامتر د تودوخې د درجې د توپير ترمنځ رابطه ده . رطوبتی يا سايکرومتريکی ضريب د لاندې رابطی څخه په کار اخيستلو سره محاسبه کوو

$$\gamma = 1.6134 \frac{P}{L} \qquad (۷۵-۵)$$

پورتنی رابطه کې :

P - د هوا فشار ؛

L - د تبخير مخفی تودوخې .

د تجربوی ارقامو مطابق د (P) او (L) قیمتونه د لاندې رابطو څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی

$$P = 1013 - 0.1055E \qquad (۷۶-۵)$$

$$L = 2500.78 - 1.3601T_{mean} \qquad (۷۷-۵)$$

په پورتنیو رابطو کې :

P - د هوا فشار په $(mbar)$ ؛

L - د تبخير مخفی تودوخه په (KJ/Kg) ؛

T_{mean} - د هوا د تودوخې منځنی درجه په (C^0) .

۳- د اشباع بخار فشار e_w په $(mbar)$.

د اشباع بخار فشار د تودوخې درجې تابع دی ، چې د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$e_w = 33.8639\begin{bmatrix}(0.00738T_{mean} + 0.8072)^8 - \\ -0.000019(1.8T_{mean} + 48) + 0.001316\end{bmatrix} \qquad (۷۸-۵)$$

۴- خالصی وړانګی (**Net radiation**) $R_n, (mm/day)$

د خالصو وړانګو مقدار د لاندې فورمول مطابق محاسبه کوو

$$R_n = (1 - \alpha)R_s - R_b \qquad (۷۹-۵)$$

پدی رابطه کې :

α - البیدو یا د وړانګو د انعکاس ضریب **Sun reflection)** **coefficient)** چې د پنمن – فائو په فورمول کې د هغې عددی قیمت

$(\alpha = 0.25)$ په پام کې نیسی . د البیدو یا د وړانګو د انعکاس ضریب عددی قیمتونه نظر د سطحې ځانګړتیاو ته په (۵-۹. جدول) کې ښودل شویدی .

۵-۹. جدول . د ځانګړو سطحو د البیدو یا د وړانګو د انعکاس ضریب عددی قیمتونه [۱۵]

د α حدود	سطحه
0.15 – 0.25	بشپړه شنه ساحه
0.05 -0.45	ډاګونه
0.05	د اوبو آزاده سطحه
0.45 – 0.90	واوره

R_s - د لمر رسیدونکی (دخولی) د لنډو څپو لرونکی وړانګی چې د لاندې رابطی څخه کولای شوو محاسبه کړو

$$R_s = R_a\left(0.23 + 0.48\frac{n}{N}\right)$$ (۵-۸۰)

او یا د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$R_s + \left(a + b\frac{n}{N}\right)R_{so}$$ (۵-۸۱)

a او b محلی ضریبونه دی چې د هری سیمی لپاره باید محاسبه شی ، چې په منځنی ډول سره $a = 0.35$ او $b = 0.61$ په پام کې نیول کیږی . په پایله کې پورتنی رابطه (۵-۸۱) لاندې شکل غوره کوی

$$R_s = \left(0.35 + 0.61\frac{n}{N}\right)R_{so}$$ (۵-۸۲)

R_a - د مطالعی لاندې میاشت کې د لمر وړانګی د اتمسفیر د پاسه او مځکې لدی چې اتمسفیر ته داخل شی چې د (۵- ۱۰. جدول) څخه اخیستل کیږی .

R_b - د اوږدو څپو په شکل د ځمکې څخه خروجی وړانګی ؛

n - په ورځ کې د لمر واقعی ساعتونه ؛

N - په ورځ کې د لمرینواعظمی ساعتونو شمیر چې مقدار یی د کال د ځانګړو میاشتو او جغرافیه ئی موقعیت په (۵- ۱۱. جدول) کې ښودل شویدی ؛

R_{so} - په شنه آسمان (په صافه هوا) کې د لمر د دخولی وړانګو حد اکثر مقدار په (۵- ۱۲. جدول) کې د کال د ځانګړو میاشتو او جغرافیه وی موقعیت ښودل شوی دی .

۵- ۱۰. جدول . د اتمسفیر د پاسه دلمر د وړانګو میاشتنی منځنی مقدارونه په $\left(\frac{cal}{cm^2.day}\right)$ [۵].

Latitude	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
90^0N	-	-	-	465	880	1070	930	660	155	-	-	-
80	-	-	105	460	860	1050	970	625	235	10	-	-
70	-	65	255	540	800	1000	870	670	400	140	5	-
60	75	205	400	655	860	975	925	750	500	275	110	55
50	200	350	540	750	910	985	950	820	620	430	155	175
40	355	490	650	820	880	985	960	870	740	550	395	325
30	500	620	750	870	945	975	955	900	795	670	540	465
20	640	725	820	895	930	930	930	900	850	760	660	610
10	755	820	870	895	885	870	870	885	880	830	770	730
0	855	885	895	870	820	790	795	840	880	885	860	840
10	930	930	885	810	730	685	705	770	845	900	920	930
20	985	940	855	740	630	570	595	680	790	900	965	990
30	1015	930	800	640	505	445	465	575	725	870	985	1030
40	1020	895	715	525	375	305	335	450	630	810	960	1045
50^0S	1000	835	620	400	240	175	200	315	505	735	950	1040

نوټ : ددی لپاره چې د جدول ارقام د $(cal/cm^2.day)$ څخه په (mm/day) تبدیل کړو د جدول ارقام په (58.5) ویشو .

۵- ۱۱. جدول . نظر د کال ځانګړو میاشتو او ځانګړو جغرافیه وی عرض البلدو ته ممکنه لمرینو ساعتو اعظمی حد (N) [۵]

Latitude	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
50^0N	8.5	10.1	11.8	13.8	15.4	16.3	15.9	14.5	12.7	10.8	9.1	8.1
48	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.6	9.3	8.3
46	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7
44	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9
42	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2	14.9	13.9	15.6	11.1	9.8	9.1
40	9.6	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.3
35	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.8
30	10.4	11.1	12.0	12.9	13.6	14.0	13.9	13.2	12.4	11.5	10.6	10.2
25	10.7	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7	13.5	13.0	12.3	11.6	10.9	10.6
20	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9
15	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2
10	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.8	11.6	11.5
5	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1

۱۲-۵. جدول . د شنه اسمان (د صافې هوا) په صورت کې د کال د ځانګړو میاشتو او عرض البلدو لپاره د ځمکې سطحې ته د لمر د دخولی وړانګو ممکنه اعظمی حد په $(cal/cm^2.day)$ [۵]

Latitude	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
60^0N	58	152	319	533	671	763	690	539	377	197	87	35
55	100	219	377	558	690	780	706	577	430	252	133	74
50	155	290	429	617	716	790	729	616	480	313	193	126
45	216	365	477	650	729	797	748	648	527	371	160	190
40	284	432	529	677	742	800	755	674	567	426	323	248
35	345	496	568	700	742	800	761	697	603	474	380	313
30	403	549	600	713	742	793	755	703	637	516	437	371
25	455	595	629	720	742	780	745	703	660	561	486	423
20	500	634	652	720	726	760	729	697	680	597	537	474
15	545	673	671	713	706	733	706	684	697	623	580	519
10	584	701	681	707	684	700	681	665	707	648	617	565
5	623	722	690	700	652	663	645	645	710	665	650	606
0	652	740	694	680	623	627	616	623	707	681	680	619

نوټ : ددی لپاره چې د جدول ارقام د $(cal/cm^2.day)$ څخه په (mm/day) تبدیل کړو د جدول ارقام په (58.5) ویشو .

R_b - د ځمکې د سطحې څخه داوړدو امواجو په شکل د خروجی وړانګو مقدار چې د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$R_b = \left(a\frac{R_s}{R_{so}} - b \right) R_{bo}$$ **(۸۳-۵)**

(a)او (b) - ضریبونه د هر محل لپاره باید محاسبه شی ، لاکن په تقریبی ډول $(a = 1.2)$ او $b = 0.2$ قبلوی .

د خروجي خالصو وړانګو (R_{bo}) مقدار د لاندې معادلی څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی چې د اندازه کولو واحد یی $(KJ/m^2 day)$ دی .

$$R_{bo} = \varepsilon\sigma \left(\frac{T_{max}^4 - T_{min}^4}{2} \right)$$ **(۸۴-۵)**

σ- د اسففان بولتزمن ثابت ضریب دی چې $(J/m^2.d.K^4)$ $4.8995*10^{-3}$ سره مساوی دی ؛

T_{max}- په کلوین د هوا د تودوخې اعظمی درجه $(K = C^0 + 273)$ ؛

T_{min}- په کلوین د هوا د تودوخې اصغری درجه $(K = C^0 + 273)$ ؛

ε- د سطحې د وړانګی ضریب (The radiation coefficient) چې مقدار ئې د لاندې رابطې څخه په کاراخیستلو سره محاسبه کوو

$$\varepsilon = -0.02 + 0.261\exp\left[-7.77*10^{-4}(T_{mean})^2\right]$$ **(۸۵-۵)**

T_{mean}- د هوا د تودوخې منځنی درجه په (C^0).

۵- د بخار فشار کمښت $(e_w - e_a)$ په $(mbar)$

د بخار فشار کمښت د محاسبی لپاره د (۵-۷۸) رابطې څخه په کار اخیستلو سره د اشباع بخار فشار (e_w) محاسبه کوی . د بخار فشار مقدار د لاندې رابطې په کارولو سره محاسبه کیږی

$$e_a = \frac{e_w.RH}{100}$$

(۵-۸۶)

۶- د ورځی په اوږدو کې د ځمکې د سطحې څخه د دوه مترو په ارتفاع د باد منځنی سرعت V_2.

د باد پارامترد شپی او ورځی د سرعتونو له نسبتونو څخه لاس ته راغلی منځنی سرعت چې د ځمکې د سطحې د دوه مترو په ارتفاع شتون لری . په هغه حالت کې چیری چې د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه په بله ارتفاع اندازه شوی وی په مطلوبه ارتفاع کې د سرعت د تعدیل لپاره په ارتفاع د سرعت د ویش تابع (۵-۲۷) څخه کار اخلی .

۵ – ۱۰- ۳. د لاری – جانسون طریقه

لاری – جانسون د پوتینسالی تبخیر او تعرق (PET) او مخصوصتودوخې تر منځ خطی رابطه په لاندې شکل سره وړاندی کړه [۵] :

$$PET = (0.004755 D_m + 24.4)$$

(۵-۸۷)

پدی معادله کې D_m د مطالعې د وخت په اوږدو کې د هوا د تودوخې د اعظمی درجو مجموعه ده (د کنګل کیدلو موسم په پام کې که نیول کیږی) . پدی رابطه کې D_m په فارنهایت سره کارول کیږی چې په پایله کې د پوتینسالی تبخیر او تعرق (PET) مقدار د سانتی متر له جنسه په لاس راځی .

۵- ۱۰- ۴. د جنسن – هیز طریقه

جنسن – هیز د (3000) مشاهداتی ارقامو پر بنسټ چې د پنځه دیرش (35) کالونو په ترڅ کې ئې د څیړنو په پایله کې سرا تول کړی وه د پوتینسالی تبخیر

او تعرق (PET) مقدارد محاسبی لپاره چې د مرجع نبات (Reference plant) ريشقی سره معادل دی لاندې معادله وړاندی کړيده :

(۸۸-۵)
$$PET = C_c(T - T_c)R_a$$

پدی رابطه کې :

(۸۹-۵)
$$C_c = \frac{1}{C_1 + 7.6C_H}$$

(۹۰-۵)
$$C_H = \frac{50}{(e_2 - e_1)}$$

(۹۱-۵)
$$C_1 = 38 - \frac{(2C^2 * Elevation)}{305}$$

پدی رابطو کې :

R_a- د مطالعې په وخت کې د اتمسفير په پورتنی برخه کې د لمر وړانګی (ځليدنه) Sunshine په (mm/day) ؛

e_2- د کال تر ټولو څخه په ګرمه مياشت کې د تودوخې اعظمی درجی په صورت کې د اشباع بخارمنځنی فشارپه $(mbar)$ ؛

e_1- د کال تر ټولو څخه په ګرمه مياشت کې د تودوخې اصغری درجی په صورت کې د اشباع بخارمنځنی فشارپه $(mbar)$ ؛

T- د هوا د تودوخې منځنی درجه په (C^0) ؛

T_c- د لاندې رابطی څخه محاسبه کيږی

(۹۲-۵)
$$T_c = -2.5 - 0.14(e_2 - e_1) - \frac{H}{550}$$

۵- ۱۱ . د اساسی نبات تبخير او تعرق

د موجوده ستندردوطريقو پر بنسټ د اوبو د سيستيمونو (هايدروليکی ودانيو) په طرح ريزی کې د ضروری اوبو په محاسبه کې د پوتينسيالی تبخير او تعرق پرځای د بل مفهوم د اساسی (مرجع) نبات د تبخير او تعرق څخه کار اخلی چې په لنډ ډول سره د (ET_0)سره ښودل کيږی . د اساسی (مرجع) نبات (Reference crop) اصطلاح د لومړی ځل لپاره د پنمن او وروسته د پروت (Pruitt) اودهغو د ملګرو لخوا هغه وخت وکارول شوه چې کله د نباتاتو د ښې ودی لپاره د ضرورت وړ اوبو د اټکل لپاره دستورالعمل چې په FAO-24 په نامه مشهور دی ترتيب کيده . په ښودل شوی دستورالعمل FAO-24 کې د Reference crop اصطلاح لپاره لاندې تعريف فورمول بندی شويدی : د يوی فرضی سطحې څخه چې په بشپړ ډول د داسی کبل (چمن) پوسيله پوښل شوی وی چې د هغې قد (لوړوالی) $h=(8-10)cm$ او پراختيا يی ډيره زياته وی ، پرته لدی چې د کومی ناروغی او آفت تر اغيزی لاندې وی او همدارنګه د اوبو د مصرف له نظره کوم محدوديت شتون ونه لری او ښه وده او نمو ولری . که څه هم په پيل کې د مرجع نبات Reference crop په حيث کبل منل شوی وه ، لاکن وروسته نور فورمولونه د مرجع نبات په حيث د ريشقی په پام کې نيولو سره (د پنمن – رايت طريقه) يا د فرضی مرجع نبات (د پنمن – مونتيت طريقه) د (ET_0) محاسبې لپاره وړاندی شوه .

په اوسنی وخت کې د (ET_0) د محاسبی لپاره لږتر لږه شل (20) اساسی طريقې شتون لری . د نوموړو طريقو د سرته رسيدلو محاسبو پايلی د هغه پايلو سره ډيری نيږدی دی کومی چې د نړی په ځانګړو برخو کې په يولس (11) ځانګړو اقليمی شرايطو کې د دقيقو وزنی لايسيمترونو (Weighting Lysimeter) په مرکزونو کې سرته رسيدلی دی . د (ET_0) د محاسبی ځينی طريقی چې د

واقعی مقدار سره ډیر نیږدی مطابقت لری بررسی کوو . د - FAO (ET_0) Penman – Monteith طریقی د ارزونی څخه دې پایلی ته رسیږو، چې د نوموړی طریقی څخه هم د وچ اقلیم لرونکو سیمو او هم لوند (مرطوب) اقلیم لرونکو سیمو لپاره د تطبیق وړ ده . پدی مفهوم چې د – FAO - Penman Monteith طریقی څخه هم د وچو سیمو او هم لمدو سیمو لپاره کار واخلو .
له همدی امله د FAO سازمان د نباتاتو د ضرورت اوبو د آټکل لپاره ښودل شوی طریقه د ستندرد (Standards) په شکل پیژندلی ده . د FAO سازمان د FAO - Penman – Monteith طریقی مطابق د نباتاتو د ضرورت وړ اوبو د محاسبی لپاره د CROPWAT تر نامه لاندې یو سافت ویر (software) ترتیب کړیدی ، چې په اوسنی وخت کې په پراخه پیمانه کارول کیږی .
د (ET_0) د محاسبی لپاره بله طریقه چې په هایدرولوژی کې زیاته کارول کیږی هغه د FAO سازمان په وسیله د بلانی – کریدل (Blaney – Criddle) اصلاح شوی طریقه د FAO- Blaney – Criddle طریقه ده . د -FAO Blaney – Criddle د هغه دوه ښیگڼو له امله چې یوه لږو ارقامو ته اړتیا او دوهمه ساده والی دی چې نسبت نورو طریقو ته ډیره زیاته کارول کیږی . د مرجع نبات (Reference crop) د تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره بله طریقه چې یوازی د هوا د تودوخې درجی ته اړتیا لری د هارگریوز (Hargreaves) طریقه ده . د Penman – FAO فورمول مطابق د تبخیراو تعرق محاسبه شوی مقدار د هغه سیمو لپاره چې لوند اقلیم لری د (35%) په حدودو کې او د وچو سیمو لپاره (8%)په اندازه د تبخیراو تعرق د اصلی مقدار څخه زیات دی . پداسی حال کې چې د بلانی – کریدل -FAO Blaney – Criddle فورمول په وسیله د وچو سیمو لپاره د تبخیراو تعرق محاسبه شوی مقدار د تبخیر او تعرق د واقعی مقدار سره مطابقت لری او لوند

اقلیم لرونکو سیمو لپاره د محاسبه شوی مقدار د تبخیر او تعرق د واقعی مقدار څخه د (16%) په اندازه زیات اټکل شویدی . د FAO - Penman – Monteith د طریقی مطابق د تبخیر او تعرق محاسبه شوی مقدار په وچو سیمو کې (1%) په اندازه د اصلی مقدار څخه لږ ښایی او د لمدو (مرطوبو) سیمو لپاره (4%)په اندازه د واقعی مقدار زیات ښایی . د تبخیر او تعرق مقدار چې د ترنت – وایت (Thornthwaite) د طریقی مطابق محاسبه شوی د هغه سیمو لپاره چې لوند اقلیم لری (4%) د اصلی مقدار څخه لږ او د وچ اقلیم لرونکو سیمو لپاره (37%) د تبخیر او تعرق د واقعی مقدار څخه زیات په لاس راغلی دی .

۵- ۱۱- ۱. د بلانی – کریدل طریقه

د بلانی – کریدل طریقه د پوتینسیالی تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره یوه له تولو پخوانی طریقه ده ، چې وروسته د کالیفورنیا د پوهنتون پخوانی استاد پروت (Pruitt) لخوا د بلانی – کریدل پیشنهاد شوی فورمول د څیرنی او ارزونی لاندې ونیوه . پروت (Pruitt) د مرجع نبات په حیث کبل (چمن) قبول کړاو د پوتینسیالی تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره د بلانی – کریدل پیشنهاد شوی فورمول په لاندې شکل سره وړاندی کړ

$$ET_0 = a + b[P(0.46T + 8.13)] \quad (۵-۹۳)$$

په پورتنی فورمول کې :

ET_0- د مرجع نبات (کبل) تبخیر او تعرق په (mm/day) ؛

T- د هوا د تودوخې منځنی میاشتنی درجه په (C^0) ؛

P - نظر تول کال ته د ورځی منځنیو لمرینو ساعتو سلنه . ضریب دی چې د ورځی د اوږدوالی پوری اړه لری یا په میاشت کې د لمرینو ساعتو کلنی سلنه ده چې په ورځ سره ښودل کیږی.

$a;b$ - اقلیمی (موسمی) ضریبونه .

د عرض البلد د مختلفو درجو او ځانګړو میاشتو لپاره د (P) قیمتونه په (۵-۱۳.جدول) کې ښودل شویدی . د بیلګې په توګه د سپټامبر په میاشت کې د عرض البلد د (35^0) لپاره $(P = 0.28)$دی.

۵-۱۳. جدول . د کال په ځانګړو میاشتو کې نظر تول کال ته په ورځ کې د لمرینو ساعتو سلنه (فیصدی) یا (د بلانی – کریدل-FAO په فورمل کې د P ضریب قیمتونه)[۵]

Latitude	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
60^0	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
58	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.40	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15
56	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
54	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17
52	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37	0.36	0.33	0.28	0.24	0.20	0.17
50	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18
48	0.20	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19
46	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20
44	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.20
42	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
40	0.22	0.24	0.27	0.30	0.32	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
35	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22
30	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.31	0.30	0.28	0.26	0.24	0.23
25	0.24	0.26	0.27	0.29	0.30	0.31	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
20	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
15	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25
10	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
5	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

د (a)او (b)ضریبو قیمتونه د هوا اصغری نسبی رطوبت $(RH_{\min})$، د واقعی لمرینو ساعتونو (n) او د ممکنه اعظمی لمرینو ساعتونو (N)د نسبت پوری یعنی (n/N) او په ورځ کې د باد د سرعت (V_{day})پوری اړه لری . یا په بل

عبارت د (a) او (b) د بلانی کریدل طریقی لپاره اصلاحی ضریبونه دی چې د هوا د اصغری رطوبت ، د لمر وړانګو (لمرینو ساعتونو) او د باد د سرعت تابع دی . د هوا اصغری نسبی رطوبت $(RH_{\min})$ د هوا پیژندی په مرکزونو کې د وچ او لوند ترمامترنوو د تودوخې د درجو د توپیر پر بنسټ ټاکل کیږی . د ورځی په اوږدو کې د واقعی لمرینو ساعتونو شمیره (n) د لمر د څارونکو په وسیله اندازه کیږی او د ممکنه اعظمی لمرینو ساعتونو (N) قیمتونه په هره نقطه کې د عرض البلد د درجی پوری اړه لری ، چې د ځانګړو میاشتو لپاره په (۵-۱۱. جدول) کې ښودل شویدی .

د بیلګی په توګه ددی جدول مطابق په هغه نقطه کې چې د عرض البلد په (35^0) کې موقیعت لری د سپټامبر په میاشت کې په منځنی ډول سره په هره ورځ کې د اعظمی لمرینو ساعتونو شمیره $(N = 12.4)$ دی . که چیری د لمرڅارونکو اندازه ګیری ښودلی وی چې هرورځ د اتو ساعتو $(n = 8hours)$ لپاره لمر لرو پدی صورت کې د $\left(\frac{n}{N} = \frac{8}{12.4} = 0.64\right)$ دی .

د (a) او (b) ضریبونو قیمتونه د لاندی رابطو څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی [۵]:

$$a = 0.0043(RH_{\min}) - \frac{n}{N} - 1.41 \qquad (۵-۹۴)$$

$$b = 0.82 - 0.0041(RH_{\min}) + 1.07(n/N) + \\ + 0.066(V_{day}) - 0.006(RH_{\min})\frac{n}{N} - 0.0006(RH_{\min})(V_{day}) \qquad (۵-۹۵)$$

پدی فورمول کې :

n- د لمر د واقعی ساعتونو شمیره ؛

N- د ممکنه اعظمی لمرینو ساعتونوشمیر ؛

$RH_{\min}$ - د هوا اصغری نسبی رطوبت سلنه ؛

V_{day}- د ورځې په اوږدو کې د باد سرعت چې د ځمکې د سطحې څخه د دوه مترو په ارتفاع شتون لری په $(m/\sec)$.

د یادونی وړ ده که چیری د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه په بله ارتفاع اندازه شوی وی ، په هغه صورت کې په مطلوبه ارتفاع کې د سرعت د محاسبی لپاره په ارتفاع د سرعت د ویش د تابع (۵-۲۷) څخه کار اخلو .

۵-۱۴. نظر د عرض البلد مختلفو درجو ته د ځمکې د پاسه د R_a قیمتونه د اوبو د تبخیر له جنسه په (mm/day)

د عرض البلد درجه										
Month	**0^0**	**10^0**	**20^0**	**30^0**	**40^0**	**50^0**	**60^0**	**70^0**	**80^0**	**90^0**
Jan.	14.5	12.8	10.8	8.5	6.0	3.6	1.3	-	-	-
Feb.	15.0	13.9	12.3	10.5	8.3	5.9	3.5	1.1	-	-
Mar.	15.2	14.8	13.9	12.7	11.0	9.1	6.8	4.3	1.8	-
Apr.	14.7	15.2	15.2	14.8	13.9	12.7	11.1	9.1	7.8	7.9
May.	13.9	15.0	15.7	16.0	15.9	15.4	14.6	13.6	14.6	14.9
Jun.	13.4	14.8	15.8	16.5	16.7	16.7	16.5	17.0	17.8	18.1
Jul.	13.5	14.8	15.7	16.2	16.3	16.1	15.7	15.8	16.5	16.8
Aug.	14.2	15.0	15.3	15.3	14.8	13.9	12.7	11.4	10.6	11.2
Sep.	14.9	14.9	14.4	13.5	12.2	10.5	8.5	6.8	4.0	2.6
Oct.	15.0	14.1	12.9	11.3	9.3	7.1	4.7	2.4	0.2	-
Nov.	14.6	13.1	11.2	9.1	6.7	4.3	1.9	0.1	-	-
Dec.	14.3	12.4	10.3	7.9	5.5	3.0	0.9	-	-	-

۵- ۱۱- ۲. د هارګریوز طریقه

د پوتینسیالی تبخیر او تعرق (ET_0)د محاسبی بله طریقه چې یوازی د هوا د تودوخې درجې ته اړتیا لری د هارګریوز یا د هارګریوز – سامانی په طریقه معروفه ده . پدی طریقه کې د مطالعه کیدونکی دوری لپاره د هوا د تودوخې منځنی درجې (T)، د هوا د تودوخې د اعظمی او اصغری درجې توپیر (TR)ته اړتیا ده . د لمرینو وړانګو د مقدار (R_a) په لرلو سره د لاندی رابطی څخه په کار اخیستلو د تبخیر او تعرق مقدار (ET_0)محاسبه کوو :

$$ET_0 = 0.0023R_a(T+17.8)\sqrt{TR} \quad (۵-۹۶)$$

$$TR = T_{max} - T_{min} \quad (۵-۹۷)$$

په پورتنی فورمول کې (TR) د تودوخې د درجې توپیر په سانتی ګرید او (ET_0) د هغه واحد له جنسه محاسبه کېږی کوم چې د (R_a) لپاره انتخاب شوی وی . د بیلګې په توګه که چیری (R_a) په (mm/day)وی په هغه صورت کې د (ET_0) واحد هم په (mm/day) په لاس راځي . د (R_a) قیمت په (۵-۵.جدول) کې نظرد عرض البلد د ځانګړو درجو او د کال د مختلفو میاشتو ته په $(cal/cm^2.day)$ ښودل شویدی ، که چیری وغواړو چې هغه په (mm/day) ولرو باید په جدول کې ښودل شوی ارقام په (58.5) و ویشو . د (۵-۹۶) معادلی څخه د کاراخیستلو په صورت کې د (R_a) قیمت مستقیماً د (۵-۶.جدول) څخه اخلو .

۵- ۱۲. د نبات د ضریب محاسبه

ټولی هغه کړنلاری چې د هغوی په مرسته د مرجع نبات تبخیر او تعرق (ET_0) محاسبه کېږی ، ددی لپاره چې وکولای شوو لاس ته راغلی پایلی د مطالعی لاندی نباتی پوښښ د بیلګی په توګه د زراعتی کلتور (نبات) ، څړځایونو ، باغونو او ځنګلونو لپاره عمومیت پیداکړی ، لاس ته راغلی قیمتونه د نبات په ضریب (K_c)کې باید ضرب شی (۵-۹۸) . نباتی ضریب د (ET_0) د مقدار سربیره د نورو عواملو پوری د بیلګی په توګه د نبات د ډول ، د نبات د ودې د پړاو او اقلیمی شرایطو پوری اړه لری .

$$ET_{crop} = K_c(ET_0) \quad (۵-۹۸)$$

د يادونی وړ ده چې د نبات د مصرف ضريب (K_c) د تل لپاره ثابت ندی ، بلکی د نبات د ودې او نمو د پړاو (مرحلی) پورې اړه لری او بدلون مومی . د FAO د وړانديز مطابق د نبات د مصرف ضريب د نبات د ودی په ابتدائی پړاو کې $(K_{c.ini})$ ، په منځنی پړاو کې $(K_{c.mid})$ او په نهائی پړاو کې $(K_{c.end})$ د ځينو نباتی پوښښونو لپاره په (۵-۱۵. جدول) کې ښودل شوی دی . ددی جدول د ارقامو څخه په هغه صورت کې کار اخيستلی شو چې د مرجع نبات تبخير او تعرق د FAO - Penman – Monteith په طريقه محاسبه شوی وی .

۵- ۱۵. جدول . د FAO - Penman – Monteith په طريقه کې د نبات ضريب (K_c)

د نبات ډول	د نبات ضريب			د نبات ډول	د نبات ضريب		
	K_{c-end}	K_{c-mid}	K_{c-ini}		K_{c-end}	K_{c-mid}	K_{c-ini}
کاج و سرو	1.05	1.05	1.00	پنبه	0.70	1.15	0.32
منی	0.95	0.95	0.45	کتان	0.25	1.10	0.32
شفتالو	0.65	0.90	0.45	گلرنګ	0.25	1.15	0.32
ناک	0.90	0.90	0.45	لمر پرست	0.32	1.15	0.32
زيتون	0.70	0.75	0.65	غنم	0.25	1.15	0.30
خرما	0.95	0.95	0.95	اوربشی	0.25	1.15	0.30
پسته	0.45	1.15	0.30	باجره	0.22	1.0	0.30
غوز(چهارمغز)	0.65	1.10	0.50	وريجی (شولی)	0.90	1.20	1.10
ستروس	0.65	0.70	0.65	ريشقه	1.15	1.20	0.40
بادام	0.65	0.95	0.40	کنی	0.75	1.25	0.40
کيوی	1.05	1.05	0.30	پاليز	0.75	1.05	0.40
انګور	0.45	0.85	0.30	ترکاری	0.80	1.15	0.40
چای	0.65	0.95	0.40	د قند جغندر	0.60	1.20	0.35
د توت د کورنی	0.50	1.05	0.30				

که چيری د مرجع نبات تبخير او تعرق د هارګريوز(Hargreaves) د طريقی مطابق محاسبه شوی وی ، پدی صورت کې د وړاندی تشريح شوی طريقی په څير د نبات د مصرف ضريب (K_c) څخه کاراخلو . هارګريوز د طريقی مطابق په (۵-۱۶. جدول) کې د نبات د مصرف د ضريب قيمتونه د نبات د ودی د پړاو مطابق ښودل شويدی . د نبات د مصرف ضريب د ودی د ابتدائی

پړاو لپاره $(K_c)_1$ ، د منځنی پړاو لپاره په $(K_c)_2$ او وروستنی پړاو لپاره په $(K_c)_3$ ښودل شویدی .

د یادونی وړده چې د مرجع نبات د تبخیر او تعرق (ET_0) د محاسبی لپاره پیشنهاد شوی طریقی او فورمولونه یوازی د هغو سیمو لپاره د تطبیق وړ دی چې په بشپړ ډول سره پو ښل شوی وی او د سیندونو د ابریز د ساحو لپاره د هغوی کارول درست ندی .

۵-۱۶. جدول . د هارگریور فورمول د کار اخیستلو لپاره د نبات ضریب (K_c) [۵]

نبات	$(K_c)_1$	$(K_c)_2$	$(K_c)_3$
1	2	3	4
ریشقه	0.40-0.50	1.00-1.40	0.95-1.35
ارتیشو	0.90-1.00	0.95-1.05	0.90-1.00
مارچوبه	0.25-0.30	0.95	0.25
کیله	0.40-0.65	1.00-1.20	0.75-1.15
اوربشی	0.25-0.30	1.00-1.10	0.10-0.20
فاصلیا	0.30-0.4	0.95-1.05	0.50-0.95
کرخي (لوبیا)	0.30-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30
جغندر	0.24-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30
کرم	0.30-0.50	0.95-1.10	0.80-0.95
ختکی (یو ډول کوچنی ختکی)	0.15-0.40	1.00-1.10	0.30-0.90
گازری	0.40-0.50	1.05	0.75
جعفری	0.25-0.35	1.00-1.15	0.90-1.05
ستروس	0.65	0.65-0.75	0.65
جوار	0.20-0.50	1.05-1.20	0.35-0.60
خواږه جوار	0.20-0.50	1.05-1.20	0.70-0.80
پنبه	0.20-0.50	1.05-1.30	0.30-0.60
بادرنګ	0.20-0.40	0.90-1.00	0.70-0.80
د میوو یو فصله ونی Deciduous fruit trees	0.50	0.85-1.20	0.50-0.85
باغونه چې بیخونه د نباتاتو په وسیله پوښل شوی وی	0.75-0.85	1.10-1.25	0.70-1.10
تور بادنجان	0.25-0.50	0.95-1.10	0.80-0.90
د شاهداني بوټی	0.20-0.40	1.00-1.15	0.20-0.25
انګور	0.20-0.50	0.74-0.85	0.20-0.42
ممپلي	0.30-.50	0.5-1.00	0.50-0.60
کیوی	0.30	1.05	1.05
عدس (نسک)	0.20-0.30	1.05-1.20	0.25-0.30
کاهو	0.20-0.30	0.85-1.05	0.45
ږدن	0.20-0.40	1.00-1.15	0.25-0.30
جودر	0.20-0.40	1.05-1.20	0.20-0.25
زیتون	0.60	0.80	0.80
پیاز	0.40-0.60	0.95-1.10	0.75-0.85
نوش پیاز	0.40-0.60	0.95-1.05	0.95-1.05
متر	0.40-0.50	1.05-1.20	0.95-1.10
مرچ	0.30-0.40	0.95-1.10	0.80-0.90
پسته	0.10	1.10	0.35
پټاټی (کچالو)	0.40-0.55	1.10-1.20	0.40-0.75
حبوبات	0.20-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30

1	2	3	4
شولی (وریجی)	1.10-1.15	1.10-1.30	1.10
گلرنګ	0.30-0.40	1.05-1.20	0.20-0.25
غله ، دانی حبوبات	0.20-0.40	1.10-1.30	0.20-0.35
باجره	0.15-0.40	1.05-1.20	030-0.50
سویا	0.30-0.40	1.00-1.15	0.45-0.55
پالک	0.20-0.30	0.95-1.05	0.90-1.00
کدو	0.20-0.40	0.90-1.00	0.70-0.80
جغندر	0.20-0.40	1.05-1.20	0.70-1.00
کنی	0.20-0.50	1.00-1.30	0.50-0.60
لمر پرست	0.30-0.40	1.05-1.20	0.35-0.45
تنباکو	0.30-0.40	1.00-1.20	0.75-0.85
تماټر(رومی باندجان)	0.25-0.52	1.05-1.25	0.60-0.85
هندوانه	0.25-0.50	1.00-1.10	0.20-0.700
غنم	0.20-0.40	1.05-1.25	0.20-0.30

۵- ۱۳. اورښت

اورښت کولای شو د مهم لامل په توګه و پیژنو چې په مستقیمه توګه په هایدرولوژیکی سیکل (په طبیعت کې د اوبو په دوران) کې برخه لری . د اورښت څخه موخه په اتمسفیر کې د اوبو د شتو (موجوده) بخارونو راکښته کیدل د مایع ، جامد او یا په دواړو شکلونو دی . اورښت هغه وخت پیښیږی چې لمده هوا او د هغې د پورته کولو لامل دواړه یو ځای په سیمه کې شتون ولری . یا په بل عبارت لمده هوا باید تر یوه ټاکلی ارتفاع پورته شی ، ترڅو چې د سړیدو له امله د اشباع نقطې ته ورسی او په وروستنی پړاو کې وریځ اورښت رامنځ ته کوی . ددی دوو لاملونو څخه د هریوه نشتوالی د اورښت د نه رامنځ ته کیدو سبب ګرځی . له همدی امله د ځمکې پر مخ سیمې نظر مساوی اورښت ته شتون نلری . د هواپیژندنی پوهانو د ځمکې پرمخ سیمی په دریو ګروپونو سره ویشی : ډیر باران لرونکی سیمی (یا زیاتی مرطوبی سیمی) ، منځنی باران لرونکی سیمی او لږ باران لرونکی سیمی (لږ اوبه لرونکی سیمی) . د هوا پیژندنی په پوهه کې نظر رامنځ ته کیدو ته اورښتونه په دریو اصلی ډلونو ویشی :

الف – هغه اوربښتونه دی چې مستقیماً د ځانګړو وریځو محصول (یا لاس ته راوړنه) دی چې د وریځینو اوربښتونو(Rain cloud) په نامه یادیږی ؛

ب – هغه اوربښتونه چې د ځمکې سطحې په ځانګړو عوارضو کې د تراکم (Condensation) او تصعید (Sublimation) له امله رامنځ ته کیږی د غیروریځونو اوربښتونه (Non rain cloud) نومول شویدی ؛

ج – هغه اوربښتونه دی چې په پیل کې د وریځی څخه سرچینه اخلی ، لاکن د ځمکی په سطحه کې د مکدر یا روڼ یخ (Opaque or translucent ice) شکل غوره کوی ، چې دی پدیدی ته ثانوی اوربښت وایی .

کله چې د هوا د تودوخې درجه د شبنم د نقطې څخه ټیټه شی تراکم (Condensation) رامنځ ته کیږی چې په هوا کې د اوبو د بخارونو یوه برخه په مایع بدلیږی . هرکله چې د هوا د تودوخې درجه د انجماد د نقطې نه ټیټه شی ، د اوبو بخار په مستقیمه توګه کنګل (یخ) بدلیږی چې دی عملیی ته تصعید (Sublimation) وایی .

په فضأ کې د اوربښت د پروسی تشکیل او تر ځمکی پوری دهغی رسیدل د میترولوجیستانو (د هواپیژندنی د کارکونکو) لپاره په زړه پوری مسئله ده . اوربښت د هایدرولوجیستانو له نظره یوه عامه کلمه ده چې په هغی کې د لمدبل (رطوبت) ټول ډولونه چې د اتمسفیر څخه د ځمکی مخ ته رارسی پکې شاملیږی . د هوا څخه ځمکی ته د لمدبل (رطوبت) لیږد د اوربښت په نامه یادیږي .

لاکن کله چې لمدبل ځمکی ته ورسی بیا د هایدرولوژی د مهم عنصرونو له جملی څخه ګڼل کیږي .

۵- ۱۴. د اوربښت د رامنځ ته کیدو شرایط

که څه هم هوا کیدای شی چې د اوبو د بخارونو د زیاتوالی سره هم مشبوع شی ، د بیلګی په توګه د سمندر د سطحې د پاسه هوا او یا د واوری او باران د اوریدو په وخت کې د هوا وضعیت ، لاکن معمولاً د هوا مشبوع کیدل د تودوخې د کمیدو سره ترسره کیږی . د لمدبل د تراکم او د باران د څاڅکو د رامنځ ته کیدو لپاره لږ تر لږه باید لاندی دری شرطونه شتون ولری :

۱- په هوا کې د کافی لمدبل شتون ؛

۲- په اتموسفیر کې د هستو یا (آئروسل Aerosol) شتون دی ترڅو چې رطوبت د هغی په شاوخو جذب شی ؛

۳- په ډینامیکی شکل سره د هوا سړیدل او د شبنم د ټکی (Dew point) د تودوخې د درجې کښته تلل .

د یادشوو شرطونو څخه لمړی شرط د مفهوم له پلوه په بشپړه توګه ښکاره دی ، ځکه چې د رطوبت د نشتوالی په صورت کې د باران د څاڅکو پیدایښت د امکان وړندی . لاکن دوهم شرط یعنی د تراکم د هستو شتون لږ څه باریکی لری . پوهیږو چې تراکم د اوبو د کوچنیو څاڅکو په شکل سره ترسره کیږی او د اوبو سطحې څخه د د اوبو د ذراتو تیښتې ته تمایل د اوبو د بخار فشار په نامه یادیږی . د بخار فشار د هغه څاڅکو د پاسه (پرمخ) چې کروی شکل لری نسبت د بخار فشار ته چې د اوبو په صافه سطحه کې شتون لری زیات دی او همداراز د سترو څاڅکو په نسبت په کوچنیو څاڅکو کې د بخار فشار مقدار زیات دی . د یویی کروی شکله ذری د بخار فشار د هغې د شعاع سره معکوس نسبت لری . ددی موضوع په پام کې نیولو سره د یوه څاڅکی د قطر کمښت سره د هغې په سطحه د بخار فشار زیاتیږی او که چیری څاڅکی دیر کوچنی وی د هغې د تشکیل سره تبخیر کیږی . ددی لپاره چې د څاڅکو قطر د ټاکلی حد څخه لږ نه شی ، په هوا کې یوه جامده ذره چې د کافی قطر سره په هوا کې

شتون ولری ترڅو چې د هغوی په شاوخوا د اوبو ځاڅکي تشکيل شی او د تبخير له اغيزی له منځه لاړ نشی ، دغه جامده ذره د تراکم د هستی په نامه ياديږی . له بلی خوا څخه د تراکم هستی بايد د اوبو د جذب قابليت ولری يعنی (Hygroscopic) وی . که چيری هوا خالصه وی د تقطير عمليه په سختی او يوازی هغه وخت تر سره کيږی ، چې هوا د ټاکلی حد څخه په زياته اندازه مشبوع او د اندازی څخه زياته سړه شی . لاکن ددغو ناخالصو ذرو شتون چې هغوی ته هسته يا (آئروسل Aerosol) هم ويل کيږی ددی لامل گرځی چې د معمولی مشبوع کيدو په شرايطو کې د اوبو بخارونه د ښودل شوو ذرو په شاوخوا متراکم کيږی ، ځکه چې دغه ذرې په اصل کې هيگروسکوپيک (Hygroscopic) دی او د اوبو بخارونه په خپل چاپيريال راټولوی . ددی په هکله چې د هستو په چاپيريال تراکم څرنگه ترسره کيږی ، زيات مطالعات شويدی او په پايله کې دی نتيجی ته رسيدلی دی چې په هوا کې دوه ډوله هستی شتون لری :

- د لمدبل (رطوبت) جذب کونکی ذری يا هيگروسکوپيک (Hygroscopic) ؛

- د لمدبل (رطوبت) نه جذب کونکی ذرې يا غيرهيگروسکوپيک (Non-Hygroscopic).

د لمدبل جذب کونکی ذری د اوبو د جذبولو لپاره زياته ليوال تيا (تمايل) لری ، او د اوبو بخارونه په سرعت سره خپل ځانته جذبوی . پدی ترتيب مخکې لدی چې هوا د اشباع حد ته ورسی ، ددی ډول هستو شاوخوا د تقطير عمليه پيل او د اوبو کوچني ځاڅکي رامنځ ته کوی . د مالگې هغه ذرې چې په هوا کې شتون لری کولای شی چې ددی ډول هستو په نوم ونومول شی . په هوا کې د مالگو د ښودل شوو ذرو د شتون لامل (منشأ) يا سمندرونه (اوقيانوسونه) دی چې د څپو اغيزو له امله هوا ته غورځول کيږی او يا هغه دښتی او صحراوی دی چې

د بادونوپه وسیله مخ پورته لیږدول کیږی . د مالګو مقدار د سمندرونو د هوا د پاسه نسبت وچو ته زیات دی ، پدی معنی په هره اندازه چې د سمندر څخه د وچې لوری ته ځو (نیږدی کیږو) په همغه اندازه په هوا کې د مالګې د شتون اندازه لږیږی .

د لمدبل نه جذب کونکی ذری چې غیرهیګروسکوپیکی نومیږی د اوبو د بخارو د جذبولو لپاره کوم لیوالتیا (تمایل) نلری او د هغوی شاوخوا د تقطیر عملیه هغه وخت ترسره کیږی چې هوا د اوبو بخارونو په وسیله د خپل حد څخه زیاته مشبوع شوی وی . ګرد او معمولی غبار او د آلی موادو ذرات چې د باد په وسیله د ځمکې د سطحې څخه فضا ته پورته کیږي د لمدبل نه جذب کونکو ذرو څخه عبارت دی .

هغه هستی چې د هغوی په شاوخوا کې د تقطیر عملیه ترسره کیږی د اندازی له پلوه $d = (0.001 - 10)micron$ میکرون پوری قطر لری ، چې دهغوی شمیر په یوه سانتی متر مکعب هوا کې هم توپیر لری . پدی ترتیب چې په ځنیو شرایطو کې په یوه سانتی متر مکعب هوا کې اضافه د (40.000) هستی شتون ولری او په نورو حالاتو کې په هرسانتی متر مکعب کې یوازی یوه ستره هسته شتون ولری .

څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه اوربښت هر ډول متراکم شوی لمدبل دی چې د اتمسفیر څخه د ځمکې سطحې ته کښته کیږی . نو له همدی امله د تراکم عملیه باید د اوربښت څخه وړاندی ترسره شی . معمولاً اوربښت د وریځو د مختلفو ډولونو څخه رامنځ ته کیږی ، لاکن ددی امکان شتون لری چې د وریځو ټول ډولونه د اوربښت لامل نه شی . یوازی هغه وخت چې د اوبو څاڅکی یا د یخ (کنګل) ټوټې او یا د یخ کریستالونه په هغه اندازه ستر شی چې په هوا کې د اوبو د څاڅکو د شناوری د قوې څخه زیات شی ، پدی صورت کې اوربښت ترسره کیږی .

که چیری د باران د رامنځ ته کیدونکو وریځو او د باران د نه رامنځ ته کیدونکو وریځو د ذرو د اندازو مقایسه ترسره شی ، وبه لیدلی شی چې تراوسه پوری داسې ډیری عملیی او پروسی چې د اوربښت د را منځ ته کیدو لامل ګرځی شتون لری چې تر اوسه پوری پیژندل شوی ندی . د بیلګی په توګه د اوبو د بخار د یوی متراکمی ذری منځنی اندازه $(d = 0.2mm)$ ده ، لاکن د باران د یو معمولی څاڅکی قطر $d = (0.3 - 3)mm$ پوری بدلون کوی او یا داچې کومه پروسه (عملیه) ددی لامل ګرځی چې د اوبو د بخار متراکمی شوی ذری قطر زیاتیږی ، ډیره پیچلی ده .

څرنګه چې د وریځو او باران په فزیک کې دا مسئله چې ولی ځینی وریځې د باران د څاڅکی په اندازه څاڅکی جوړوی ، او ځینی بیا دا کار نه کوی او همدارنګه د باران د څاڅکو د رامنځ ته کیدو څرنګوالی توضیح او تشریح ددی کتاب د حوصلی څخه وځی . نو له همدی امله د هغی د تشریح څخه صرف نظر کوو .

د پورتنی معلوماتو په پام کې نیولو سره په لنډ ډول سره ویلی شو چې د باران د رامنځ ته کیدو لپاره په هوا کې د رطوبت شتون اړین دی ، نو یوازی دا شرط کافی ندی بلکه نور اړین شرایط هم باید شتون ولری . د لمدبل د شتوالی څخه سربیره د تراکم د عملیی ، د لمدی هوا د ډینامیکی سړیدو عملیی د سرته رسولو لپاره د خارجی هستو شتون هم اړین دی . د هوا ډینامیکی سړیدل (Dynamic cooling) په ځانګړو طریقو سره ترسره کیدای شی چې تر ټولو څخه مهمی عبارت دی له :

۱- د هوا انبساط . د بیلګی په توګه د غرونو د یوی لړی څخه د هوا د یوی کتلی د تیریدو په صورت کې د هوا د فشار د کمیدو له امله د تودوخې درجه کمیږی .

۲- د هوا د دوه مختلفو ځانګړتیاو لرونکو تودو ټکر (تصادم) . د بیلګی په توګه کله چې دیوی ګرمی اولمدی هوا کتلی د سړی هوا د کتله سره د ټکر په پایله کې ګرمه هوا مخ پورته شړل کیږی او د لوړیدو په ترڅ کې کیدای د شبنم ټکی ته ورسی او مشبوع شی .
۳- د یوه سوړ جسم سره دبیلګی په توګه د ځمکې د سطحې سره د لمدی هوا د کتلی ټکر .
د اورښت د رامنځ ته کیدو او د سړیدو طریقی په اساس اورښت په مختلفو شکلونو او ځانګړتیاو سره رامنځ ته کیږی .

۵- ۱۵. د اورښت شکلونه

د اورښت ټول شکلونه ، پرته د هغوی له ظاهری شکل څخه د اتموسفیری ترسباتو یا **Hydrometeor** په نامه یادوی . د امریکا د متحده ایالاتو د هواپیژندنې ملی سازمان (اداری) ټول اتموسفیری ترسبات په پنځوسو (50) ډولونو ویشلی دی ، چې پدی ځای کې یوازی د اورښت هغه شپږ شکلونه چې زیاتره ورسره مخامخ کیږو د اړتیا په اندازه تر مطالعی لاندی نیسو . معمولاً د اورښت شکلونه نظر د هغوی د څاڅکو ابعادو او شکل (مایع او جامد) ته ویشی .
۱- دریزل **(Drizzle)** - د اورښت د هغه شکل څخه عبارت دی چې د هغی د څاڅکو قطر $d<0,02inc$ یا $(d<0.5mm)$وي . ددی اورښت شدت یا د هغی د قشر پنډوالی د یو ساعت په موده کې $h<0,04inc$ دی .
۲- باران **(Rain)** - د باران د څاڅکو قطر نسبت دریزل ته ستر دی د هغوی قطر $d=0,02-0,25inc$ ته رسی . که چیری د څاڅکو قطر د $d>0,25inc$

وی . ځمکې ته د لاری په اوږدو هغه په ټوټو، بدلیږی . نو له همدی امله د باران د څاڅکو قطر $d_{\max} = 0,25 inc$ قبلوی.

۳- شاور (Shower) - هغه اوربښتونه چې د ډیرو سختو او چټکو بدلونونو درلودونکی وی ، د شاور په نوم یادیږی ، د اوربښت دا شکل له ډیرو لویو څاڅکو څخه چې د وریدو چټکتیا یی هم ډیره لوړه وی رامنځه ته کیږی . د یادونی وړده چې ددی ډول باران د اوربښت موده هم خورا لنډه وی . د شاور باران زیاتره په ناپایداره هوا کې د کومولوس او کومولونیمبوس وریځو سره تړاو لري .

۴- ګلیز (Glaze) - د یخ پوښښ دی چې کله چې د باران او په ځانګړی توګه د ډریزل څاڅکی د ځمکې پرمخ د سړو اجسامو (اشیاو) سره چې د تودوخې درجه ئی د کنګل کیدو د نقطې څخه ټیټه وی د یوځای کیدو له امله منځ ته راځي .

۵- ګله ګرګی یا سیلټ (Sleet) - د باران کنګل شوی (منجمد شوی) څاڅکی د ګله ګرکی په نامه یادیږی . که چیری د اوبو څاڅکی چې د وریځو څخه راکښته شی او د هوا د داسی یوه قشر سره مخامخ شی چې د هغی د تودوخی درجه د انجماد د ټکی کښته وی ، د کنګل په سړو او ډیرو کوچینو برخو بدلیږی . پدی ترتیب سره د اتمسفیر څخه د ګله ګرکی راکښته کیدل ددی ښکارندوی ده چې د یویی وریځی په دننه کې د تودوخی درجه د انجماد ټکی ته نیږیدی وی ،لاکن که چیری د وریځ لاندی هوا یو څه اندازه سړه وی ګله ګرکی تشکیلیږی . د کنګل شوی باران دا ډول کیدای شی چې د ویلی شوی واوری د کنګل کیدو په پایله کې د ځمکې سطحې ته نیږدی د هوا د سوړ قشر څخه د تیریدو په صورت کې تشکیلیږی .

۶- واوره (Snow) - د اوربښت دغه شکل (واوره) د د یخ داسی ټوټی دی چې هغه د بخار حالت څخه مستقیماً جامد حالت ته د رطوبت د بدلون له امله

منځ ته راځی . یا په بل عبارت واوره د یخ کرستلونه دی چې مستقیماً د اوبو د بخار څخه په یخ بدل شوی (Sublimation) دی . کله چې په پورته کیدونکی هوا کې د تودوخې درجه د انجماد څخه ټیټی نقطی ته رسیدلی وی ، تراکم (Condensation) سرته رسی ، د باران د څاڅکو پرځای د واوری شېږکونجی کرستالونه رامنځ ته کیږی .

۵- ۱۳.شکل . واوره

۷- د واوری څپولي (Snow flak) . د اوربښت دغه شکل د یخ نسبتاً لوی توټی دی چې په هوا کې د یخ د وړو ټوټو د یوځای کیدو یا جوش خوړولو له امله منځ ته راځی .

د واوری کرستالونه کیدای شی یو دانه وی او یا داچې څو کرستالونه سره یوځای کیږی چې پایله کې په ځانګړونو شکلونو او ابعادو سره د واوری څپولی جوړوی . د واوری د شپږکونجه کرستالونو د یوځای کیدو په پایله کې د واوری څپولی ډیرښکلی طرحې (انځورونه) رامنځ ته کیږی . د واوری ترټولو څخه لوی څپولی چې تراوسه پوری د څارونکو لخوا ثبت شویدی، هغه د شمالی امریکا د مونتنا ایالت د فورت کاف (Fort Keogh) په سیمه کې په (۱۸۸۷)

کال د جنوری میاشتی په (۲۸) نیټه لیدل شویدی . د واوری د ښودل شوی ځپولی غټوالی $(38cm)$ ته رسیده [۵] .
د یادونی وړ ده چې د یوییو وریځی په لاندنی برخه کې د اوبو څاڅکی او په پورتنی برخه کې د واوری ځپولی وی .

شکل . ۱۴ . د واوری ځپولی

۷ – ږلی (Hail) . د اورښت په دی شکل کې د باران څاڅکې په یخ بدلیږی او د هوا د نارام حالت له امله په هوا کې ښکته او پورته حرکت کوی . یا په بل عبارت ږلی په وریځو کې د تلاطم پایله ده او یواځی د طوفانونو سره په تړاو کې رامنځ ته کیږی . د ږلی د رامنځ ته کیدو طریقه (میکانیزم) په لنډ ډول سره پدی ترتیب دی چې د کومولونیمبوسی (Cumulonimbus) وریځو د داخل په یوه برخه کې نسبت خپل چاپیریال ته د تودوخی لوړه درجه لری ، چې په ډیر سرعت سره مخ پورته په پیچي (Vortex) ډوله حرکت سره لیږدول کیږی ، چې د ځان سره پورتنیو قشرونو ته د باران هغه څاڅکی چې د تودوخي درجه یی د انجماد د ټکی ښخه کښته وی وړی . پدی قشرونو کې د باران څاڅکی سره منجمد کیږی ، سر له نوی ښخه د کښته او پورته تللو په پایله کې د واوری او باران د نورو څاڅکو د یو ځای کیدو امکان شتون لری او په پایله

کې کوچنی او لوی د کنګل (یخ) غونډاری رامنځ ته کیږی چې د ږلی په نامه ئې یادوی . د ږلی د دانو بڼه او ابعاد د هغه شرایطو پوری اړه لری په کومو کې چې ږلی رامنځ ته کیږی . د هغه څارنو په پایله کې چې د اوربښت د دغه شکل (ږلی) له حالت څخه ترسره شویدی د ږلی ابعاد $d = (5-125)mm$ او د کثافت $(\rho = 0.8\, gr/cm^3)$ سره ثبت شویده . سره لدی چې د (۲۰۰۳)کال د جون میاشتی په (۲۳) نیټه د امریکا د نبراسکا ایالت په مرکزی برخو کې د پیښې ږلی قطر $(d = 17.8cm)$ او محیط یی $((P = 47.6cm)$ ثبت شویدی [۵] .

۵ – ۱۵. شکل . ږلی

که چیری د ږلی یو غونډاری قطع شی په منځ کې متحدالمرکزه دایری لیدل کیږی . د ږلی په مقطع کې د متحدالمرکزه دایرو شتون ددی ښکارندوی چې ږلی په متناوب شکل د قشرونو څخه تیره شوی چې د هغوی د تودوخې درجې یو له بل سره توپیر لری (۵- ۱۵. شکل) .

۵ – ۱۶. د اوربښت ډولونه

د اوربښت ډولونه معمولاً د هغه عواملو څخه عبارت دی چې د هغوی له امله اوربښت رامنځ ته کیږی . د اوربښت د پیښیدو لپاره یو لړ عواملو شتون ته اړتیا ده چې د لمدی هوا شتون ، متراکم کیدنه ، سړیدنه او پورته کیدنی څخه عبارت دی . د اوربښت د رامنځ ته کیدو لپاره د لمدی هوا پورته کیدنه د ډیرو عواملو سره نسبت ورکول کیږی . د لمدی هوا د پورته کیدو او سړیدو لپاره څو لاری

شتون لری چې هر اورښت ته د سړیدو د مکانیزم مطابق نوم ورکړل شویدی .
اورښت په لاندی ډولونو ویشل کیږی :

١- سایکلونیک اورښت Cyclonic precipitation ؛
٢- ځایی یا کانویکتیوی Convective precipitation ؛
٣- غرنی یا اروگرافیک Or graphic Precipitation .

٥- ١٦- ١. سایکلونیک اورښت.

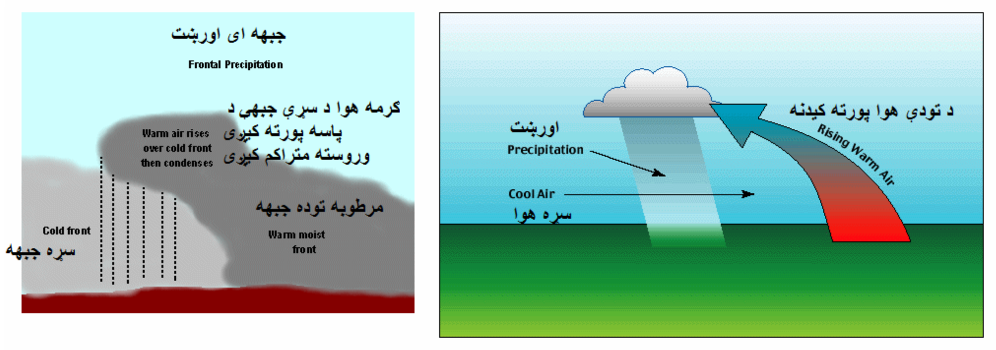
سایکلون (Cyclonic) په هوا کې د ټیټ فشار یوی ساحې څخه عبارت دی . سایکلونیکی اورښت د هوا د پورته کیدو او د ټیټ فشار ساحې ته وایی چې نیږدی دایروی بڼه لری او په هغه کې لګیدونکی باد په شمالی نیمه کره کې د ساعت د عقرب د حرکت مخالف لوری لری . سایکلونیک اورښت د هوا د پورته کیدو او د ټیټ فشار ساحې ته د هغی د داخلیدو له امله منځ ته راځی . دغه ډول اورښت زیاتره په دښتو او بیدیاو کې پیښیږی . سایکلونیکی اورښت په خپل وار سره په لاندی ډولونو ویشل کیږي :

١- جبهه ای (Frontal Precipitation) ؛
٢- غیر جبهه ای(Non –Frontal Precipitation) .

جبهې (Front). هوایی کتلې ، چې په بیلابیلو جغرافیوی سیمو کې را پیداشوی او د بیلابیلو ځانګړتیاو درلودونکی وی ، یو هوایی جریان رامنځ ته کوی ، یو له بله څخه د ډیرو نازکو او کمو ساحو په ذریعه جلاکیږی ، چې د اقلیمی جبهو یا څپو په نوم یادیږی . د یوی هوائی کتلې په دننه کې یو ډول هوا ځای لری ، خو کله چې د حرکت په وخت کې د دوه بیلابیلو تودوخو درلودونکو هوائی کتلې یو له بل سره مخامخ شی ، نو د هغوی په پولو کې د تودوخې ، فشار ، لندبل ، باد او نور سخت بدلونه رامنځ ته کیږی ، د هوا پوهنی ډیر پوهان د نوموړو بیلابیلو کتلو ترمنځ پولې جبهې په نامه یادوی . په لنډ دول سره جبهه د هغه نازک او کم عرض سیستم څخه عبارت دی چې د هوا دوه

ګاونډی کتلی سره جلا کوی . یا په بل عبارت د سرحدی ساحې ښخه چې د هوا د دوو ګاونډیو کتلو تر منځ ده چې د ځانګړو مشخصاتو لرونکی وی . د بیلګی په توګه د هوا د تودوخی درجه ، لمدبل او داسې نور .

جبهه ای اوربښت (Frontal Precipitation) - کله چې د یوی تودی او مرطوبی هوا کتله د سهیلی سیمو له لوری ښخه د قطبی سیمی د سړې هوا د کتلې سره مخامخ شی ، د هغه درندوالی له امله چې سړه هوا ئی نسبت تودی ته لری ، سړه هوا د تودی هوا د جریان لاندی د همواری فانی (آغاز) په بڼه ځای نیسی (۱۶-۵.شکل) . چې ددی کار په پایله کې توده هوا پورته کیږی او په لوړو ارتفاعاتو کې د هغې سړیدنه د اوربښت د رامنځ ته کیدو لامل ګرځی . جبهه کیدای شی توده او یا سړه وی ، دا ددې پوری اړه لری چې د سړی هوا د پاسه د تودی هوا اغیزی (accent) فعال او که غیرفعال دی . د اوربښت هغه شکل چې ددې شرایطو د شتون په صورت کې رامنځ ته شوی د جبهه ای اوربښت په نامه یادوی .

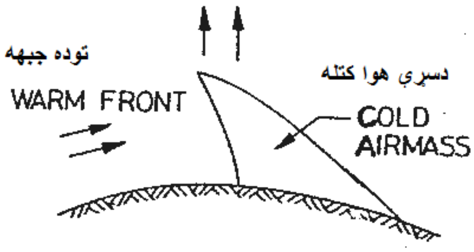


۵- ۱۶. شکل . د جبهه ای اوربښت شیمأ

جبهه ای اوربښت په خپل وار سره په دوو فرعی ګروپونو (تود او سوړ) جبهه ای اوربښت ویشل کیږی .

تود جبهه ای اوربښت (Warm front precipitation) . پدی حالت کې توده هوا د سړی هوا د بیځایه کیدو لامل ګرځی . ځرنګه چې په

(۱۷-۵. شکل) کې ليدل کيږی توده هوا د سړی هوا د فاني (آغاز) وزمه څنډی د پاسه حرکت کوی . د تودی جبهی اوربښت ډيره پراخه ساحه تر پوښښ لاندی نيسی ، چې کيدای شی د جبهی څخه تر $(300-500)km$ و غزيږی . په هرترتيب اوربښت روښانه او معتدل دی . تود جبهه ای اوربښت مداومت يی زيات دی حتی د جبهی د تيريدو څخه وروسته هم دوام لری .

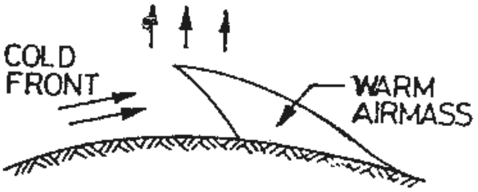


۱۷-۵. شکل . د تودی جبهې اوربښت شيمأ

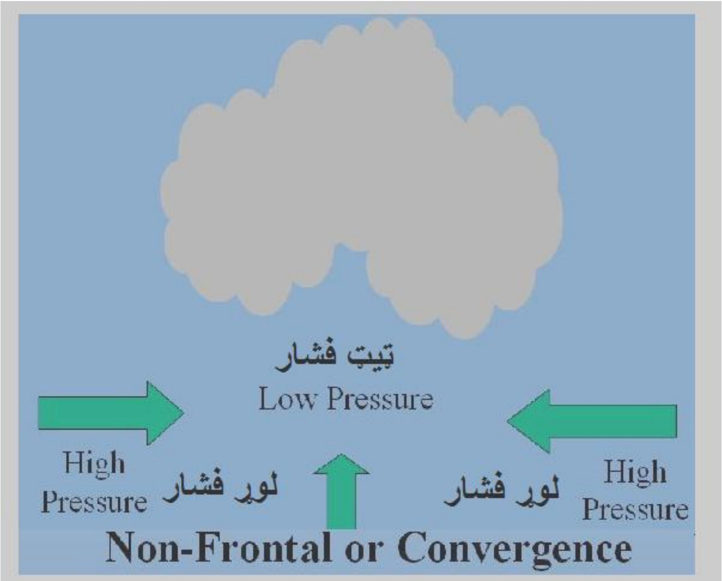
د سړې جبهی اوربښت **Cold front precipitation** . د اوربښت په دغه شکل کې سړه هوا د تودی هوا د بيځايه کيدو لامل ګرځی (۵- ۱۸.شکل) . ځکه چې پدی حالت کې د سړی هوا د مخکنی فانی په وسيله توده هوا مخ وړاندی ټيل وهل کيږی . د سړې جبهې اوربښت د تل لپاره کوچنی سيمه د خپل پوښښ لاندی نيسی ، چې کيدای شي تر $(100-150)km$ پوری د جبهې څخه و غزيږی . ددی اوربښت شدت زيات لاکن دوام يی لږدی .

غير جبهه ای اوربښت (**Non –Frontal Precipitation**)– غيرجبهه ای اوربښت هغه وخت چې کله په منطقه کې ټيټه ساحه تشکيله شي . د ګاونډی د لوړ فشار دساحی څخه هوا د ټيټ فشار ساحی ته جريان (داخليږی) کوی او د لوړ فشار ساحی ته ټيت فشار د ساحی هوا د پورته کيدو لامل ګرځي . د هوا د سړيدو او متراکم کيدو په نتيجه کې اوربښت رامنځ ته کيږي . په غيرجبهه ای

اوربنت کې جبهه شتون نلری . تشریح شوی اوربنت د غیر جبهه ای اوربنت په نامه یادیږي .



۵- ۱۸. شکل . د سړې جبهې اوربنت شیمأ



۵- ۱۹. شکل . د غیر جبهه ای اوربنت شیمأ

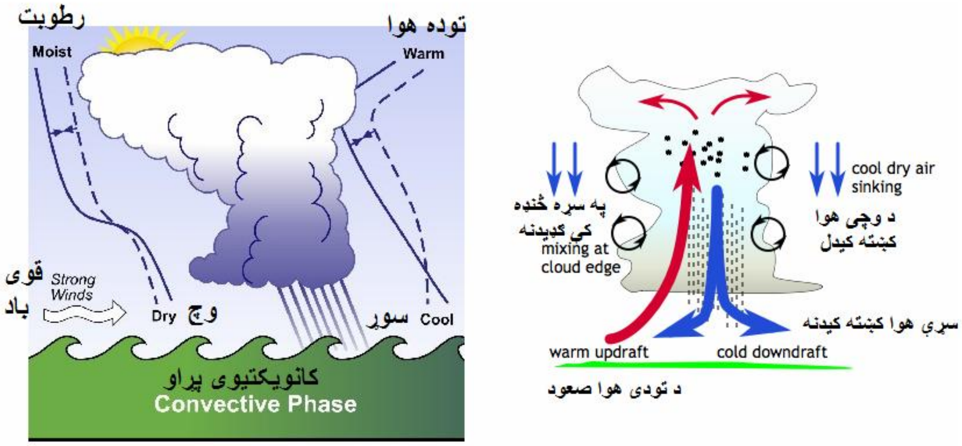
۵- ۱۶- ۲. کانویکتیوي اورښت

په طبیعی توګه د ګرمی او سړی هوا پورته کیدو اویوې سړې ساحې ته د داخلیدو له امله منځ ته راځي . د نړی د ګرمو سیمو زیاتره اورښتونه د ځائي لاملونو له امله دی چې پدی اساس د نړی د هوا پیژندنی په نقشه کې هغه نه شی ټاکل کیدای . د کانویکتیوی اورښت د رامنځ ته کیدو میکانیزم کولای شو په دې ترتیب سره توضیح کړو . د بیلګې په توګه سمندری هوا تودی کتلې د ځمکې د سطحې څخه د تیریدو په وخت کې په تدریجی ډول سره تودیږی ، لوړو ارتفاعاتو ته تر هغه وخت پوری پورته کیږی ترڅو په کافی اندازه سړه او د شبنم ټکی ته ورسی . ددی شرایطو مطابق رامنځ ته کیدونکی اورښت د ځائي ، تیریدونکی (Convective) په نامه یادیږی . د ځمکې د سطحې سره په ګاونډیتوب کې د هوا د ځائي تودیدل هم د هوا د انبساط لامل ګرځی ، چې په پایله کې د هغې وزن کمیږی . ښودل شوی هوا د تودیدو په پروسه کې د رطوبت زیات مقدار جذبوی . توده شوی هوا ناپایداره ده او د چاپیریال د فشار په پام کې نیولو سره مخ پورته کشول کیږی . پدی ترتیب سره توده ، مرطوبه او سپکه هوا لوړو ارتفاعاتو ته پورته کیږی او په تدریجی توګه د هغې تودوخه کمیږی ، د تقطیر عملیه ترسره کیږی ، چې په پایله کې د اورښت لامل ګرځی . ددی ډول اورښتونو بیلګې په دوبی کې د غرمی وروسته چې کله د تودوخې درجه ډیره لوړه وی د لږ وخت لپاره د زیات شدت سره رامنځ ته کیږی . تالنده او بریښنا (Thunderstorm) ددی اوروښتونو ښه بیلګه ده . حتی په ځنګلونو کې اورلګیدنه هم کیدای شی چې دا ډول اورښتونه رامنځ ته کړی . د اورلګیدنې څخه وروسته معمولی بارانونه په همدی دلیل سره رامنځ ته کیږی . په هغه صورت کې چې د تودی هوا د پورته کیدو سرعت زیات وی ، د باران څاڅکی چې رامنځ ته کیږی ، سر له نوی دا څاڅکې پورته کیږی ې ددې کښته کیدو او پورته کیدو په ترڅ کې د رطوبت زیات مقدار اخلی او د باران غټ

ځاځکي رامنځ ته کيږی . دا ډول باران زياتی سړی هوا په شرايطو په ړلی بدليږی .

ځرنګه چې وړاندی يادونه وشوه د اوربښت دا ډول ځائی شکل لری ، شدت ئې کم وی . لاکن ځنيی وختونه د هغوی شدت زيات وی . دا ډول اوربښت امکان لری چې شدت ئې زيات وي خومداومت ئې کم وي . پدی مفهوم چې د اوربښت د شدت او مداومت ترمنځ معکوسه رابطه شتون لری .

په پای کې د يادونې وړدده چې د اوربښت د ټولو ډولونو بيلګې زمونږ د هيواد په ځانګړو سيمو کې ليدل کيږی .

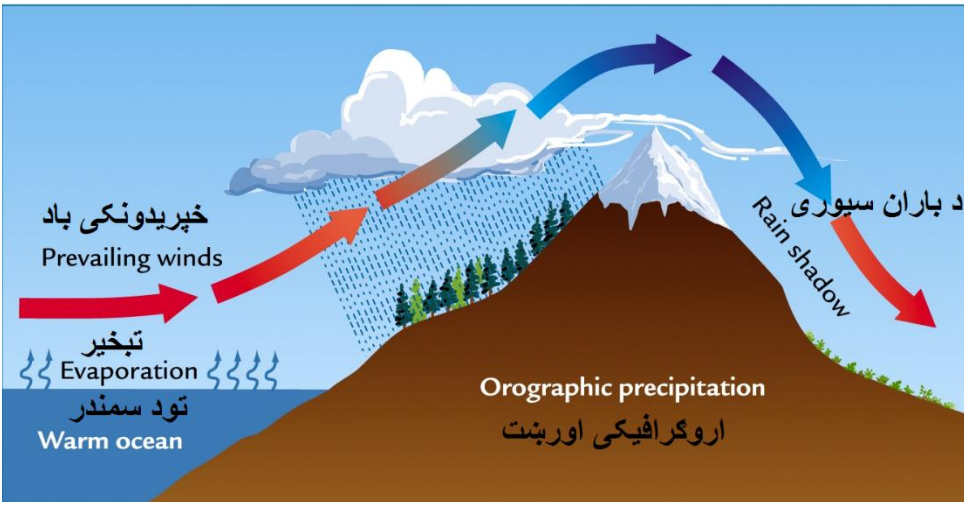


شکل . ۵- ۲۰ . کانويکتيوی اوربښت

۵- ۱۶- ۳. اروګرافيک اوربښت

که چيری د هوا يوه کتله د خپل حرکت په تګ لوری کې د غره څخه د لوړيدو لپاره اړه شی ، د پورته کيدو په وخت کې هغه د تودوخې درجې د قائم ګراديئنت تراغيزې لاندی سړيږي ، او د کثافت ټکی ته په رسيدو د اوربښت د رامنځ ته کيدو لامل ګرځی . د اوربښت دغه ډول چې ددی ميکانيزم مطابق رامنځ ته کيږي

د غرنی اورښت یا د اروګرافیک اورښت په نامه یادیږی . غرنی اورښتونه د نړی په زیاترو غرنیو او غونډی لرونکو سیمو کې چې د وریځو د سړیدو او متراکم کیدو شرایط ولری کیدای شی ترسترګو شی . پردی اساس د هوا د ډینامیکی سړیدنې ساده طریقه او د اورښت رامنځ ته کیدل د اروګرافیک له ډولونو څخه دی . ددی اورښت زیاته برخه د شمال په لوری او کم مقدار د باد مخالف لوری ته خپریږی . زمونږ په هیواد (افغانستان) کې ددی ډول اورښت د پیښیدو بیلګه د هندوکش د غرنوڅوکو کې په ښکاره ډول سره لیدلی شو . کله چې د قطب څخه د هوا سړه جبهه غواړی جنوب ته حرکت وکړی په لاره کې د سالنګ په سیمه د هندوکش څوکې د سړې جبهې د افقی حرکت مخه نیسی او اړینو شرایطو د برابریدو په صورت کې اورښت رامنځ ته کیږی .



شکل . ۵- ۲۱ . اروګرافیک اورښت

۵- ۱۷ . د وخت او مکان له مخې د اوربښت بدلون

ډیر عوامل شتون لری چې د اوربښت په اندازه تأثیر اچوی ، لاکن په عمومی توګه اوربښت د استوا پرکربښه زیات او د عرض البلد د زیاتوالی سره کمیږي . سمندرونه په فضأ کې د اوبو د بخارونو مهمی منابع دی په دی نسبت سمندرونو ته نږدی سیمو کې د اوربښت کچه په نسبی توګه زیاته ده . په فضأ کې د هوا د کتلی پورته کیدل نیږدی د ټولو اوربښتونو لامل ګرځي . ددغه اوربښتونو فریکونسی او اندازه زیاتره د غرونو باد لرونکو ډډو ته د باد نه لرونکو ډډو په پرتله زیاته لیدل کیږي . نور عوامل لکه د یوی ساحې موقعیت ، لوړوالی او فزیکی ځانګړتیاوی کولای شی د اوربښت پر اندازه د یادونی وړ اغیزه ولری . د ځمکې د کرې پرمخ اوربښت هم د وخت له مخې او هم د مکان له مخې ډیر زیات بدلون لری $[P=f(X;t)]$. ددی هیڅ اړتیا نشته چې داسې فکر وشی چې په ټوله نړی کې باید یو شانته وی . که چیری د یوی سیمې لپاره د اوربښت اوږد ریکارد شتون ولری او هغه په دقیق ډول ترمطالعې لاندې ونیول شی دابه ورڅخه معلومه شی چې په ځینو کالونو او سیمو کې د اوربښت اندازه لږه او په نورو کې زیاته ثبت شوی ده ، یا داچې د سیمې په ریکارد کې وچ او لانده سایکلونونه شتون لری . دغه وچ او لانده سایکلونونه د شدت او مدت له مخې د ځانګړو سیمو ترمنځ مختلف او د یوی سیمی لپاره هم یو شان نه دي . ددې ډول توپیرونو لپاره کیدای شی زیات دلایل شتون ولري . یو دلیل خو دادی چې د هیڅ یوی سیمې لپاره حتی په پرمختللو هیوادو کې هم د اوربښت کافی ریکارډ وجود نه لری . له همدی امله ډیره ګرانه ده چې د اوربښت پیښې په دقیق ډول طبقه بندی او د هغو د تکرار پیښیدو اټکل وشي . بل داچې په ځمکه او فضأ کې ، انسانی مداخلې او یا دانسانانو مداخلې مخ پرزیاتیدو دی ، کیدای شی چې دغه مداخلې د طبیعی پیښو په کړنلاره کې تأثیر ولری او د اوربښت

پروسه هم ددغو تأثیراتو څخه بی برخې نه شی پاتی کیدای . د موضوع د ښه روښانه کولو لپاره څو بیلګی ښیو . په عمومی توګه د اورښت منځنی کلنی کچه د ځمکې د کری په سطحه کې $[(P = 700 - 900)mm/year]$ اټکل شویدی . لاکن په نړی کې د اورښت بدلون داسې دی چې په ځینو کویرونو کې ددې امکان شتون لری چې څو کاله په پرله پسې توګه هیڅ اورښت ندی پیښ شوی . تر ټولو څخه اوږده دوره چې په یوه سیمه کې هیڅ اورښت شتون نلری هغه په چیلی کې د آریکا (Arica) سیمه ده چې نیږدی څوارلس (14)کاله په پرله پسې ډول هیڅ اورښت پیښ شوی نه دی . ددی پر خلاف بیا نړی کې داسې نقطې شتون لری چې د کلنی اورښت کچه ډیره زیاته ده د بیلګې په توګه په هاوایی کې د وایالیال (waialeale) په غرونو د کلنی اورښت اندازه $(P = 12000\,mm/year)$ ثبت شویدی او یا دا چې د بنګال خلیج په شمال کې د چراپونچی (Cherrapunji) په سیمه کې د کلنی اورښت کچې $(P = 26400\,mm/year)$ ته رسیږی [۵] . دا ارقام ددی ښکارندوی دی چې د ځمکې په وچه کې د اورښت بدلون څومره دی . د سمندرونو د سطحو د پاسه د اورښت د بدلدنونو د شکل په هکله د نظارتی ارقامو د نشتوالی له امله کوم دقیق معلومات شتون نه لری . په عمومی توګه تر ټولو څخه وچه نقطه د قطبی سیمی په $(30 - 15^0 N)$درجو په مدار کې د **Leaward** سیمه ده .

۵- ۱۸. د اورښت اندازه کول

څرنګه چې پوهیږو اورښت په طبیعت کې د اوبو په دوران **(Hydrologic cycle)** کې یو د اساسی عناصرو څخه دی او د ځمکې پرمخ د اوبو اساسی منابع شمیرل کیږی . د هر هایدرولوژیکی مقدار (سطحي بهیر ، سیلابی مقدار او داسی نورو) د محاسبې لپاره د اورښت مقدار ډیر اړین دی . د هرډول هایدرولیکی ودانی (د هری موخې لپاره چې وی) د طرح ریزی لپاره

هایدرولوژیکی پارامترونو ته اړتیاده . نو له همدی امله د اورښت اندازه کول د هایدرولوژیکی مطالعاتو ، څېړنو او محاسبو لپاره ډیر مهم دی او حتی ناشونی دی . په یوه سیمه کې د هوا حالت او همدارنګه د اوبو – بیلانس مطالعه لا زیات د اورښت د مقدار په هکله معلوماتو ته اړتیا ده . د اورښت د اندازه کولو څخه موخه (هدف) د ځمکې پر سطح کې د اتمسفیری ترسباتو (باران) څخه د لاسته راغلو اوبو د ارتفاع مقدار ټاکل دی . یا په بل عبارت څرنګه چې د اتمسفیری ترسباتو څخه لاسته راغلې اوبه د ځمکې پر سطحه کې ټولیږی ، پرته لدی چې تبخیر شی او یا دا چې په ځمکه کې نفوذ وکړی یو ارتفاع جوړوی چې هغې ته د اورښت مقدار (کچه) وایی او په یوه نقطه کې په ملی متر سره ښودل کیږی . د باران اندازه کول دوه زره کلن (2000) وړاندی والی لری . په واقعیت کې د باران ساده لمړنی اندازه ګیری د میلاد څخه (400)کاله د مخه په هندوستان کې ترسره شویدی [۵] . ددی په پام کې نیولو سره چې د ټولو هغه بارانونو اندازه کول چې د یوی حوزی په ځانګړو نقطو کې اوری ممکن ندی ، نو له همدی امله د حوزی په ځانګړو نقطو کې په نمونه ای اندازه کولو باندی اکتفأ (بسأ) کوی . د ځمکې پرمخ هغه نقطې چې په هغو کې د اورښت اندازه کول ترسره کیږی د اندازه کولو مرکزونو (سټیشنونو) په نامه یادیږی . څرنګه چې ددی نمونو څخه لاسته راغلې پایلی د حوزی د ټولو نقطو لپاره د تطبیق وړ دی . نو له همدی امله د محل او مرکزونو د ګڼی (شمیر) په هکله ، د اندازه کولو شکل او د ارقامو ثبت په تحلیل کې باید جدی پاملرنه وشی . د باران د اندازه کولو لپاره ځانګړی کړنلاری شتون لری . د باران د اندازه کولو څخه موخه په ځانګړی نقطې کې د اورښت د مقدار ټاکل دی او معمولاً ئې د ملی متر (mm) او یا سانتی متر (cm) له جنسه افاده کوی .

۵- ۱۹. د اورښت د اندازه کولو وسایل

باران اندازه کونکی د هغو وسایلو څخه عبارت چې د وخت په یوه ټاکلی موده کې د اورښت مقدار معلوموی . هر لوښی یا ظرف چې سر یی لوڅ او دیوالونه یی عمودی وی د باران د اندازه کولو لپاره ورڅخه کار اخیستل کیدای شی . لاکن د باد او نورو عواملو شتون د هر ډول لوښی څخه د اورښت د اندازه کولو په خاطر کار اخیستل د باران د اندازی د مقایسې په هکله ستونزې رامنځته کړي . ددی مشکل د لری کولو په خاطر باید د باران اندازه کولو لپاره د یو واحد او ستندرد وسیلی څخه چې رین - ګیج (Rain – gauges) نومیږی کار واخیستل شی او د هغو د ځای پر ځای کولو او کار اخیستلو لپاره یو ډول او یا ورته شرایط مراعات شي .

د اورښت مقدارچې د ځمکې پرمخ په هموارو سطحو کې ترسب کوی په سانتی متر (cm)سره ښودل کیږی . وسایل چې د هغوی په وسیله د اورښت مقدار اندازه کیږي د راین ګیچ (Rain-gauge) په نامه یادیږی . د اورښت د اندازه کولو د وسیلو (راین ګیچونه) ډولونه داسې دی چې د باران د مقدار سربیره ، د باران شدت ، پیل او پای په هکله هم معلومات ثبت کوی . څرنګه چې زیاتره اورښتونه د واوری او باران په شکل سره د ځمکې پرمخ ترسب کوی نو له همدی امله د اندازه کولو وسایل په دو سترو ګروپونو ویشل کیږی . د ځمکې پرمخ د باران د اندازه کولو لپاره د اندازه کونکو (Rain-gauge) د ځانګړو ډولو څخه چې معمولاً په دوو ګروپونو ویشل کیږی کار اخلی . د یادونی وړ ده چې په اوسنی شرایطو کې د باران د کچې د اندازه کولو لپاره د ځانګړو رادارونو څخه هم کاراخلی . معمولاً رادار د یوی پراخې سیمی د بیلګی په توګه (د یوه ولایت ، هیواد) پر سطحه د اورښت د مقدار اندازه کولو لپاره کارول کیږی .

د هوا پیژندنی په مرکزونو کې معمولاً د دوه ډوله اندازه کونکو څخه کاراخلی [۵،۷،۸،۱۲،۱۵،۱۷،۱۸]:

۱- میخانیکی باران اندازه کونکی (Non-automatic Rain-gaug) : د اندازه کولو د هغه وسیلو څخه عبارت دی چې په اتومات ډول کار نه کوی ، مسؤل شخص باید هره ورځ د هغی څخه لیدنه (نظارت) وکړی او د اورښت مقدار اندازه اوپه ځانګړی کتاب کې یی راجستر کړی .

میخانیکی باران اندازه کونکی په خپل وار سره په ورځنیو باران اندازه کونکو(Daily Rain – gauge) او ذخیروی باران اندازه کونکو (Storage Rain – gauge) ویشی .

الف - د باران ورځنی اندازه کونکی (Daily Rain – gauge). د اوبه نیونکی قیف څخه چې اوبه د استوانی داخل ته لارښونه کوی جوړشویدی . قیف او استوانه په بشپړ ډول سره استوانه ډوله قاب (خارجی استوانه) کې ځای په ځای شویدی ، ترڅو چې یې د داخلی استوانی د ډکیدو په صورت کې اوبه د هغې په دننه کې وساتل شی . که څه هم د قیف د سطحې غتوالی یا کوچنی والی (ابعاد) دومره زیات اهمیت نه لری خوبیاهم غوره ده چې شته ستندردونه په پام کې و نیول شی . په (۵- ۲۱.شکل) یو معمولی د باران ورځنی اندازه کونکی ترکیبی برخې ښودل شویدی . په ۵- ۲۳ شکل کې ښودل شوی باران اندازه کونکی معمولاً د سه پایی او یا د بلی مناسبی پایی د پاسه په عمودی شکل سره ځای په ځای کیږی .

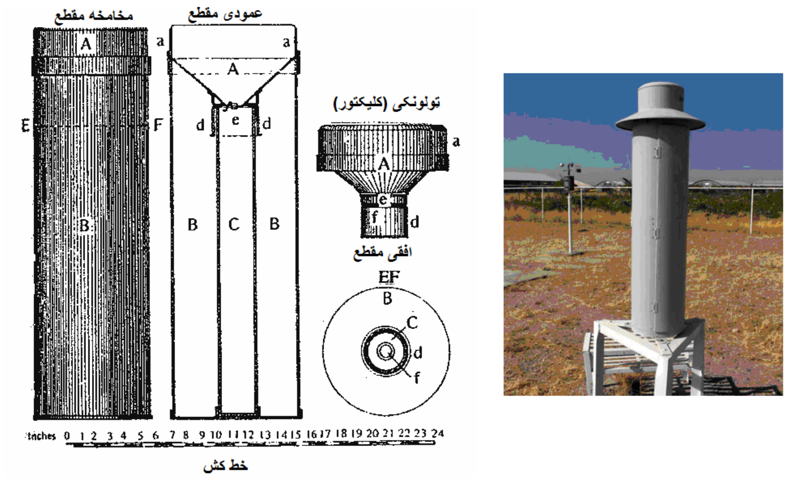
په ځنیو هیوادونو کې د اوبه نیونکی قیف د سطحې مساحت $(A=1000cm^2)$ او د داخلی استوانی د سطحې مساحت $(a=100cm^2)$ سره معادل په پام کې نیسی .

په امریکائي ستندرد کې د اوبه نیونکی قیف قطر $d=8inch=20.32cm$ په پام کې نیول شویدی . معمولاً په اندازه کونکو کې د اوبه نیونی برخې (قیف) د سطحې مساحت (A)د اندازه ګیری نل د مقطع د مساحت (a) لس برابره قبلوی

يعنى $(A=10a)$. له همدى امله د **(C)** په نل کې د ټولو شوو اوبو ژوروالى لس (10) برابره زيات شويدى . ددى کار اصلى موخه داده چې په دقيق ډول سره د اورښت د مقدار اندازه کول ترسره شى . څرنګه چې د داخلي نل ارتفاع يوازى $(H=50cm)$ ده ، نو پدى اساس د ښودل شوى باران اندازه کونکى په وسيله کولاى شو يوازى د پنځو سانتى مترو $(P=5cm)$ په ارتفاع واقعى باران اندازه شى . د باران څخه لاسته راغلو اوبو ژوروالى د هغه ځانګړى لرګين خط کش په وسيله چې د **(A)** قيف له لارى په داخلى استوانى په دننه کې ځاى پر ځاى شويدى ټاکل کيږى . کله چې خط کش د داخلى نل څخه رابهر شى ، د هغې لمده شوى برخه د نل په دننه کې د اوبو د ژوروالى ښکارندوى ده . ياد شوى خط کش داسې درجه بندى شويدى چې د قيف د سطحې د پاسه د اورښت هرميلى متر $(P=1mm)$ په نل کې د خط کش په وسيله اندازه شوى ژوروالى د لسو ملى مترو $(h=10mm)$ سره مساوى دى . پدى مفهوم چې هر لس ملى متره $(h=10mm)$ د يو ملى متر $(P=1mm)$ باران سره مطابقت لرى . د خط کش درجه بندى پدى ترتيب سره شويده چې کولاى شو تر $(0.12mm)$ ارتفاع اندازه کړو .

ب- د باران ذخيره وى اندازه کونکى : د باران د ذخيره وى اندازه کونکو(Storage Rain – gauge) څخه معمولاً په هغه نقطو کې د اورښت د مقدار د اندازه کولو لپاره کار اخيستل کيږى چې د هواپيژندنى د مرکزونو څخه په ليرى واټن کې موقعيت ولرى، چې په ورځنى شکل هغو ته لاس رسى ګران وى(۵- ۲۲. شکل) . د باران د ذخيره وى اندازه کونکى ترکيبى برخې د ورځنى اندازه کونکى سره ورته دى . زياتره يى د لوړو فولادى نلونو څخه چې قطر يى $(d=30cm)$ دى جوړ شوى او د هغى خوله د سيمى د واورى نيونى ارتفاع څخه لوړ موقعيت لرى . د باران اندازه کونکى د نل په

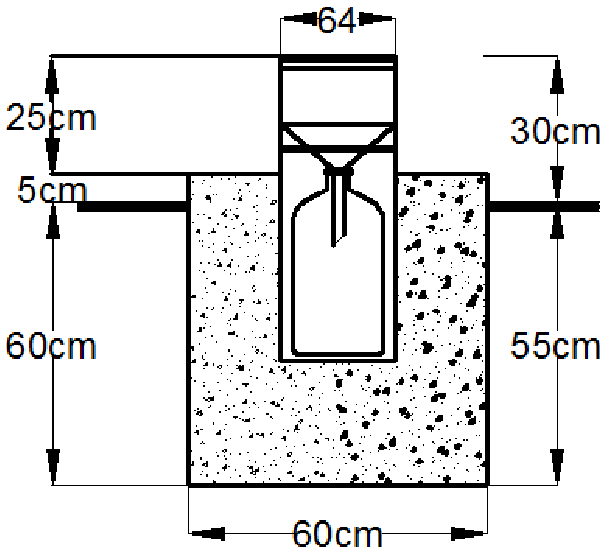
دننه کې د يخ ضد محلول څخه ددی موخې لپاره کار اخلی چې ترڅو مخزن ته رسيدونکی واوره ويلی شی او همدارنګه په هغې کې موجودی اوبه يخ ونه وهی . دی موخې ته د رسيدلو په خاطر د $(Cacl_2)$ محلول څخه چې (37.5%) کلسيم کلورايد او (62.5%) اوبه دی کاراخلی . د کاريدونکی محلول حجم بايد د استوانی د ظرفيت د يو پر دری $(1/3)$ څخه تجاوز و نه کړی . ددی لپاره چې د استوانی دننه څخه د تبخير له امله اوبه ضايع نه شی ، د اوبو د سطحې د پاسه د يومقدار تيلو (غوړيو) څخه کار اخلی . په ذخيره وی باران اندازه کونکی کې د باران اندازه په يوه مياشت ، فصل او کال کې اندازه کيږی .



۵- ۲۲.شکل. د باران ورځنی اندازه کونکی (Daily Rain – gauge).

په شکل : A- قيف يا د اوبه نيونکی برخه ؛ B - اوبڅوړی برخه ؛ C - د اندازه کونی داخل نل ؛ d - د A او C دبرخو نښلونکی .

۵- ۲۳. شکل . د باران ذخیره وی اندازه کونکی

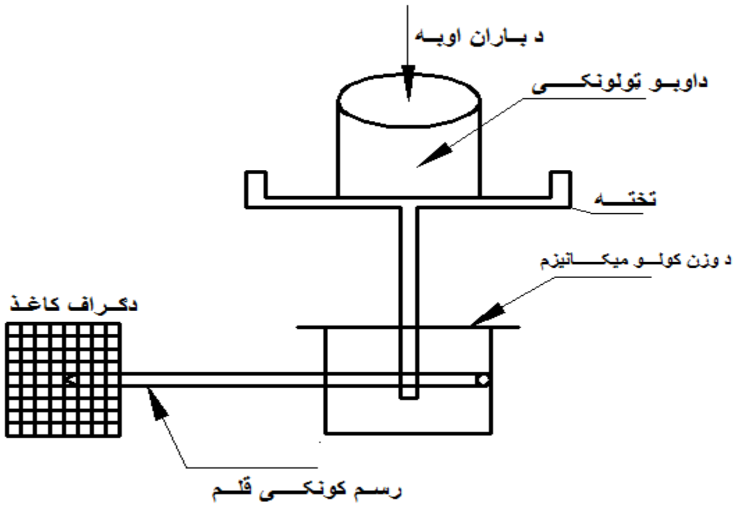


۵- ۲۴.شکل. میخانیکی راین گیج Symen’s Rain –gauge

ج - میخانیکی باران اندازه کونکی (Symen’s Rain –gauge): د ساده میخانیکی Rain –gauge څخه عبارت دی چې د هوا پیژندنی د ادارو لخوا د اورښت د مقدار د اندازه کولو لپاره کارول کیږی چې په (۵- ۲۴.شکل) کې په شیماتیک ډول سره د هغی ترکیبی برخی او ابعاد ښودل شویدی .

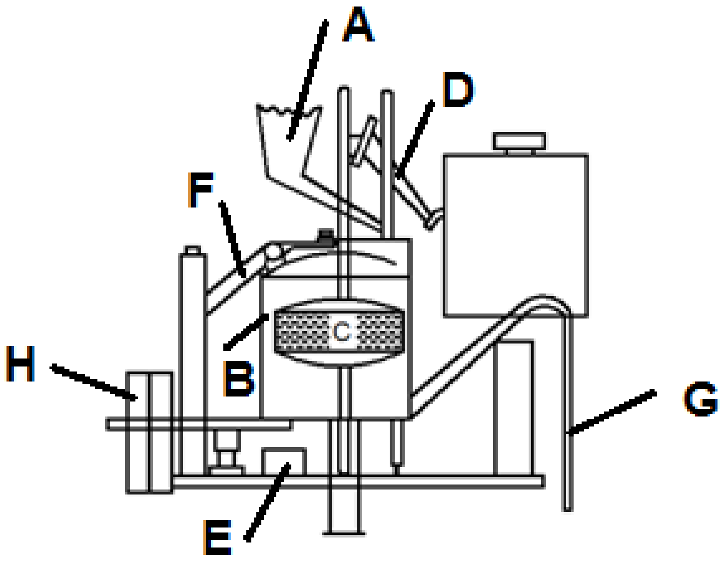
۲- اتومات یا ثابت باران اندازه کونکی (Automatic or recording Rain-gauge) : د باران د اندازه کونکو دا ډول وسایل د باران مقدار نسبت وخت ته په پرله پسی توګه ثبت کوی . یا په بل عبارت چې د اورښت مقدار په اتومات (خودکار) شکل سره ثبت (راجستر) کیږی ، او هره ورځ نظارت (لیدنی) ته اړتیا نشته . د هوا پیژندنی په مرکزونو کې معمولاً د دریو ډولونو څخه زیات کار اخیستل کیږی چې عبارت دی له : وزنی باران اندازه کونکی ، سیفونی باران اندازه کونکی او ترازو سیستم لرونکی باران اندازه کونکی .

الف – وزنی باران اندازه کونکی (Weighing bucket Rain –gauge) . د باران اندازه کونکی په دغه ډول کې د باران اوبه په هغه لوښی کې چې د تلې (ترازو) د پلې د پاسه ایښودل شویدی جمع کیږی (۵- ۲۵. شکل) . هغه قوه چې د اوبو د وزن له امله رامنځ ته کیږی د هغه هرم د حرکت لامل ګرځي چې د هغې پای د قلم په وسیله تجهیز شویدی . یاد شوی قلم د ګراف د هغه کاغذ سره اړیکه لری کوم چې د استوانې د پاسه پیچل شوی دی . د نصب شوی قلم په وسیله د ګراف د کاغذ د پاسه خط رسموی . د قلم په وسیله رسم شوی خط نظر وخت ته د باران مقدار ښایی . د یادولو وړ ده چې قلم په خپل ځای ثابت دی یوازی صعودی حرکت اجرأ کوی او د استوانې د پاسه د ګراف نصب شوی کاغذ د قلم په مقابل په افقی جهت حرکت لری . د وزنی باران اندازه کونکی ترکیبی برخې په (۵- ۲۵. شکل) کې په واضح شکل سره ښودل شوی دی .



۵- ۲۵. شكل . وزنى باران اندازه كونكى .

ب- سيفونى باران اندازه كونكى – **(Siphon or Flout type Rain gauge)**. سيفونى باران اندازه كونكى د يو قيف څخه چې $(d = 287mm)$ قطر لرى د باران اوبه د استوانى داخل ته لاربښونه كوى جوړ شويدى . د استوانې په دننه كې لامبو وهونكى جسم ځاى پر ځاى شويدى ، چې په استوانه كې د اوبو د سطحې سره كښته او پورته حركت كوى . لامبو وهونكى جسم د هرم سره د هغې په پاې كې د رسامى قلم نصب دى . نصب شوى قلم د گراف د كاغذ سره چې د استوانې د پاسه پيچيل شوى دى د اوبو د سطحې بدلون رسموى . كله چې په استوانه كې د باران د اوبو سطحه يوه ټاكلى حد ته پورته شى ، د مخزن په داخل كې اوبه په اتومات ډول سره د (۵- ۲۵.شكل) مطابق د سيفون له لارى تخليه كيږى . د مخزن تخليه $(15-20)\sec$ ثانيى وخت نيسى . په (۵۲-۵.شكل) كې د سيفونى باران اندازه كونكى تركيبى برخې ښودل شويدى .



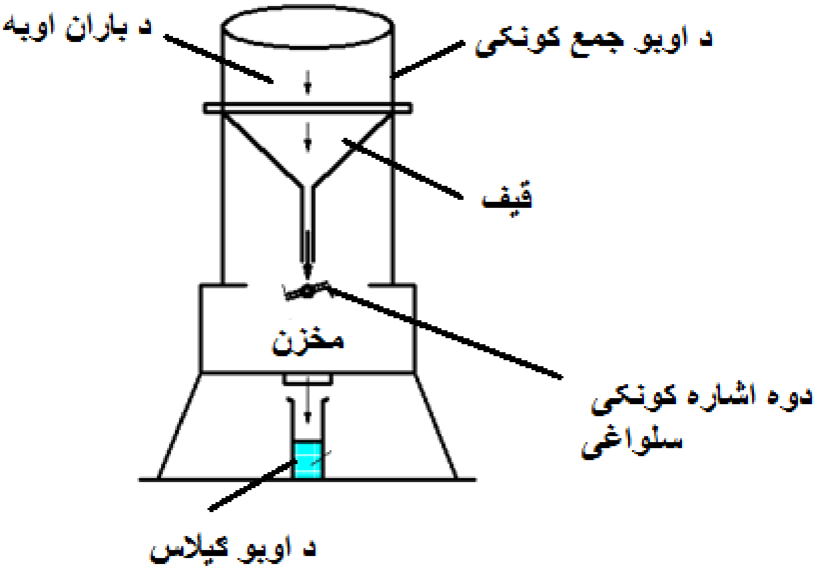
۵-۲۶.شکل . سیفونی باران اندازه کونکی .

A – اوبه نیونکی قیف ؛ B – د اوبو تولونکی استوانه ؛C – لامبووهونکی جسم ؛D – د رسامی قلم بازو ؛

E – تیغه ؛ F – بازو (هرم) ؛G – سیفون ؛ H – وزن

ج - ترازو ډوله باران اندازه کونکی (Tipping bucket Rain –gauge). په (۵- ۲۷. شکل) کې د ترازو ډوله (کلنګ ډوله) باران اندازه کونکی ترکیبی برخی ښودل شویدی . د باران اوبه چې د اوبه نیونی قیف د سطحې د پاسه ترسب کوی د تلې (ترازو) پلی ته چې د قیف لاندی ایښودل شویده بهیږی . کله چې د ترازو یوه پله د اوبو څخه ډکه شی د تلې تعادل له منځه ځی او بل لوښی داخل ته په تخلیه کیدو سره د ترازو دوهمه پله د قیف لاندی ځای پر ځای کیږی . د تلې هره پله د پنځه لس ګرامو $(15gr)$ اوبو ظرفیت لری ، چې د باران د اندازه کونکو د ابعادو په پام کې نیولو سره د یو ملی متر اوربښت $(P=1mm)$ سره معادل دی . د تلې د پلو تخلیه او ډکیدنه د آهن ربا

(مقناطيس) او د بريښنا د بهير (جريان) د قطع او وصل په وسيله ترسره کيږي .

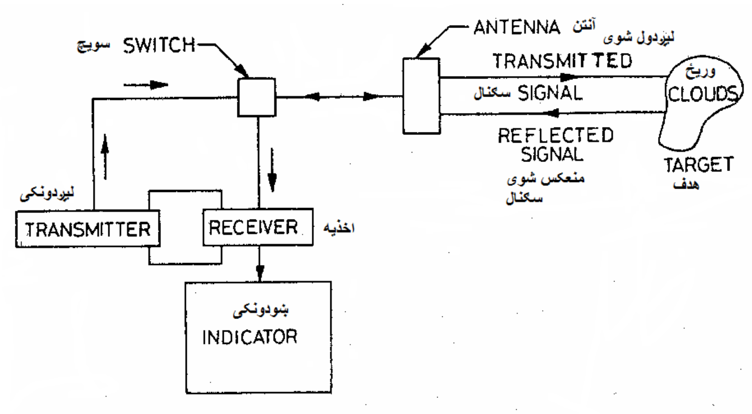


۵- ۲۷. شکل . ترازو ډوله باران اندازه کونکی

۵- ۲۰. د رادار د دستګاه په وسيله د اورښت اندازه کول

پدی ورستيو کالونو کې د علم او تخنيک د چټک پرمختګ په پام کې نيولو سره د يويی سيمي د باران د کچي معلومولو لپاره د رادار دستګاه ښخه کار اخلی . د رادار د دستګاه د کار اساس د اوبو د څاڅکو او ذرو څخه هغه منعکس شوی امواج دی کوم چي د رادار دستګاه لخوا استول شوی وی . ترکوم ځايه پوری چي د الکترومقناطيسی امواجو سرعت ثابت $(300000\,km/\sec)$ دی . لدی ځايه

څخه کولای شو چې د امواجو په استولو سره او د هغوی د تلو او راتلو د وخت محاسبی په اساس د رادار د دستګاه څخه د هدف فاصله تعین کړو . په (۵- ۲۸.شکل) کې د رادار د ستګاه ترکیبی برخې چې عبارت دی له لیږدونکی ، اخذیه ، ښودونکی ، انتن ښودل شویدی .



۵ ــ ۲۸ . شکل . د رادار دستګاه شیمأ

په پیل کې ماګنترون (Magnetron) د لوړ فرکانس لرونکی الکترومقناطیسی امواج د مقطع ضربانو په شکل تولیدوی ، او د انتن له لاری چې په زیاترو مواردو کې چې محدب شکل لری د مانع په لوری د بیلګې په توګه باران ته استوی . دغه ضربانونه چې د هغوی د موج اوږدوالی غالباً $(3.2;5;5.6;8.6)cm$ سانتی متره دی وروسته لدی چې د باران د څاڅکو سره ټکر وکړی ، بلا فاصله منعکس کیږی او د ځمکې لوری ته راګرځی ، البته یوه برخه د هغې د رادار د آنتن د لاری بیرته اخذیه (Receiver) برخې ته رسی . څرنګه چې پدی وخت کې د ضربانو لړی په تګ او راتګ کې ضعیفه کیږی . له همدې امله هغه تقویتی دستګاه ته چې د یو میلون په حدود کې هغه تقویه کوی

استوی . دا امواج په بل پړاو کې د نوسان ښودونکی (Oszillator) صفحې ته لیږدوی او وروسته د نورانی (روښانه) لکو په شکل څرګندیږی .
لاسته راغلو تصویرونو (عکسونو) څخه کولای شو د اوربښت ، ډول ، شدت او مقدار وټاکو . پدی تشخیص کې ، له یوی خوا د څاڅکو قطر او جنسیت او له بلې خوا د رادار دستګاه په وسیله د ضربانو څپو طول له بلې خوا د امواجو د انعکاس په شدت او په پایله کې د عکسونو په ظاهری شکل کې رول لری . د اوبو څاڅکی نسبت د یخ ذراتو ته د ضربانو په شدت سره منعکس کوی ، او بلاخره د کرستالونو ذرات د ویلی کیدو په حال کې د انعکاس کونکو د نورو اشکالو څخه زیات دی .
د رادار اخذیی (Receiver) ته د منځنی منعکس شوی طاقت (Average returned power) ، $\left(\overline{P_r}\right)$په اساس کولای شو چې د اوربښت ځانګړتیاو ته لاس رسی پیدا کړو له هغې له جملې د باران د ذرو قطر او شدت . د باران د ذری د قطر او فاصلی سره د منعکس کیدونکی طاقت رابطه په لاندی شکل سره لیدل کیږی [۵]

$$\overline{P_r} = \frac{C}{r^2}\sum d^6 \qquad (۵- ۹۹)$$

په پورتنی رابطه کې :

C- ضریب دی چې د هغې قیمت د ضربان د موج د طول پوری اړه لری ؛

r- د لیږدونکی د ستګاه او د باران د اوبو تر څاڅکې فاصله په (m) ؛

d- د باران د ذرې قطر په (mm).

د موجوده تجربو پر اساس د لویدو په حال کې د باران د ذری د قطر او د باران د شدت ترمنځ رابطه ، د $\sum d^6$ او د $(mm/hour)$ له جنسه د باران شدت ترمنځ رابطه په لاندی شکل سره لیکی

$$Z = \sum d^6 = aI^b$$

(۵ – ۱۰۰)

پدی رابطه کې :

Z - د اورښت د شدت فکتور په $\left(mm^6/m^3\right)$ ؛

I - د اورښت شدت په $\left(mm/hour\right)$.

a او b ثابت ضريبونه دی چې په مستقيمه توګه د اندازه کولو څخه په لاس راخي او يا د رادار د ارقامو سره د باران اندازه کونکو په وسيله په لاس راغلو پايلو د پرتلی په اساس د (a) ضريب قيمت$(a = 15 - 1100)$ او د (b) ضريب قيمت $(b = 1.2 - 3.2)$ په حدودو کې بدلون کوی . د a او b ضريبونو د قيمتونو په ټاکلو کې د اقليم او د اورښت ډول اغيزه لری او ددی ضريبونو مقدارونه عبارت دی له $(a = 200)$ او $(b = 16)$ ، چې په پايله کې د (I) او (Z) ترمنځ لاندی شکل غوره کوی

(۵- ۱۰۱)

$$Z = 200I^{1.6}$$

۵- ۲۱. د واورې اندازه کول

که چيری اتمسفيری ترسبات د باران د شکل سربيره دږلې او د ميده واوری په شکل وی ، د هغوی د مقدار ټاکل د باران اندازه کونکو په وسيله پدی ترتيب سره شونی دی چې د باران اندازه کونکی د قيف د پاسه د واوری هغه دانې چې جمع شوی دی هغه بايد ويلی او د باران اندازه کونکي د اوبو سره هغه بايد علاوه شی . ددی موخې لپاره د تودو اوبو يو ټاکلی حجم د واوری د پاسه اچول کيږی ترڅو چې هغه ويلی کړی . ښکاره ده چې د باران د ارتفاع د قرائت

په وخت کې د اضافه شوو اوبو مقدار باید تری منفی شی . په هغه واوره نیونکو سیمو کې د واورې د قشر د اندازه کولو لپاره همواره ، صافه او غیرقابل نفوذ سطح په پام کې نیول کیږی . ددی سربیره د واوری د ویلی کیدو څخه د لاسته راغلو اوبو ارتفاع باید بیل اندازه شی . د واوری د ویلی کیدو څخه لاس ته راغلې اوبه د واوری د مخصوص وزن پوری اړه لری . د تازه اوریدلې واوری مخصوص وزن $\gamma_{s.s} = (50-200) gr/lit$ په حدودو کې نیول کیږي . په منځنی توګه هر $(h = 30cm)$سانتی متره واوره د $(P = 25mm)$باران سره معادله ده . په هغه حالاتو کې چې واوره د ځو ورځو لپاره د ځمکې د پاسه پاتې شی د هغوی مخصوص وزن $(\gamma_{s.s} = 300 gr/lit)$ پوری رسی . هغه واوری چې د زیات وخت لپاره د ځمکې پرمخ پاتی کیږی د هغې مخصوص وزن د واوری په سطح او په ژوروالی سره توپیر لری . معمولاً پدی صورت کې د واوری مخصوص وزن په سطحی قشر (لایه) کې د $(\gamma_{s.s} = 0.08 gr/cm^3)$ په پام کې نیسی او په تدریجی توګه سره زیاتیږی چې د متر په ژوروالی کې $(\gamma_{s.s} = 0.35 gr/cm^3)$ امکان لری چې ورسی . په ساده اندازه کولو کې هر لس سانتی متره واوره $(h = 10cm)$ د $(P = 10mm)$ باران سره معادل قبلوی ، یعنی اوبو ارتفاع نسبت د واوری تراتفاع ته (10) پر(1)قبلوی یعنی ویلی شو چې د واوری کثافت د اوبو د سلنې لسمه ده (10%)ده ، حال داچې د زړی واوری کثافت تر شپیته سلنې (60%) پوری رسی [۵] .

د سیندونو د آبریز په حوزو کې د واوری ویلی کیدل او د هغوی له امله د سیلابونو راوتل زیاد اهمیت لری . په ځانګړی توګه په هغه حوزو کې چې اوربنت عمدتاً د واوری په شکل او مقدار یی زیات وی . د بیلګی په توګه د امریکا د واشنګتن په ایالت کې د مانت بیکر (Mont Baker) د یوه کال په ترڅ (۱۹۹۸-۱۹۹۹) کې اضافه د (۲۹) ځلی واوره اوریدلی ده . تر اوسه

پوری ترتولوڅخه په زياته ارتفاع اوريدلې واوره د (۱۹۷۳-۱۹۷۲) په همدې ايالات کې د راينر (Rainier) په غرونو کې وه چې د هغې مقدار $(h = 31.5m)$ وه . د واورې د ويلی کيدو اندازه د واورې د فزيکی ځانګړتياو او د تودوخې انرژی يو پيچلی تابع شتون لری . په منځنی توګه نظر د صفر درجی ته (ورځ – درجه) په هره درجه کې دوه ملی متره $(2mm)$ده . د بيلګې په توګه که چيری د ورځی د تودوخې اعظمی درجه $\left(T_{\max} = 12C^0\right)$ او اصغری $\left(T_{\min} = -5C^0\right)$ وی . پدی صورت کې د واورې د ويلی کيدو څخه د لاسته راغلو اوبو ارتفاع مساوی ده په

$$h_{S.H} = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2}\left(day - \deg ree\right) = \frac{12 + (-5)}{2} * 2 = 7mm$$

په هايدرولوژيکی مطالعاتو کې د تودخې درجې له امله د ويلی شوو واورو څخه د لاسته راغلو ارتفاع د محاسبې لپاره لاندی ساده فورمول وړاندی شويدی [۵]

$$M = 45.72KD \qquad (۵- ۱۰۲)$$

پدی فورمول کې :

M - د حوزی په سطحه کې د واورې د ويلی کيدو څخه د لاسته راغلو اوبو ارتفاع په (mm/day) ؛

K - ثابت ضريب دی چې د منځنی مقدار يی مساوی دی په $K = 0.06$ ؛

D - ورځ – درجه $(day - \deg ree)$ د هر تاکلی ورځ لپاره دصفر څخه د پاسه .

يو له هغه لاملونو څخه چې د واورې په ويلې کيدو کې اغيزمن دی هغه د واورې پرمخ د باران اوريدل دی . د امريکا د فوځ د انجينرانو يوه ټولګي د باران د اوريدلو له امله د واورې د ويلی کيدو څخه دلاسته راغلو اوبو د ارتفاع د محاسبې لپاره لاندی فورمول وړاندی کړيدی

$$M = (0.3 + 0.012R)T + 1.0$$ **(۵ – ۱۰۳)**

پدی فورمول کې :

M **- د باران د اوریدلو له امله د ویلی شوو واورو څخه د لاسته راغلو اوبو ارتفاع په** (mm) **؛**

T **- د هوا د تودوخې منځنۍ درجه په** (C^0) **؛**

R **- د ورځنی باران مقدار په** (mm) **.**

په ځینو اخځلیکونو د بیلګي په توګه په [۱۵] کې د واوری اوریدنی (Snowfall) مقدار اندازه کول په دوه (2)**کتګوریو ویشی :**

- د یو ځل اوریدلې واوری د مقداراندازه کول یعنی داچې د یوځل اوریدلی واوری د ویلی کیدو څخه د اوبو کومه ارتفاع په لاس راځي ؛

- په یوه فصل کې (منی – ژمي) د مجموعی اوریدلی واوری د مقدار اندازه کول یعنی داچې د هغې واوری د ویلی کیدو څخه چې د وخت په یوه انتروال کې د ځمکې پرسطح ترسوب کړی دی کوم مقدار د اوبو د ارتفاع له جنسه په لاس راځی . د یادونی وړ ده چې د اندازه کولو په طریقه کې د واروی کثافت د وخت په کوچنیو انتروالو کې په پام کې نیول کیږی .

سربیره په پورتنیو فورمولو ځینې نور تجربوی فورمولونه شتون لری چې هغوی دځانګړو لاملونو او حالاتو ته په لاس راغلی . ددی تجربوی فورمولونو یو ګروپ یی د متحده ایالاتو د فوځ انجینرانو (Engineers Equations (U.S. Army Crops of لخوا د ځانګړو شرایطو او عواملو په پام کې نیولو سره وړاندی شوی دی [۱۵].

- د آزادی (سرخلاصې ساحې) لپاره

$$M_{24} = 0.03(9T_m + 40)$$ **(۵- ۱۰۴)**

او

$$M_{24} = 0.02(T_{\max} + 25)$$

(۵- ۱۰۵)

په پورتنیو فورمولونو کې :

M_{24} **- په شپه او ورځ (په ۲۴ ساعتو) د ویلې شوی واوری څخه لاس ته راغلو اوبو ارتفاع په** (cm) **؛**

T_m**- د تودوخې منځنی ورځنی درجه په** (C^0) **؛**

$T_{\max}$**- د تودوخې د اعظمی ورځنی درجه په** (C^0) **.**

- د ځنګلي ساحې لپاره

(۵- ۱۰۶)

$$M_{24} = 0.25(9T_m);$$

او

(۵ – ۱۰۷)

$$M_{24} = 0.02(9T_{\max} - 50)$$

- د لایتس فورمول Light's Equation [۱۵؛۱-۱۵]

(۵ – ۱۰۸)

$$M = \frac{\rho K_0^2}{80\log_n\left(\frac{a}{z_0}\right)\log_n\left(\frac{b}{z_0}\right)}\left[V(C_p.T + e - 6.11)\frac{423}{P}\right]$$

پورتنی فورمول فورمول کې :

M**- د واوری ویلی کیدلو مقدار په** $(cm/\sec)$ **؛**

$K_0 = 0.38 - 0.40$ **- د وان کارمان Von Karman ثابت ؛**

ρ **- د هوا کثافت ؛**

$z_0 = 0.25$ **- د زیږوالی ضریب (پارامتر) ؛**

V **- د ځمکې سطحې څخه د اناماميتر (Anemometer) په ارتفاع د باد سرعت ؛**

a - هغه ارتفاع (سطح) ده چې د باد سرعت اندازه شوی وی په $(mbar)$ ؛

e - د هوا د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

T - د هوا د تودوخې درجه په (C^0)؛

b - هغه ارتفاع (سطح) چې په هغې کې د هوا د تودوخې درجه او د هوا د بخار فشار اندازه شوی وی ، په عین وخت کې ؛

P - د اتمسفیر فشار په $(mbar)$ ؛

$C_p = 0.24$ - د ثابت فشار په صورت کې د هوا مخصوص تودوخه .

د یادونی وړ ده چې د **Light's Equation** معادله د ټولو هغه عواملو (تودوخې) په پام کې نیولو سره چې د واری په ویلي کیدلو کې اغیزه لری . پدی طریقه کې د ویلې شوی واروری مقدار په ځانګړی ډول سره د شپږو ساعتو په ترځ کې $(6hours)$ محاسبه او اوروسته هغه جمع کوی .

- د واوری ویلې کیدل د **snowmelt by convection** [۱۵]

$$M_6 = KVT \qquad (۵- ۱۰۹)$$

په پورتنی فورمول کې :

M_6- د اوبو هغه ارتفاع چې د شپږو ساعتونو په ترځ کې د تودوخې د یوځای کیدو له امله د واوری د ویلې کیدو څخه لاس ته راځی ؛

V - د باد سرعت په $(km/hour)$؛

T - د هوا دتودوخې درجه په (C^0) ؛

$K = 0.003 - 0.006$ - ثابت ضریب دی .

- د واوری ویلې کیدل د تراکم له امله **snowmelt by condensation** [۱۵]

$$M_6 = KV(e - 6.11)$$ (۵ – ۱۱۰)

M_6- د اوبو هغه ارتفاع چې د شپږو ساعتونو په ترڅ کې د تراکم له امله د واورې د ویلې کیدو څخه لاس ته راځي ؛

V - د باد سرعت په $(km/hour)$ ؛

e - د هوا د بخار فشار په $(mbar)$ ؛

6.11- د اشباع بخار فشار د یخ (کنګل) د پاسه په $(0C^0)$ ؛

$K = 0.005$ - تجربوي ضریب دی چې د هوا د تودوخې درجه د ځمکې د سطحې څخه د $(1.5m)$ په ارتفاع او د باد سرعت په $(4.5m)$ اندازه شوی وی .

- د واورې ویلې کیدل د وړانګو له امله د ویلسن د معادلې په اساس

Snowmelt by radiation is given by Wilson's equation

$$M_{12} = M_0(1 - 0.75m)$$ (۵ – ۱۱۱)

په پورتنی فورمول کې :

M_{12} - وریځینه ورځ (په وریځو پټ آسمان په حالت کې دولس ساعته $(12hours)$ د ویلی شوی واوری مقدار (د غرمی له دولسو څخه د شپې تر دولسو یجو پورې یا د شپې له دولسو څخه تر غرمی دولسو پوری) ؛

M_0- د واورې ویلې کیدنې مقدار چې د شنه آسمان په حالت کې په نیمه ورځ کې سرته رسی ، چې ستندرد قیمتونه په (۵ - ۱۷. جدول) کې ښودل شویدی ؛

m- د وریځ والی درجه ، د شنه آسمان په صورت کې $(m = 0)$ او په بشپړ ډول وریځ آسمان په صورت کې $(m = 1)$.

- د باران د اوریدلو له امله د واورې ویلې کیدل **Snowmelt by rainfall**

$$M_1 = \frac{PT_r}{80}$$ **(۵- ۱۱۲)**

پدې فورمول کې :

M_1- د واورې ویلې شوې واورې مقدار په $(cm/hour)$ ؛

P- د باران اندازه په (cm) ؛

T_r- د باران د اوبو د تودوخې درجه چې معمولاً د لاندې ترمامیتر مطابق قبلیږي په (C^0) .

۵- ۱۷. جدول . په شنه آسمان کې نظر میاشت او د سیمې موقعیت ته د عرض البلد $(40-48^0 N)$ د واورې ویلې کیدلو ستندرد قیمتونه (Wilson) [۱۵]

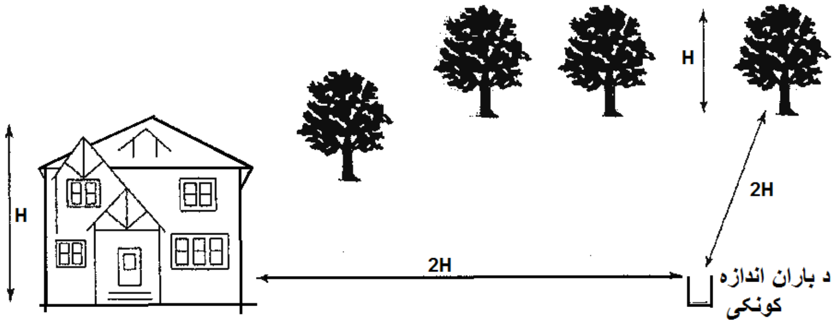
Month	$M_0(cm)$	Month	$M_0(cm)$
March	**0.89**	**May**	**1.22**
April	**1.07**	**June**	**1.35**

په هغه سیمو کې چې د واورې په وسیله پوښل شوې او زیاتره اتمسفیرې ترسبات په همدې شکل وي د واورې ژوروالی او کثافت په ترتیب سره په څو نقطو کې ثبت کیږي . ددې موخې لپاره په سیمه کې $(5-10)$ نقطو کې چې یوتربله د شل مترو $(20m)$ په فاصله موقعیت ولري ټاکل کیږي . د ارتفاع د اخیستلو سربیره د واورې مغز (Core sample) هم اخلي . د اخیستل شوې نمونې په وزن کولو سره د واورې معادل اوبه په لاس راوړي .

د یادونې وړده چې په هغه سیموکې چې لاس رسی ورته ګران وي معمولاً د ثابتو عمودي پایو څخه د واري د قشر د اندازه کولو لپاره کار اخلي .

۵- ۲۲. د باران د اندازه کونکو د نصب مناسب محل

د باران اندازه کونکو د نصب کولو لپاره د مناسب ځای ټاکل ساده کار ندی . د باران مقدار کوم چې د باران اندازه کونکی په وسیله اندازه کیږی باید د یوی پراخې سطحې د پاسه د واقعی باران ښکارندوی وی . د بیلګې په توګه که چیری د باران اندازه کونکی چې د اوبه نیونی قیف د سطحې (خولې) مساحت $\left(A=150cm^2\right)$ وی ، او هغه په یوه حوزه کې چې $\left(15km^2\right)$ مساحت لری نصب شوی وی ، پدی صورت کې په حقیقت کې دغه نقطه باید $\left(10^9\right)$ اجزاو د خپل ځان په شان ورته وی . نو له همدی امله په هره اندازه چې د مناسب ځای په انتخاب کې دقت وشی په همغه اندازه به لاس ته راغلې پایلی حقیقت ته نیږدی وی . یا په بل عبارت په یوه منطقه کې د اوربښت د ټاکلو دقت په ساحه کې د نقطه ای اندازه ګیریو د قت پوری اړه لری . په ساحه کې د باران اندازه کونکو د نصب کولو لپاره د مناسب ځای ټاکلو کې د لاندې ټکو په پام کې نیول اړین دی (۵- ۲۹.شکل) .



۵- ۲۹ . شکل . په سیمه کې د باران اندازه کونکی د نصب کولو لپاره د مناسب ځای ټاکلو شیمأ

۱- د باران د اندازه کونکې د نصب کولو ځای باید د لوړو ساختمانونو او ونو څخه هم د نصب کولو په وخت او هم باید د هغوی د راتلونکی پراختیا په صورت کې لیری وی .

۲- د باران اندازه کونکی د نصب کولو ځای باید داسې وی چې که د هغې د خولې (دهنی) څخه د ساختمان ، دیوال اویا د ونې ترټولو څخه د لوړی نقطې سره د مستقیم خط په وسیله ونښلول شي ، نښلول شوی خط باید د افقي سطحې سره د دیرش درجو څخه کوچنې زاویه جوړه کړی یعنی $\left(\theta < 30^0\right)$.

۳- د باران اندازه کونکی او ساختمان ، دیوال او یا ونو ترمنځ واټن باید د ساختمان یا د کومې بلی مانع (بندیز) د ارتفاع دوه چنده یا د هغې څخه زیات وی یعنی $\left(L \geq 2H\right)$.

۴- د باران اندازه کونکی باید په هموارہ ځمکه نصب شی . د غونډیو په څوړ او زیات څوړ لرونکو ساحو کې د هغوی د ځای پرځای کولو څخه ډه ده وشی .

۵- د باران اندازه کونکي د چاپیریال فضأ باید خلاصه وی .

۶- په هغه ځای کې چې د باران اندازه کونکی ځای پر ځای کیږی ، هغې ته باید په اړین وخت کې لاس رسی آسان وی .

۷ – په یوه ساحه کې لږ تر لږه د باران نصب شوی اندازه کونکوڅخه لس سلنه (10%)یی باید ثابت اندازه کونکو څخه وی .

۸- د باران اندازه کونکی باید عمودی حالت ولری .

۵- ۲۳. د باران اندازه کونکې په شبکه کې د باران اندازه کونکو شمیر

په هایدرولوژیکی مطالعاتو کې یوه د اساسی موضوعاتو څخه چې هغې ته باید زیاته پاملرنه وشی هغه داده چې د یوی هایدرولوژیکی پدیدی د ټاکلو لپاره د

باران اندازه کونکی شبکه کې د باران اندازه کونکو شمیره باید څومره وی . که چیری په یوه سیمه کې د باران د اندازه کونکو دستګاو شمیره د اړتیا څخه کمه وی ، نو ښکاره خبره ده چې د اورښت اټکل شوی مقدار شاید دقیق نه وی ، او د اړتیا څخه د زیاتو دستګاو نصبول بیا د اقتصادی مصارفو دزیاتوالی سبب ګرځی . په عمومی توګه په یوه سیمه کې د باران د اندازه کونکو شمیره د دریو اساسی عواملو پوری اړه لری چې عبارت دی له : د ساحې مساحت ، د سیمی توپوګرافیکی جوړښت او د اورښت اهمیت .

په هره اندازه چې د ساحې مساحت زیات وی په همغه اندازه باید په یوه ساحه کې د باران اندازه کونکو دستګاو د نصبولو شمیره زیاته وی ، ترڅو چې د سیمی د اورښت په هکله دقیق ارقام او مدارک ترلاسه شی . په کومه اندازه چې د یوی ساحې توپوګرافیکی جوړښت مغلق اوپیچلی وی په همغه اندازه باید د باران اندازه کونکو شمیره زیات وی او یا برعکس . د اورښت اهمیت پدی مفهوم که چیری زموږ هدف په سیمه کې د اورښت د منځنی مقدار کچه ټاکل وی ، پدی صورت کې په سیمه کې د نصب شوو وسایلو شمیره باید زیاته وی . ځکه چې په هره اندازه چې د اورښت په هکله زیات ثبت شوی واقعات ولرو په همغه اندازه به د منځنی اورښت ټاکل شوی مقدار واقعیت ته نیږدی وی . ددی پر خلاف که چیری زموږ هدف په سیمه کې د اعظمی باران د کچې معلومول وی پدی صورت کې ښه ده چې د باران اندازه کونکو شمیره کمه او په هغه ځای کې نصب شی چیری چې د کال به اوږدو زیات باران رامنځ ته کیږی .

په هغه حالاتو کې چې په یوه سیمه کې د لومړی ځل لپاره د باران اندازه کونکو دستګاو د نصب کولو په هکله تصمیم نیول کیږی ښه به داوی چې د هوا پیژندنی د نړی وال سازمان World Meteorological Organization (WMO) لارښونی په پام کې ونیول شی. پدی اساس ځانګړی سیمی په دریو ګروپونو ویشل کیږی :

الف – په هموارو سیمو کې چې معتدله هوا ولری د هر $A=500km^2$ ساحې لپاره د باران د اندازه کونی یو مرکز کفایت کوی . لیکن په هغه هیوادونو کې چې د ځینو عواملو له امله دبیلګې په توګه د مواصلاتی د لارو نشتوالی او همدارنګه په کافی اندازه فنی کارګرانو د نشتوالی په صورت کې د هر $A=(1000-3000)km^2$ لپاره یو مرکز باید په پام کې ونیول شی .

ب- په غرنیو سیمو کې چې معتدله هوا ولری د هر $A=(250-400)km^2$ مساحت لپاره د باران د اندازه کونی یویی دستګاه ته اړتیا ده . ددی سره د ساحې ارتفاع هم په په پام کې ونیول شي هغه داچې د هر $(H=500m)$ په ارتفاع باید د باران د اندازه کونی یوه دستګاه په پام کې ونیول شی . په هغه سیمو کې چې د مرکز ځخه په لیری واټن کې موقعیت لری په هغه صورت کې ښودل شوی مساحت بدلون کوی یعنی د $A=(250-1000)km^2$ مساحت لپاره یو مرکز کفایت کوی .

ج – په صحرایی سیمو کې د باران د اندازه کونکی یوه دستګاه د هر $A=(10000-1500)km^2$ ساحې لپاره کفایت کوی . پورتنی لارښونی زیاتره د هوا پیژندنی او اورښت په هکله د عمومی معلوماتو د تولولو لپاره دی . په سیندی حوزو کې چیری چې د باران اندازه کول د هایدرولیکی ودانیو د طرح ریزی او محاسبو لپاره ترسره کیږی . څرنګه چې مو وړاندی یادونه وشوه په لومړی قدم کې د حوزی پراختیا ، او په دوهم قدم کې د اړتیا وړ دقت پوری اړه لری . د ساحې د مساحت د پراختیا او د باران اندازه کونکو د شمیر ترمنځ د رابطې له لحاظه کولای شوو چې د لاندی لارښونو څخه چې په (۵- ۱۸. جدول) ښودل شوی دی کار واخلو .

د یادونی وړ ده چې په هغه سیمو کې د اوبو لګولو ، د ځمکو د اصلاح کولو ، د اوبو رسونی شبکو او د اوبو نورو تأسیساتو د طرح ریزی لپاره

هایدرولوژیکی څیړنې او مطالعی ترسره کیږی ، د باران اندازه کونکو دستګاوی باید ډیری سره نیږدی وي .

۵- ۱۸. جدول . د حوزی د مساحت په پام کې نیولو سره په سیمه کې د باران د اندازه کونکو شمیر [۵،۱۵]

د حوزی مساحت (km^2)	د باران د اندازه کونکو اصغری شمیر	د حوزی مساحت (km^2)	د باران د اندازه کونکو اصغری شمیر
~ 75	1	550 - 300	4
150 - 75	2	800 - 550	5
300 - 150	3	1200 - 800	6

د بیلګې په توګه که چیری د مطالعې لاندی حوزی مساحت د پنځوس هکتارو $(A = 50ha)$ په حدودو کې وی د پورتنی جدول د ارقامو پر اساس پدی ساحه کې باید د باران اندازه کونکو دری دستګاوی په مطلوبه فاصلو سره کفایت وکړی .

اوس که چیری د پام وړ (د مطالعې لاندې) حوزه کې مخکنی یو لړ د باران اندازه کونکی دستګاوی نصب شوی وی ، پدی صورت کې د هغه مدارکو د تحلیل او ارزونی دقت څخه دا ټاکلی شو چې د نصب شوو دستګاو شمیره کافی ده او که یه . او یا دا باید ځانته ثابته کړو چې دلوړ دقت سره د باران په هکله د ارقامو تولول کوم شمیر دستګاو ته اړتیا لری . په یوه سیمه کې د باران د اندازه کونو دستګاو مطلوبه شمیر د لوړ دقت په ارتباط کولای شوو د لاندې معادلې څخه کار واخلو [۵]

$$N = \left(\frac{C_V}{E} \right)^2 \qquad (۵- ۱۱۳)$$

پدی فورمول کې :

C_V - په سیمه کې د اورښت د بدلون ضریب **(Variation coefficient)**

دی چې په سیمه کې د شتو د ستګاوو د شمیر او د هغوی ارقامو پوری اړه لری ؛

E - متوسطه مربع ای اشتباه سلنه (فیصدی) ده چې معمولاً لس سلنه (10%) په پام کې نیول کیږی یعنی مجاز ده او ددی څخه زیاته جواز نه لری ؛

N - د باران د اندازه کونکو اړینه شمیره ده .

د اورښت د بدلون او تحولاتوو ضریب (C_V) د کلنیو منځنیو اورښتونو پر اساس چې په مرکزونو کې شتون لری په لاندی ډول سره محاسبه کیږی .

- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د اورښت منځني کلنی مقدار محاسبه کوو

$$P_{av} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P}{n} \qquad (۵ - ۱۱۴)$$

په پورتنی فورمول کې :

$\sum P$ - د کلنی اورښت مجموع $\sum P = P_1 + P_2 + ... + P_n$ ؛

$n = 1;2;...$ - په سیمه کې د باران د اندازه کولو مرکزونو شمیره .

- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د اورښت کلنی منځنی مربع ای مقدار محاسبه کیږی

$$\overline{P^2} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P^2}{n} \qquad (۵ - ۱۱۵)$$

- د متوسطه مربع یی اشتباه یا د معیار څخه انحراف (S) محاسبه کیږی

$$S=\sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P^2}-\left(P_{av}\right)^2\right]}=\sqrt{\frac{\sum\left(P-\overline{P}\right)^2}{n-1}} \qquad (۵ – ۱۱۶)$$

- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره دبدلون ضریب (Variation Coefficient) محاسبه کوو

$$C_V=\frac{100S}{P_{av}} \qquad (۵ - ۱۱۷)$$

که څه هم د مطالعې لاندی حوزی په حدودو کې د باران د اندازه کونکو د ستګاو زیاتوالی په حوزه کې د باران د کچې په دقیق ډول سره د ټاکلو لامل ګرځی ، لاکن د هغوی زیاتوالی له یوی خوا څخه د زیاتو مالی مصارفولامل ګرځی ، او له بلې خوا د زیاتو مرکزونو څخه د مدارکو را ټولول او د هغوی ارزونه ګران کار دی . له همدی امله په یوه حوزه کې د اړین شمیر مرکزونو د ټاکلو په وخت کې د مدارکو د دقت سربیره مالی مصارف هم باید په پام کې و نیول شي .

۵- ۲۴. د اورښت ځانګړتیاوی

د اتمسفیری ترسباتو د اورښت د مجموع څخه جلا رامنځ ته کیږی . د جلا اورښت (باران) څخه موخه داده چې د اورښت پیل اوپای یا د هغې مداومت مشخص وی . د بیلګې په توګه نیم ساعته $(0.5 hours)$، یو ساعته $(1 hours)$ ، یو نیم ساعته $(1.5 hours)$ او داسې نور . په ځینو هایدرولوژیکی مطالعو کې اتمسفیری ترسبات پرته ددې چې د اورښت ځلو (شمیر) ته پاملرنه وشی د تحلیل او ارزونی لاندی نیول کیږی ، د بیلګې په توګه کلنی ، میاشتنی او ورځنی اورښت چې په میاشت ، کال ، ورځ کې د اورښت د دفعو په صرف نظر کولو سره په پام کې دی . لاکن په هغه مطالعاتو کې چې د سیلابونو د وړاندی وینی لپاره تر سره کیږی باید هر اورښت په ځانګړی شکل او یا د بل اورښت

سره په یوځایی شکل سره په پام کې ونیول شی (برسی شی) . هر اوربښت د ځانګړتیاو لرونکی دی چې هغه د اوربښت دوام (مداومت) ، مقدار ، شدت ، تکراریت او د اوربښت سطح څخه عبارت دی .

د اوربښت دوام **Duration** . د باران د پیل او پای ترمنځ د وخت واټن د اوربښت د دوام (مداومت) په نامه یادیږی . د اوربښت دوام یو تصادفی مسلسل (پرله پسې) متغیر دی هر عدد چې له صفر څخه زیات وی خپل ځانته ځانګړی کوی . که څه هم د اوربښت دوام دا یوه ځانګړتیا ده چې یوازی د یوه (همغه) اوربښت پوری اړه لری او هیڅ کله نه تکراریږی ، لاکن بارانونه کیدای شی چې د هغو پربنسټ طبقه بندی شی . پدی صورت کې د وخت یو انتروال په پام کې نیول کیږی او ټول هغه بارانونه چې پدی وخت کې رامنځه ته کیږی په یوه ګروپ کې سره تنظیموی . د بیلګی په توګه دوه ساعته $(2hours)$ باران ، چې دپیل څخه د هغی تر پایه پوری د وخت دوه ساعته په بر کې نیسی . ځینی وختونه داسې هم کیدای شی چې هغه اوربښت چې د یو ساعت او پنځه څلویښت دقیقو پوری او تردوساعتو او پنځه لس دقیقو پوری باران هم پدی نامه یعنی دوه ساعته باران و نومول شی . په عمومی ډول سره بارانونه په لنډمهال ، منځ مهال او اوږدمهالو ویشی . هغه بارانونه چې د هغوی دوام تر شپږو ساعتونو $(6hours)$ پوری وی د لنډ مهالو بارانونو په نامه یادیږی . هغه بارانونه چې د هغوی دوام د شپږو ساعتو $(6hours)$ څخه تر دری ویشتو ساعتونو $(23hours)$ رسیږی د منځ مهاله بارانونو په نامه یادیږی . اوږد مهال هغه بارانونو ته وایی چې دهغوی دوام د څلورویشتو ساعتونو $(24hours)$ څخه زیات وی . د یادونی وړ ده چې د باران دغه ویش عام اړخ نلری . معمولاً دوام لپاره دقیقه ، ساعت او د ورځ واحد څخه کار اخلی .

د باران مقدار Quantity . د باران په مدت کې د باران څخه د لاس ته راغلو اوبو ارتفاع د باران د مقدار په نامه یادیږی چې ملی متر ، سانتی متر ، متر او یا د انچ له جنسه افاده کیږی. په هایدرولوژی کې ځینی داسی اندکسونه شته دی چې د هایدرولیکی ودانیو په طرح ریزی کې د ډیر اهمیت لرونکی دی او هغه عبارت دی :

منځنی کلنی باران (Mean annual rainfall) . د باران د هغه مجموعی مقدار څخه عبارت دی په منځنی ډول سره د یوه کال په اوږدو کې د آبریز حوزی په یوه نقطه او سطح باندی اوریږی .

منځنی میاشتنی باران (Mean monthly rainfall) . د اتمسفیری ترسباتو د منځنیو مقدارونو مجموعه ده چې د هری میاشتی په اوږدو کې شتون ولری د کال په اوږدو کې د میاشتی اورښت بدلون معمولاً د مستطیلی ګراف (هیستو ګرام) په شکل سره ښیی.

ورځنی اعظمی باران (Maximum daily rainfall) . که چیری د هوا پیژندنی په مرکزونو کې د ورځني اورښت آرقام په پام کې ونیسو ،د کال په اوږدو کې یوه ورځ (۲۴ ساعته) شاید شتون ولری چې د هغې د اورښت کچه د کال د نورو ورځو په پرتله زیاته وی چې په حقیقت کې اعظمی حد دی . ښودل شوی مقدار په کال کې ۲۴ساعته اعظمی باران څخه عبارت دی . ورځنی (۲۴ساعته) اعظمی باران کولای شو چې د ارقامو تحلیل او تجزیه کړو چې د هغوی پربنسټ د ورځنی اعظمی منځنی مقدار او یا د هغې اټکلی مقدار د تکراریت په مختلفو دورو کې محاسبه کوو . د بیلګې په توګه د تکراریت په پنځه کلنه دوره کې ورځنی اعظمی اورښت ، لس کلن د ورځنی اورښت اعظمی مقدار او داسې نور.

شپږ ساعته اعظمی اورښت . د اورښت د هغه اعظمی حد څخه عبارت دی چې د شپږو ساعتونو په اوږدو کې رامنځ ته کیږی . شپږ ساعته اعظمی اورښت حد

د تجربوی رابطو څخه د ۲۴ ساعته اعظمی مقدارو د شتون په صورت کې او یا د هغو آرقامو د تجزیی او تحلیل څخه په لاس راوړی کوم چې د باران اندازه کونکو لخوا وړاندی شوی ترڅو چې د هغوی پر بنسټ د تکراریت د مختلفو دورو لپاره د باران مقدار برآورد شی . د یوی حوزی د شپږ ساعته اوربښت په هکله هیڅ وخت کې شاید مونږ ارقام ونه لرو ، لاکن د حوزو د سیلابونو د اټکل لپاره معمولاً د شپږ ساعته اوربښت د اندیکسونو څخه کار اخلی چې د آمارو د نشتوالی په صورت کې د ۲۴ ساعته اعظمی مقدارونو څخه کار اخلی . پدی صورت کې ۲۴ ساعته اوربښت د شپږ ساعته اوربښت یو نیم چند سره (1.5) برابر په پام کې نیسی .

یو ساعته اعظمی اوربښت . د اوربښت ترټولو څخه زیات مقدار دی چې د یوه ساعت په اوږدو کې رامنځ ته کیږی . دا مقدار د هغه ارقامو د تحلیل څخه چې د باران اندازه کونکو مرکزونو لخوا وړاندی شوی ، د تکراریت د مختلفو دورو لپاره په لاس راوړو د بیلګې په توګه د تکراریت د لس کلنی دوری یو ساعته اوربښت .

د اوربښت د مقدار په ټاکلو کې چې معمولاً د وخت په اوږدو کې په منځنی ډول په لاس راځی بسنه (اکتفأ) وکړو بلکه د هغې سره یوځای د معیار څخه انحراف (Standard deviation) هم محاسبه شی ، ترڅو وکولای شی د هغوی په اساس د نظارتی کالونو تعداد د ډاډ وړ درجی سره حاصل کړی . د بیلګی په توګه که په دوو مرکزونو کې چې د نظارتی ارقامو مساوی سلسله شتون ولری او د یو مرکز انحراف زیات او د بل کم وی پدی صورت کې د دوهم مرکز چې د انحراف معیار کم دی د اعتبار وړ دی .

د باران شدت Intensity . په واحد وخت د اوربښت د مقدار څخه عبارت دی چې معمولاً په ملی متر پر ساعت $(mm/hour)$ او یا انچ پر ساعت $(inch/hour)$ سره ښودل کیږی .

$$I = \frac{P}{t}$$ (۱۱۸ – ۵)

پدی ځای کې :

P- د اورښت مقدار په (mm) ؛

t- د اورښت دوام په $(hour)$ ؛

I- د اورښت شدت په $(mm/hour)$. تکراریت (فریکونسی) . د تکراریت څخه موخه دادی چې یو باران د ټاکلی مدت سره چې د یوه وخت په ټاکلی دوره کې په منځنی توګه څو ځلی د هغی د اوریدو طمعه کیږی چې ورته (مشابه) باران رامنځ ته شی . د بیلګې په توګه یو دوه ساعته اورښت چې $P = 15mm$ یا د هغې څخه زیات په پام کې ونیول شی . که چیری د ارقامو بررسی وښودله چې د شلو (۲۰ کاله) کالونو په مدت کې څلور (۴) ځلی دوه (۲) ساعته اورښت رامنځ ته شوی دی چې مقدار یی $P = 15mm$ او یا د هغې څخه زیات وه . پدی صورت کې ویلی شو چې د (۲) ساعته اورښت تکراریت چې مقدار یی $P = 15mm$ او یا د هغې څخه زیات په هرشل کالونو کې څلور ځله (۴) او په سلو (۱۰۰) کالونو کې (۲۰) ځلی تکراریږی . په ځینو حالاتو کې د پیښیدو د زیاتوالی په ځای د تکراریت (د ګرځیدنی دوری) (Return period) اصطلاح هم کارول کیږی چې عین مفهوم افاده کیږی .

اوس که چیری فریکونسی په (F) او د ګرځیدنی دوره په (T) سره و ښایو ددی ترمنځ لاندی رابطه شتون لری

$$F = \frac{1}{T}$$ (۵ – ۱۱۹)

د بیلګې په توګه یو لس کلن باران (د ګرځیدنی دوره لس کاله) چې (۱۰،) ځلی په یوه کال کې پیښیږی .

د اورښت سطح . د اورښت سطح هغه مساحت ته ویل کیږی چې د باران داندازه کولو په وخت کې په یوه نقطه کې د هغې شاوخوا لپاره عملی کړو . په حقیقت کې هر اورښت د پیښیدو په وخت کې یو مساحت په بر کې نیسی چې هغې ته د اورښت سطح وایی . د اورښت سطحه ثابته نده او د اورښت په اوږدو په مرتب شکل د بدلون په حال کې ده . د اورښت د سطحې د اندازه کولو لپاره اړینه ده چې د باران اندازه کونکی د ساحې په مختلفو نقطو کې ځای پر ځای شی ، تر څو چې د اورښت د پیښیدو په وخت د هغی د پراختیا په هکله اټکل وشی . په عمومی ډول سره د اورښت پراختیا د هغه مساحت څخه عبارت دی چې په ټاکلی وخت کې د باران لاندی قرار ولری .

۵- ۲۵. په یوه سیمه کې د باران اټکل

د باران د اندازه کونکو څخه لاس ته راغلی ارقام په یوه نقطه کې د باران د اندازه کولو پوری اړه لری چې هغی ته نقطه یی اورښت وایی او معمولاً ددی اړتیا پیداکیږی چې هغه د یوی حوزی او سیمی ټول مساحت عملی شی . په هایدرولوژیکی عملیاتو کې دا کار په دریو ساده طریقو سره چې عبارت دی له د حسابی اوسط طریقه ، د تایسن څوضلعی طریقه او د اورښت د مساوی خطونو طریقه .

۵- ۱-۲۵. د حسابی اوسط طریقه

د منځنی اورښت د محاسبی د آسانه طریقو څخه یوه طریقه ده . ښودل شوی طریقه د هموارو سیمو لپاره د قناعت وړ ده ، پدی شرط چې په ساحه کې د اندازه ګیری مرکزونه په منظم ډول سره ټاکل شوی وی او پدی مرکزونو کې د اورښت اندازه شوی مقدار یو تربله زیات توپیر ونه لری . دغه محدویتونه هغه وخت له منځه تللی شی که چیری د اندازه ګیری د مرکزونو په ټاکلو کې د

ساحې توپوګرافيکی شرايط په پام کې نيول شوی وي . پدی صورت کې د اوربښت منځنی مقدار دلاندی فورمول څخه په کار اخيستلو محاسبه کوی

$$P_{av} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_n}{n} = \frac{P_1 + P_2 + ... + P_n}{n} \qquad (۵ - ۱۲۰)$$

په پورتنی رابطه کې :

$P_1 ; P_2$ - په ځانګړو مرکزونو کې د اوربښت ثبت شوی مقدار

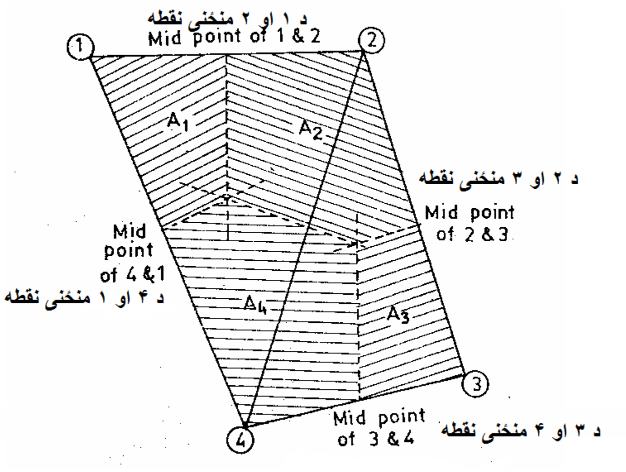
n - په ساحه کې د باران اندازه کولو د مرکزونو شميره.

پدی طريقه کې د باران هغه اندازه کونکی په پام کې نيسی چې د سيمی (حوزی) په دننه کې ځای لری او هغه مرکزونه چې د ساحې د سرحداتو څخه بهر (بيرون) موقعيت لری هغه په پام کې نه نيول کيږی . د يادونی وړده هغه سيمی چې پيچلی توپوګرافی ولری يعنی ډيری لوړی اوژوری ولری ددی طريقی څخه په کاراخيستلو د اوربښت منځنی مقدار چندان د قناعت وړ ندی . ددی طريقی يوازنی مثبت اړخ هغه ددی طريقی ساده والی دی .

۵- ۲۵ – ۲. د تاسين طريقه

نوموړی طريقه نسبت د حسابی اوسط طريقی ته د يو څو ښيګڼولرونکی ده . پدی طريقه کې د اندازه کولو ټول هغه مرکزونه چې د حوزی په دننه کې شتون لری او همدارنګه د ګاونډيو مرکزونو د شتون په صورت کې هغه هم کارول کيږی . په پيل کې ټول ګاونډی مرکزونه له يو بل سره د مستقيمو خطونو په وسيله نښلول کيږی چې په پايله کې يو لړ مثلثونه په لاس راځی . ددی مثلثونو د اضلاعو د عمود ناصف په رسمولو سره څوضلعی او يا پوليګونونه په لاس راځی ، چې داندازه کولو هرمرکز ددی څوضلعی په داخل کې ځای لری . که چيری د هری څوضلعی مساحت په ترتيب سره $A_1 ; A_2 ;.....; A_n$ او د څوضلعی په

داخل کې د اوربښت مقدار $P_1;P_2;.....;P_n$ وی پدی صورت کې د اوربښت منځنی مقدار د لاندی فورمول مطابق محاسبه کیږی [۱۴،۴،۱۵،۵].



۵- ۲۰ شکل . د تایسن حوضعلی (پولیګون)

$$P_{av} = \frac{\sum PA}{\sum A} = \frac{P_1A_1 + P_2A_2 + ... + P_nA_n}{A_1 + A_2 + ... + A_n} \qquad (۵- ۱۲۱)$$

په پورتنی فورمول کې :

$P_1;P_2:...;P_n$ - د اندازه ګیری په مرکزونو کې د ثبت شوی اوربښت مقدار

$A_1;A_2;......;A_n$ - د اوربښت د اندازه ګیری مرکز د اغیزی دساحې مساحت .

د یادونی وړده چې د هرڅلورضلعی پوری د اړوند مساحت څخه هدف د څوضلعی د مساحت د هغی برخې څخه عبارت دی چې د حوزی په داخل کې

شتون ولری . په بل عبارت د حوزی سطح د څوضلعی د اضلاعو سره پدی تعداد قطعاتو ویشل کیږی ، چې د څو ضلعی په داخل کې د باران د اندازه گیری دستگاه واقع ده . د کار د اسانتیا لپاره محاسبه د (۵- ۱۲۱.فورمول) مطابق د جدول په ترتیب سره ترسره کیږی.

۵- ۱۸. جدول . د تایسن د څوضلعی د طریقی منځنی اوربښت د مقدار محاسبه

د اندازه کولو مرکز	د تایسن څوضلعی مساحت (A, km^2)	اوربښت $(P; cm)$	AP
۱			
۲			
۳			
مجموع			

۵- ۲۵ – ۳. د مساوی اوربښت د خطونو یا د ایزوهات طریقه

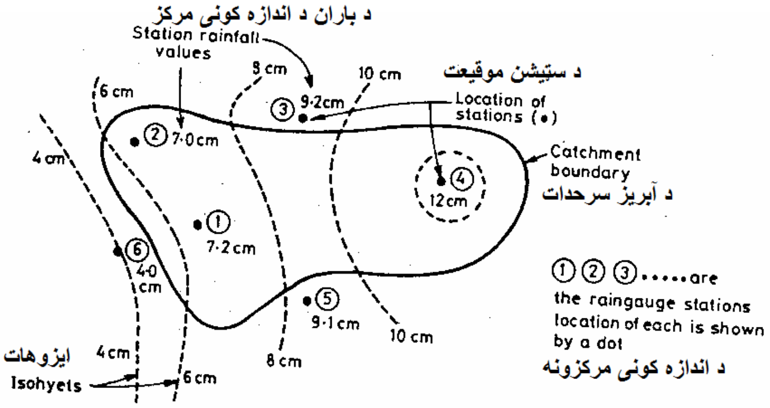
د مساوی اوربښت خط یا ایزوهات (Isohyets) د هغو نقطو هندسی محل دی چې په هغو کې د اوربښت مقدار په یوه ټاکلی دوره کې د بیلگې په توگه په یوه کال کې یو شان ته وی . یا په بل عبارت د مساوی اوربښت خط (ایزوهات) د هغه خط څخه عبارت دی چې د هغې په اوږدو د اوربښت مقدارونه یو شان ته وی . د اوربښت په نقشه کې هغه خطونه چې د اوربښت مساوی مقدار ښیي د ایزوهات په نامه سره یادیږی . د مساوی اوربښت د خط رسمول د ارتفاع د خطونوپه شکل رسمیږی .

نوموړی طریقه نسبت وړاندنی طریقی ته دقیقه ده . پدی طریقه کې د اوربښت د اندازه گیری مرکزونه ، او د اوربښت مقدارونه د سیمی د نقشی پرمخ ښودل کیږی . چې د هغوی له مخی د مساوی اوربښت خطونه رسموی . په پایله کې

مطلوبه ساحی د مساوی اوربنت د دوو خطونو په منځ قرار نیسی . ددی دوو خطونو د اوربنت قیمتونه د نومورِی ساحی لپاره د اوربنت د مقدار څخه عبارت دی . نسبت نورو طریقو ته ددی طریقی غوره والی پدی کې دی چې د ساحې توپو ګرافی هم په پام کې نیول کیږي .

که چیری په یوه سیمه کې چې د هغی پولی سره تاکل شوی وی ، د مساوی اوربنت خطونه رسم شی ، هغه مساحتونه چې د مساوی اوربنت د دوو ګاونډو خطونو ترمنځ ځای ولری په $A_1; A_2; \ldots\ldots; A_n$ سره او د اوربنت مقدارونه په $P_1; P_2; \ldots; P_n$ سره وښایو . د اوربنت منځنی مقدار د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$P_{av} = \frac{\sum A\left(\frac{P_n + P_{n+1}}{2}\right)}{\sum A} = \frac{A_1\left(\frac{P_1 + P_2}{2}\right) + A_2\left(\frac{P_2 + P_3}{2}\right) + \ldots + A_n\left(\frac{P_n + P_{n+1}}{2}\right)}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n} \qquad (۵- ۱۲۲)$$



۵- ۳۱. شکل . د یوه سیمی د مساوی اوربنت خطونو (ایزوهات)

د کار د آسانتیا لپاره محاسبه د جدول په ترتیب سره ترسره کوی(۵ – ۱۹.جدول) .

۵- ۱۹. جدول . د ایزوهات د طریقی مطابق د منځنی اوربښت محاسبه

د مساوی اوربښت خطونه په P,cm	د مساوی اوربښت د دوو خطونو ترمنځ مساحت $A;km^2$	منځنی اوربښت (د اوربښت د مساوی خطونو منځی اوربښت $\frac{1}{2}(P_1+P_2);cm$	$A\left(\frac{P_1+P_2}{2}\right)$
مجموع			

۵- ۲۶. د بهیر فزیکی او جغرافیوی عوامل

د سیند په بهیر (د سیند د اوبو پر مقدار) د اقلیمی عواملو سربیره فزیکی – جغرافیوی عوامل هم ځانګړی اغیزی لری چې ځنی د بهیر د زیاتوالی او بیا ځنی د هغه د کمښت لامل ګرځی . د بیلګې په توګه د ابریز د ساحې مساحت او ریلیف ؛ د سیندی شبکی تراکمیت ؛ د سیندی حوزی د خاوری او جیولوجیکی شرایط ؛ د نباتاتو (د زراعتی قشر) شتون ؛ د سمندرګیو او جهیلو شتون او همدارنګه د انسان فعالیت .

۱- دآبریز د ساحې مساحت او ریلف : د تاکلو اقلیمی شرایطو د شتون په صورت کې د بهیر مجموعي مقدار د آبریز د ساحې د مساحت پوری اړه لری . په کومه اندازه چې د آبریز د ساحې مساحت زیات وی په همغه اندازه په سیند کې د بهیدونکو اوبو مقدار زیاد دی .

د ساحې ریلف د بهیر د حرکت په سرعت زیاته اغیزه لری یعنی هرڅومره چې د ساحی منحنیات د زیات میل لرونکی وی په همغه اندازه د بهیر سرعت زیات دی ، تبخیر کم صورت نیسی او همدارنګه د ځمکی په وسیله د اوبو د جذب

قابلیت کمیږي . چې ددی کار په پایله کې د جریان د ضریب عددی قیمت لوړیږی . له همدی امله په غرنیو سیمو کې نسبت هموارو سیمو ته بهیر څو ځلی ژر رامنځ ته کیږی .

۲- د سیندی شبکی تراکمیت (ګڼوالی) : د سیندی شبکی تراکمیت د بهیر په مودول باندی مستقیمه اغیزه لری . پدی معنی چې د سیندی شبکی په زیاتوالی سره د جریان مودول زیاتیږي . په هراندازه چې د سیندی حوزی په حدودو کې زیات سیندونه وی به همغه اندازه د هغې ساحې د واحد مساحت څخه په واحد وخت کې د اوبوزیات حجم په لاس راځی .

۳- دخاوری – جیولوجیکی شرایط : د غه شرایط د بهیر پر قیمت زیاد تأثیر لری . په هره اندازه چې د خاوری د نفوذ قابلیت زیات وی په همغه اندازه د بهیر قیمت کم دی او یا بر عکس د نفوذ قابلیت د لږوالی په صورت کې د جریان قیمت زیاتیږی . د بیلګی په توګه که چیری په یوه حوزه کې نور ټول هغه عوامل چې د بهیر پر قیمت اغیزه لری ثابت وی ، یوازی د حوزی د خاورو دانه یی ترکیب په پام کې ونیسو. پدی صورت کې هغه حوزی چې د هغوی د ریګی خاورو څخه جوړی وی د بهیر مقدار لږ او ددی په خلاف هغه سیندی حوزی چې د نفوذ نه وړ خاورو څخه جوړی د بهیر مقدار زیات دی .

۴- نباتی قشر : د نباتی قشر شتون د تبخیر مقدار زیاتوی چې په پایله کې کلنی جریان کمیږي . د ځنګلونو شتون په بهیر مثبت اغیزه لری او د بهیر د منظم کیدو سبب ګرځی .

۵- دسمندرګیو شتون : هغه سمندرګی چې د سیند په حوزه کې شتون لری د ځنګلونو په شان د جریان تنظیم کونکی دی . یعنی د سیندونو د بهیر اعظمی مقدار چې د سمندرګیو څخه سرچینه اخلی کمیږی او د اوبو د لږوالی په وخت د جریان مقدار کموی .

۶- د انسان فعالیت : د انسانو فعالیت د بهیر په رژیم د هایدروتخنیکی ساختمانونو جوړول د سیند په مجرأ کې ځانګړی اغیزی لری . د بیلګې په توګه د اوبو لګولو لپاره د سربند طرح ریزی په نتیجه کې دجریان مقدار کمیږی .
د سترو ذخیره وی بندونو جوړولو په صورت کې عموماً د جریان کلنی مقدار تنظیم کیږی ، سیلابی جریان کموی او د اوبو کمښت کنترولوی او داسی نور .

۵- ۲۷. عملي سوالونه

۱. په یوه سیند کې د بهیدونکو اوبو د تودخی د سانتی ګیرد له جنسه ده . $T_w = 12C^0$ د ښودل شوو اوبو د تودخی درجه د نورو واحدونو له جنسه محاسبه کړی .

حل : د اندازه کولو د یو واحد څخه بل واحد ته د اوبو د تودخی درجی بدلولو ته د لاندی فورمولونو څخه کار اخلو

۱- د اوبو د تودخی درجه د سانتی ګیرد څخه په فارنهایت محاسبه کوو

$$F^0 = 1.8C^0 + 32 = 1.8*12 + 32 = 68F^0$$

۲- د اوبو د تودخی درجه د سانتی ګیرد څخه په کلوین محاسبه کوو

$$K^0 = C^0 + 273 = 20 + 273 = 293K^0$$

۳- د اوبو د تودخی درجه د سانتی ګیرد څخه په رانکین محاسبه کوو

$$R^0 = 1.8K^0 = 1.8*293 = 527.67R^0$$

۲. په دریو پرله پسی ورځو کې په یوه نقطه کې چې د واوری په وسیله پوښل شویده دلوړاو ټیټ حد ترمامیترونو په وسیله د تودوخي لوړه او ټیټه درجه په لاندی ترتیب سره اندازه شویده . که چیری د اوبو ارتفاع چې د واوری د ویلې کیدو څخه درجه – ورځ $h = 3mm$ فرض کړو ، پدی صورت کې د اوبو هغه

ارتفاع محاسبه کړی چې د دریو ورځو په اوږدو کې د واورو د ویلو کیدو ځخه په لاس راغلی وی .

$T_{\max};{}^0C$	+ 10	+ 12	+ 14
$T_{\min};C^0$	- 5	- 4	- 4

حل : محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو

۱- د لاندی رابطې ځخه په کاراخیستلو د هری ورځې د تودوخې منځنی درجه محاسبه او پایلی په جدول کې لیکو

$T_{\max};{}^0C$	+ 10	+ 12	+ 14
$T_{\min};C^0$	- 5	- 4	- 4
T_{mean}	+ 2.5	+ 4	+ 5

$$T_{mean}=\frac{T_{\max}+T_{\min}}{2}=\frac{10-5}{2}=+2.5C^0;$$

۲- نظر صفر ته د ورځنیو درجو مجموعه محاسبه کوو

$$\sum T=t_1+t_2+t_3=2.5+5+4=11.5C^0;$$

۳- په دریو ورځو کې د ویلو شوو اوبو مجموعی ارتفاع محاسبه کوو

$$\sum h=h\sum T=3*11.5=34.5mm.$$

۳. د یویی هفتی په اوږدو کې د لاندی جدول مطابق د تودخې لوړه او ټیټه درجه اندازه شویده . پدی موده کې د سانتیګیرد د دوو درجو $\left(2C^{0}\right)$ پر مبنأ ورځي – درجه په لاس راځي .

$T_{\max};C^{0}$	3	5	10	12	10	2	6
$T_{\min};C^{0}$	- 5	- 3	- 2	- 2	- 6	- 8	- 3

حل : محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو

۱- د حرارت منځنی درجه محاسبه کوو

$$T_{mean}=\frac{T_{\max}+T_{mean}}{2}=\frac{3-5}{2}=-2C^{0};$$

د محاسبی پایلې په جدول کې لیکو

$T_{\max};C^{0}$	3	5	10	12	10	2	6
$T_{\min};C^{0}$	- 5	- 3	- 2	- 2	- 6	- 8	- 3
$T_{mean};C^{0}$	- 1	1	4	5	2	- 3	1.5

۲- نظر د سانتیګیرد$(2+)$ درجو ته د ورځو د درجو مجموعه محاسبه کوو

$$Degree-Day=(4-2)+(5-2)=5C^{0}$$

۴. د هوا نسبی رطوبت په هغه ځای کې اندازه کړی چې د نصب شوی سایکرومتر وچ ترمامتر د تودوخې $\left(36C^{0}\right)$ او لوند ترمامتر $\left(25C^{0}\right)$درجه د سانتی ګیرد و ښایی.

حل . د لوند او وچ ترمامتر د تودوخې د توپیر په پام کې نیولو سره د(۵-۲. جدول) د ارقامو په کارولو سره د هوا نسبی لمدبل محاسبه کوو.

۱- د لوند او وچ ترمامتر توپیر محاسبه کو

$$\Delta T = T - T_W = 36 - 25 = 11C^0$$

۲- د ښودل شوی (۵- ۲. جدول) څخه نظر $\Delta T = 11C^0$ او $T = 36C^0$ د هوا نسبی لمدبل $RH = 41\%$ په لاس راځی .

۵ . که چیری په یوه سیمه کې د نصب شوی سایکرومتر لوند ترمامتر د تودوخی $T_W = 20C^0$ او وچ ترمامتر $T = 28C^0$ وښايي . پدی صورت کې د شبنم نقطې ، د شبنم په نقطه کې د اشباع بخار فشار او د هوا نسبی لمدبل محاسبه کړی .

حل . د محاسبی ترتیب :

۱- د لوند او وچ ترمامتر توپیر محاسبه کو

$$\Delta T = T - T_W = 28 - 20 = 8C^0$$

۲- د (۵-۳. جدول) څخه نظر $\Delta T = 8C^0$ او د وچ ترماتر د حرارت درجی $T = 28C^0$ ته د شنبم نقطه $T_d = 16C^0$ په لاس راځی .

۳- د (۵-۳. جدول) څخه نظر د حرارت درجی ته $\Delta T = 8C^0$ په صورت کې د اشباع بخار فشار $e_w = 37.8mbar$ او نظر د شبنم نقطی ته $T_d = 16C^0$ د $e_a = 18.7mbar$ سره معادل دی .

۴- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د هوا نسبی رطوبت محاسبه کوو

$$RH = \frac{e_a}{e_w}100\% = \frac{18.7}{37.8} * 100\% = 48.1\%.$$

۵ – همد ارنګه د ترمامترونو د تودوخې د توپیر په پام کې نیولو سره د (۵-۲.جدول) څخه په مستقیمه توګه د هوا نسبی لمدبل په لاس راوړو یعنی $RH = 48\%$.

۶. په یوه بناری سیمه کې د ځمکې د سطحې څخه د $z = 1.5m$ په لوړوالی سره د باد افقی منځنی سرعت $U_z = 4m/\sec$ دی . د باد افقی سرعت د ځمکې د سطحې څخه د لسو مترو $x = 10m$ په ارتفاع محاسبه کړی .

حل . د محاسبی ترتیب :

۱- څرنګه چې د باد افقی اندازه شوی سرعت په بناری سیمه کې دی نو له همدی امله د باد په مقابل د ځمکې د سطحې د عوارضو د مقاومت ضریب $a = 0.4$ قبلوو.

۲- د سرعت توزیع د تابع څخه په کار اخیستلو سره غوښتل شوی سرعت محاسبه کوو

$$U_x = U_z \left(\frac{x}{z} \right)^a$$

$$U_{10} = U_{1.5} \left(\frac{10}{1.5} \right)^{0.4} = 4 \left(\frac{10}{1.5} \right)^{0.4} = 8.54; m/\sec$$

۷. د لاندی معلوماتو د شتون په صورت کې د ذخیره وی بند څخه د ورځنی او مجموعی تبخیر او همدارنګه د بنودل شوی تبخیر له امله د ذخیره ئی بند څخه د ضایع شوو اوبو حجم د مایر(Mayer) د فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کړی .

- د ذخیره وی بند د اوبو د آزادی سطحې مساحت $\left(A = 120km^2 \right)$ ؛

- د اوبو د تودخی درجه $T_W = 20C^0$ ؛

- د هوا نسبی رطوبت $RH = 40\%$ ؛

- د باد افقی سرعت چې د ځمکې سطحی د یو متر په ارتفاع $z = 1m$ **اندازه شویده د** $V_1 = 16 km/hour$ ؛

- وخت $T = 15day$.

حل. محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو :

۱- د ۳-۵. جدول څخه د اوبو د تودوخې درجې $T_W = 20C^0$ ته د اشباع بخار فشارپه لاس راوړو $e_w = 17.75(mm-Hg)$ ؛

۲- د لاندې رابطې څخه د بخار فشار محاسبه کوو

$$RH = \frac{e_a}{e_w}.100\%$$

لدې ځایه د بخار فشار محاسبه کوو

$$e_a = \frac{RH.e_w}{100\%} = \frac{40\%*17.75}{100\%} = 0.4*17.75 = 7.03(mm-Hg)$$

۳- څرنګه چې د باد منځنی افقی سرعت د ځمکې د سطحې څخه د یوه متر په ارتفاع اندازه شویدی، ددی لپاره چې ورکړل شوی سرعت د باد په نهه متری (V_9) تعدیل کړو د په عمود د سرعت د ویش تابع څخه چې د لاندې شکل لرونکی ده کار اخلو

$$V_x = V_z\left(\frac{x}{z}\right)^a$$

$$V_9 = 16\left(\frac{9}{1}\right)^{0.16} = 22.74(km/hour)$$

۴- د مایر د فورمول څخه په کار اخیستلو د ذخیره وی بند د آزادی سطحې څخه ورځنی تبخیر منځنی مقدار (E_{daily})محاسبه کوو

$$E_{daily} = k_m\left(1+\frac{V_9}{16}\right)(e_w - e_a) =$$

$$E_{daily} = 0.35\left(1+\frac{22.74}{16}\right)(17.57-7.03) = 9.19\,mm/day;$$

۵- د ذخیره وی بند څخه د تبخیر مجموعی مقدار محاسبه کوو

$$E_{total} = E_{daily}T = 9.19*15 = 137.85mm$$

۶- د ذخیره وی بند څخه د ضایع شوو اوبو حجم محاسبه کوو

$$W = E_{total}A = 137.85*10^{-3}*120*10^{6} = 16.542*10^{6}m^{3}.$$

۸- د لاندی معلوماتو د شتون په صورت کې د ذخیره ئی بند څخه د ورځنی او مجموعی تبخیر او همدارنګه د بڼودل شوی تبخیر له امله د ذخیره وی بند څخه د ضایع شوو اوبو حجم د روهور (Rohwer) د فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کړی .

- د اوبو د تودخی درجه $T_W = 18C^0$ ؛

- د هوا نسبی رطوبت $RH = 50\%$ ؛

- د باد افقی سرعت چې د ځمکې سطحی د یو متر په ارتفاع $z = 1m$ **اندازه شویده د** $V_1 = 16\,km/hour$ ؛

- وخت $T = 15day$ ؛

- د ذخیره ئی بند په حدودو کې د اتمسفیر فشار $P_a = 720(mm-Hg)$ **.**

حل. محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرا کوو :

۱- د ۳-۵. جدول څخه د اوبو د تودوخی درجی $T_W = 18C^0$ **ته د اشباع بخار فشارپه لاس راوړو** $e_w = 15.51(mm-Hg)$ ؛

۲- د لاندی رابطی څخه د بخار فشار محاسبه کوو

$$RH = \frac{e_a}{e_w}.100\%$$

لدی ځایه د بخار فشار محاسبه کوو

$$e_a = \frac{RH.e_w}{100\%} = \frac{50\%*15.51}{100\%} = 0.5*15.51 = 7.75(mm-Hg)$$

۳- څرنګه چې د باد منځنی افقی سرعت د ځمکې د سطحې څخه د یوه متر په ارتفاع اندازه شویدی، ددی لپاره چې ورکړل شوی سرعت د باد په $(V_{0.6})$ **متری تعدیل کړو د په عمود د سرعت د ویش تابع څخه چې د لاندی شکل لرونکی ده کار اخلو**

$$V_x = V_z \left(\frac{x}{z} \right)^a$$

$$V_{0.6} = 16 \left(\frac{0.6}{1} \right)^{0.16} = 14.74 (km/hour)$$

۴- د روهور د فورمول څخه په کار اخیستلو د ذخیره وی بند د آزادی سطحې څخه ورځنی تبخیر منځنی مقدار (E_{daily}) محاسبه کوو

$$E_{daily} = 0,771(1.456 - 0.000732 P_a)(0.44 + 0.0733 V_{0.6})(e_w - e_a) =$$
$$= 0.771(1.456 - 0.000732 * 720)(0.44 + 0.0733 * 14.74)(15.51 - 7.75) =$$
$$= 8.44; mm/day$$

۵- د ذخیره وی بند د اوبو د آزادی سطحې څخه د تبخیر مجموعی مقدار محاسبه کوو

$$E_{total} = E_{daily}.T = 8.44 * 15 = 126.6; mm$$

۶- د ذخیره وی بند څخه د تبخیر له امله د ضایع شوو اوبو حجم محاسبه کوو

$$W = E_{total} A = 126.6 * 10^{-3} * 120 * 10^{6} = 15.192 * 10^{6}; m^3$$

۹. د عقرب په میاشت کې د یو ذخیره وی بند د اوبو د آزادی سطحې منځنی مساحت $(A = 25 km^2)$ دی . په ښودل شوی میاشت کې د بهیر دخولی منځنی مقدار $(R_1 = 15 m^3/\sec)$ او د بهیر وتونکی (خروجی) منځنی مقدار $(R_2 = 20 m^3/\sec)$. همدارنګه په همدی میاشت کې د اورښت مجموعی مقدار $(P = 10 cm)$ او د ځانګړو عواملو له امله د ذخیره وی بند څخه د همدی وخت په ترځ کې پنځه لس میلون مترمکعب $(\Delta S = 15 * 10^6 m^3)$ اوبه ضایع شویدی . د پورتنیو معلوماتو په پام کې نیولو سره د ذخیره ئی بند څخه د تبخیر مقدار

پداسی حال کې محاسبه کړی چې د ځمکې لاندی اوبو په وضعېت کوم بدلون ندی رامنځ ته شوی یعنی $(G_1 = G_2 = cons\tan t)$.

حل. د T پارامترپه پام کې نه نیولو سره او همدارنګه پدی فرضیی سره چې د ځمکې لاندی اوبو په وضیعت کې بدلون شتون نه لری د اوبو بیلانس د معادلی څخه په کاراخیستلو سره په لاس راځی

$$E = P + (R_1 - R_2) - \Delta S$$

د معادلی په ښی طرف کې شامل پارامترونه محاسبه کوو

$$P = \frac{10}{100} * 25 * 10^6 = 2.5 * 10^6 ; m^3$$
$$R_1 = 15 * 86400 * 30 = 38.88 * 10^6 ; m^3$$
$$R_2 = 20 * 86400 * 30 = 51.84 * 10^6 ; m^3$$
$$\Delta S = -15 * 10^6 ; m^3$$

په پایله کې په لاس راځی

$$E = (2.5 + 38.88 - 51.84 + 15) * 10^6 = 4.56 * 10^6 ; m^3$$

لدی ځایه څخه ورځنی منځنی تبخیر محاسبه کوو

$$E_{daily} = \frac{4{,}54 * 10^6}{25 * 10^6 * 30} * 1000 = 6.05; (mm/day)$$

۱۰. د نوامبر د میاشتی د یوی ورځی په اوږدوکې د ذخیره وی بند د آزادی سطې څخه چې د عرض البلد په (28^0) موقعیت لری د تبخیر مقدار محاسبه کړی . په ذخیره وی بند کې آزاده سطح د سمندر د سطحې څخه د اته سوه متره $(h = 800m)$ په ارتفاع موقعیت لری . د هوا د تودوخې منځنی درجه $(T_a = 19C^0)$، د هوا نسبی لمدبل $(RH = 60\%)$، په نوموړی ورځ کې د لمرینو

ساعتونو شمیر $(n = 9hour)$ او د باد سرعت د ځمکې د سطحې څخه د دوه مترو په ارتفاع $V_2 = 80; \left(\frac{km}{day}\right)$ دی .

حل . د محاسبی ترتیب

۱- دهوا د تودوخې د $T_a = 19C^0$ په صورت کې د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو د اشباع بخار فشار د منحنی میلان مقدار محاسبه کوو

$$\Delta = (0.000815 * 19 + 0.8912)^7 = 1.37; \left(\frac{mbar}{C^0}\right)$$

۲- د (۵-۶۱) معادلی څخه په کار اخیستلو د سمندر دآزادی سطحې څخه په ارتفاع $(h = 800m)$ د هوا فشار محاسبه کوو

$$P_A = 1013 - 0.1152 * 800 + 0.544 * 10^{-6} * (800)^2 = 921.2; (mbar)$$

۳- د (۵-۶۰) معادلې څخه په کار اخیستلو د سایکرومتریک ضریب محاسبه کوو

$$\gamma = \frac{0.66 * 921.2}{1000} = 0.608 \left(\frac{mbar}{C^0}\right)$$

۴- نظر د اوبو دتودوخې درجی ته $(T_a = 19C^0)$ د اشباع بخار فشار یا د (۵-۲. جدول) څخه ټاکو $(e_w = 22mbar)$ یا د (۵-۱۲) فورمول څخه په کټه اخیستلو سره محاسبه کوو $(e_w = 22mbar)$.

۵- د هوا د نسبی رطوبت د شتون په صورت کې د لاندی فورمول څخه په کار اخیسلو د بخار فشار (e_a) محاسبه کوو

$$RH = \frac{e_a}{e_w} 100\%$$

لدی ځایه څخه

$$e_a = \frac{RH.e_w}{100\%} = 0.6 * 22 = 13.2; mbar$$

۶- د (۵-۸.جدول) څخه نظر د ساحې جغرافیه ئی موقعیت ته (28^0) عرض البلد ته د لمرینو منځنیو ساعتونو اعظمی حد ټاکو$(N=10.78hours)$، همدارنګه نظر د ساحې جغرافیه ئی موقعیت ته (28^0) عرض البلد ته د (۵-۷. جدول) څخه د اتمسفیر د پاسه د لمر وړانګو مقدار معلوموو

$$H_A = 9.52\left(\frac{mm}{day}\right) = 9.52*58.48 = 556.73;\left(\frac{cal}{cm^2.day}\right)$$

۷- په پایله کې د (۵-۴۴) فورمول څخه د ذخیره ئی بند په آزاده سطح کې د لمر د وړانګو مقدار محاسبه کوو

$$H_s = 0.95\left(0.29*Cos28^0 + 0.52\frac{9}{10.78}\right)*556.73 = 365.04;\left(\frac{cal}{cm^2.day}\right)$$

۸- (۵-۴۲) معادلې څخه په کار اخیستلو سره د پنمن معادلی ایروډیناکیک جز محاسبه کوو

$$E_a = p.2625\left(0.5+\frac{80}{160}\right)*(22-13.2) = 2.31;\left(\frac{mm}{day}\right)$$

۹- د (۵-۴۳) رابطی څخه په کار اخیستلو تبخیری خالصه انرژی محاسبه کوو

$$Q_n = 7.14*10^{-3}*365.04 + 5.26*10^{-6}*365.04(19+17.8)^{1.87} +$$
$$+3.94*10^{-6}*(365.04)^2 - 2.39*10^{-9}(365.04)^2(19-7.2)^2 - 1.02 =$$
$$= 3.69\left(\frac{mm}{day}\right)$$

۱۰ ــد ذخیره وی بند د آزادی سطحې څخه د تبخیر مقدار د (۵-۵۸) رابطی څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$E=\left(\frac{1.37}{1.37+0.608}\right)*3.69+\left(\frac{0.608}{1.37+0.608}\right)*2.31=3.27\left(\frac{mm}{day}\right)$$

۱۱. د واورې د اوريدو ځخه وروسته په يوه لمرينه ورځ کې لاندې ارقام د هواپيژندنې په مرکز کې ثبت شويدي . په نوموړې ورځ کې د واورې د سطحې ځخه د تبخير مقدار محاسبه کړی .

- د دوه مترو $(2m)$ په ارتفاع د هوا د تودوخې ترټولو لوړه درجه $T_{a.\max}=12C^0$ ؛

- د دوه مترو $(2m)$ په ارتفاع د هوا د تودوخې تر ټولو ټيټه درجه $T_{a.\min}=6C^0$ ؛

- منځنی نسبتی رطوبت $RH=70\%$ ؛

- د ځمکې د سطحې ځخه د لس مترو $(10m)$ په ارتفاع د باد سرعت $V_{10}=255km/day$.

حل . محاسبه په لاندې ترتيب سره ترسره کوو :

۱- ځرنګه چې په (۵- ۶۵) فورمول کې د باد سرعت په $(m/\sec)$ بايد وضع شي ، نو له همدې امله ورکړل شوی سرعت بايد د (km/day) ځخه په $(m/\sec)$ تبديل کړو

$$V_{10}=255km/day=255\frac{1000}{86400}=2.95=3m/\sec;$$

۲- د هوا د تودوخې منځنې درجه محاسبه کوو

$$T_{av}=\frac{T_{a.\max}-T_{a.\min}}{2}=\frac{12+6}{2}=9C^0$$

ځرنګه چې د هوا د تودوخې منځنې درجه $(9C^0)$ ده ، پدې فرضيې سره چې د واورې په سطحه کې د ورځې د هوا د تودوخې درجه هم $(9C^0)$ ده . د هوا د

تودوخې د ښودل شوی درجې په صورت کې د اشباع بخار فشار (e_w) محاسبه کوو

$$e_w = \exp\left[\frac{16.78T - 116.9}{T + 237.3}\right] = \exp\left[\frac{16.78*9 - 116.9}{9 + 237.3}\right] = 1.14KPa$$
$$e_w = 1.14KPa = 1{,}14*10 = 11.4mbar$$

۳- د بخار د واقعی فشار e_a د محاسبی لپاره د نسبی رطوبت د فورمول څخه کار اخلو

$$RH = \frac{e_a}{e_w}100\%$$

لدی ځایه په لاس راوړو

$$e_a = \frac{e_w RH}{100\%} = 0.7*11.4 = 7.9mbar$$

۴- د لاندی رابطی څخه په کار اخیستلو د واوری د سطحې څخه د تبخیر مقدار محاسبه کوو

$$E = (0.18 + 0.098V_{10})(e_w - e_a) =$$
$$= (0.18 + 0.098*3)(11.4 - 7.9) = 1.6(mm/day)$$

۱۲. د آبریز په یوه حوزه کې د اورښت منځنی کلنی مقدار $(P = 255mm/year)$ او د تودوخې منځنی کلنی درجه $(T = 11C^0)$ سانتی ګرید د هوا پیژندنی په مرکزونو کې ثبت شوی ده . د پورتنیو معلوماتو د شتون په صورت کې د ابریز د سطحې څخه د واقعی تبخیر او تعرق اندازه محاسبه کړی .

حل . د واقعی تبخیر او تعرق د اندازی محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو:

۱- د هوا د تودوخی مربوط لامل محاسبه کوو

$$I = 300 + 25T + 0.05T^3 =$$
$$= 300 + 25*11 + 0.05*(11)^3 = 641.55$$

۲- د واقعی تبخیر او تعرق مقدار محاسبه کوو

$$E=\frac{P}{\left[0.90+\left(P/I\right)^{2}\right]^{0.5}}=$$

$$=\frac{255}{\left[0.90+\left(255/641.55\right)^{2}\right]^{0.5}}=247mm/year.$$

ددی مثال څخه دی پایلی ته رسوو چې د کلنی منځنی اورښت (95%) په تبخیر او تعرق کې په مصرف رسی او یوازی د کلنی اورښت (5%)د ځمکې لاندی اوبو په تغذیه کې په مصرف رسی .

۱۳. د یوی کرنیزی سیمی څخه چې د سمندر د آزادی سطحې څخه د $(300m)$ مترو په ارتفاع او د عرض البلد په (40^{0}) کې موقعیت لری د لاندی معلوماتو د شتون په صورت کې د پوتینسیالی تبخیراو تعرق PET مقدار د پنمن د طریقی مطابق محاسبه کړی :

- د سپټامبر په میاشت کې د تودوخې اعظمی درجه $T_{max}=30C^{0}$ ؛
- د سپټامبر په میاشت کې د هوا منځنی نسبی رطوبت $RH=75\%$ ؛
- د سپټامبر په میاشت کې د لمرینو ساعتو منځنی شمیر $n=10.5hours$ ؛
- د ځمکې د سطحې څخه د دوه مترو په ارتفاع د باد سرعت $V_{2}=100km/day$ ؛
- د سپټامبر په میاشت کې د تودوخې اصغری درجه $T_{min}=18C^{0}$ ؛

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو

۱- د لاند فورمول څخه په کاراخیستلو د هوا فشار محاسبه کوو

$$P_{a}=1013-0.1055E=1013-0.1055*300=981.35mbar$$

۲- د تودوخې منځنی درجه محاسبه کوو

$$T_{mean}=\frac{T_{max}+T_{min}}{2}=\frac{30+18}{2}=24C^{0}$$

۳- د تبخیر مخفی تودوخه (Latent heat of evaporation) محاسبه کوو

$$L = 2500.78 - 1.3601 T_{mean} =$$
$$= 2500.78 - 1.3601 * 24 = 2468.1376; KJ/kg$$

۴- د اوبو د بخار فشار منحنی میلان (شیب) محاسبه کوو

$$\Delta = 2.00(0.00738 T_{mean} + 0.8072)^7 - 0.00116 =$$
$$= 2.00(0.00738 * 24 + 0.8072)^7 - 0.00116 = 1.789; mbar/C^0 .$$

۵- سایکرومتریکی ضریب د لاندی فورمول مطابق محاسبه کوو

$$\gamma = 1.6134 \frac{P_a}{L} = 1.6134 * \frac{981.35}{2468.137} = 0.641 mbar/C^0$$

۶- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره نظر د حرارت درجې ته د اشباع بخار فشار محاسبه کوو

$$e_w = 33.8639 \begin{bmatrix} (0.00738 T_{mean} + 0.8072)^8 - \\ - 0.000019(1.8 T_{mean} + 48) + 0.001316 \end{bmatrix} =$$
$$= 33.8639 \begin{bmatrix} (0.00738 * 24 + 0.8072)^8 - \\ - 0.000019(1.8 * 24 + 48) + 0.001316 \end{bmatrix} = 29.83; mbar$$

۷- د لمر خالصه څلیدنه (وړانګی) Net radiation $R_n; (mm/day)$

$$R_n = (1 - \alpha) R_s - R_b$$

د لمر د خالصو وړانګو د محاسبی لپاره په پورتنی رابطه کې شامل پارامترونه په لاندی ترتیب محاسبه کوو:

- د لاندی رابطی څخه د لنډو څپو سره د لمر د خولی وړانګی محاسبه کوو

$$R_s = R_a \left(0.23 + 0.48 \frac{n}{N} \right)$$

$N = 12.5$ - ممکنه اعظمی لمرین ساعتونه چې د (۵-۱۱. جدول) څخه نظر میاشت او عرض البلد ته تاکل کیږی .

د R_a قیمت نظر د کال میاشت او عرض البلد ته د (۵-۱۰. جدول) څخه انتخابو چې په پایله

$$R_a = 740\, cal/cm^2.day = \frac{740}{58.5} = 12.62\, mm/day$$

لدی ځایه څخه د خالصو وړانګو مقدار محاسبه کوو

$$R_s = 12.62\left(0.3 + 0.48\frac{10.5}{12.5}\right) = 7.99\, mm/day$$

- د ځمکې د سطحې څخه د اوږدو څپوپه شکل خروجی وړانګې محاسبه کوو

$$R_b = \left(a\frac{R_s}{R_{so}} - b\right)R_{bo} = \left(1.2\frac{R_s}{R_{so}} - 0,2\right)R_{bo}$$

- خروجی خالصی وړانګی (Net outgoing radiation) محاسبه کوو

$$R_{bo} = \varepsilon\sigma\,\frac{\left(T_{\max}^4 + T_{\min}^4\right)}{2}$$

- په فورمول کې شامل پارامترونه محاسبه کوو

$$T_{\max} = \left(C^0 + 273\right) = 30 + 273 = 303K^0$$
$$T_{\min} = C^0 + 273 = 18 + 273 = 291K^0$$

- د استفان – بولتزمن ثابت ضریب $\sigma = 4.8995 * 10^{-3}\left(J/m^2 day.K^4\right)$ ؛

- د سطحې د ځلیدنی ضریب (The radiation coefficient) مقدار محاسبه کوو

$$\varepsilon = -0.02 + 0.261\exp\left[-7.77*10^{-4}\left(T_{mean}\right)^2\right] =$$
$$= -0.02 + 0.261*2.7182\left[-7.77*10^{-4}\left(24\right)^2\right] = 0.1469$$

- خروجی خالصی وړانګی محاسبه کوو

$$R_{bo} = 0.1469*4.8995*10^{-3}\left(\frac{303^4 + 291^4}{2}\right) = 5613287\,KJ/m^2.day =$$
$$= 1346710.57\,cal/cm^2.day = 134.671\,cal/m^2.day = 2.29\,mm/day.$$

د ځمکې د سطحې څخه خروجی وړانګی د اوږدو څپو په شکل محاسبه کوو

$$R_b = \left(1.2*\frac{7.99}{9.62} - 0.2\right)*2.29 = 1.824\,mm/day.$$

- د خالصو وړانګو مقدار محاسبه کوو

$$R_n = (1 - 0.25)7.99 - 1.824 = 4.167\,mm/day.$$

- د بخار فشار محاسبه کوو

$$e_a = \frac{RH.e_w}{100} = \frac{75*29.83}{100} = 22.373\,mbar.$$

- د بخار فشار کمښت محاسبه کوو

$$d = e_w - e_a = 29.83 - 22.373 = 7.458\,mbar$$

- پوتینسیالی تبخیراو تعرق محاسبه کوو

$$PET = \left[\frac{1.789}{1.789+0.641}*4.169 + \frac{0.641}{1.789+0.641}*(0.27)(1+0.01*100)(7.458)\right] = 4.131\,mm/day$$

۱۴. د ترنت- وایت د طریقی مطابق د یوی سیمی ځخه چې د عرض البلد په (35^0)کې موقعیت لری د لاندی ارقامو په پام کې نیولو سره د سپتامبر په میاشت کې پوتینشالی تبخیراو تعرق محاسبه کړی .

month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
T,C^0	-4	-2	3	5.5	12	18	25	28	23	18	10	9

حل. محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

- د هری میاشتی لپاره د لاندی فورمول مطابق د تودخې (حرارتی) اندیکس محاسبه کوو

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.51}$$

د بیلګی په توګه د اپریل د میاشتی لپاره

$$i_m = \left(\frac{5.5}{5}\right)^{1.51} = 1.15$$

په همدی ترتیب د ټولو میاشتو لپاره د تودوخې اندیکس محاسبه کوو او پایلی په جدول کې لیکو

month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
i_m	0	0	0.46	1.15	3.75	6.91	11.36	13.48	10.01	6.91	2.84	2.45

- د لاندی رابطې ځخه کلنی تودوخې اندیکس محاسبه کوو

$$I = \sum_{n=1}^{12} i_m = 0.46 + 1.15 + 3.75 + 6.91 + 11.36 +$$
$$+ 13.48 + 10.01 + 6.91 + 2.84 + 2.43 = 58.5$$

د لاندی رابطې ځخه په کار اخیستلو سره د (a) ضریب محاسبه کوو

$$a = (6.75 * 10^{-7})58.5^3 - (7.71 * 10^{-5})58.5^2 +$$
$$+ (1.792 * 10^2)58.5 + 0.492 = 1.41$$

د پوتینسیالی تبخیر او تعرق د محاسبی لپاره د (۵- ۸. جدول) څخه اصلاحی ضریب $N_m = 1.03$ نظر میاشت او عرض البلد (35^0) ته ټاکو .

- د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو د پوتینسیالی تبخیر او تعرق اصلاح شوی مقدار محاسبه کوو

$$PET = 16*(1.03)*\left(\frac{10*3}{58.5}\right)^{1.41} = 113.6; mm$$

- د پوتینسیالی تبخیر او تعرق ورځنی مقدار محاسبه کوو

$$PET_{day} = \frac{PET}{30} = \frac{113.6}{30} = 3.7\, mm/day$$

۱۵- د لاری – جانسون د طریقی مطابق د لاندی معلوماتو په پام کې نیولو سره تر مطالعې لاندی سیمی څخه د پوتینشالی تبخیراو تعرق مقدار محاسبه کړی .

- د اپریل ، می او جون په میاشتو کې د تودوخې ثبت شوی منځنی مقدارونه په ترتیب سره عبارت دی له $(26;20)$ او (30) درجی سانتی ګرید څخه .

حل. د پوتینشالی تبخیراو تعرق مقدار د محاسبی لپاره باید د تودوخې درجه د سانتی ګرید څخه په فارنهایت تبدیل شی

$$T = 1.8C^0 + 32;$$
$$T_{Apr} = 1.8*20 + 32 = 68F^0;$$
$$T_{may} = 1.8*26 + 32 = 76F^0;$$
$$T_{Jun} = 1.8*30 + 32 = 86.$$

- د تودوخې ورځنی درجې مجموع محاسبه کوو

$$D_m = (68 + 76 + 86)*31 = 7192$$

- د لاندی رابطې څخه PET محاسبه کوو

$$PET = 0.007457D_m + 24.4 = 0.004757*7192 + 24.4 = 58.59cm.$$

۱۶. د لاندی ارقامو په پام کې نیولو سره د جنسن – هیز د طریقی مطابق د May په میاشت کې (PET) محاسبه کړی .

- د کال تر ټولو ګخه په ګرمه میاشت کې دتودوخې اعظمی درجه $T_{\max} = 30C^0$ ؛

- د کال تر ټولو ګخه په ګرمه میاشت کې د تودوخې اصغری درجه $T_{\min} = 20C^0$ ؛

- د می په میاشت کې د تودوخې منځنی درجه $T_{mean} = 15C^0$ ؛

- د سمندر د سطحې ګخه د سیمی ارتفاع $(150m)$ ؛

- موقعیت د عرض البلد $(30^0 N)$.

حل . د محاسبی ترتیب :

- د اشباع بخار فشار نظر د هوا د تودوخې درجی ته محاسبه کوو

$$e_{w.30} = 6.11\exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) =$$

$$= 6.11\exp\left(\frac{17.27 * 30}{30 + 237.3}\right) = 42.32mbar;$$

$$e_{w.20} = 6.11\exp\left(\frac{17.27 * 20}{20 + 237.3}\right) = 23.4mbar.$$

$$C_H = \frac{50}{(42.42 - 23.4)} = 2.63$$

$$C_1 = 38 - \left(\frac{2 * 150}{306}\right) = 37$$

$$C_c = \frac{1}{(37 + 7.6 * 2.63)} = 0.017$$

$$T_c = -2.5 - 0.14(42.42 - 23.40)\frac{150}{550} = -5.44$$

د R_a مقدار نظر میاشت او عرض البلد (30^0) ته د (۵-۱۱ . جدول) څخه انتخابوو

$$R_a = 945\, cal/cm^2.day = \frac{945}{58.5} = 16.15\, mm/day.$$

په پایله کې

$$PET = 0.017 * [15-(-5.44)] * 16.15 = 5.6\, mm/day$$

د یوه میاشت په اوږدو کې د پوتینسیالی تبخیراو تعرق مقدار مساوی دی په

$$PET = 5.6 * 31 = 173 mm.$$

۱۷- د لاندی معلوماتو په پام کې نیولو سره د بلانی – کریدل طریقی مطابق د May په میاشت کې د مرجع نبات د تبخیر او تعرق مقدار محاسبه کړی :

- د سسیمی موقعیت د عرض البلد $Latitude = 30^0 N$ ؛
- د ځمکې د سطحی څخه د دوه مترو په ارتفاع د باد ورځنی سرعت $V_{2-day} = 7.5\, m/\sec$؛
- د تودوخې اعظمی درجه $T_{\max} = 21C^0$ ؛
- د تودوخې اصغری درجه $T_{\min} = 9.4C^0$ ؛
- د لمرینو ساعتونو شمیر $n = 10 hours$ ؛
- د هوا نسبی اصغری رطوبت $RH_{\min} = 48\%$.

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو :

- نظر د عرض البلد زاوئی (30^0) او میاشتی ته د (۵- ۱۱. جدول) څخه د لمرنیو ساعتونو ممکنه اعظمی شمیره تاکوو $N = 14 hours$.

$$\frac{n}{N} = \frac{10}{14} = 0.71;$$

$$RH_{\min} = 48\%$$

- د لاندې معادلې په مرسته د (a) قیمت محاسبه کوو

$$a = 0.0043(48) - 0.71 - 1.41 = -1.91$$

د لاندې معادلې څخه د (b) قیمت محاسبه کوو

$$b = 0.82 - 0.0041(48) + 1.07(0.71) + 0.66(7.5) -$$
$$- 0.006(48)(0.71) - 0.0006(48)(7.5) = 1.46$$

د (۵- ۸ . جدول) څخه نظر $Latitude = 35^0 N$ او میاشتی **(May)** ته اصلاحی ضریب P ټاکو: $P = 0.30$.

- د تودوخې منځنی درجه محاسبه کوو

$$T_{mean} = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} = \frac{21 + 9.4}{2} = 15.2C^0.$$

- د لاندی معادلې څخه په کار اخیستلو د مرجع نبات تبخیر او تعرق ET_0 محاسبه کوو

$$ET_0 = -1.91 + 1.46[0.31(0.46 * 15.2 + 8.13)] = 4.9\, mm/day.$$

۱۸. د لاندی ارقامو په پام کې نیولو سره د **(May)** میاشتی لپاره د هارگریوز طریقی مطابق ET_0 محاسبه کړی :

- د ساحې موقیعت د عرض البلد $Latitude = 30^0 N$ ؛

- د تودوخې اعظمی درجه $T_{\max} = 27C^0$ ؛

- د تودوخې منځنی اصغری درجه $T_{\min} = 16C^0$.

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره سرته رسوو :

- د هوا د تودوخې درجی توپیر محاسبه کوو

$$TR = T_{max} - T_{min} = 27 - 16 = 11C^0$$

- د هوا د تودوخې منځنی درجه محاسبه کوو

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} = \frac{27 + 16}{2} = 25.5C^0$$

- نظر $Latitude = 30^0 N$ او میاشتی ته د (۵ - ۱۴. جدول)څخه د R_a قیمت ټاکوو $R_a = 16 mm/day$.

- د (۵ - ۹۶) فورمول څخه په کار اخیستلو سره د ET_0 مقدار محاسبه کوو

$$ET_0 = 0.0023R_a(T_{mean} + 18.7)\sqrt{TR} =$$
$$= 0.0023*16(21.5 + 1.8)\sqrt{11} = 4.9 mm/day.$$

۱۹ . په یو سیمه کې د باران د شدت د اندازه کولو لپاره د رادار دستګاه څخه کار اخیستل شویدی . د باران د اندازه شوی شدت فکتور $Z = 300000(mm^6/m^3)$ دی . د لاندی حالاتو لپاره د باران شدت محاسبه کړی :

- د a او b ضریبونو قیمتونه په $a = 200; b = 1.6$ ؛

- د a او b ضریبونو د قیمتونه په $a = 300; b = 1.4$.

حل . د باران شدت د لاندې رابطې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوو

$$Z = 200I^b$$

لدی ځایه څخه د باران شدت محاسبه کوو

۱- $$I = \left(\frac{Z}{200}\right)^{1/1.6} = \left(\frac{300000}{200}\right)^{1/1.6} = 96.62(mm/hour)$$

۲- $$I = \left(\frac{Z}{200}\right)^{1/1.6} = \left(\frac{300000}{300}\right)^{1/1.4} = 138.95(mm/hour)$$

۲۰ . يوه ساحه چې $A=12ha$ مساحت لرى د عرض البلد په $\left(48^0N\right)$ درجو کې د سمندر د سطحې څخه $(H=4000m)$په ارتفاع موقعيت لرى . د ښودل شوى ساحې د واورى د پاکولو په وخت کې لاندى معلومات په لاس راغلى دى :

- د هوا دتودوخې درجه $T=12C^0$؛
- د باد منځنى سرعت $V=16km/hour$ ؛
- د اپريل مياشت ؛
- د هوا نسبى لمدبل(رطوبت) $RH=60\%$.

د ښودل شوو معلوماتو پربنست د دولس ساعتونو په ترڅ کې د تودخې د ځانګړو منابعو له امله د واورى ويلى کيدو مجموعى مقدار محاسبه کړى :

- که چيرى باران ښودل شوى وخت کې په پام کې ونه نيول شى ؛
- که چيرى د واورى د پاک شوى مساحت د سټالايت **(satellite)** په وسيله $A=12km^2$وى ؛
- په ښودل شوى وخت کې د ويلى شوى واورى د بهير حاصل شوى مقدار محاسبه کړى .

حل . د ځانګړو عواملو له امله د واورى د ويلې کيدو مقدار محاسبه کوو :

- د يوځاى کيدو **(Convection):**

$$M_6=KVT=0.005*16*12=0.96cm/6.hour;$$

د دولس ساعتونو په ترڅ کې د وارى د ويلى کيدو مقدار محاسبه کوو

$$M_{12}=2M_6=2*0.96=1.92\,cm/12.hour$$

- د تراکم له امله **(Condensation):**

$$M_6=KV\left(e-6.11\right)$$

- د هوا د بخار فشار په $(mbar)$ سره د نسبی رطوبت د فورمول څخه محاسبه کوو

$$RH = \frac{e}{e_s}100\%$$

- د نظر د تودوخې درجی ته د اشباع بخار د جدول څخه اخلو د $T = 12C^0$ په صورت کې $e_s = 10.54mm - HG$ په لاس راځی.

- په پایله کې د اشباع بخار فشار د $(mbar)$ له جنسه مساوی دی

$$e_s = 10.54 * 1.33 = 14.0mbar$$

- د هوا د بخار فشار مساوی دی په

$$e = \frac{RH\% * e_s}{100\%} = 0.6 * 14 = 8.4mbar$$

- د شپږو ساعتونو په ترڅ کې د واوری د ویلی کیدو مقدار محاسبه کوو

$$M_6 = 0.005 * 16(8.4 - 6.11) = 0.18cm/6.hour$$

- د واوری د مجموعی ویلې کیدو مقدار محاسبه کوو

$$M_{12} = 2M_6 = 2 * 0.18 = 0.36cm/12.hour$$

- د لمر د وړانګو (Radiation) له امله :

$$M_{12} = M_0(1 - 0.75m) = 1.07(1 - 0.75) = 0.27cm/12.hour$$

د دولس ساعتونو په ترڅ کې د واوری د مجموعی ویلې کیدو مقدار د ټولو عواملو په پام کې نیولو سره محاسبه کوو

$$\sum M = M_{conv} + M_{cond} + M_{rad} = 1.92 + 0.36 + 0.27 = 2.55cm/12.hour$$

- د بهیر مقدار چې د واورې د ویلې کیدو ځخه په لاس راځي محاسبه کوو

$$Q_{S,M} = \sum M_{s.m} A_{sp} = \frac{2.55}{100} * \frac{(12*16^6)}{12*3600} = 7.08 m^3/\sec$$

۲۱ . یوه ساحه چې $A = 45km^2$ مساحت لری د واورې په وسیله پوښل شویده . که چیرې د ورځې تودوخې منځنی درجه $(T_{mean} = 6.5C^0)$ او د باران اندازه $(P = 9mm)$ وی . د واورې د ویلې کیدنې ځخه د لاسته راغلی بهیر مقدار محاسبه کړی .

حل . د محاسبې ترتیب :

- د باران د اوریدو له امله د ویلې شوې واورې ځخه د لاسته راغلو اوبو ارتفاع محاسبه کوو

$$M = (0.30 + 012R)T + 1 = (0.3 + 0.012*9)6.5 + 1 = 3.65mm$$

- د بهیر مقدار محاسبه کوو

$$Q_{sm} = \frac{W}{t} = \frac{M_{sm} A_{sm}}{t} = \frac{3.65*45*10^6}{10^3*86400} = 1.91 m^3/\sec$$

۲۲ . په یوه ساحه کې د واورې د قشر پنډوالی $h_s = 0.5m$ او کثافت یې (20%) دی . د بنودل شوې د واورې د ویلې کیدو ځخه د لاس ته راغلو اوبو مقدار د ارتفاع له جنسه محاسبه کړی .

حل . د واورې د ویلې کیدو ځخه د حاصل شوو اوبو مقدار د ارتفاع له جنسه محاسبه کوو

$$h_{s.w} = h_s \rho_s = 50*0.2 = 10cm = 100mm$$

۲۳. د یوه سیند د آبریز د حوزې په حدودو کې د باران د مقدار د ټاکلو لپاره د اندازه کولو څلور دستګاه وې نصب شوې دی . په بنودل شوو دستګاوو کې ثبت شوې ارقام په ترتیب سره $(P = 540;400;620;800)mm$ دی . که چیرې د

منځنی اورښت د مجازی اشتباه (انحراف) اعظمی حد (10%) قبول کړو . د مجازی اشتباه د (10%) په پام کې نیولو سره د اړینو مرکزونو شمیره محاسبه کړی .

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو :

- د سیند د حوزی په حدودو کې د اورښت منځني کلنی مقدار محاسبه کوو

$$P_{av} = \frac{\sum P}{n} = \frac{800 + 620 + 400 + 540}{4} = 590mm$$

- د اورښت کلنی منځنی مربع یی مقدار محاسبه کوو

$$\sum P^2 = (800)^2 + (640)^2 + (400)^2 + (540)^2 = 1476000mm$$

$$\overline{P^2} = \frac{\sum P^2}{n} = \frac{1476000}{4} = 369000mm$$

- متوسطه مربع یی اشتباه یا د معیار ځخه انحراف (S) محاسبه کوو

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P^2} - (P)^2\right]} = \sqrt{\frac{4}{4-1}\left[369000 - (590)^2\right]} = 167$$

- د بدلونونو (تغیراتو) ضریب محاسبه کوو

$$C_V = \frac{100S}{P_{av}} = \frac{100*167}{590} = 28.3$$

- اړینو دستګاوشمیره محاسبه کوو

$$N = \left(\frac{C_V}{E}\right)^2 = \left(\frac{28.3}{10}\right)^2 = 8$$

لدی ځایه په لاس راځی چې په سیمه کې داړینو دستګاه شمیره (8) ده ، پدی مفهوم چې څلور(4) نورو اضافی دستګاو نصب کولو ته اړتیا لیدل کیږی .

۲۴ . د یوه سیند د ابریز د حوزې مساحت $(A = 1038km^2)$ دی . د اورښت کلنی منځنی مقدار د محاسبې لپاره په نوموړی ساحه کې د باران د اندازه کونکو اوه (7) دستګاوی نصب شوی دی ، چې د اورښت په هکله لاندی ارقام ثبت شویدی :

د اندازه کولو مرکز	A	B	C	D	E	F	G
کلنی اورښت $P;cm$	62	94	62	47	32	88	70

په سیمه کې د اړینو مرکزونو شمیره پدی فرضیی سره محاسبه کړی چې د مجازی اشتباه سلنه د لسو څخه (10%) لږوی . ښودل شوی اندازه کونکی باید چیری نصب شی . ددی لپاره چې د انحراف اندازه د صفر سره مساوی وی پدی صورت کې د اندازه کولو څومرکزونو ته اړتیالیدل کیږی .

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

- د اورښت کلنی منځنی مقدار محاسبه کوو

$$P_{av} = \frac{62+94+62+47+32+88+70}{7} = 65cm$$

- د اورښت کلنی منځنی مربع ای مقدار محاسبه کوو

$$\sum P^2 = 62^2 + (94)^2 + (62)^2 + (47)^2 + (32)^2 + (88)^2 + (70)^2 = 32401cm$$

$$\overline{P^2} = \frac{\sum P^2}{n} = \frac{32401}{7} = 4628.71cm$$

- متوسطه مربع ای اشتباه یا د معیار څخه انحراف (S) محاسبه کوو

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P^2} - (P)^2\right]} = \sqrt{\frac{7}{7-1}\left[4628.71 - (65)^2\right]} = 21.7$$

- د تغیراتو ضریب محاسبه کوو

$$C_V=\frac{100S}{P_{av}}=\frac{100*21.7}{65}=33.39$$

- اړینو دستګاوشمیره محاسبه کوو

$$N=\left(\frac{C_V}{E}\right)^2=\left(\frac{33.39}{10}\right)^2=11.14=11$$

لدی ځایه ویلی شوو چې باید په سیمه کې څلور (4)نوری دستګاوی په پام کې ونیول شی . د سیمې د مساحت په پام کې نیولو سره د هری یویی دستګاه د پوښ مساحت محاسبه کوو

$$A_{R.G}=\frac{A}{N}=\frac{1038}{11}=94km^2$$

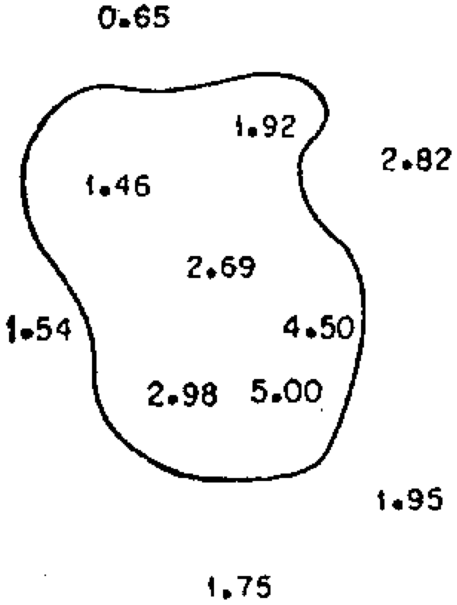
د اندازه کونی د یومرکز د پوښښ ساحه $\left(A=94km^2\right)$. دا چې نوموړی مرکزونه د ساحې په کوم مناسب ځای کې نصب شی د راتلونکو بحثونو موضوع ده. ددی لپاره چې د انحراف کچه صفر شی باید په سیمه کې لایتناهی دستګاوی نصب شی .

۲۵ . په لاندې شکل کې د یوه سیند حوزه ښودل شوی ده . د حسابی اوسط د طریقی څخه په کار اخیستلو د تاکل شوی حوزی لپاره د اوربښت منځنی مقدار محاسبه کړی . د باران د اندازه کونی په مرکزونو کې ثبت شوی ارقام عبارت دی له :

. $P_1=1{,}46cm; P_2=1.92cm; P_3=2.69cm; P_4=4.5cm; P_5=2.98cm; P_6=5{,}0cm$

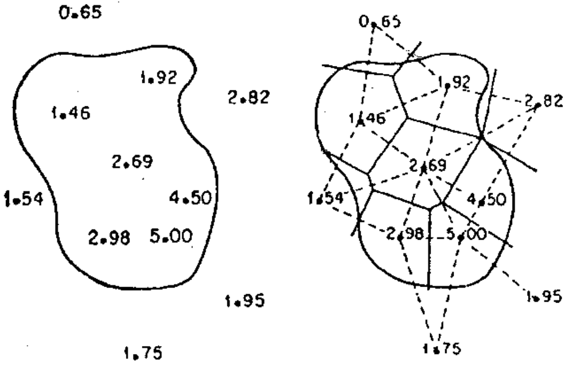
حل . د اوربښت منځنی مقدار د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$P_{av}=\frac{1.46+1.92+2.69+4.5+2.98+5}{6}=3.05cm$$



۱. شکل . د ۲۵ مثال محاسبوی شیمأ

۲۶ . د باران د اندازه کولو په مرکزونو کې د ثبت شوو ارقامو په پام کې نیولو سره ، د تایسن د څوضلعی څخه په کار اخیستلو په شکل کې د ښودل شوی حوزی لپاره د اوربښت منځنی مقدار محاسبه کړی .



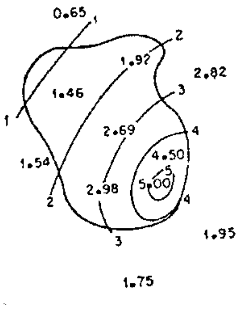
۲. شکل . د ۲۶ مثال محاسبوی شیمأ

حل . د تیسن د څوضلعی د رسمولو څخه وروسته لیدل کیږی چې د اندازه ګیری هره دستګاه د سیمی د یوی برخی مساحت ترخپل پوښښ لاندی نیسی . د نوموړی مساحت په اندازه کولو سره د اوربښت منځنی مقدار محاسبه کوو . محاسبه د جدول په ترتیب سره اجرا کوو

د اندازه کونی مرکز	د تایسن څوضلعی مساحت (A,km^2)	اوربښت $(P;cm)$	$AP;cm.km^2$
1	7	0.65	4.55
2	120	1.46	175.2
3	109	1.92	209.28
4	120	2.69	322.8
5	20	1.54	30.8
6	92	2.98	274.16
7	82	5	410
8	76	2.5	342
مجموع	626		1768.79

$$P_{av} = \frac{1768.79}{626} = 2.83cm$$

۲۷ . د باران د اندازه کولو په مرکزونو کې د ثبت شوو ارقامو په پام کې نیولو سره ، د اوربښت د مساوی خطونو د طریقی څخه په کار اخیستلو په شکل کې د ښودل شوی حوزی لپاره د اوربښت منځنی مقدار محاسبه کړی .



۳. شکل . د ۲۷ مثال محاسبوی شیمأ

حل . په پورتنی شکل کې د نقشی پرمخ د مساوی اوربښت خطونه رسم شویدی . د مساوی اوربښت د خطونو ترمنځ د احاطه شوی مساحت ته په پام کې نیولو سره د منځنی اوربښت مقدار محاسبه کوو

د مساوی اوربښت خطونه په P,cm	د مساوی اوربښت د دوو خطونو ترمنځ مساحت $A;km^2$	منځنی اوربښت (د اوربښت د مساوی خطونو منځی اوربښت $\frac{1}{2}(P_1+P_2);cm$	$A\left(\frac{P_1+P_2}{2}\right)$
5	13	5.3	68.9
4	77	4.5	346.5
3	116	3.5	406.0
2	196	2.5	490.0
1	193	1.5	289.5
<1	31	0.8	24.8
مجموع	626		1625.7

د اوربښت منځنی مقدار مساوی دی

$$P_{av} = \frac{1625.7}{626} = 2.6cm$$

۵-۲۸. پایلې

پدی فصل کې په مفصله توګه د سطحی بهیر د رامنځ ته کیدو د پروسو او همدارنګه د بهیر د اقلیمی ، فزیکی او جغرافیوی عواملو په هکله کوم چې د سطحی بهیر پرمقدار اغیزه لری معلومات ټول شوی دی . لوستونکی ددی فصل په مطالعی سره کولای شی ټول هغه عوامل وپیژنی چې د بهیر په مقدار او د هغې په رامنځ ته کیدو کې اغیزه لری . سربیره پردی ددی فصل مطالعه لوستونکی ته دا توانمدی ورکوی چې د هایدرولیکی و دانیو د طرح ریزی دپاره د اړین هایدرولوژیکی ارقام او مدارک برابر کړی . د بیلګې په توګه د اوربښت

پوری اړوند برخې د مطالعې سره لوستونکی کولای شی د بهیر مقدار کوم چې د باران د اوریدو له امله څخه په لاس راځی محاسبه کړی .

۲۹-۵. کنترولی پوښتنی

۱. د بهیر کوم ډولونه پیژنی د هغوی له جملی همدارنګه سطحي بهیر تعریف کړی .

۲. د بهیر د عواملو په هکله په لنډ ډول سره خپل معلومات ولیکی .

۳. د پوهی هغه ځانګه په کومه کې چې د بهیر اقلیمی عوامل تر مطالعې لاندی نیول کیږی د څه په نامه یادیږی .

۴. د هوا حرارت څه شی دی او د هغې مقدار د کوم پارمترپه وسیله اندازه کیږی ؟

۵. د هوا رطوبت او د هغې د ډولونو په هکله لنډ معلومات ولیکی .

۶. د تبخیر او د هغی د عواملو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۷. د تعرق او د هغی د عواملو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۸. د تبخیر او تعرق ترمنځ کوم توپیرشتون لری په هکله ئې خپل معلومات ولیکی .

۹. د تبخیر او تعرق د محاسبوی لارو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۱۰. د اورښت د اشکالو او ډولونو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۱۱- د باران د اندازه کونکو د ډولونو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۱۲. په یوه سیمه کې د باران د اندازه کونی مرکزونو شمیر په څه پوری اړه لری ؟

۱۳. د باران د اندازه کونکو په نصب کولو کې باید کوم ټکي په پام کې ونیول شی په هکله ئې خپل معلومات ولیکی .

۱۴. په سیمه کې د اورښت د منځنی مقدارمحاسبه د کومو لارو مطابق ترسره کیږی نوم یی واخلی .

شپږم فصل

د بهیر د اندازه کولو واحدونه (پارامترونه)

۶-۱. سریزه

د اوبو هغه حجم چې د یویې ټاکلی حوزی څخه په ټاکلی وخت کې جمع او تیریږی د بهیر په نامه یادیږی .پدی فصل کې دبهیر د واحداتو (بهیر مشخصاتو) په هکله په لنډه توګه معلومات وړاندی شوی دی . د اوبو بهیر د مطالعی لاندی مسایلو ډول ته کیدای شی چې د اوبو د بهیر د مقدار ، د بهیر د حجم ، د بهیر د مودول او د بهیر قشرپه شکل افاده شی .

۶-۲. د بهیر مقدار

د بهیر مقدار د اوبو د هغه حجم څخه عبارت دی چې د ژوندی مقطعی د مساحت (A) څخه په واحد وخت کې تیریږی . د بهیرمقدارمعمولاً په Q سره ښودل کیږی او په $m^3/\sec; m^3/hour; m^3/\sec; lit/\sec; kg/\sec$ سره اندازه کیږی . دا چې په کوم وخت کې داندازه کولو کوم واحد کارول کیږی د مطالعه کیدونکی هایدرولوژیکی پروسی پوری اړه لری . د بیلګی په توګه که چیری د بهیر مقدار د اوبه رسونی په شبکه کې تر مطالعی لاندی نیول کیږی ، پدی حالت کې معمولاً د $(lit/\sec)$د واحد څخه کار اخیستل کیږی او که چیری د کتلوی بهیر په هکله مطالعات تر سره کیږی په هغه حالت کې د $(kg/\sec)$ څخه کاراخیستل کیږی . معمولاً په هغه هایدرولوژیکی محاسبو کې چې د هایدرولیکی ودانیو د طرح ریزی دپاره ترسره کیږی د $(m^3/\sec)$ څخه کار اخلی [۲۹].

د بهیر مقدار کیدای شی ورځنی ، کلنی منځنی ، میاشتنی منځنی ، څوکلن منځنی ، همدارنګه اعظمی ، او اصغری وی .

د بهیر ورځنی منځنی مقدار د بهیر د هغه مقدار څخه عبارت چې په متوسط ډول سره د ورځې په اوږدو په مجرأ کې جریان ولری . د بهیر د ورځنی منځنی مقدار د محاسبی دپاره د ورځی په اوږدو کې په هایدرولوژیکی ستیشن کې په عادی شرایطو کې دری ځلی (سهار ، ماسپښین او مازدیګیر) او د ابخیزی په موسم کې څلور ځلی (سهار ، د غرمی دولس بجی ، ماسپښین او مازدیګیر) د بهیر مقدار اندازه کیږی . د اندازه کونو شمیره (n) ، د ورځی په اوږدو کې د بهیر د اندازه شوی مقدار نسبت د ورځی منځنی مقدار څخه عبارت دی یعنی

$$Q_{daily} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q}{n} = \frac{Q_1 + Q_2 + Q_3}{n}; m^3/\sec \qquad (۶- ۱)$$

په پورتنی رابطه کې :

$Q_1; Q_2; Q_3$ - په ترتیب سره د بهیر اندازه شوی مقدار د ورځی په اوږدو کې (سهار ، ماسپښین او مازدیګیر) په $(m^3/\sec)$ ؛

n- د اندازه کونی شمیره ؛

Q_{daily}- ورځی منځنی مقدار په $(m^3/\sec)$.

د میاشتی د ورځو پرشمیر د میاشت په اوږدو کې د ورځنی منځنی مقدارمجموع نسبت د بهیر میاشتنی منځنی مقدار په نامه یادیږی یعنی

$$Q_{montly} = \frac{\sum Q}{n} = \frac{\sum Q}{30}; \mathrm{m}^3/\sec \qquad (۶-۲)$$

په پورتنی فورمول کې :

$\sum Q$- د میاشتی په اوږدو کې د بهیر د ورځنی منځنی مقدار مجموع په $(m^3/\sec)$ ؛

n- په میاشت کې د ورځو مجموع په $(days)$.

د کال د میاشتو پرشمیری د کال په اوږدو کې د میاشتنی منځنی مقدار د مجموع نسبت د بهیر کلنی منځنی مقدار څخه عبارت دی ، چې د لاندی رابطی څخه به کار اخستلو محاسبه کیږی

$$Q_{yearly} = \frac{\sum Q_{montly}}{n} = \frac{\sum Q_{montly}}{12}; m^3/\sec \quad (۶- ۳)$$

په پورتنی رابطه کې :

$\sum Q_{montly}$ - د میاشتنی منځنی مقدار مجموع په $(m^3/\sec)$ ؛

$n = 12$ - په کال کې د میاشتو شمیره .

د (n) کال په موده کې د بهیر کلنی منځنی مقدار د بهیرڅو کلن منځی مقدار څخه عبارت دی . د بهیرڅو کلن منځی مقدار په هایدرولوژیکی محاسبو کې یو له اساسی اجزأو څخه شمیرل کیږی ، چې د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i}{n} \quad (۶- ۴)$$

په پورتنی فورمول کې :

$\sum_{i=1}^{n} Q_i$ - د (n) کلونو په موده کې د بهیر د کلنی منځنی مقدار مجموعه په $(m^3/\sec)$ ؛

n - د نظارتی کلونو شمیره .

۶- ۳ . د بهیر حجم

د اوبو د هغه حجم څخه عبارت دی چې د وخت په یوه انټروال کې چې د یوی ثانیی څخه ستر وي (T) د ژوندی مقطعی څخه تیریږی . د بهیر حجم معمولاً په (W) سره ښودل کیږی .معمولاً د بهیر حجم د یوه کال په اوږدو کې محاسبه کیږی او په مترمکعب (m^3) ، کیلو مترمکعب (km^3) ، ملیون مترمکعب $(mlion.m^3 = 10^6.m^3)$ سره ښودل کیږی . د بهیر حجم د لاندی فورمول په مرسته محاسبه کیږي

$$W = QT = 31.56*10^6 Q;10^6.m^3$$ (۶- ۵)

په پورتنی فورمول کې :

Q - د بهیر کلنی منځنی مقدار په $(m^3/\sec)$ ؛

T - د وخت انټروال کال ، ورځ ، میاشت او ساعت .

$T = 1year = 31.56*10^6.\sec$ - وخت په کال ($31.56*10^6$) په کال کې د ثانیو تعداد ؛

W- د بهیر حجم په میلون مترمکعب .

د بهیر څو کلن منځنی حجم د لاندی رابطې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$W_0 = Q_0T = 31.56*10^6 Q_0; mlion.m^3$$ (۶- ۶)

Q_0- د بهیر څوکلن منځنی مقدار په $(m^3/\sec)$ ؛

$T = 31.56*10^6$- په کال کې د ثانیو شمیره .

د یادونی وړ ده چې د بهیر ددی ځانګړتیا څخه معمولاً د ذخیره وی بندونو د حجم د محاسبی دپاره کار اخستل کیږی .

۶- ۴. د بهیر مودول

د اوبو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې په واحد وخت کې د سیند د ژوندی مقطع څخه تیریږی او د آبریز (Catchment area) د واحد مساحت سره رابطه ورکول کیږی . یا په بل عبارت د اوبو د هغه مقدار څخه چې په واحد وخت کې د آبریز د واحد مساحت څخه تیریږی . د بهیر مودول په (M) سره ښودل کیږی او په $(lit/\sec . km^2)$ سره اندازه کیږی . د بهیر ددی ځانګړتیا د لرلو په صورت کې مونږ کولای شوچې د یوه سیند په اوږدو په مطلوبه (اړینه) نقطه کې د سیند د بهیر مقدار محاسبه کړو .

د بهیر مودول د لاندی فورمول څخه په کار اخستلو سره محاسبه کیږي

$$M = 1000\frac{Q}{A}; lit/\sec . km^2 \qquad (۶- ۷)$$

په پورتنی فورمول کې :

A - د آبریزد ساحې مساحت په (km^2) ؛

Q - د بهیر مقدار په $(m^3/\sec)$ ؛

1000- تبدیلي واحد چې د بهیر مقدار د $(m^3/\sec)$ څخه په $(lit/\sec)$.

د بهیر څوکلن منځنی مودول مقدار(M_0) د لاندی فورمول څخه په کار اخستلو سسره محاسبه کوو

$$M_0 = 1000\frac{Q_0}{A}; lit/\sec . km^2 \qquad (۶- ۸)$$

پدی رابطه کې :

Q_0 - د بهیر څوکلن منځنی مقدار په $(m^3/\sec)$.

د بهیر مودول پرځای په ځینو مأخذونو کې د بهیر د مخصوصه مقدار د اصطلاح څخه هم کار اخستل شویدی او یا اخستل کیږی . څرنګه چې وړاندی هم یادونه وشوه د بهیر مودول د بهیر د ډیرو مهمو ځانګړتیاو څخه یوه ځانګړتیا ده چې د هغې د شتون د هایدرولوژیکی محاسبو دپاره د ارقامو برابرول ډیر اسانه کوی .

۶- ۵ . د بهیر قشر

د اوبو هغه مقدار دی چې د سیند د عرضی مقطعی څخه په ټاکلی وخت کې (د بیلګی په توګه میاشت ؛ کال) تیریږی اود آبریز (اوبه نیونی) د واحد مساحت سره رابطه ورکول کیږي د بهیر د قشر په نامه یادیږی . یا په بل عبارت د اوبو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې په یوه ټاکلی وخت کې (میاشت ، کال او نور) د عرضی مقطع څخه تیریږی او د آوبه نیونی (ابریز) د یو کیلو مترمربع مساحت سره ارتباط ولری . که چیری د اوبو دغه اندازه د آبریز ساحې په ټول مساحت په یوه ټاکلی ارتفاع په مساوی توګه وویشل شی د بهیر قشر په لاس راځی . د بهیر قشر په $(mm/year; mm/mount)$ سره اندازه په (R) سره ښودل کیږی . د بهیر مودول او قشر په خپل منځ کې په لاندی ډول سره ارتباط لری . د اوبو حجم (W) چې په یوه کال $(m^3.in.year)$ کې د ساحی د $(A; km^2)$ مساحت څخه تیریږی عبارت دی له [۲۰،۱۹]

$$W = \frac{R}{10^3} A.10^6 = 10^3 RA \qquad (۶- ۹)$$

د اوبو نوموړی حجم د آبریز د ساحی څخه په یوه کال $31{,}5.10^6$ ثانیوکې تیریږی . د $M; A; R$ او W قیمتونو په وضع کولو سره په لاس راوړو

$$31.5*10^6 \frac{M}{10^3*10^6} A*10^6 = 10^3 * RA \qquad (۶- ۱۰)$$

که چیری د (۶- ۹) معادلې دواړه لوری په $(A.10^3)$ وویشو په لاس راځی

$$R = 31.5M; mm/year \qquad (۶- ۱۱)$$

د بهیر د نورو ځانګړتیاو په څیر د بهیر قشر هم په هایدرولوژیکی محاسبو کې د بهیر څوکلن منځنی قشر په توګه کارول کیږی . د بهیر څوکلن منځنی قشر په (M_0) سره ښایی . د بهیر څوکلن منځنی قشرمقدار د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی

$$R_0 = 31.5M_0; mm/year \qquad (۶ – ۱۲)$$

په پورتنی رابطه کې د (31.5) عدد د واحداتو د تبدیلی ضریب دی .

۶- ۶. د بهیر ضریب

د بهیر د ځانګړتیاو څخه بله مهمه ځانګړتیا چې په هایدرولوژیکی محاسبوکې زیات کارول کیږی هغه د بهیر ضریب دی . نظر یو ټاکلی وخت ته د اوربښت پر قشر د بهیر د قشر نسبت د بهیر د ضریب څخه عبارت دی. د بهیر ضریب د بهیر بې واحده مشخصه ده . د بهیر ضریب ددی ښکارندوی دی چې د آبریز

ساحي ځخه د اوبو کوم مقدار د اوریدلی باران ځخه سیند ته توئیږی . د هغې عددی قیمت د تل لپاره د یوه ځخه کوچنی دی ، یعنی $(0 < \eta < 1)$. د بیلګی په توګه که چیری د بهیر ضریب $(\eta = 0.75)$ددی مفهوم وړاندی کوی چې د پیبنې شوی اوربنت پنځه اویا سلنه (75%) د سطحي بهیر په رامنځه ته کیدو کې برخه اخلی او پاتی پنځه ویشت سلنه (25%) په تبخیر ، انفلتریشن ، او نورو کې ضایع کیږی . د تعریف په پام کې نیولو سره د بهیر ضریب د لاندی فورمول ځخه په کار اخستلو سره محاسبه کوی

$$\eta = \frac{R}{P} \qquad (۶- ۱۳)$$

P - په ټاکلی وخت کې په ټاکلی مساحت کې د اوربنت مقدار $(mm/year)$

R - د بهیر قشر $(mm/year)$.

۶-۶. د بهیر د مودول ضریب

د بهیرپه ځانګړتیاو کې دوهم بی واحده پارامتر د بهیرد مودول ضریب دی چې په (K) ښودل کیږی . د بهیر پر ځوکلن منځنی مودل(M_{av}) د نوموړی کال (د مطالعی لاندی کال) د بهیرمودول (M_i) نسبت د بهیر د مودول ضریب په نامه یادیږی . د بهیر د مودول ضریب د لاندی فورمول ځخه په کاراخیستلو سره محاسبه کیږی [۲۹]

$$K = \frac{M_i}{M_{av}} \qquad (۶ – ۱۴)$$

که چیری په پورتنی رابطه کې د بهیر د مودول پرځای د هغوی قیمتونه ځای پر ځای کړو په هغه صورت کې پورتنی رابطه لاندې بڼه غوره کوی

$$K_i = \frac{1000\frac{Q_i}{A}}{1000\frac{Q_{av}}{A}} = \frac{Q_i}{Q_{av}} \qquad (۶ - ۱۵)$$

پورتنی فورمول کې :

Q_i - د مطالعې لاندی کال د بهیر منځنی کلنی مقدار په $\left(m^3/\sec\right)$ ؛

Q_{av} - د بهیر څو کلن منځنی کلنی مقدار په $\left(m^3/\sec\right)$.

پاتی نور شامل پارامترونوڅخه وړاندی یادونه شوی ده ، د هغوی د بیا ځل ښودلو ته اړتیا نیشته .

۶ – ۸ . عملی سوالونه

۱. د یوه سیند د بهیر کلنی ځانګړتیاوی (مشخصات) پداسی حال کې محاسبه کړی چې د هغی د آبریز د ساحې مساحت یی $A = 6230km^2$ ، د بهیر کلنی منځنی مقدار $Q = 85m^3/\sec$ او کلنی اورښت منځنی مقدار $P = 450mm/year$ وی .

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

۱- د کلنی بهیر حجم محاسبه کوو

$$W = QT = 85*31.56*10^6 = 2682.6*10^6.m^3.in.year$$

۲- د کلنی بهیر مودول محاسبه کوو

$$M = 1000\frac{Q}{A} = 1000\frac{85}{6230} = 13.65;\frac{lit}{\sec.km^2}$$

۳- د کلنی بهیر قشر محاسبه کوو

$$R = 31.5M = 31.5*13.65 = 429.975 = 430;mm/year$$

سربيره پردی د کلنی بهير قشر مقدار کولای شو د لاندی فورمول څخه په کار اخيستلو محاسبه کړو

$$R=\frac{W}{A}=\frac{2682.6*10^6}{6230*10^6}=0.4305\,m/year=430.5;mm/year$$

۴- د سيندی حوزی د کلنی بهير ضريب محاسبه کوو

$$\eta=\frac{R}{P}=\frac{430}{450}=0.96$$

۲. د لاندی ارقامو د شتون په صورت کې د يوه سيند د بهير څوکلن منځنی مشخصات $M_0;W_0;R_0$ او همدارنګه د کلنی بهير د منځنی مقدار منځنی مربع ای اشتباه ε_{Q_0} محاسبه کوی .

لومړنی ارقام :

- د سيند د اوبه نيونی ساحې مساحت $A=16700km^2$ ؛

- د هايدرولوژيکی نظارتونو سلسله $n=36year$ ؛

- د بهير د څوکلن منځنی مقدار مجموع $\sum Q_i=3460\,m^3/\sec$ ؛

- د تغيراتو او تحولاتو ضريب $C_V=0.21$.

حل. محاسبه په لاندی ترتيب سره سرته رسوو :

۱- د بهير څو کلن منځنی مقدار محاسبه کوو

$$Q_0=\frac{\sum_{i=1}^{n}Q_i}{n}=\frac{3460}{36}=96.11\,m^3/\sec$$

۲- د بهير څو کلن منځنی حجم محاسبه کوو

$$W_0=Q_0T=96.11*31.56*10^6=3029.4*10^6\,m^3$$

۳- د بهیر څو کلن منځنی مودول محاسبه کوو

$$M_0 = 1000\frac{Q_0}{A} = 1000\frac{96.11}{16700} = 5.75 lit/\sec.km^2$$

۴- د بهیر څوکلن منځنی قشر محاسبه کوو

$$R_0 = 31.5M_0 = 31.5*5.75 = 181.13mm/ywar$$

۵- د بهیرڅوکلن منځنی مقدار منځنی مربع ای اشتباه د لاندی فورمول څخه په کار اخستلو محاسبه کوو

$$\varepsilon_{Q_0} = \frac{100C_V}{\sqrt{n}} = \frac{100*0.21}{\sqrt{36}} = 3.5\% < 5-10\%$$

که چیری د منځنی مربع ای اشتباه د هایدرولوژیکی نظارتونو د شتو کلونو لپاره د هغې د مجازی حد څخه تجاوز وکړی پدی صورت کې د نظارتونو سلسله باید اوږده شی .

۳. د لاندی ارقامو د شتون په صورت کې د مطالعی لاندی سیند د بهیر کلنی منځنی مشخصات محاسبه کړی .

- د سیند د اوبه نیونی ساحې مساحت $A = 4690km^2$ ؛

- د بهیر کلنی منځنی مودول $M = 7.5lit/\sec.km^2$ **.**

حل . محاسبه د شتو ارقامو په پام کې نیولو سره په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

۱- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د بهیر کلنی منځنی مقدار محاسبه کوو

$$M = 1000\frac{Q}{A}; lit/\sec.km^2$$

لدی ځایه څخه د بهیر مقدار محاسبه کوو

$$Q = \frac{MA}{1000} = \frac{7.5*4690}{1000} = 35.18m^3/\sec$$

۲- د بهیر کلنی منځنی حجم محاسبه کوو

$$W = QT = 35.18*31.56*10^6 = 1110.3*10^6 m^3.in.year$$

۳- د بهیر کلنی منځنی قشر محاسبه کوو

$$R = 31.5M = 31.5*7.5 = 236.25 mm/year$$

۶ – ۹ . پایله

ددی فصل په لوستلو سره لوستونکی د بهیر د اندازه ګیری د واحداتو (مشخصاتو) په هکله پوره معلومات حاصلوی . ددی فصل د مطالعی څخه وروسته لوستونکی د بهیر د مقدار د اندازه کونی د واحداتو او د بهیر د واحداتو (مشخصاتو) ترمنځ توپیر کولای شی . د بهیر د مقدار د اندازه کولو واحدات عبارت دی له د بیلګی په توګه $(m^3/\sec)$، نوموړی واحد ددی ښودونکی دی چې د بهیر کوم حجم په واحد وخت کې د مجرأ د ژوندی مساحت څخه تیریږی . حال داچې د بهیر ځانګړتیاوی (مشخصات) ددی ښکارندوی دی چې په هایدرولوژیکی محاسبو کې بهیر په کوم شکل سره ښودل کیږی . د بیلګې په توګه د بهیر مودول د اوبو هغه مقدار دی چې په واحد وخت کې د واحد مساحت څخه تیریږی $(lit/\sec.km^2)$، چې ددی ځانګړتیا د لرلو په صورت کې مونږ د سیند په اوږدو په هره نقطه کې کولای شوو د بهیر مقدار محاسبه کړو . سربیره پردی ددی فصل په مطالعی سره لوستونکی کولای شی د بهیر د یوی ځانګړتیا لرلو سره د بهیر پاتی اړینې ځانګړتیاوی په ډیره اسانی سره محاسبه کولای شو .

۶- ۱۰. کنترولی پوښتنې

۱- د سیند بهیر د کومو پارامترونو په وسیله مشخص کیږی ؟

۲- د بهیر مقدار تعریف کړی .

۳- د بهیر حجم تعریف او د هغی د محاسبی دپاره د کوم فورمول څخه کار اخلی ؟

۴ - د بهیر مودول د محاسبی لپاره د کومط رابطې څخه کار اخستل کیږی .

۵- که چیری دیوی سیمی د بهیر ضریب $\eta = 0.75$ دی . ددی مفهوم څه دی ؟

اوم فصل

هایدرولوژیکی محاسبوی مسایل او د هغوی د حل لاری

۷ – ۱. سریزه

هایدرولوژیکی مهم محاسبوی مسائیل د هغه هایدرولوژیکی ارقامو پیداکول یا لاس ته راوړل دی کوم چې د هایدرولیکی ودانیو (ساختمانونو) د انجنیری محاسبو او طرح کولو لپاره ضرور وی .

په عمومی ډول سره د هایدرولیکی ودانیو (د اوبو تأسیساتو) په طرح کولو کې لاندی محاسبی سرته رسی :

۱- د بهیر د کلنی منځنی مقدار محاسبه (Q_{av}) ؛

۲- د بهیرد څو کلن منځنی مقدار محاسبه (Q_0) ؛

۳- د کال په دننه کې د بهیر ویش ؛

۴- د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه (Q_{max}) ؛

۵- د بهیر د اصغری مقدار محاسبه (Q_{min}) .

د هایدرولوژیکی محاسبو د اجرأ په صورت کې داسی فرض کیږی چې د سیند بهیر کوم چې د طرح ریزی په وخت کې د اقلیمی ، فزیکی او جغرافیوی عواملو پوری اړه لری په راتلونکی کې بدلون نه مومی یعنی ثابت دی . یا بل عبارت سره د بهیر شرایط د طرح ریزی څخه وړاندی او وروسته له هغی بدلون نه کوی یعنی ثابت دی . سره لدی چې د سیند د اوبو د بهیر مقدار د ساحې د اقلیمی ، فزیکی – جغرافیوی شرایطو پوری اړه لری .

د سیندی بهیر د ځانګړتیاو (مشخصاتو) د پیداکولو دلپاره د هایدرولوژیکی محاسبو اساسی لارو ځخه یوه د مطالعه کیدونکی (تر مطالعی لاندی) سیند د پاسه په یوه نسبتاً اوږده موده کې (د ۲۵ کالو ځخه زیات) د موجوده هایدرومتریکی نظارتی ارقامو د عامولو له طریقی ځخه عبارت دی.

په هغه صورت کې چې د یوه سیند دپاسه د نظارتو سلسله (لړی) د (۲۵) کالو ځخه لږوی (۱۰-۵ کاله) پدی صورت کې د نظارتی لنډو سلسلو(لړیو) د اوږدولو د طریقو ځخه د کومی یویی طریقی ځخه په کار اخیستلو د نظارتونو لنډه سلسله اوږدوی او د هغی پربنسټ هایدرولوژیکی مسایل حل کوي . د ورته یا مشابه سیند (Analog river) د شتون په صورت کې د خطی طریقی یا متقابل اړیکود طریقی ځخه په کار اخیستلو ئې اوږدوی . هرکله چې ورته یا مشابه سیند شتون ونه لری په هغه حالت کې د مانتی کارلو (Monte Carlo method) میتود ځخه کار اخیستل کیږی .

د (۵-۳) کالو د نظارتو د شتون په صورت کې د سیند د بهیر د مشخصاتو محاسبه پدی ډول سره اجرأ کوی چې هیڅ هایدرومتریکی نظارتونه شتون نلری . د شتو نظارتونو (۵-۳کالو) ځخه د اجرأ شوو محاسبو د دقت د کنترول لپاره کاراخلی .

کله چې هیڅ نظارتی ارقام شتون ونه لری پدی صورت کې د تجربوی فورمولو یا د سیندی بهیرد مشخصاتو د همنوع خطونو د نقشو او یا د مانتی کارلو (Monte Carlo method) د طریقی ځخه کار اخلی .

ځرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د سیند بهیر د یو لړ زیاتوعواملو پوری اړه لری چې په محاسبه کې دهغوی د ټولو په پام کې نیول ګران کار دی . نو له همدی امله د سیندی بهیر قیمت تصادفی او یا اتفاقی دی او په هایدرولوژیکی محاسبو کې د احتمالاتو د تیوری او د احصایی ځخه کار اخیستل کیږی .

په احصائيه وی محاسبو کې د بهير قيمتونه د تأمينی منحنی په مرسته د امکان وړده .

۷- ۲. په هايدرولوژی کې د احصايوی طريقې کارولو استناد

د رياضيکی احصايی طريقه د احتمالاتو په تيوری بنأ شوی ده ، د هايدرولوژيکی پديدو په څيړنو کې په پراخه پيمانه کارول کيږی په ځانګړی ډول د بهير په محاسبو کې .

د بهير د محاسبو اساسی موخه د هغو ارقامو لاس ته راوړنه ده کوم چې په راتلونکی کې د هغه طرح کيدونو تدبيرونو (هايدروليکی ودانيو) د کار کولو په وخت د هغوی په وسيله بهير ټاکل (ځانګړی) کيږی . د داسې وړاند وينی لپاره په تير شوی وخت کې د بهير او د هغه د ټاکونکی عواملو په هکله ارقاموڅخه عبارت دی . د وخت د يوه اوږده پړاو لپاره د بهير د مستقيمی اندازه کونی د پايلو (نتيجو) په لرلو سره او د دوهمې دوری لپاره د طبيعی پديدو پربنسټ ، د احتمال د کافی مدارکو په لرلو سره د بهير د اړينو ځانګړتياو لاس ته راوړل ممکن دی .

زياتره هايدرولوژيکی پيښې او پروسې څوعامليزه دی ، يعنی د هغوی مقدار په عين وخت کې د څوعواملو نتيجه ده ، د هرعامل د اغيزو درجه چې په کومه هايدرولوژيکی پيښه کې ئې لری د هغې په پام کې نيول ګران کار دی . د بيلګې په توګه د بهير د کلنی مقدار اندازه د کلنی اورښت د مقدار ، د روان هايدرولوژيکی کال د ژمنی پړاو د اورښت مقدار ، د تير کال د پسرلی – اوړی پړاو اورښت ، د هوا تودوخه ، په سيندی حوزه کې د لمدبل زيرمې او داسې نورو عواملو پوری اړه لری . هريو ددی عواملو په خپل وار سره د يولړ نورو عواملو پوری اړوند دی . په همدی ترتيب سره د بهيير نور مشخصات (اعظمی ، اصغری او داسې نور) د پورتنيو عواملو پورې اړه لري .

د خاصو پېښنو ټولګه چې د څو اړخيزو اړيکو په وسيله رامنځ ته کيږی د هغوی څرګندول يوازې د احصايوی طريقی په وسيله ممکن دی .
په هايدرولوژيکی محاسبو کې د احصايوی قانونمندی څخه کار اخيستنه پدی ولاړه ده چې د هايدرولوژيکی رژيم مشخصات (اعظمی ، اصغری او کلنی ،د بهير مقدارونه ، د اورئت مقدار او داسې نور) د تصادفی ارقامو د ټولګې څخه عبارت دی .

۷- ۳. د تأمينی منحنی رسمول

د هرډول هايدروليکی ودانی د پروژو د جوړولو او د هغوی د کار د شرايطو د ټاکلو لپاره اړينه ده چې د سيند بهير د مشخصاتو په هکله معلومات ولرو .
د سيندی بهير مشخصات د يو لړ عواملو پوری اړه لری د بيلګې په توګه تودوخه ؛ د اورښت مقدار ؛ د خاوری جوړښت او داسی نور . نو له همدی امله ددی ټولو عواملو د اغيزو په پام کې نيولو سره د سيندی بهير د تابعی رابطی په شکل ميسر ندی . له همدی امله ددی عواملو ټوليزی اغيزی او د بهير د مشخصاتو د بدلون قوانين د احتمالاتو د تيوری په وسيله مطالعه کيږي .
د تأمينی منحنی د رسمولو په اساس (بنسټ) کې تکراری منحنی نغښتې ده .
د تکراری يا د ويش (توزيع) منحنی د توزيع ګراف د رسمولو څخه په لاس راځی . دغه ګراف ددی ښکارندوی دی چې د بهير کوم تعداد ټاکلی مقدارونه په يوه ټاکلی انټروال کې په يوه معلوم وخت د بيلګې په توګه په يوه کال کې څو ځلی تکراريږی .
فرض کوو چې د بهير د منځنيو مقدارو د نظارتو يو لړئ لرو د بيلګې په توګه د يوه سيند لپاره د (۲۵) کالو د بهير منځنی مقدارونه لرو(۷- ۱. جدول) .

۷- ۱. جدول .د مطالعه کیدونکی سیند د بهیر د منځنیو مقدارونو د نظارتو لړۍ

کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$
1945	218	1952	233	1959	202	1966	159
1946	204	1953	351	1960	186	1967	190
1947	243	1954	171	1961	222	1968	120
1948	200	1955	235	1962	130	1969	216
1949	196	1956	270	1963	121		
1950	259	1957	296	1964	172		
1951	178	1958	324	1965	223		

د محاسبی ترتیب :

د تکراریت او تأمینیت د منحنی د رسمولو لپاره محاسبه په لاندی ترتیب سره سرته رسوو . د کار د آسانتیا لپاره محاسبه د جدول په ترتیب سره سرته رسو او د محاسبی پایلی په (۷- ۲. جدول) کې لیکو .

۱- په (۵) ستون کې د بهیرمنځنی کلني مقدارونه د کمیدو په ترتیب سره لیکو او په (۴) ستون کې د بهیر د مقدار مطابق کال لیکو .

۲- د بهیر د مقدار د انتروال ΔQ د محاسبی لپاره د ښودل شوی جدول (۷- ۲. جدول) د (۵) ستون څخه د بهیر ترټولوڅخه زیات مقدار $Q_{\max} = 351 m^3/\sec$ او ترټولو څخه کم مقدار $Q_{\min} = 121 m^3/\sec$ ټاکو .

۳- - د بهیر د مقدار د انتروال (ΔQ)د محاسبې لپاره د بهیر د مقدار امپلیتود (A)د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$A = Q_{\max} - Q_{\min}; m^3/\sec \qquad (۷- ۱)$$

په پورتنی فورمول کې :

Q_{max} - په نظارتی سلسله کې ترتولو څخه د بهیر زیات مقدار په مثال کې هغه $Q_{max}=351m^3/\sec$ ؛

Q_{min} - په نظارتی سلسله کې ترتولو څخه د بهیرلږمقدار په مثال کې هغه $Q_{min}=121m^3/\sec$.

۷- ۲ . جدول . د تکراریت او تأمینیت د منحنی محاسبه شوی پارامترونه

گڼه	کال	د بهیرمنځنی مقدار د کال په ترتیب $Q; m^3/\sec$	کال	د بهیر منځی مقدار د کمیدو په ترتیب $Q; m^3/\sec$	د بهیر مقدار انتروال $\Delta Q; m^3/\sec$	تکراریت د کلونو شمیر	تکراریت %	تأمینیت د کلونو شمیر	تأمینیت %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1945	218	1953	351	351-329	1	4	1	4
2	1946	204	1958	324	328-306	1	4	2	8
3	1947	243	1957	296	305-283	1	4	3	12
					121-99	1	4	25	100
25	1969	216	1963	121					

په پایله کې د بهیر مقدار امپلیتود مساوی دی په

$$A=351-121=230\,m^3/\sec$$

۴- د بهیر د مقدار د انتروال د اوږدوالی د محاسبې لپاره د انتروالونو شمیر د خپلې خوښې سره سم ټاکو . د انتروالونو شمیر باید ثابت عدد اوسی یعنی

$(C=5;10;15;.....)$. د یادونی وړ ده چې په هره اندازه چې د انتروالونو شمیره زیاته وی په همغه اندازه د تکراریت او تأمینیت منحنی په دقیق ډول سره رسم کیدای شي .

۵- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د بهیر د مقدار د انتروال اوږدوالی (ΔQ)محاسبه کوو

$$\Delta Q = \frac{A}{C}; m^3/\sec \qquad (۷ – ۲)$$

د بیلګې په توګه

$$\Delta Q = \frac{230}{10} = 23 m^3/\sec.$$

۶- د نظارتی سلسلی کلنی منځنی مقدارونه په ټاکل شوو انتروالو $\Delta Q = 23 m^3/\sec$ بیلوو او د ښودل شوی جدول په (۶) ستون کې ئې لیکو د بیلګې په توګه $(351-329)$.

۷- د تکراریت د کلونو د شمیر د محاسبې لپاره د (۷ – ۲. جدول) په (۵) ستون کې لیکل شوی ارقام (د کمیدو په ترتیب د بهیر مقدار) د ټاکلی انتروال یعنی د $(351-329)$ انتروال ترمنځ د بهیر مقدار څو کاله تکرارېږی ، د هغې شمیره د (۷- ۲. جدول) په (۷) ستون کې لیکو . د بیلګې په توګه په $(351-329)$ انتروال کې یوازی د بهیر مقدار $(Q=351 m^3/\sec)$ یو ځل یعنی یو کال تکرارېږی . د یادولو وړ خبره داده چې په سلسله کې شامل عدد باید د انتروال د پورتنی حد (351)سره مساوی او یا د هغې څخه کوچنی وی او د کښتنی حد (128) څخه ستر او یا دهغې سره مساوی وی یعنی $(351 \le X \le 328)$.

۸- د تکراریت د سلنې (٪) د محاسبې لپاره د لاندې تناسب څخه کار اخلو ، پدی ترتیب سره چې :

- د نظارتی سلسلی د کلنو مجموعه (۲۵ کاله) سل فیصده قبلوو یعنی $25year.......100\%$ **؛**

- د تکراریت د کلونو شمیره د $(X\%)$ **قبلوو یعنی** $1year.........X\%$**.**

په پایله کې په لاس راځی

$$25year = 100\%$$
$$1year = X\%$$

لدی ځایه څخه د تکرایت سلنه محاسبه کوو

$$\frac{25}{1} = \frac{100}{X}; \Rightarrow X = \frac{100}{25} = 4\%$$

پدی معنی چې د تکراریت هر یو کال د فیصدی له جنسه د څلورو فیصدو (4%) **سرمساوی دی . پدی صورت کېد (۲-۷. جدول) د (۷) ستون هر عدد په** (4%) **کې ضرب او (۸) ستون کې لیکو .**

۸- د تأمینیت د کلنو د محاسبې لپاره د لومړی انتروال د تکراریت د کلونو شمیره مستقیماً د تأمینیت د کلونو شمیر په ستون (۹) کې لیکو . د دوهم ، دریم او ترپایه انتروالو لپاره د تکراریت لومړی انتروال د کلونو د شمیری سره د دوهم انتروال د کلونو شمیره جمع او د تأمینیت د کلونو شمیر په ستون (۹) کې لیکو . د بیلګې په توګه (۱+۱=۲) د د کلونو شمیر په ستون (۹) کې د (۲) عدد لیکو ، په همدی ترتیب سره د تأمینیت د فیصدی په ستون کې د اتو (۸) عدد لیکو.

ددی لپاره چې پوه شو چې سرته رسیدلی محاسبه درسته ده او که یه باید د تکراریت د کلونو مجموعه د نظارتی سلسلی د مجموع سره د بیلګې په توګه د (۲۵) سره مساوی شی .

۹- د محاسبه شوو ارقامو په پام کې نیولو سره د (۷- ۲. جدول) د (۶) ، (۷) ستون ارقامو له مخې د قبول شوی مقیاس مطابق د تکراریت ګراف رسموو او

د (۶) او (۱۰) ستون ارقامو له مخې د قبول شوی مقياس مطابق د تأمينيت منحنی رسموو.

د تکراريت د ګراف د رسمول لپاره په افقی محور کې د کلونوشميراو په عمودی محور کې د بهير مقدارونه وضع کوو . په پايله کې پته ډوله (شکله) ګراف په لاس راځي چې د تکراريت ګراف په نامه ياديږي . ددی ګراف د منځنيو نقطو په وصلوولو سره تکراری منخنی په لاس راځی چې د توزيع (د ويش) منحنی په نامه ياديږي . دا منحنی راښيی چې د بهيرمساوی مقدار څو ځلی تکراريږی .
تکراری منحنی د دريو نقطو لرونکی ده :

۱- د توزيع (ويش) مرکز چې د ټولی سلسلی د حسابی اوسط يعنی $Q_{av}=\frac{\sum Q}{n}=\frac{5339}{25}=213{,}5\,m^3/\sec$ **سره مطابقت لری او د** (a) **د نقطی څخه عبارت ده .**

۲- د منحنی ميانه (منځ) چې د تأمينی د (50%) سره مطابقت کوی يعنی د (b) **نقطه .**

۳- د منحنی مود چې تر ټولو څخه د لوړ (زيات) تکراريت سره مطابقت لری د (C) **نقطی څخه عبارت ده. د توزيع د مرکز او د منحنی مود د اردیناتو تر منځ واټن** $(\overline{ac})$ **د نا متناظروالی د شعاع په نامه ياديږی. د نامتناظروالی شعاع د تکراری منحنی د نا متناظروالی مشخصه ده هرکله چې** $(d=0)$ **وی . په پايله کې د توزيع مرکز او د منحنی مود يو له بل سره منطبق کيږی اوتکراری منحنی متناظره کيږي چې دا ډول منحنی د نورمالی منحنی او يا د ګوس د منحنی په نامه ياديږي .**

په هايدرولوژی کې د تأمينی منحنی د رسمولو په خاطر د يو شمير نظارتی ارقامو له مخې او يا په تيوريکی طريقه د توزيع نا متناظری منحنی څخه کار اخلی ، چې د توزيع دغه د تراکم احتمالی منحنی د پيرسون (Person) منحنی

(III) دوِل سره مطابقت کوی . ددی منحنی کیڼ اړخ محدود دی او د هغې ښی اړخ لایتناهی ته رسی .

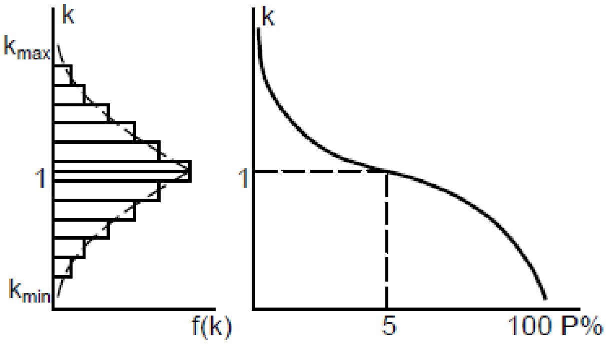
هرکله په ترتیب سره د پورتنی څخه تر کښتنی انتروال پوری د نظاراتونو شمیر سره جمع کړو (نظر کال یا فیصدی) ته او هغه په افقی محور کې ولیکو او د جریان مقدارونه سره جمع او په عمودی محور کې سره ولیکو ، هغه نقطی چې د نوموړو قیمتونو د تقاطع په نتیجه کې په لاس راځي دیوه منحنی په وسیله و نښلوو (وصلی کړو) . لاس ته راغلی منحنی د تأمینی منحنی په نامه یادیږی .

تأمینی منحنی ددی ښکارندوی ده چې د بهیر کوم مقدار په کوم شمیر سره شتون لری .

د بیلګې په توګه د بهیر مقدار $Q = 175 m^3/\sec$ د واقعاتو د مجموعی شمیر (۲۵) څلو څخه (۲۰) واقعات د $Q = 175 m^3/\sec$ شتون لری .

غوره ده چې د افقی محور دپاسه د کلونو شمیر پرځای د هغوی فیصدی و ښایو چې پدی صورت کې د تیر مثال لپاره ویلی شو چې د $Q = 175 m^3/\sec$ څخه د بهیر زیاد مقدار د تولو پیښو ٪۸۰ دی . یعنی د بهیر $Q = 175 m^3/\sec$ مقدار د (٪۸۰) سره مساوی دی .

د P او Q په کاردیناتو کې رسم شوی منحنی د تأمینی منحنی په نامه یادیږي .



شکل . ۷- ۲ .د تأمینت او تکراریت ګراف

د هایدرولوژیکی ځانګړتیاو تأمینیت – دا ددی احتمال دی چې د مطالعه کیدونکي هایدرولوژیکی کمیت قیمت کیدای شی چې زیات شی .
په عمومی ډول سره دوه ډوله تأمینی منحنی شتون لری :
۱- تجربوی منحنی – هغه منحنی ده چې د نظارتی ارقامو مطابق کوم چې د ساحې څخه اخیستل شوی وی رسمه شوی وی .
۲- تیوریکی منحنی - هغه منحنی ده چې په نظری ډول سره رسم شوی وی .
څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه تأمینی منحنی په دوو کاردیناتو کې(P) او (Q) رسمیږی . د تجربوی تأمینی منحنی د رسمولو لپاره د سیند د بهیر مقدار(Q) معلوم پارامتر دی او مجهول پارامتر د احتمال فیصدی ده پدی معنی چې د بهیر د ښودل شوي مقدار د پیښیدو د احتمال فیصدی څو ده .
که چیری د هایدرولوژیکی ځانګړتیاو لړی (سلسله) چې د (n) غړو (اعضأو) څخه جوړه شوی د کمیدو په ترتیب سره ځای پر ځای شی ، د ځانګړتیا تأمینیت چې په سلسله کې د (m) ځای لری مساوی دی په [۲۷؛۲۹]

$$P = mn^{-1}.100\%$$
(۷- ۳)

د (۷- ۳) فورمول مطابق د سلسلی د ورستنی غړی تأمینیت ددی پوری اړه نه لری چې په سلسله کې څو غړی شامل دی یو شان ته په لاس راځی او د (100%)سره مساوی دی . له همدی امله اړینه ده چې په ښودل شوی فورمول (۳-۷) کې اصلاحات راوړل شی ، چې د $(n \to \infty)$ په صورت کې سلو فیصدو (100%) ته مجانبی نیږدی کیدنه په پام کې ونیسی .
ددی لپاره چې د یوی محدودی سلسلی د غړو تجربوی تأمینیت د تثبیت کولو لپاره چې تر ډیره حده د تیوریکی تأمینیت سره نیږدی وی ډیرفورمولونه پیشنهاد شوی دی . په عمومی ډول سره دغه فورمولونه د س. ن . کریڅ کوم (S.N.Kreskom) د وړاندیز مطابق لاندې شکل لری [۲۲]

$$P=(m-a)(n+1-2a)^{-1}.100\%$$ (۷- ۴)

په پورتنی رابطه کې :

m - د نظارتی سلسلی د غړو مسلسله شماره ده (1;2;3;او داسی نور) ؛

n- د نظارتی سلسلسی د غړو مجموعی تعداد د بیلګې په توګه په مثال کې (۲۵)[۲۹، ۲۸، ۲۶، ۲۳، ۱۹، ۱۷، ۱۶، ۱۴، ۱۳، ۱۲، ۸، ۵] ؛

a - پارامترد ی چې عددی قیمت یی د یو څخه تر صفر بدلون مومی یعنی ($a=0-1$) .

- په هغه صورت کې چې په پورتنی فورمول کې $a=0$ وی په هغه صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار لپاره په لاس راځی

د ویبول (Weibull) فورمول

$$P=\frac{m}{n+1}100\%$$ (۷ – ۵)

د $a=0,5$ په صورت کې فورمول لاندی شکل غوره کوی

د هیزن(Hazen) فورمول

$$P=\frac{m-0.5}{n}100\%$$ (۷- ۶)

د $a=0,3$ په صورت کې فورمول په لاس راځی چې د بهیر د منځنی او اصغری مقدارونو د محاسبی لپاره کولای شوو تری کاراخلو

د چګودایف (Chegodayev) فورمول

$$P=\frac{m-0.3}{n+0.4}100\%$$ (۷- ۷)

د توکي (Tukey) فورمول

(۷ – ۸)

$$P = \frac{3m-1}{3n+1}100\%$$

د بلوم (Blom) فورمول

(۷- ۹)

$$P = \frac{m-0.375}{n+0.25}100\%$$

د ګرینګورتن (Gringorten) فورمول

$$P = \frac{m-0.44}{n+0.12}100\%$$

(۷- ۱۰)

د کالیفورنیا (California) فورمول

$$P = \frac{m}{n}100\%$$

(۷- ۱۱)

د هایدرولوژیکی ځانګړتیاو د تجربوی تأمینیت په پوهیدو سره کولای شو د هغه د تکرایدو احتمال په کلونو محاسبه کړو . څرنګه چې وراندی هم یادونه وشوه د هایدرولوژیکی کمیت تکراریت ددی مفهوم لري چې د وخت په نوموړی دوره (N)کاله لږ ترلږه یو کال تکراریږی . تأمینیت (P) او تکراریت (N) ترمنځ په لاندی شکل سره رابطه شتون لری[۲۶،۲۹] :

- د $P < 50\%$ په صورت کې

$$N = \frac{100}{P}$$

(۷- ۱۲)

- د $P > 50\%$ په صورت کې

$$N=\frac{100}{100-P}$$ (۷- ۱۳)

تیوریکی تأمینی منحنی د تجربوی منحني په څیر د (P) او (Q) په کواردیناتو کې رسمیږی . یوازی پدی توپیر سره چې پدی حالت کې د احتمالاتو فیصدی معلومه ده او مجهول پارامتر(کواردینات) د بهیر مقدار (Q_p) دی. (Q_p) د بهیر احتمالی مقدار څخه عبارت دی ، او د (P) اندکس د احتمالاتو سلنې مفهوم ښیی . معمولاً په محاسبو کې د (P) پر ځای عدد لیکی د بیلګې په توګه د $(Q_{0.01})$ ، دا ددی په مفهوم چې د بهیرهغه مقدار چې د پیښیدو یی احتمال یی (0.01%) دی .

د تیوریکی تأمینی منحنی درسمولو لپاره د لاندی دری پارامترونو شتون ته اړتیا ده :

- د بهیر منځنی حسابی اوسط Q_{av} ؛
- د بدلونونو او تحولاتو ضریب C_v؛
- د نامتناظروالی ضریب C_s.

فرض کوو چې د هایدرولوژیکی ارقامو (n) سلسله لرو، د بیلګې په توګه(د بهیر مقدارونه) $(Q_1;Q_2;Q_3;......Q_n)$. ښودل شوی هایدرولوژیکی ارقام یوله بل سره اړیکه نه لری .

د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو ددی سلسلی حسابی اوسط (منځنی قیمت) محاسبه کوو

$$Q_{av}=\frac{\sum_{i=1}^{i=n}Q_i}{n};m^3/\sec$$ (۷- ۱۴)

پدی رابطه کې :

$\sum Q_i$ - د بهير د مقدارو مجموع ده چې پدی سلسله کې ځای لری ؛

n - د نظارت لاندی بهير شميره يا په بل عبارت د سلسلی د غړو شميره .

د بدلونونو او تحولاتو ضريب (**Variation coefficient**) - د سلسلی پر حسابی اوسط (Q_{av}) د سلسلی متوسط المربع (د سلسلی منځنی قيمت مربع) (σ)نسبت د بدلونونو (تغيراتو) او تحولاتو د ضريب (C_V) په نامه ياديږی .

ددی لپاره چې د (σ) قيمت پيدا کړو ، بايد د نظارتو نو سلسله $Q_1; Q_2;....; Q_n$ په پام کې نيسو ،او د هغې بدلون نسبت حسابی اوسط (Q_{av}) ته پيدا کوو يعنی $(Q_1 - Q_{av}; Q_2 - Q_{av};.....; Q_n - Q_{av})$او داسې نور . ددی لپاره چې منفی قيمتونه په لاس رانشی ، لاس ته راغلی غړی په خپل ځان کې ضرب (مربع کوو) او وروسته يی سره جمع کوو . د جمع کيدو څخه وروسته هغه د سلسلی د غړو په شميره (n) ويشو او که چيری د د سلسلی د غړو شميره د ديرشو څخه لږ وی $(n < 30)$ پدی صورت کې پر $(n - 1)$ ئې ويشو .

وروسته لدی د لاس ته راغلو قيمتونو مربع جذر نيسو او د متوسط المربع بدلون د لاندې فورمول څخه په کار اخيستلو محاسبه کوو

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (Q_i - Q_{av})^2}{n - 1}}; \qquad (۷- ۱۵)$$

د (σ)عددی قيمت د سلسلی د بدلون ټاکونکی دی او د هغې واحد د بهير مقدار واحد يعنې $(m^3/\sec)$ دی . د مختلفو سلسلو د متوسط المربع د بدلون د مقايسی (پرتله کونې) د آسانتيا لپاره د هغوی د نسبی قيمتونو څخه کار اخلی چې د

لغزش ضریب یا د بدلونونو او تحولاتو د ضریب په نامه یادیږی او د لاندی فورمول په وسیله ښودل کیږی :

$$C_V = \frac{\sigma}{Q_{av}}$$ **(۷- ۱۶)**

یا

$$C_V = \frac{1}{Q_{av}}\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n}(Q_i - Q_{av})^2}{(n-1)}}$$ **(۷- ۱۷)**

د مودولي ضریب د مفهوم څخه په کار اخیستلو چې لاندې شکل لری

$$K = \frac{Q_i}{Q_{av}}$$ **(۷- ۱۸)**

د (۷- ۱۸) فورمول په پام کې نیولو سره (۷- ۱۷) فورمول لاندې شکل ځانته غوره کوی

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n}(K_i - 1)^2}{n-1}}$$ **(۷- ۱۹)**

د C_v عددی قیمت بی واحده او د تل لپاره مثبت دی .

د (C_V) او (Q_{av}) د قیمتونو د ټاکلو لپاره محاسبه د (۷- ۳. جدول) په شکل اجرأ کیږی . د یادونې وړده چې د ښودل شوی جدول د پنځم (۵) او نهم (۹) ستون ارقام د تجربوی منحنی د رسمولو او (۶)، (۷) او (۸) ستون ارقام د بدلونو او تحولاتو د ضریب (C_V) د محاسبی لپاره محاسبه کیږی .

د حسابی اوسط Q_{av} د قیمت د بدلونونو د ټاکلو لپاره چې د تأمینی منحنی د (۵۰٪) سره لری د نامتناظروالی د ضریب د مفهوم څخه استفاده کوی چې د لاندی فورمول مطابق محاسبه کیږی

(۷- ۲۰)
$$\pm C_S = \frac{\sum_{i=1}^{i=n}(K_i - 1)^3}{(n-1)C_V^3}$$

د پورتنی فورمول څخه په کار اخیستلو د ټاکلی اولازمی دقت سره د C_s محاسبی لپاره لازمه ده چې د سلسلی د غړو شمیر د (۱۰۰) څخه ډیر وی چې په عمل کې د سیندونو لپاره د داسی ارقامو شتون ډیر کم دی .

۷- ۳. جدول . د (Q_{av}) او (C_V) مشخصاتو محاسبه

$P = \frac{m-0.3}{n+0.4} * *100\%$	$(K_i - 1)^2$	$K_i - 1$	$K_i = \frac{Q_i}{Q_{av}}$	د کمیدو په ترتیب د نظا رتونو سلسله		د کال په ترتیب د نظارتونو سلسله		ګڼه
				د بهیر مقدار $Q; m^3/\sec$	کا ل	د بهیر مقدار $Q; m^3/\sec$	کا ل	
9	8	7	6	5	4	3	2	1
								1
								2
						$\sum Q_i$		
						Q_{av}		

له همدی امله د هایدرولوژیکی لومړنیو محاسبو لپاره د (C_s) قیمت کولای شو چې د (۷- ۴. جدول) څخه و ټاکو .

که چیری د C_s د قبول شوی قیمت په صورت کې د تأمینی تیوریکی منحنی محاسبه شوی قیمتونه د تجربوی (حقیقی) ارقامو سره مطابقت ونه کړی په هغه صورت کې د C_s نوی قیمت قبلوو اود هغی مطابق محاسبه له سره سرته رسوو . دغه پروسه تر هغی پوری اوږدوو ترڅو چې محاسبه شوی ارقام د حقیقی ارقامو سره مطابقت وکړی .

۷- ۴. جدول . د سیند ډول ، د بهیر مقدار او د سیند د تغذیی د ډول په پام کې نیولو سره د (C_s)قیمتونه [۸] .

ګڼه	د بهیر د مقدار ډول	C_s
1	د کلنی بهیر منځنی مقدار	$C_s = 2C_v$
2	د بهیر اعظمی مقدار د هموارو سیمو د سیندونو لپاره چې د واوری د ویلی کیدو څخه را منځ ته کیږي	$C_s = (2-2{,}5)C_v$
3	د بهیر اعظمی مقدار د هموارو سیمو د سیندونو لپاره چې د باران څخه رامنځ ته کیږي	$C_s = (3-4)C_v$
4	د غرینو سیمو د سیندونو د بهیر اعظمی مقدارونه چې د موسمی بارانو څخه رامنځه ته کیږی	$C_s = (3-4)C_v$
5	د غرینو سیمو سیندو د بهیر اعظمی مقدارونه	$C_s = 4C_v$

څرنګه چې تجربو ښودلی ده چې د C_s او C_v ضریبونو دقت یو شان ته ندی . د C_v د ضریب د ټاکلو لپاره منځنی حسابی مربع ای نسبی اشتباه یا غلطی د لاندی فورمول مطابق محاسبه کیږي [۳۰،۲۹،۲۷،۲۷،۸]

$$\varepsilon_{C_v} = \frac{1}{\sqrt{2(n-1)}}\sqrt{1+3{C_v}^3}\,100\% \qquad (۷- ۲۱)$$

پدی صورت کې د بدلونونو او تحولاتو د ضریب $C_V = 0.2 - 0.4$ قیمت د پاره متوسطه مربع یی اشتباه (ε_{C_V}) په صورت کې چې $n = 20 - 30$ وی نیږدی د ضریب د عددی قیمت $(\varepsilon_{C_V} = 14 - 16\%)$ جوړوی یعنې د متوسطه مربع یی اشتباه مجازی حد $\%(14 - 16)$ دی . په هغه حالت کې چې د نظارتی سلسلې شمیر پنځوس وی $(n = 50)$ وی ، پدی صورت کې د متوسطه مربع ای اشتباه مجازی حد $\%(10 - 12)$.

د (C_s) ضریب نسبی متوسطه مربع ای اشتباه د لاندی فورمول مطابق محاسبه کوی [۸،۲۷،۲۷،۲۹،۳۰]

$$\varepsilon_{C_s} = \pm \frac{1}{C_s}\sqrt{\frac{6}{n}\left(1 + 6C_v^{\ 2} + 5C_v^{\ 4}\right)}100\% \quad (۷- ۲۲)$$

د Q_{av}؛ C_s او C_v د پارامترونو د محاسبی څخه وروسته کولای شو تیوریکی تأمینی منحنی رسمه کړو . څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د تیوریکی منحنی اردینات یعنی (Q_P) مجهول پارامتر دی ، نو د Q_{av}؛ C_s او C_v د کومکي پارامترونو په لرلو سره د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوو [۸،۲۷،۲۷،۲۹،۳۰]

$$Q_{P\%} = K_{P\%} Q_{av} \quad (۷- ۲۳)$$

په پورتنی فورمول کې:

$K_{P\%}$ - د بهیر مودلي ضریب د احتمالاتو د فیصدی مطابق چې د لاندی فورمول مطابق محاسبه کیږی

$$K_{P\%} = \Phi_p . C_V + 1$$ **(۷- ۲۴)**

پدی رابطه کې :

Φ_p**- د فوستر ضریب دی چې د هغی عددی قیمت د نامتناظروالی (نامتناظریت) ضریب** (C_S) **او د احتمال د فیصدی** (P) **پوری اړه لری یعنې**

$$\Phi_p = f(C_S, P) = K_P - 1/C_V$$ **(۷- ۲۵)**

C_V **- د بدلونونو او تحولاتو ضریب دی چې د (۷- ۱۹) فورمول مطابق محاسبه کیږی . د تأمینی منحنی اردینات یعنې د تأمینی بهیر مختلف مقدارونه د لاندی فورمول مطابق محاسبه کیږی [۲۷،۲۸،۲۹،۳۰]**

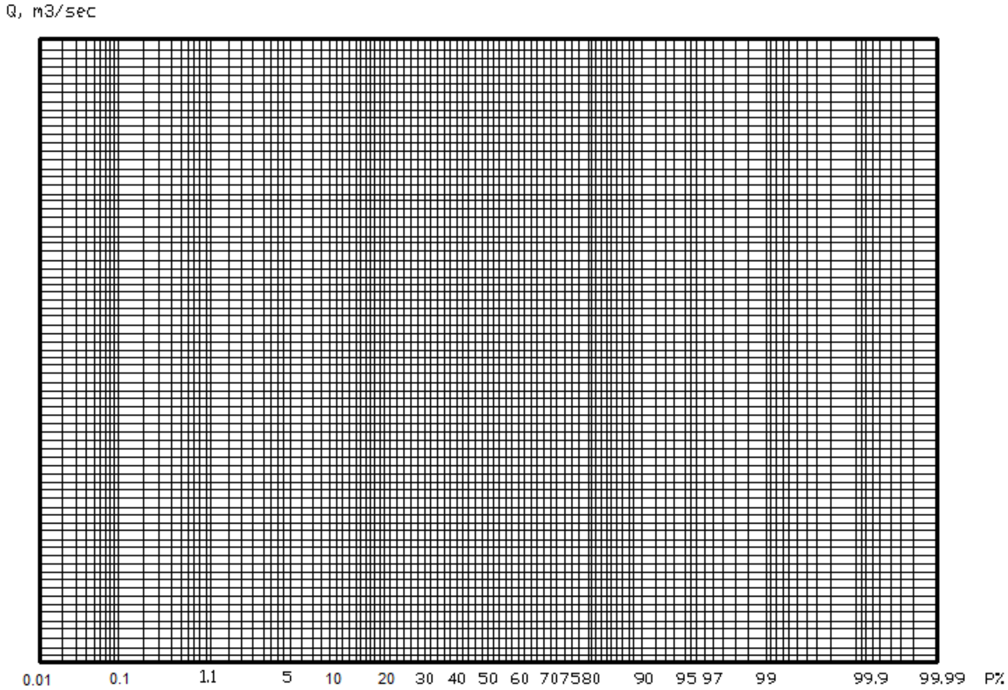
$$Q_{P\%} = Q_{av} K_{P\%}$$ **(۷- ۲۶)**

د تیوریکی منحنی د رسمولو لپاره ټول محاسبات د لاندی جدول مطابق اجرأ کوو

۷ – ۶ . جدول . د تیوریکی منحنی د اریناتو محاسبه

6	$P\%$															
	0.01	0.1	1	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	97	99
Φ_P																
$K_P = \Phi_P . C_v + 1$																
$Q_P = Q_{av} K_P$																

د محاسبه شوو اردیناتو له مخې تیوریکی تأمینی منحنی د احتمالاتو په مخصوص ګراف کې رسمیږی (۷ – ۴. شکل) . هغه تأمینی منحنی چۍ په معمولی ګرافو کې رسمیږی د هغوی د پای پورتنی او کښتنی برخې چې د هایدرولیکی پروژو لپاره د ډیر اهمیت لرونکی زیاتی خمیدګی لری ، لاکن هغه منحنی چې په مخصوصو (ځانګړو) ګرافونو کې رسمیږی لږی خمیدګی لری . چې دا ددی امکان برابروی ترڅو چې د بهیر مقدارونه په ښه اوواضح ډول سره وټاکو .



۷- ۴.شکل. په ځانګړی ګراف کې د تأمینی منحنی رسمول

په همدی ګراف د بهیر مقدار حقیقی نظارتونه چې د هغوی تأمینیت نظر دبهیر ځانګړتیاو ته محاسبه شویدی (۷- ۲.جدول) هم رسمیږی . څرنګه چې وړاندی

هم يادونه وشوه ، هرکله چې دغه نقطې د تيوريکی تأمينی منحنی سره نيږدې وی دا پدی معنی ده چې تأمينی منحنی په دررست ډول سره رسم شويده او د نامتناظريت ضريب (C_s) په صحيح ډول سره ټاکل شويدی . که چيری يادی شوی نقطې په ليری موقعيت کې ځای پر ځای شوی وی پدی معنی چې د (C_s) ضريب بايد له سره انتخاب او محاسبه د دوهم دريم او داسی نورو ځلو لپاره ترسره شی . پدی معنی چې د هرځل لپاره د (C_s) نوی قيمت ټاکو او محاسبه اجرأ کوو ترڅو نقطې سره منطبق او يا په مجازی حد کې ځای په ځای شی .

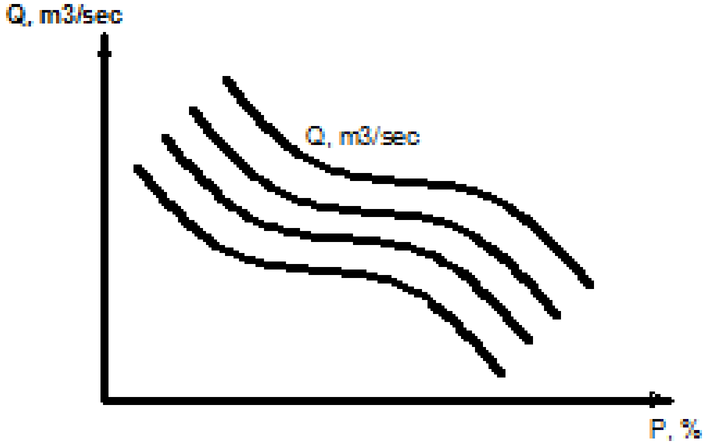
۷- ۵ . جدول . د فوستر ضریب قیمتونه نظر C_S او احتمالاتو فیصدی P ، $\Phi_P = \dfrac{K_{P\%}-1}{C_V}$

Cs	P%																					
	0.01	0.1	0.5	1	2	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99.9	100
0	3.72	3.09	2.58	2.33	2.02	1.88	1.64	1.28	0.84	0.67	0.52	0.25	0	-0.25	-0.52	-0.67	-0.84	-1.28	-1.64	-1.88	-2.33	-3.09	0
0.1	3.94	3.23	2.67	2.4	2.11	1.92	1.67	1.29	0.84	0.66	0.51	0.24	-0.02	-0.27	-0.53	-0.68	-0.85	-1.27	-1.61	-1.84	-2.26	-2.95	-20
0.2	4.16	3.38	2.76	2.47	2.16	1.96	1.7	1.3	0.83	0.65	0.5	0.22	-0.03	-0.28	-0.55	-0.69	-0.85	-1.26	-1.58	-1.79	-2.18	-2.81	-10
0.3	4.38	3.52	2.86	2.54	2.21	2	1.72	1.31	0.82	0.64	0.48	0.2	-0.05	-0.3	-0.56	-0.7	-0.85	-1.24	-1.55	-1.75	-2.1	-2.67	-4.67
0.4	4.61	3.66	2.95	2.61	2.26	2.04	1.75	1.32	0.82	0.63	0.47	0.19	-0.07	-0.31	-0.57	-0.71	-0.85	-1.23	-1.52	-1.7	-2.03	-2.54	-5
0.5	4.83	3.81	3.04	2.68	2.31	2.08	1.77	1.32	0.81	0.62	0.46	0.17	-0.08	-0.33	-0.58	-0.71	-0.85	-1.22	-1.49	-1.66	-1.96	-2.4	-4
0.6	5.05	3.96	3.13	2.75	2.35	2.12	1.8	1.33	0.8	0.61	0.44	0.16	-0.1	-0.34	-0.59	-0.72	-0.85	-1.2	-1.45	-1.41	-1.88	-2.27	-33.3
0.7	5.28	4.1	3.22	2.82	2.4	2.15	1.82	1.33	0.79	0.59	0.43	0.14	-0.12	-0.36	-0.6	-0.72	-0.85	-1.18	-1.42	-1.57	-1.81	-2.14	-2.86
0.8	5.5	4.24	3.31	2.89	2.45	2.18	1.84	1.34	0.78	0.58	0.41	0.12	-0.13	-0.37	-0.6	-0.73	-0.86	-1.17	-1.38	-1.52	-1.74	-2.02	-2.5
0.9	5.73	4.38	3.4	2.96	2.5	2.22	1.86	1.34	0.77	0.57	0.4	0.11	-0.15	-0.38	-0.61	-0.73	-0.85	-1.15	-1.35	-1.47	-1.66	-1.9	-2.22
1	5.96	4.53	3.49	3.02	2.54	2.25	1.88	1.34	0.76	0.55	0.38	0.09	-0.16	-0.39	-0.62	-0.73	-0.85	-1.13	-1.32	-1.42	-1.59	-1.79	-2
1.1	6.18	4.67	3.58	3.09	2.58	2.28	1.89	1.34	0.74	0.54	0.36	0.07	-0.18	-0.41	-0.62	-0.74	-0.85	-1.1	-1.28	-1.38	-1.52	-1.68	-1.82
1.2	6.41	4.81	3.66	3.15	2.62	2.31	1.92	1.34	0.73	0.52	0.35	0.05	-0.19	-0.42	-0.63	-0.74	-0.84	-1.08	-1.24	-1.33	-1.45	-1.58	-1.67
1.3	6.64	4.95	3.74	3.21	2.67	2.34	1.94	1.34	0.72	0.51	0.33	0.04	-0.21	-0.43	-0.63	-0.74	-0.84	-1.06	-1.2	-1.28	-1.38	-1.48	-1.54
1.4	6.87	5.09	3.83	3.27	2.71	2.37	1.95	1.34	0.71	0.49	0.31	0.02	-0.22	-0.44	-0.64	-0.73	-0.83	-1.04	-1.17	-1.23	-1.32	-1.39	-1.43
1.5	7.09	5.28	3.91	3.33	2.74	2.39	1.96	1.33	0.69	0.47	0.3	0	-0.24	-0.45	-0.64	-0.73	-0.82	-1.02	-1.13	-1.19	-1.26	-1.31	-1.33
1.6	7.31	5.37	3.99	3.39	2.78	2.42	1.97	1.33	0.68	0.46	0.28	-0.02	-0.25	-0.46	-0.64	-0.73	-0.81	-0.99	-1.1	-1.14	-1.2	-1.24	-1.25
1.7	7.54	5.5	4.07	3.44	2.82	2.44	1.98	1.32	0.66	0.44	0.26	-0.03	-0.27	-0.47	-0.64	-0.72	-0.81	-0.97	-1.06	-1.1	-1.14	-1.17	-1.18
1.8	7.76	5.64	4.15	3.5	2.85	2.46	1.99	1.32	0.64	0.42	0.24	-0.05	-0.28	-0.48	-0.64	-0.72	-0.8	-0.94	-1.02	-1.06	-1.09	-1.11	-1.11
1.9	7.98	5.77	4.23	3.55	2.88	2.49	2	1.31	0.63	0.4	0.22	-0.07	-0.29	-0.48	-0.64	-0.72	-0.79	-0.92	-0.98	-1.01	-1.04	-1.05	-1.05
2	8.21	5.91	4.3	3.6	2.91	2.51	2	1.3	0.61	0.39	0.2	-0.08	-0.31	-0.49	-0.64	-0.71	-0.78	-0.9	-0.95	-0.97	-0.99	-1	-1
2.1		6.04	4.38	3.65	2.94	2.53	2.01	1.29	0.59	0.37	0.18	-0.1	-0.32	-0.5	-0.64	-0.7	-0.76	-0.87	-0.91	-0.93	-0.95	-0.95	-0.95

2.2		6.14	4.46	3.68	2.95	2.54	2.02	1.27	0.57	0.35	0.16	-0.12	-0.33	-0.5	-0.64	-0.69	-0.75	-0.84	-0.88	-0.9	-0.91	-0.91	-0.91
2.3		6.26	4.52	3.73	2.98	2.57	2.01	1.26	0.55	0.32	0.14	-0.13	-0.34	-0.5	-0.63	-0.68	-0.74	-0.82	-0.85	-0.86	-0.87	-0.87	-0.87
2.4		6.37	4.59	3.78	3.02	2.6	2	1.25	0.52	0.29	0.12	-0.14	-0.35	-0.51	-0.62	-0.67	-0.72	-0.79	-0.82	-0.83	-0.83	-0.83	0.833
2.5		6.5	4.66	3.82	3.05	2.62	2	1.23	0.5	0.27	0.1	-0.16	-0.36	-0.51	-0.62	-0.66	-0.71	-0.77	-0.79	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
2.6		6.54	4.71	3.86	3.08	2.23	2	1.21	0.48	0.25	0.085	-0.17	-0.37	-0.51	-0.61	-0.66	-0.7	-0.75	-0.76	-0.77	-0.77	-0.77	-0.77
2.7		6.75	4.8	3.92	3.1	2.64	2	1.19	0.46	0.24	0.07	-0.18	-0.38	-0.51	-0.61	-0.65	-0.68	-0.72	-0.74	-0.74	-0.74	-0.74	-0.74
2.8		6.86	4.86	3.96	2.12	2.65	2	1.18	0.44	0.22	0.057	-0.2	-0.39	-0.51	-0.6	-0.64	-0.67	-0.7	-0.71	-0.71	-0.72	-0.72	-0.72
2.9		7	4.91	4.01	3.12	2.66	1.99	1.15	0.41	0.2	0.041	-0.21	-0.39	-0.51	-0.6	-0.63	-0.65	-0.68	-0.69	-0.69	-0.69	-0.69	-0.69
3		7.1	4.95	4.05	3.14	2.66	1.97	1.13	0.39	0.19	0.027	-0.22	-0.4	-0.51	-0.59	-0.62	-0.64	-0.66	-0.67	-0.67	-0.67	-0.67	-0.67
3.1		7.23	5.01	4.09	3.14	2.66	1.97	1.11	0.37	0.17	0.01	-0.23	-0.4	-0.51	-0.58	-0.6	-0.62	-0.64	-0.65	-0.65	-0.65	-0.65	-0.65
3.2		7.35	5.08	4.11	3.14	2.66	1.96	1.09	0.35	0.15	-0.01	-0.25	-0.41	-0.51	-0.57	-0.59	-0.61	-0.62	-0.63	-0.63	-0.63	-0.63	-0.63
3.3		7.44	5.14	4.15	3.14	2.66	1.95	1.08	0.33	0.13	-0.02	-0.26	-0.41	-0.5	-0.56	-0.59	-0.58	-0.61	-0.61	-0.61	-0.61	-0.61	-0.61
3.4		7.45	5.19	4.18	8.15	2.66	1.94	1.06	0.31	0.11	-0.04	-0.27	-0.41	-0.5	-0.55	-0.57	-0.58	-0.59	-0.59	-0.59	-0.59	-0.59	-0.59
3.5		7.64	5.25	4.31	3.16	2.66	1.93	1.04	0.29	0.085	-0.05	-0.28	-0.41	-0.5	-0.54	-0.55	-0.56	-0.57	-0.57	-0.57	-0.57	-0.57	-0.57
3.6		7.72	5.3	4.24	3.17	2.66	1.93	1.03	0.28	0.064	-0.07	-0.28	-0.42	-0.49	-0.54	-0.54	-0.54	-0.56	-0.56	-0.56	-0.56	-0.56	-0.56
3.7		7.86	5.35	4.26	3.18	2.66	1.91	1.01	0.26	0.048	-0.08	-0.29	-0.42	-0.48	-0.52	-0.53	-0.54	-0.54	-0.54	-0.54	-0.54	-0.54	-0.54
3.8		7.97	5.4	4.29	3.19	2.65	1.9	1	0.24	0.032	-0.1	-0.3	-0.42	-0.48	-0.51	-0.52	-0.52	-0.53	-0.53	-0.53	-0.53	-0.53	-0.53
3.9		8.08	5.45	4.32	3.2	2.65	1.9	0.98	0.23	0.02	-0.11	-0.3	-0.41	-0.47	-0.5	-0.51	-0.51	-0.51	-0.51	-0.51	-0.51	-0.51	-0.51
4		8.17	5.5	4.34	3.2	2.65	1.9	0.96	0.21	0.01	-0.12	-0.31	-0.41	-0.46	-0.49	-0.49	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
4.1		8.29	5.55	4.36	3.22	2.65	1.89	0.95	0.2	0	-0.13	-0.31	-0.41	-0.46	-0.48	-0.48	-0.49	-0.49	-0.49	-0.49	-0.49	-0.49	-0.49
4.2		8.38	5.6	4.39	3.24	2.64	1.88	0.93	0.19	-0.01	-0.13	-0.33	-0.41	-0.45	-0.47	-0.47	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48
4.3		8.49	5.65	4.4	3.24	2.64	1.87	0.92	0.17	-0.02	-0.14	-0.32	-0.4	-0.44	-0.46	-0.46	-0.47	-0.47	-0.47	-0.47	-0.47	-0.47	-0.47
4.4		8.6	5.69	4.42	3.25	2.63	1.86	0.91	0.15	-0.03	-0.15	-0.32	-0.4	-0.44	-0.45	-0.45	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46
4.5		8.69	5.74	4.44	3.26	2.62	1.85	0.89	0.14	-0.04	-0.16	-0.32	-0.4	-0.43	-0.44	-0.44	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45
4.6		8.79	5.79	4.46	8.27	2.62	1.84	0.87	0.13	-0.05	-0.17	-0.32	-0.4	-0.42	-0.43	-0.43	-0.44	-0.44	-0.44	-0.44	-0.44	-0.44	-0.44
4.7		8.89	5.84	4.49	3.28	2.61	1.83	0.85	0.11	-0.06	-0.18	-0.32	-0.42	-0.4	-0.42	-0.42	-0.43	-0.43	-0.43	-0.43	-0.43	-0.43	-0.43
4.8		8.96	5.89	4.5	3.29	2.6	1.81	0.82	0.1	-0.08	-0.19	-0.32	-0.39	-0.41	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42	-0.42
4.9		9.04	5.9	4.51	3.3	2.6	1.8	0.8	0.084	-0.09	-0.19	-0.33	-0.37	-0.4	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41
5		9.12	5.94	4.54	3.32	2.6	1.78	0.78	0.068	-0.1	-0.2	-0.33	-0.38	0.395	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4
5.1		9.2	5.98	4.57	3.32	2.6	1.76	0.76	0.051	-0.11	-0.21	-0.33	-0.38	0.388	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39
5.2		9.27	6.02	4.59	3.33	2.6	1.74	0.73	0.035	-0.12	-0.21	-0.33	-0.37	0.382	-0.38	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39

۷- ۴. د تأمینی منحنی د شکل پر بدلون د Q_{av} ، C_V او د C_s د پارامترونو اغیزی

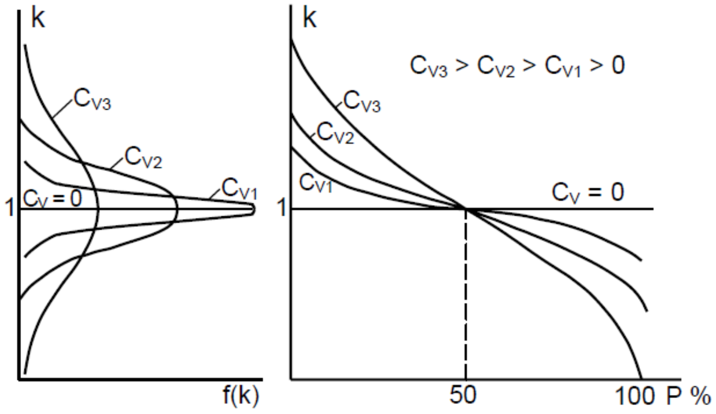
د تأمینی منحنی په شکل د بهیر د منځنی قیمت (Q_{av}) اغیزی په واضح ډول سره د (۶-۷. شکل) څخه لیدل کیږی . د بهیير د منځنی مقدار د بدلون سره د تأمینی منحنی اردینات هم بدلون مومی یعنی په هره اندازه چې د (Q_{av}) زیات وی په همغه اندازه د تأمینی منحنی اردینات هم زیاتیږی .



۷- ۶. شکل . د تأمنی منحني په شکل د (Q_{av}) اغیزی

د هغو تأمینی منحنیو د مطالعې څخه چې د بدلونونو او تحولاتو ضریب (C_V) د ځانګړو قیمتونو لپاره رسم شویدی په څرګند ډول سره لیدل کیږی چې د

بدلونونو او تحولاتو ضریب (C_V) په لوړیدو سره تأمینی منحنی د افقی خط څخه زیات بدلون کوی (۷-۷. شکل) .



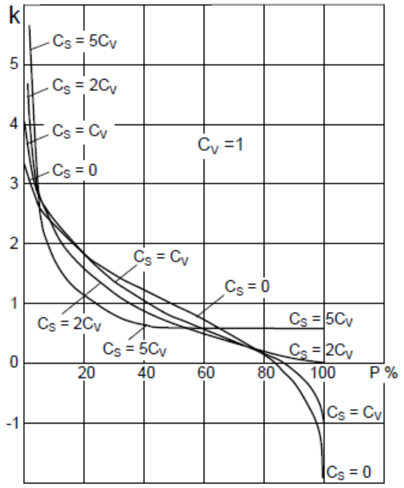
۷- ۷. شکل . د تأمینی منحنی د پاسه د بدلونونو او تحولاتو د ضریب اغیزی[۲۹]

په (۷- ۸.شکل) کې د منحنیاتو سلسله چې د (C_s) او (C_V) د مختلفو قیمتونو د پاره رسم شویده د مطالعی څخه لاندی دوه حالته په لاس راځي :

- په کومه اندازه چې د (C_s)قیمت زیات وی په همغه اندازه منحنی د تأمینیت د کوچنیو قیمتونو $(P<50\%)$ په صورت کې د (K)د لوړو قیمتونو خواته لیری کیږی ؛

- په کومه اندازه چې د (C_s)قیمت کوچنی وی د $(P>85\%)$ په صورت کې په همغه اندازه د (K) منفی قیمتونو سره ساحه زیاتیږی . په دواړو حالاتو کې منحنی د لاندې خوا د توزیع د نورمالې منحنی په وسیله د $(P<50\%)$ او $(P>85\%)$ په صورت کې احاطه شویده .

مطالعه کوو چې د $(C_V = 1)$ په صورت کې د متناظریت ضریب د تأمینی منحنی په شکل څرنګه اغیزه کوی . د (C_s) زیاتوالی سره د $(P < 50\%)$ په ساحه کې منحنی د ساعت د عقرب په لوری راګرځی او د تأمینیت په لور ساحه کې $(P > 85\%)$ په صورت کې د ساعت عقرب په مخالف لوری راګرځی . په منځنی برخه کې منحنی د پاس لخوا د نورمال توزیع د منحنی (یوازی $C_s > 0$ په صورت کې) محدوده شویده او د (C_s) په زیاتیدو سره د (P) محور په لوری ځای پرځای کیږی .



۷- ۸ . شکل . د تأمینی منحنی د پاسه د (C_s) اغیزی[۲۹]

۷- ۵. د لنډو نظارتونو د سلسلو اوږدول

د لنډو نظارتونو د سلسلی (۱۵-۱۰ کلونه) په صورت کې د محاسبی د قت چې د بهیر د مشخصاتو د ټاکلو لپاره په لاس راځی کافی نده ، نو له همدی امله هغه باید اوږده شی . دی موخې ته د رسیدو لپاره څو لاری شتون لری چې د

هغوی په مرسته د لنډو نظارتونو سلسله اوږده شی ، چې یوه د هغو څخه د مشابه سیند طریقه ده . دی کار لپاره لازمه ده باید مشابه سیند پیدا کړو چې د اوږدو نظارتونو لرونکی وی .

هایدرولوژیکی مشخصات د اقلیمی مشخصاتو په څیر د ځمکې د کری پر مخ په تدریجی ډول سره بدلون کوی . لدی ځایه فرض کولای شو چې د یوه سیند د بهیر څرنګوالی د بل سیند سره چې په ورته شرایطو کې قرار لری مشابه دی. د مشابه یا ورته سیند په انتخاب کې باید لاندی شرایط په پام کې و نیول شی [۸]:

- د مطالعی لاندې سیند او د ورته سیند فزیکی – جغرافیوی شرایط باید یوشان ته وی ؛

- باید هڅه وشی چې د مطالعې لاندې او ورته سیند په یوه سیندی حوزه کې موقعیت ولری ؛

- د مطالعې لاندې او ورته سیند د اوبه نیونی ساحې مساحت زیات توپیر و نه لری (یعنی د مساحتونو توپیر باید د ۳۰-۲۰ سلنو څخه زیات نه وی) ؛

- ورته یا مشابه سیند باید د نظارتونو اوږده سلسله ولری . د ورته سیند هایدرولوژیکی محور کیدای شی د محاسبوی محور څخه پورته او یا کښته موقعیت ولری .

د هایدرولوژیکی د هر ډول نظارتونو سلسله کولای شوو اوږده کړو د بیلګی په توګه د بهیر کلنی منځنی مقدارونه ، اعظمی مقدارونه ، میاشتنی مقدارونه او داسې نور .

د مطالعه کیدونکی سیند د نظارتونو اوږدول د ورته سیند د نظارتونو په اساس په څولارو سره سرته رسی چې د ټولو څخه اسانه طریقه د مستقیم خط طریقه ده چې پدی ځای کې تری یادونه شویده .

۷- ۸. جدول . د مطالعه کیدونکی او ورته سیند د بهیر مشخصات

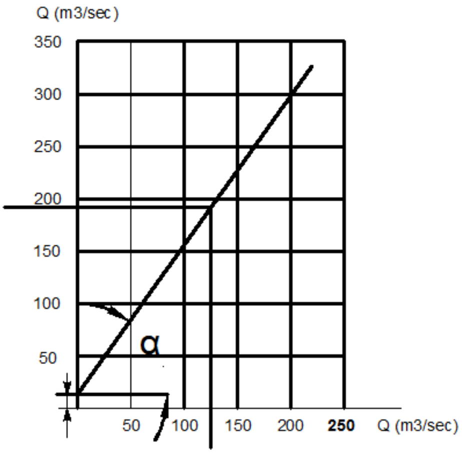
ګڼه	کلونه	د بهیر مقدار $Q;m^3/\sec$	
		ورته سیند	د مطالعې لاندی سیند
1	1946	139	-
		0	0
14	1959	118	77.3
15	1960	217	141
16	1961	231	90.6
17	1962	163	99.8
18	1963	87.7	66.4
17	1964	62.8	52.9
20	1965	147	94.1
21	1966	129	87.2
22	1967	102	65.8
23	1968	155	109
24	1969	148	103.1
25	1970	74.3	48.2

فرض کوو چې د مطالعې لاندې سیند د نظارتونو دولس (۱۲) کلنه سلسله لری.
د مطالعه کیدونکی سیند لپاره ورته سیند پیداکوو چې د نظارتونو سلسله نسبت

اصلی سیند ته زیاته ده . د محاسبې د اجرأ لپاره د دواړو سیندونو مشخصات د (۷- ۸. جدول) په شکل ترتیب کوو .

د محاسبې ترتیب :

- د (۷- ۸. جدول) د ارقامو له مخې د (X,Y) په محورونو کې د ۱۹۵۹- ۱۹۷۹ کلونو نقطې چې په ترتیب سره د (X_1,Y_1) ، (X_2,Y_2) او داسې نورو کواردیناتو لرونکی دی رسموو(۷- ۹. شکل) ؛



۷- ۹. شکل . د بهیر مقدار د رابطې ګراف

- د رسم شوو نقطو څخه یو مستقیم خط تیرو، د بیلګې په توګه له دوو نقطو څخه چې د لومړی نقطې کواردینات یی (60,48) او دوهمی نقطی یی (200,122) دی تیریږی .

- ددی مستقیم خط لپاره معادله لیکو چې لاندی شکل لری

$$\frac{Y-Y_1}{Y_2-Y_1}=\frac{X-X_1}{X_2-X_1} \quad (۷- ۲۷)$$

یا

$$\frac{Q_{st}-48}{122-48}=\frac{Q_a-60}{200-60}$$

(۷- ۲۸)

په پورتنیو فورمولونو کې :

Q_{st} - د مطالعې لاندې سیند د بهیر مقدار په $m^3/\sec$ ؛

Q_a - د ورته یا مشابه سیند د بهیر مقدار په $m^3/\sec$ ؛

Y, Y_1, Y_2 - د مطالعه کیدونکی سیند د نقطو کواردینات ؛

X, X_1, X_2 - د ورته سیند د نقطو کواردینات .

په پایله کې په لاس راځی

$$Q_{st}=0.53Q_a+16.3 \qquad (۷- ۲۹)$$

نظر پورتنی فورمول (۷ – ۲۹) ته د مطالعه کیدونکی سیند لپاره د بهیر مقدار محاسبه کوو .

د بیلګې په توګه

$$Q_{st_{1946}}=0.53*139+16.3=90\,m^3/\sec$$

په همدی ترتیب سره د مطالعه کیدونکی سیند د بهیر مقدارونه تر (۲۵) او د هغې څخه د زیاتو کلونو لپاره پیدا کوو .

(۷- ۲۹) فورمول په عمومی ډول سره په لاندی شکل سره لیکلی شوو

(۷- ۳۰)

$$Q_{st} = KQ_a + C$$

پدی فورمول کې :

K - د ضریب څخه عبارت چې نظر (۷- ۹. شکل) ته د لاندی فورمول څخه په لاس راځي

(۷- ۳۱)

$$K = tg\alpha = \frac{Y_e - Y_d}{X_e - X_d}$$

پدی فورمول کې :

e او d - د رسم شوی مستقیم د پاسه کیفی نقطې دی ؛

α - هغه زاویه ده چې مستقیم خط یی د (X) محور سره جوړوی ؛

C - د هغې نقطې څخه عبارت دی چې د (AB) قطعه خط وروسته د (Y) محور د قطع کیدو سره جوړوی په لاس راځی . د (K) او (C) قیمتونه د ګراف د اندازه کولو څخه هم په لاس راځی .

د بیلګې په توګه

$$K = tg\alpha = \frac{122 - 48}{200 - 60} = 0.5285 = 0.53$$

۷- ۶. د کال په دننه کې د بهیر ویش

د کال په دننه کې بهیر د ویش زیات علمی اهمیت لری . د ذخیره وی بند په واسطه د بهیر تنظیم لپاره ټولی هغه محاسبی چې باید تر سره شي (اجرأ شی) یوازی هغه وخت امکان لری چې د کال په دننه کې د بهیر د ویش په هکله معلومات ولرو . د کال په دننه کې د بهیر ویش د سیندی حوزی د اقلیمی شرایطو (اوربښت ، تودوخه .....) جغرافیوی – فزیکی (توپوګرافیکی ،

جیولوجیکی جوړښت) او همدارنګه د حوزی د مساحت او د ځنګلونو ، سمندرګیو او جهیلو په شتون پوری اړه لری .

د سیند بهیر زیات مقدار د ډیرو اوبوپه پړاو (آبخیزی) په وخت کې رامنځ ته کیږي . څرنګه چې پوهیږو د هر سیند د ډیرو اوبو پړاونه د هغه سیند د تغذیی ډول پوری اړه لری او د کال په ځانګړو وختونو کې وی . د هغه سیندونو لپاره چې کنګلی (یخچالی) تغذیه لری ، ددی ډول سیندنو د ډیرو اوبو پړاو د کال په تودو میاشتو کې چې د کنګلونو زیاته برخه ویلی کیږی رامنځته کیږی . د هغه سیندونو لپاره چې بارانی تغذیه لری د ډیرو اوبو مرحله د موسمی بارانونو د اوریدو سره سمون (مطابقت) کوی .

هر کله چې د یو سیند لپاره د بهیر د میاشتنیومنځنیو مقدارونو د نظارتونو یوه اوږده سلسله شتون ولری په هغه صورت کې کولای شو چې د کال په دننه کې د بهیر د ویش محاسبه ترسره کړو. که چیری دا ډول ارقام شتون ونه لری په هغه حالت کې د تشابه (ورته والی) د طریقی مطابق محاسبه ترسره کیږی .

باید یادونه وشی چې د کال په دننه کې د اقلیمی شرایطو بدلون نظر د کلونو په منځ کې زیات دی له همدی امله د کال په دننه کې د بهیر محاسبه نظر منځنی کلنی مقدارته د زیاتی اشتباه سره اجرأ کیږي .

فرض کوو چې د میاشتنیو منځنیو مقدارو د (۲۵) کالو لپاره د نظارتو یوه سلسله (لړی) لرو. د کار د آسانتیا لپاره محاسبه د(۷- ۹. جدول) په ترتیب تر سره کوو .

د محاسبی ترتیب :

- کلنی منځی مقدار محاسبه کوو

$$Q_{av.year} = \frac{Q_I + Q_{II} + Q_{III} + \ldots.. + Q_{XII}}{n}; m^3/\sec. \qquad (۷ – ۳۲)$$

په پورتنی فورمول کې :

$Q_I;Q_{II};...;Q_{XII}$ - د بهیر میاشتنی منځنی مقدار په $m^3/\sec$ ؛

n - په کال کې د میاشتو شمیره .

د کار د آسانتیا لپاره په ټولو میاشتو کې د ورځو تعداد دیرش (۳۰) ورځی قبلوو .

۷- ۹.جدول . د کال په دننه کې د بهیر د ویش د محاسبه

کال	د بهیرمنځنی کلنی مقدار	XII	XI	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I
1945												-	-
-											-	-	-
1969													
$\sum$													
$Average$													
%													
80%													

- د ځوکلن میاشتنی بهیر منځنی مقدار محاسبه کوو

$$Q_{av.month} = \frac{\sum Q_{month}}{n};m^3/\sec \qquad (۷- ۳۳)$$

په پورتنی فورمول کې :

$\sum Q_{month}$- په نظارتی سلسله کې د میاشتو د بهیر د منځنی مقدار مجموع په $m^3/\sec$ ؛

n- په نظارتی سلسله کې د میاشتو شمیره د بیلګی په توګه (۲۵) میاشتی

- د هری میاشتی لپاره د بهیر د ویش د سلنې مقدار محاسبه کوو

$$P_{month} = \frac{Q_{av.month}}{Q_{av.year}.12}100\% \qquad (۷- ۳۴)$$

فرضاً د یو ځانګړی هدف لپاره د کال په دننه کې د بهیر ویش د تأمینی مقدار ۸۰٪ ته اړتیا ده . پدی حالت کې د (Q_{av} ، C_v او C_s) لپاره د مخه د رسم شوی تامینی منحنی څخه د بهیر مطلوبه مقدار Q_{av} چې د ۸۰٪ سره مطابقت لری په لاس راځی . په پایله کې

$$Q_{month} = Q_{av.year}.12\frac{P_{mont}}{100\%} \qquad (۷- ۳۵)$$

پورتنی فورمول کې :

$Q_{av.year}$- د بهیر کلنی منځنی مقدار دی چې د تأمینی منحنی څخه د(۸۰٪) مطابق اخیستل شویدی . د موضوع د ښه وضاحت لپاره په عملی برخه کې مثال په پام کې نیول شویدی .

۷- ۷. د بهیر اعظمی مقدار

د هایدرولیکی ودانیو (ساختمانونو) د طرح ریزی د اساسی او عمده مسائیلو څخه یوه هم د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه ده . د بندونو ، پلونو دمجرأو او د نورو ساختمانونو د مجرأ درست ټاکل د بهیر د اعظمی مقدار د ټاکلو سره ارتباط لری . سربیره پردی د هایدرولیکی ساختمان استواری او د ډاډ وړ کار شرایط د بهیر داعظمی مقدار پوری اړه لری .

د بهیر د اعظمی مقدار د ټاکلو مشکل د نظارتی ارقامو د شتون او یا د نشتوالی پوری اړه لری .

د (۲۰- ۲۵) کالو نظارتی ارقام نشی کولای چې د تل لپاره د یوه سیند د بهیر اعظمی مقدار و ښایی . په تیره بیا که چیری ښودل شوی سلسله د لږ وخت لپاره وی او یا دا چې هیڅ هایدرولوژیکی نظارتونه شتون ونه لری په هغه صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار د محاسبی مشکل نور هم زیاتیږی .

د بهير د اعظمی مقدار د محاسبی لپاره د ډیرو اوبو د پړاو او بارانی موسم بهیرونه په پام کې نیول کیږی . یعنی هغه بهیرونه چې د آبخیزی په وخت کې او یا د زیاتو بارانو د اوربښت په وخت کې شتون ولری .

د هایدرولیکی ساختمانونو د طرح ریزی لپاره دوه ډوله محاسبی اجرأ کیږی یوه د ګټی اخیستنی د نورمال (عادی) شرایطو لپاره او بل یی د فوق العاده (حادثوی) شرایطو لپاره .

د بهير د اعظمی مقدار محاسبوی فیصدی د ګټی اخیستنی نورمالو او فوق العاده شرایطو لپاره په لاندی جدول کې ښودل شویدی .

۷- ۱۰. جدول . د بهير د اعظمی مقدار د نورماتیفی تأمینیت سلنه [۸،۲۷،۲۸،۲۹،۳۰]

پانګه اچونه	د ودانی درجه	محاسبوی شرایط (%)	
		نورمال	حادثوی
فوق العاده زیاته پانګه اچونه	I	-	0.01
زیاته پانګه اچونه	II	-	0.1
عادی پانګه اچونه	III	3	0.5
لږه پانګه اچونه	IV	5	1.0
موقتی ودانی	V	10	-

۷- ۸. د نظارتی سلسلی د شتون په صورت کې د بهير د اعظمی مقدار ټاکنه

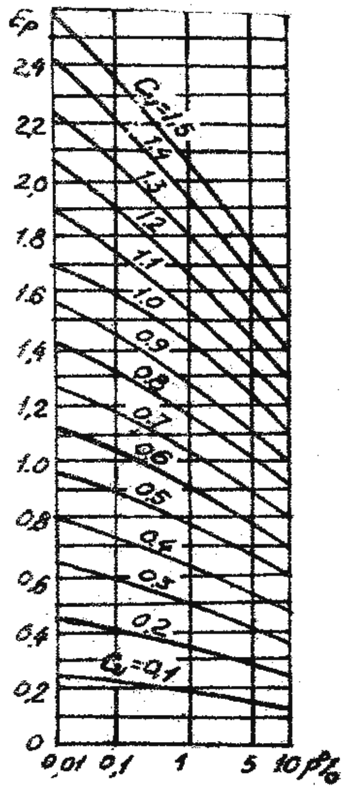
د نظارتونو د سلسلی د شتون په صورت کې څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه باید تأمینی منحني رسمه شی . ددی هدف لپاره د منحنی د رسمولو لپاره د ډیرو اوبو د پړاو د بهير د اعظمی مقدار لپاره د C_s ضریب د $2C_v$ سره مساوی قبلوی او د بارانی بهير د مقدار د محاسبی لپاره $C_s = (3-4)C_v$ قبليږي . د C_s لوړ قیمتونه د هغه سیندونو لپاره کارول کیږی چې د آبریز د ساحې مساحت

یی لړوی . د بندونو او پلونو د مجرأو د I او II درجو ساختمانونو د محاسبی په صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار سربیره د اوبو یو ګرانتی او تصحیحی مقدار هم اضافه کیږی چې د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سرمحاسبه کیږی

(۷- ۳۶) $$Q_G = Q_P + \Delta Q$$

پدی ځای کې :

Q_p - د بهیر اعظمی مقدار دی چې د احتمالی تأمینی منحنی د ګراف څخه مطلوبه فیصدی مطابق اخیستل کیږي په $\left(m^3/\sec\right)$ ؛



۷- ۱۰. شکل . د بهیر د اعظمی مقدار د اصلاحی (ګرنتی) قیمت د محاسبې لپاره د E_p د اندازو ګراف [۸]

ΔQ- د بهير ګرنتي شوی يا اصلاح شوی مقدار دی چې د لاندی فورمول پواسطه محاسبه کيږی

$$\Delta Q = \frac{aE_p}{\sqrt{n}} Q_P$$ (۷- ۳۷)

پدی فورمول کې :

a - د سيند د مطالعی ضريب دی . د هغه حوزو لپاره چې په کافی اندازه مطالعه شوی وی $a = 0,75$ او د هغه حوزو لپاره چې په کافی اندازه نه وی مطالعه شوی $a = 1,5$ قبلوی .

n - د نظارتی سلسلی د غړو شمير .

E_P - د تأمينی منحنی د اردينات متوسطه مربع ای اشتباه ده چې نظر د C_v ضريب او د تأمينيت فيصدی قيمت ته د ګراف څخه اخيستل کيږی (۷- ۱۰. شکل).

۷- ۹. د نظارتونو د لنډو سلسلو په صورت کې د بهير د اعظمی مقدار محاسبه

څرنګه چې مخکې يادونه وشوه په هغوحالتونو کې چې د بهير د مقدار په هکله د نظارتونو سلسله لنډه وی ، د هغې د اوږدولو لپاره د مشابه سيند څخه کار اخلو . په ځانګړی ډول سره بايد د نظارتونو د سلسلی هغه طريقه چې د بهير تاريخی مقدار په نامه ياديږی وښايو .

د بهير تاريخی مقدار په مجرأ کې د اوبو د لوړی سطحې څخه چې د (High Water Level) په نامه ياديږی او په (∇HWL) سره ښودل کيږی ، د نښانی په ټاکلو سره (مطلقه ارتفاع) يا د اوبو د هغه داغ له مخې چې د سيلاب او يا د ډيرو اوبو په پړاو کې په سواحلو او يا په ودانيو له ځانه پريږدی او يا

داچې د سیمې سپین ږیرو د معلوماتو په اساس ئې ټاکی . وروسته لدی چې د اوبو د لوړی سطحې نښانه (∇HWL) وټاکل شوه ، د بهیر تاریخې مقدار د مجرأ د توپوګرافی په پام کې نیولو سره د شیزی **(Chezy)** فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی [۲،۲۷،۲۸،۲۹،۳۰]

$$Q = AC\sqrt{RI}; m^3/\sec \qquad (۷- ۳۸)$$

په پورتنی فورمول کې :

A - د سیند د ژوندی مقطع مساحت په (m^2) ؛

R - هایدرولیکی شعاع په (m)؛

I - د سیند یا مجرأ طولي میل ؛

C - د شیزی ضریب دی چې د مانینګ د فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}; m^{0.5}/\sec \qquad (۷- ۳۹)$$

n - د مجرأ د زیږوالی ضریب دی چې د مجرأ د سطحې په پام کې نیولو سره په (۳- ۱. جدول) کې ښودل شویدی .

د بهیر د اعظمی مقدار د محاسبې څخه وروسته هغه د نظارتونو په سلسله کې ګډوی(شامل کیږی) .

فرض کوو چې د (n)کلونو د نظارتو سلسله لرو (د بیلګې په توګه د ۲۵ کلونو لپاره د ۱۹۴۶ څخه تر ۱۹۷۰ کال پوری چې د بهیر مقدارونه په ترتیب سره $Q_1, Q_2, ..., Q_{25}$دی) . پدی صورت کې دوه حالته شتون لری ، یا به ټاکل شوی تاریخی مقدار د (n) په سلسله کې شامل وی او یا به نه وی . فرض کوو چې پدی و توانیدلو چې د بهیر تاریخی مقدار په (N_{year})کې وټاکو . فرضاً دا مو تثبیت کړه چې د اوبو تر ټولو لوړه سطحه په ۱۹۸۶کال کې وه یعنی $N = 75$

کاله . پدی مفهوم چې د بهیر تاریخی مقدار په سلسله کې شامل ندی ، نو پدی صورت د بهیر اعظمی مقدار د لاندی فورمول ځخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی [۲۷،۲۸،۲۹]

$$\overline{Q'}_{max} = \frac{1}{N}\left[Q_N + \frac{N-1}{n}\sum_{1}^{n}Q_i\right] \qquad (۷- ۴۰)$$

$$C'_V = \sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\left(\frac{Q_N}{\overline{Q'}_{max}}-1\right)^2 + \frac{N-1}{n}\sum_{1}^{n}\left(\frac{Q_i}{\overline{Q'}_{max}}-1\right)^2\right]} \qquad (۷- ۴۱)$$

په پورتنیو فورمولونو کې :

Q_N- د بهیر حدی (تاریخی) مقدار چې د تاریخی مدرکونو په اساس ټاکل شویدی ؛

n- د نظارتو د سلسلی مداومت ؛

N- د هغه پړاو مداومت چې په هغې کې Q_N ثبت شویدی .

د N سلسلی د نامتناظریت ضریب $C_s = 2C_V$ منل کیږی او وروسته تأمینی منحنی رسم کیږی .

په هغه حالت کې د بهیر اعظمی تاریخی مقدار د (n) په سلسله کې شامل وی ، او تثبیت شو چې په (N)کال کې هم لدی مقدار ځخه زیات شتون و نه لری ، پدی صورت کې د بهیر اعظمی مقدار او بدلونونو او تحولاتو ضریب د لاندی فورمولونو ځخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی [۲۷،۲۸،۲۹]

$$\overline{Q'}_{max} = \frac{1}{N}\left[Q_N + \frac{N-1}{n-1}\sum_{1}^{n-1}Q_i\right] \qquad (۷- ۴۲)$$

$$C'_V = \sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\left(\frac{Q_N}{\overline{Q'}_{\max}}-1\right)^2 + \frac{N-1}{n-1}\sum_{n}^{n-1}\left(\frac{Q_i}{\overline{Q'}_{\max}}-1\right)^2\right]} \qquad (۴۳ - ۷)$$

د تأمینی منحنی د رسمولو لپاره د نامتناظریت ضریب نظر د سیند ډول او تغذیی ته په لاندې حدودو کې قبلوي [۲۷،۲۸،۲۹]

- د بهیر د هغه مقدار لپاره چې د واوری د ویلی کیدوڅخه په لاس راځی د هموار سیمو د سیندونو په صورت کې $C_S = (2-2.5)C_V$ ؛

- د هموارو سیمو سیندونه د بهیر مقدارونه چې د باران څخه رامنځه ته کیږی او هغه غرنی سیندونه چې د مونسونی اقلیم لرونکی دی $C_S = (3-4)C_V$ ؛

- د غرنیو سیندونو د بهیر مقدارو لپاره $C_S = 4C_V$.

۷- ۹. عملي سوالونه

۱. فرض کوو چې د بهیر د منځنیو مقدارو د نظارتو یو سلسله لرو د مثال په توګه د یوه سیند لپاره د (۲۵) کالو د بهیر منځنی مقدارونه لرو. د بهیر د منځنیو مقدارو په پام کې نیولو سره د تکراریت او د تأمینیت منحنی کاردینات محاسبه او رسم کړی .

د محاسبی ترتیب :

د تکراریت او تأمینیت د منحنی د رسمولو لپاره محاسبه په لاندی ترتیب سره سرته رسوو . د کار د آسانتیا لپاره محاسبه د جدول په ترتیب سره سرته رسوو او د محاسبی پایلی په لومړی ګڼه جدول (۱- جدول) کې لیکو .

۱- لومړنی ارقام د جدول په (۲) او (۳) ستون کې لیکو . په (۲) ستون کې کلونه او په (۳) ستون کې د هایدرولوژی په ستیشنو کې د بهیر ثبت شوی کلنی منځني مقدارونه لیکل شویدی .

۱. جدول .د مطالعه کیدونکی سیند بهیر د منځنیو مقدارو د نظارتو سلسله

کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/\sec$
1945	218	1952	233	1959	202	1966	159
1946	204	1953	351	1960	186	1967	190
1947	243	1954	171	1961	222	1968	120
1948	200	1955	235	1962	130	1969	216
1949	196	1956	270	1963	121		
1950	259	1957	296	1964	172		
1951	178	1958	324	1965	223		

۲- په (۵) ستون کې د بهیرمنځنی کلني مقدارونه د کمیدو په ترتیب سره لیکو او په (۴) ستون کې د بهیر د مقدار مطابق دهغې د پیښیدو کال لیکو .

۳- د بهیر د مقدار د انتروال ΔQ د محاسبی لپاره د ښودل شوی جدول (۱-۷-جدول) د (۵) ستون څخه د بهیر ترټولوڅخه زیات مقدار $Q_{\max} = 351 m^3/\sec$ او ترټولو څخه کم مقدار $Q_{\min} = 121 m^3/\sec$ ټاکو . د بهیر د مقدار د انتروال محاسبی لپاره د بهیر د مقدار امپلیتود A د لاندی فورمول څخه محاسبه کوو

$$A = Q_{\max} - Q_{\min} = 351 - 121 = 230 m^3/\sec$$

۴- د انتروال د اوږدوالی د محاسبی لپاره د انتروالو شمیر (نقطی) د خپلی خوښی سره $(C = 10)$سم ټاکو .

۵- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د بهیر د مقدار د انتروال اوږدوالی محاسبه کوو

$$\Delta Q = \frac{A}{C} = \frac{230}{10} = 23 m^3/\sec$$

۶- د نظارتی سلسلی کلنی منځنی مقدارونه په ټاکل شوو انټروالو $\Delta Q = 23m^3/\sec$ جدا کوو او د ښودل شوی جدول په (۶) ستون کې ئې لیکو .

۷- د سلسلی تکراریت او تأمینیت نظرد بهیر مقدار قبول شوی انټروال ΔQ_i ته محاسبه او د جدول په (7) او (9) ستون کې نظر کال ته او په (۸) او (۱۰) ستون کې نظر فیصدی ته لیکو او وروسته د قبول شوی مقیاس مطابق د تکراریت او تأمینیت ګراف رسموو .د تکراریت د ګراف د رسمول لپاره په افقی محور کې د کلونو شمیر او په عمودی محور د بهیر مقدارونه وضع کوو . په پایله کې پته ډوله (شکله) ګراف په لاس راځي چې د تکراریت ګراف په نامه یادیږي . ددی ګراف د منځنیو نقطو په وصلوولو سره تکراری منخنی په لاس راځی چې د توزیع (د ویش) منحنی په نامه یادیږي . دا منحنی راښیی چې د بهیرمساوی مقدار څو ځلی تکراریږی . تکراری منحنی د دریو نقطو لرونکی ده :

۱- د توزیع (ویش) مرکز(a) د ټاکلو لپاره د نظارتی سلسلی حسابی اوسط د لاندی فورمول په وسیله محاسبه کوو

$$Q_{av} = \frac{\sum Q}{n} = \frac{Q_1 + Q_2 + \ldots + Q_{23}}{25} =$$
$$= \frac{218 + 204 + 243 + \ldots . + 216}{23} = \frac{5339}{25} = 213{,}5m^3/\sec$$

۲- د منحنی میانه (منځ) چې د تأمینی د (50%) سره مطابقت کوی یعنی د (b) نقطه .

۳- د منحنی مود چې د تر ټولو څخه د لوړ (زیات) تکراریت سره مطابقت لری د (C) نقطی څخه عبارت ده. د توزیع د مرکز او د منحنی مود د اردیناتو تر منځ واټن ($\overline{ac}$) د نا متناظروالی د شعاع په نامه یادیږی.

۸- د تأمینی منحنی رسمولو لپاره په ترتیب سره د پورتنی څخه تر کښتنی انتروال پوری د نظاراتونو شمیر سره جمع کړو (نظر کال یا فیصدی) ته او هغه په افقی محور کې ولیکو او د جریان مقدارونه سره جمع او په عمودی محور کې سره ولیکو ، هغه نقطی چې د نوموړو قیمتونو د تقاطع په نتیجه کې په لاس راځي دیوه منحنی په وسیله و نښلوو (وصلی کړو) . لاس ته راغلی منحنی د تأمینی منحنی په نامه یادیږی . تأمینی منحنی ددی ښکارندوی ده چې د بهیر کوم مقدار په کوم شمیر سره شتون لری .

د بیلګې په توګه د بهیر مقدار $Q = 175 m^3/\sec$ د واقعاتو د مجموعی تعداد (۲۵) څلو څخه (۲۰) واقعات د $Q = 175 m^3/\sec$ شتون لری .

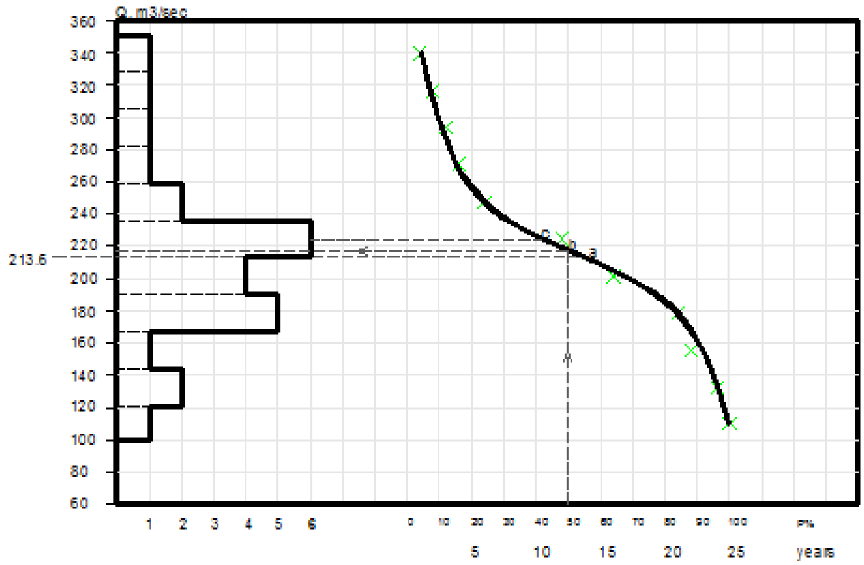
غوره ده چې په افقی محور دپاسه د کلونو تعداد پرځای د هغوی فیصدی و ښایو چې پدی صورت کې د تیر مثال لپاره ویلی شو چې د $Q = 175 m^3/\sec$ څخه د بهیر زیاد مقدار د ټولو پیښنو ۸۰٪ دی . یعنی د بهیر $Q = 175 m^3/\sec$ مقدار د (۸۰٪) سره مساوی دی .

۹- د محاسبی پایلی په (۲. جدول) کې لیکو .

۱۰- د (۲. جدول) د (۶) او (۷) ستون مطابق د تکراریت ګراف او د (۶) او (۱۰) ستون مطابق د تأمینیت ګراف رسموو .

۲. جدول . د تکراریت گراف او تأمینیت د منحنی د محاسبې پایلی

گنه	کال	د بهیر منحنی کلنی مقدار $Q, m^3/\sec$	کال	د بهیر منحنی کلنی مقدار د کمیدو په ترتیب $Q; m^3/\sec$	د بهیر مقدار انتروال ΔQ	تکراریت		تأمینیت	
						کال	فیصدی	کال	فیصدی
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1945	218	1953	351	351-329	1	4	1	4
2	1946	204	1958	324	328-306	1	4	2	8
3	1947	243	1957	296	305-283	1	4	3	12
4	1948	200	1956	270	282-260	1	4	4	16
5	1949	196	1950	259	259-237	2	8	6	24
6	1950	259	1947	243	236-214	6	24	12	48
7	1951	178	1955	235	213-191	4	16	16	64
8	1952	233	1952	233	190-168	5	20	21	84
9	1953	351	1965	223	167-145	1	4	22	88
10	1954	171	1961	222	144-122	2	8	24	96
11	1955	235	1945	218	121-99	1	4	25	100
12	1956	270	1969	216					
13	1957	296	1946	204					
14	1958	324	1959	202					
15	1959	202	1948	200					
16	1960	186	1949	196					
17	1961	222	1967	190					
18	1962	130	1960	186					
19	1963	121	1951	178					
20	1964	172	1964	172					
21	1965	223	1954	172					
22	1966	159	1966	159					
23	1967	190	1968	140					
24	1968	140	1962	130					
25	1969	216	1963	121					



۱. شکل. د تکراریت گراف او تأمینیت منحنی

۲. د تیر مثال د ارقامو په پام کې نیولو سره تجربوی او تیوریکی تأمینی منحنی رسم کړی .

۱. جدول .د مطالعه کیدونکی سیند بهیر د منځنیو مقدارو د نظارتو سلسله

کال	منځنی مقدار $Q; m^3/sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/sec$	کال	منځنی مقدار $Q; m^3/sec$
1945	218	1952	233	1959	202	1966	159
1946	204	1953	351	1960	186	1967	190
1947	243	1954	171	1961	222	1968	120
1948	200	1955	235	1962	130	1969	216
1949	196	1956	270	1963	121		
1950	259	1957	296	1964	172		
1951	178	1958	324	1965	223		

د محاسبی ترتیب :

۱- د ۷- ۱. جدول د (۲،۳،۴،۵) ستونو کې لیکل شوی ارقام د (۲- جدول) په (۲،۳،۴،۵)ستونو کې لیکو .

۲- د نوموړی سلسلی حسابی اوسط قیمت د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$Q_{av}=\frac{\sum_{i=1}^{n}Q_i}{n}=\frac{Q_1+Q_2+....+Q_n}{n}=\frac{351+324+.....+121}{25}=213{,}5\,m^3/\sec.$$

په پورتنی رابطه کې : $\sum Q_i$ - د بهیر د مقدار مجموعه چې پدی سلسله کې شتون لری ؛ n - د نظارتی سلسلی د غړو مجموعه .

۳ - د بدلونونو او تحولاتو د ضریب د محاسبی لپاره په لومړی قدم د لاندی فورمول په وسیله د بهیر د مودول ضریب (K) د سلسلی دیو جز لپاره محاسبه او (۳- جدول) په (۶) ستون کې

$$K_i=\frac{Q_i}{Q_{av}}$$

د بیلګې په توګه د (1) شماری لپاره

$$K_1=\frac{Q_1}{Q_{av}}=\frac{351}{213.5}=1.644;$$

$$(K_1-1)=0.644;$$

$$(K_1-1)^2=0.414736$$

د محاسبی نتایج د ښودل شوی جدول په ۶،۷،۸ ستون کې لیکو .

۴- څرنګه چې نظارتی سلسله د بهیر منځنی مقدارونه دی له همدی امله د تأمینیت د احتمال فیصدی د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه او د جدول (۹) ستون کې لیکو

$$P=\frac{m-0.3}{n+0.4}100\%$$

د بیلګې په توګه

$$P_1=\frac{1-0.3}{25+0.4}100\%=2.756\%;$$

...................................;

$$P_{25}=\frac{25-0.3}{25+0.4}100\%=97.24\%$$

۳. جدول . د تجربوی تأمینی منحنی د محاسبی جدول

گڼه	کال	د بهیر منحنی کلنی مقدار $Q,$ $m^3/\sec$	کال	د بهیر منخنی کلنی مقدار د کمیدو په ترتیب $Q;$ $m^3/\sec$	مودولی ضریب $K_i = \frac{Q_i}{Q_{av}}$	$K_i - 1$	$(K_i - 1)^2$	$P = \frac{m-0.3}{n+0.4}100$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1945	218	1953	351	1.644	0.644	0.414736	2.756
2	1946	204	1958	324	1.518	0.518	0.2683	6.69
3	1947	243	1957	296	1.386	0.386	0.14900	10.63
4	1948	200	1956	270	1.2646	0.2646	0.07001	14.567
5	1949	196	1950	259	1.213	0.213	0.04537	18.5
6	1950	259	1947	243	1.138	0.138	0.019044	22.4
7	1951	178	1955	235	1.1007	0.1007	0.010141	26.38
8	1952	233	1952	233	1.0913	0.0913	0.008336	30.31
9	1953	361	1965	223	1.0445	0.0445	0.00198	34.25
10	1954	171	1961	222	1.0398	0.0398	0.00158	38.19
11	1955	235	1945	218	1.0211	0.0211	0.000445	42.13
12	1956	270	1969	216	1.0117	0.0117	0.000137	46.06
13	1957	296	1946	204	0.9555	-0.0445	0.00198	50
14	1958	324	1959	202	0.846	-0.0539	0.00291	53.94
15	1959	202	1948	200	0.9368	-0.0632	0.003994	57.87
16	1960	186	1949	196	0.918	-0.082	0.006724	61.81
17	1961	222	1967	190	0.8899	-0.1101	0.012122	65.74
18	1962	130	1960	186	0.871	-0.129	0.016641	69.68
19	1963	121	1951	178	0.8337	-0.1663	0.027656	73.62
20	1964	172	1964	172	0.8056	-0.1944	0.039791	77.56
21	1965	223	1954	172	0.80094	-0.1991	0.039624	81.5
22	1966	159	1966	159	0.7447	-0.2553	0.06517	85.43
23	1967	190	1968	140	0.6557	-0.3443	0.1185	89.37
24	1968	140	1962	130	0.6089	-0.3911	0.152959	93.31
25	1969	216	1962	121	0.5667	-0.4333	0.18775	97.24

۵- د بدلونونو او تحولاتو ضریب د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$C_V=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(K_i-1)^2}{n-1}}=\sqrt{\frac{1.6628454}{25-1}=0.263}$$

۶- د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره د نامتناظروالی ضریب محاسبه کوو

$$\pm C_S=\frac{\sum_{i=1}^{n}(K_i-1)^3}{(n-1)C_V^3}$$

د پورتنی فورمول څخه په کار اخیستلو د ټاکلی اولازمی دقت سره د C_s محاسبی لپاره لازمه ده چې د سلسلی د غړو شمیر د (۱۰۰) څخه زیات وی چې په عمل کې د سیندونو لپاره د داسی ارقامو شتون ډیر کم دی .

له همدی امله د هایدرولوژیکی لومړنیو محاسبو لپاره د C_s قیمت کولای شو چې د (۴-۷. جدول) څخه و ټاکو .

څرنګه چې په محاسبوی مثال کې د بهیر منځنی کلنی مقدار محاسبه کوو ، نو له همدی امله د نامتناظروالی ضریب C_s قیمت په لاندی حدود کې قبلوو

$$C_S=2C_V=2*0.263=0.526\approx0.53$$

د Q_{av}؛ C_s او C_v د پارامترونو د محاسبی څخه وروسته کولای شوو تیوریکی تأمینی منحنی رسمه کړو .

۷- د Q_{av}؛ C_s او C_v پارمترونو د شتون په صورت کې د ښودل شوی منحنی د رسمولو لپاره د لاندی فورمول څخه په ګټه اخیستلو دبهیر مودولی ضریب محاسبه کوو

$$K_{P\%}=\Phi_p C_V+1$$

په پورتنی رابطه کې : Φ_p- د فوستر ضریب دی چې نظر د تأمینیت فیصدی (P) او د C_s قیمت ته د (۷- ۵. جدول) څخه اخیستل کیږی . د بیلگې په توگه د ($C_S = 0.53$ او $P = 0.01\%$) په صورت کې د $(\Phi_p = 4.922)$ د انترپولیشن څخه په لاس راځی . په پایله کې

$$K_{P\%} = K_{0.01} = 4.922 * 0.263 + 1 = 2.2945$$

۸- د بهیر مودولی ضریب د محاسبی وروسته د لاندی فورمول څخه په گټه اخیستلو د مختلفو تأميناتو لپاره د تأمینی منحنی اردینات محاسبه کیږی ، او پایلی یی په (۴. جدول) کې لیکو .

$$Q_{P\%} = Q_{av} K_{P\%}$$

د بیلگې په توگه

$$Q_{P\%} = Q_{0.01} = 213.5 * 2.2945 = 489.87\, m^3/\sec$$

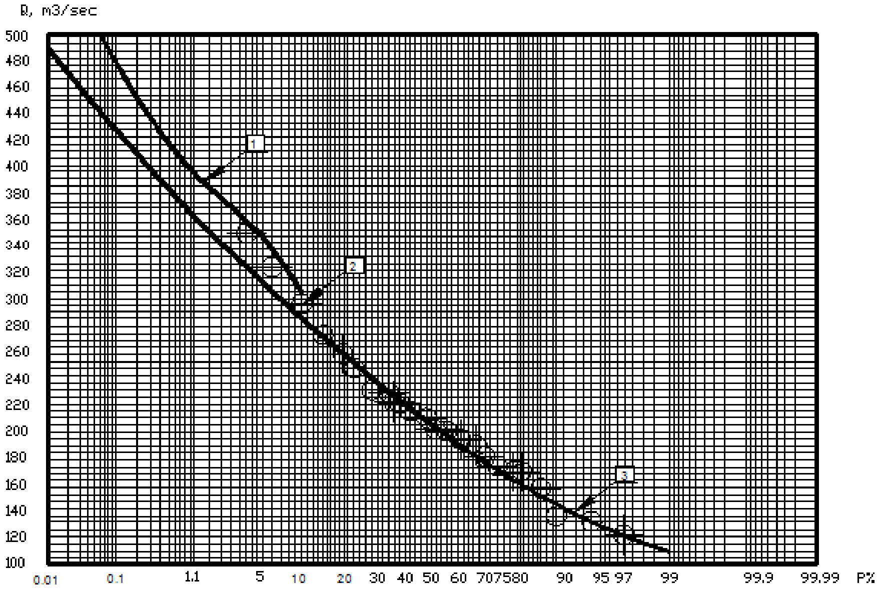
۴. جدول . د تیوریکی تأمینی منحنی د اردینات محاسبه

40	30	20	10	5	1	0.1	0.01	حقیقی ارقام
				$P\%$				
0.309	0.7045	1.014	1.323	1.779	2.701	3.855	4.922	Φ_p
1.081	1.185	1.267	1.348	1.468	1.7104	2.014	2.295	$K_{P\%} = \Phi_p . C_V + 1$
230.8	253	270.5	2878	313.4	365.17	429.96	489.87	$Q_P = Q_{av} K_{P\%}$

د ۴. جدول . پاتی برخه

99	97	95	90	80	70	60	50	حقیقی ارقام
				$P\%$				
-1.831	-1.692	-1.553	-1.206	-0.915	-0.624	-0.333	-0.088	Φ_p
0.518	0.555	0.591	0.683	0.759	0.836	0.912	0.977	$K_{P\%} = \Phi_p . C_V + 1$
110.6	118.5	126.18	145.8	162.04	178.5	194.7	208.6	$Q_P = Q_{av} K_{P\%}$

۹- د (۴. جدول) د محاسبه شوو ارقامو مطابق تیوریکی تأمینی منحنی په ځانګړی ګراف کې رسمو او هغه د تجربوی منحنی سره چې د (۳. جدول) د (۵) او (۹) ستون ارقامو مطابق په همدی ځانګړی ګراف کې رسم شویده مقایسه کوو(۲. شکل) . که چیری د تجربوی منحنی نقطې د تیوریکی منحنی د نقطو سره نیږدی وی ، دا پدی معنی چې د (C_s) قیمت درست ټاکل شویدی او محاسبه په همدی ځای پای ته رسی . په هغه حالت کې چېری تجربوی نقطې د تیوریکی نقطو څخه لیری وی دا پدی معنی چې د (C_s) قیمت درست ندی ټاکل شوی . پدی صورت کې د (C_s) بل قیمت ټاکو او دهغې مطابق د تیوریکی منحنی اردینات یعنی $(Q_{P\%})$ له سره محاسبه کوو . دی کار ته تر هغې دوام ورکوو ترڅو چې دواړه منحنی سره مطابقت وکړی .



۲ . شکل. تیوریکی او تجربوی تأمینی منحنی

۳. د بهیر د منځنی کلنی مقدارد (۲۵) کلنی نظارتی سلسلی د شتون په صورت کې د کال په دننه کې د بهیر ویش محاسبه ترسره کړی . د محاسبې د اجرأ لپاره د تیر مثال د بهیر د منځنیو مقدارونو د نظارتی سلسله څخه کار اخلو .

د محاسبې ترتیب :

۱- کلنی منځی مقدار محاسبه کوو، د بیلګې په توګه د (۱۹۴۸) کال لپاره

$$Q_{av.year.(1948)}=\frac{Q_1+Q_2+Q_3+.....+Q_{12}}{12}=$$

$$=\frac{86+106+186+207+277+267+287+307+257+207+157+106}{12}=$$

$$=\frac{2440}{12}=200{,}06\,m^3/\sec=200;m^3/\sec.$$

۲- د څوکلن بهیر کلنی منځی مقدار محاسبه کوو

$$Q_{av.year}=\frac{\sum_{i=1}^{n}Q_{year}}{n}=\frac{Q_{1945}+Q_{1946}+.....+Q_{1969}}{25}=$$

$$=\frac{218+204+243+....+216}{25}=213.5\,m^3/\sec$$

۳- د څوکلن بهیر میاشتنی منځی مقدار محاسبه کوو

د بیلګې په توګه د کال د لومړی میاشتې لپاره

$$Q_{av.month.I}=\frac{\sum Q_{month.I}}{n}=\frac{Q_{I(1945)}+Q_{I(1946)}+....+Q_{I(1969)}}{25}$$

$$=\frac{104+90+129+...+102}{25}=\frac{2495}{25}=99.8\,m^3/\sec$$

۴- د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره هری میاشتې لپاره د بهیر د ویش فیصدی محاسبه کوو ،

$$P_{month}=\frac{Q_{av.month.}}{12Q_{av.yeav}}100\%$$

د بیلګې په توګه د کال د لومړی میاشتې لپاره

$$P_I=\frac{Q_{av.I}}{12Q_{.av.year}}100\%=\frac{99.8}{12*213.5}*100\%=3.9\%$$

فرضاْ د یو ځانګړی هدف لپاره د کال په دننه کې د بهیر ویش د تأمینی مقدار ٪۸۰ ته اړتیا ده . پدی حالت کې د ($Q_{av}=213{,}5\,m^3/Sec$ ، $C_v=0{,}263$ او $C_s=0{,}53$) لپاره د مخه د رسم شوی تأمینی منحنی څخه د بهیر مطلوبه مقدار $Q_{av}=170\,m^3/\sec$ چې د ٪۸۰ سره مطابقت لری په لاس راځی .

۵- د تأمینیت د (٪۸۰) مطابق د بهیر میاشتنی مقدار د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$Q_{month.}=12Q_{av.year}\frac{P_{month}}{100\%}$$

د بیلګې په توګه د کال د لومړی میاشتې لپاره

$$Q_I=12.170\frac{3.9\%}{100\%}=79.36\,m^3\ /\sec$$

د اجرا شوی محاسبی پایلی په (۴. جدول) کې لیکل شویدی . څرنګه چې په پیل کې یادونه وشوه د کال په دننه کې د بهیر ویش ددی معلومول دی چې د مطالعې لاندې سیند د ټاکلي هدف لپاره مناسب دی او که نه او یا داچې د هغې د بهیر تنظیم شونی دی اوکه نه . دی هدف ته د رسیدو لپاره د سیند هایدروګراف نظر (٪۸۰) ته رسموی او بیا هغه د اوبه ورکولو (د آبدهی ګراف) سره مقایسه کوی .

۴ . نظر لاندی ارقامو ته دبهیرګرانتی شوی (تضمین شوی) اعظمی مقدار محاسبه کړی :

1- د تغیراتو او تحولاتو ضریب $C_V=0{,}2$ ؛

۲- د تأمینت فیصدی $P=0.01;0.1;1;5;10\%$ ؛

۴. جدول . د کال په دننه کې د بهیر ویش د محاسبې جدول

کال	د کال د بهیر منځنی مقدار $Q, m^3/\sec$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1945	218	104	124	204	225	245	285	305	325	275	225	175	124
1946	204	90	110	190	211	231	271	291	311	261	211	161	110
1947	243	129	149	129	250	270	310	330	350	300	250	200	149
1948	200	86	106	186	207	227	267	287	307	257	207	157	106
1949	196	82	102	182	203	223	263	283	303	253	203	153	102
1950	259	145	165	245	266	284	326	346	366	316	266	216	165
1951	178	64	84	164	185	205	245	265	285	235	185	135	84
1952	233	119	139	219	240	260	300	320	340	290	240	190	139
1953	361	239	259	339	357	377	417	437	457	407	357	307	259
1954	171	57	77	157	178	198	238	258	278	228	178	128	77
1955	235	121	141	221	241	261	302	322	342	292	241	192	141
1956	270	156	176	256	277	297	357	377	397	327	277	227	176
1957	296	184	204	284	302	322	362	382	402	352	302	252	204
1958	324	212	232	312	330	350	390	410	430	380	330	280	232
1959	202	88	108	188	209	229	269	289	309	259	209	159	108
1960	186	72	92	172	193	213	253	273	293	243	193	143	92
1961	222	108	128	208	229	249	289	309	329	279	229	179	128
1962	130	16	36	116	137	157	197	217	237	187	137	87	36
1963	121	7	27	107	128	148	188	208	228	178	128	78	27
1964	172	58	78	158	179	199	239	259	279	229	179	129	78
1965	223	109	129	209	230	250	290	310	330	280	230	180	129
1966	159	45	65	145	166	186	226	246	266	216	166	116	65
1967	190	76	96	176	197	217	257	277	297	247	197	147	96
1968	140	26	46	126	147	167	207	227	247	197	147	97	46
1969	216	102	122	202	223	243	283	303	323	273	233	171	122
$\sum$	5339	2495	3615	4895	5510	5988	7011	7511	8011	6761	5510	4261	3615
	213.5	99.8	144.6	195.8	220.4	239.5	280.4	300.4	320.4	270.4	220.4	170.4	144.6
	100%	3.9	5.6	7.6	8.6	9.4	11.0	11.7	12.5	10.6	8.6	6.65	5.64
80%	170	79.36	115.86	155.86	175.44	190.74	223.38	239.5	255.2	215.4	175.44	135.66	115.7

۳ ـ د تأمینیت د فیصدی بهیر مقدار :

$Q_{0,01} = 489{,}87\, m^3/\sec;$

$Q_{0,1} = 429{,}94\, m^3/\sec;$

$Q_1 = 365{,}17\, m^3/\sec;$

$Q_5 = 313{,}4\, m^3/\sec;$

$Q_{10} = 287{,}8\, m^3/\sec.$

۴- د نظارتی سلسلې د کلونو شمیره $n = 25 year$ ؛

۵- د سیند مطالعی ضریب $a = 1.5$ **.**

حل : محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو :

1- نظر د $C_v = 0{,}2$ **او** $P = 0.01;0.1;1;5;10\%$ **قیمت ته په (۷- ۱۰ . شکل) کې د ښودل شوی ګراف څخه د تأمینی منحنی د اردینات متوسطه مربع ای اشتباه قیمت ټاکوو .**

$P\%$	0.01	0.1	1	5	10
E_P	0.5	0.4	0.3	0.22	0.2

2- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د بهیر تصحیحی مقدار محاسبه کوو

$$\Delta Q_{P\%} = \frac{aE_p}{\sqrt{n}} Q_{P\%}; m^3/\sec.$$

د بیلګې په توګه د $(P = 0.01)$ **لپاره**

$$\Delta Q_{0.01} = \frac{1.5*0.5}{\sqrt{25}} * 489.87 = 73.49\, m^3/\sec$$

۳- دلاند ی فورمول څخه په ګټه اخیستلو د بهیر ګرانتی شوی (تضمین شوی) مقدار محاسبه کوو

$$Q_{G.(0.01)} = Q_{0.01} + \Delta Q_{0.01} = 489{,}87 + 73.49 = 563 m^3/\sec.$$

۴- د محاسبې پایلی په (۵. جدول) کې لیکو

۵. جدول . د بهیر د ګرنټی شوی (تضمین شوی) مقدار محاسبه

$P\%$	0.01	0.1	1	5	10
E_p	0.5	0.4	0.3	0.22	0.2
Q_P	489.87	429.94	365.17	313.4	287.8
ΔQ_P	73.49	51.59	52.86	20.67	17.26
$Q_{G.P\%}$	563	481.53	398.03	334.08	305.08

۴- د محاسبه شوو ارقامو مطابق د رسم شوی تأمینی منحنی د پاسه د تضمین شوی بهیر د تأمینت منحنی رسم او دهغې مطابق د اړوندو هایدرولیکی ودانیو د طرحریزی لپاره د بهیر مقدار ټاکو(۲.شکل).

۷- ۱۰ . پایلې

ددی فصل په لوستلو سره لوستونکو ته معلومات په لاس ورځی چې د هایدرولوژیکی محاسبو اساسی موضوع د هغه پارامترونو د محاسبی څخه عبارت دی چې د هایدرولیکی ودانیو د ډیزاین لپاره اړین دی . همدارنګه لوستونکی دا معلومات حاصلوی چې د هایدرولیکی ودانیو د ډیزاین لپاره اړینه محاسبه د هغه پارامترونو پیداکول دی چې د هغوی څخه پرته د هایدرولیکی ودانۍ ډیزاین او جوړول ناشونی دی . د هایدرولیکی ودانیو اړینی محاسبی عبارت دی له : د بهیر د منځنی مقدار محاسبه ، د بهیر د کلنی منځی مقدار ، د بهیر څوکلن منځنی مقدار ، د بهیر اعظمی مقدار ، دبهیر د اصغری مقدار او د کال په دننه کې د بهیر ویش د محاسبو څخه. ددی فصل په مطالعی سره لوستونکی ته د ځانګړی محاسبې د بیلګې په توګه د بهیر د اعظمی مقدار محاسبی موخه او اړتیا په هکله پوره معلومات په لاس ورځی چې په کوم وخت کې کومه محاسبه ترسره شی . آیا ددی اړتیا شته چې د هرهایدرولیکی ودانی د ډیزاین لپاره د هایدولوژیکی محاسبو ټول ډولونه تر سره شی او که یه .

سربیره پردی د هایدرولیکی ودانیو د درجه بندی په هکله چې د کومو مسایلو په پام کې نیول ترسره کوی معلومات حاصلوی .

۷- ۱۱. کنترولی پوښتنې

۱. د هایدرولوژیکی محاسبو د اساسی مسایلو په هکله خپل لنډ معلومات وړاندی کړی .

۲- د یوی هایدرولیکی ودانې د ډیزاین لپاره کومو هایدرولوژیکی محاسبو ته اړتیا ده ، چې باید ترسره شی ؟

۳- د بهیر اعظمی مقدار د محاسبی اساسی موخه څه ده ؟

۴- د کومو موخو لپاره د کال په دننه کې د بهیر د ویش محاسبه ترسره کوو ؟

۵- د یوی هایدرولیکی ودانۍ د ډیزاین لپاره د هایدرولوژیکی پارمترونو څو کلنی نظارتی سلسلې ته اړتیا ده ؟

۶- په هغه حالاتو کې چې هایدرولوژیکی پارمترو نظارتی سلسله موده کمه وی ، پدی صورت کې د هایدرولوژیکی محاسبو د سرته رسولو لپاره د کومو طریقو څخه کاراخلی خپل معلومات ولیکی .

۷- د ورته یا د مشابه سیند په توګه د یوه سیند ټاکلو لپاره د کومو شرایطو شتون اړین دی ؟

۸- د تکراریت منحنی د څه ښکارندوی ده ؟

۹- څو ډوله تأمینی منحنی شتون لری په هکله ئې خپل معلومات ولیکی .

۱۰- د تیوریکی تأمینی منحنی د رسمولو لپاره د کومو پارامترو شتون اړین دی ؟

۱۱- د بدلونونو او تحولاتو ضریب د محاسبی فورمول ولیکی .

اتم فصل

د نظارتی ارقامو د نشتوالی په صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه

۸- ۱. سریزه

د انجینری هایدرولوژی یوه تر ټولو څخه مهمه او اصلی مسئله د بهیر د ثانیوی اعظمی محاسبوی مقدار ټاکل دی . د ثانیوی بهیر اعظمی مقدار د اوبځورو ، پرچاو ، د اوبو ګرځونو بندونو ، پلونو ، سیلبرونو او داسې نورو هایدرولیکی ودانیو د ټاکونکی کمیت څخه دی ، چې د هغې د نشتوالی په صورت کې ټاکل شوې موخې ته رسیدل ناشونی دی . څرنګه چې وړاندی هم یادونه وشوه د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه د دوو حالاتو لرونکی ده . یو هغه حالت چې د بهیر د اعظمی مقدار نظارتی سلسله (نظارتی ارقام) شتون لری چې په تیر فصل په کافی اندازه مطالعه شوه . پدی فصل کې د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه د هغه حالت لپاره ترمطالعی لاندې نیسی ، چې د تیر حالت په خلاف د بهیر د اعظمی مقدار په هکله هیڅ نظارتی ارقام شتون نه لری . ټاکلی موخې ته د رسیدو لپاره پدی فصل کې هغه محاسبوی کړنلاری ترمطالعی لاندی نیول کیږی ، چې د هغې په مرسته د نظارتی ارقامو د نشتوالی په صورت کې چې د یوی هایدولیکی ودانۍ د ډیزاین او جوړولو لپاره اړین مقدارونه وټاکوو . د بیلګې په توګه د ساختمانی محور د توپوګرافی او د انجینری هایدرولیک د علم د اساساتو څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی .

۸ ــ ۲. د ساحی (ساختمانی محور) د توپوګرافی څخه په کار اخیستلو د بهیر د اعظمی مقدار محاسبه

معمولاً هایدرولیکی ودانۍ عملاً په ډیرو ځانګړو طبیعی پیچلو شرایطو کې جوړیږی چې یو ساختمانی محور د بل سره هیڅ ورته والی نلری ، چې دا کار د هایدرولیکی ودانۍ طرح او ډیزاین شرایط نسبت نورو ودانیو تر ډیره حده ستونزمن کوی . څرنګه چې پوهیږو زیاتره هایدرولوژیکی ستیشینونه د اصلی سیندونو د پاسه په داسې ځایو کې جوړو شوی دی چې له هره پلوه هغوی ته لاس رسی شونی وی ، لاکن زیاتره زمونږ د هیواد په شرایطو کې هایدولیکی ودانۍ د مرستیال سیندونو دپاسه په هغه ځایو کې چې یا هیڅ د هغه محور په هکله هایدرولوژیکی ارقام شتون نلری او یا داچې د بهیر د مقدار د نظارتی سلسلی د کلنو شمیره دومره لږه وی چې د هغې پربنست نشو کولای چې د ټاکلی هدف ته ورسیږو.

د بیلګې په توګه د اوبو لګولو یو کانال د خپل تګ لوری په اوږدو د داسی خندونو سره مخامخ کیږی چې په عادی توګه نشی کولای تیر شی . دا خنډ کیدای شی یو وچ خوړ یا شیله او داسی نور وی ، نو په داسې شرایطو کې د ښودل شوی خنډ په هکله باید هایدرولوژیکی پارامترونه ولرو (د بهیر اعظمی ،منځنی او اصغری مقدار ، د بهیر سرعت او داسې نور) . څرنګه چې پدی حالت کې د دوهم هایدرولیکی ساختمان (سیفون ، ترناب او نور) د جوړیدو موخه د اساسی هایدرولیکی ودانۍ (کانال) د سیلاب په وسیله د هغې د ویجاړی څخه مخ نیوی دی ، نو له همدی امله په داسې شرایطو کې د بهیر اعظمی مقدار شتون ضروری دی . پداسې شرایطو کې د حل یوازنی لاره د هایدرولیکی ساختمان د جوړیدو د محل (ساختمانی محور) د توپوګرافی شتون دی . چې د هغې څخه په کاراخیستلو سره په ساختمانی محور کې د مجرأ عرضی مقطع

رسم او د Chezy د فورمول څخه په کار اخیستلو کولای شو چې د بهیر مطلوبه (اعظمی) مقدار محاسبه کړو . د یادونې وړده چې ټاکل شوی موخې ته د رسیدو لپاره د محل په توپوګرافی سربیره باید د لاندی مدرکونو په هکله هم معلومات ولرو:

۱- د سیند طولی میل (i) ؛

۲- د مجرأ د تل جیودیزیکی نښانه $\nabla bed.Level$ ؛

۳- د مجرأ د تل او سواحلو د زیږوالی ضریب (n) ؛

۴- د اوبو اعظمی سطحه ∇HWL .

د سیمې د توپوګرافي څخه په کار اخیستلو سره محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرا کوو :

- د مجرأ عرضی مقطع د مقیاس په پام کې نیولو سره رسموو ؛

- په مجرأ کې د اوبو د اعظمی سطحې (∇HWL) په پام کې نیولو سره د بهیر ژوندی مقطع رسم اومساحت (A)یی محاسبه کوو ؛

- د بهیر د ژوندی مقطع لوند محیط (P_w)د مقطع د هندسی جوړښت په پام کې نیولو سره محاسبه کوو ؛

- د بهیر د ژوندی مقطع هایدرولیکی شعاع محاسبه کوو

$$R = \frac{A}{P_w}; m \qquad (۸-۱)$$

- د شتو (معلومو) فورمولونو څخه په کاراخیستلو (د بیلګې په توګه د Mooning فورمول) د شیزی ضریب (C)محاسبه کوو ؛

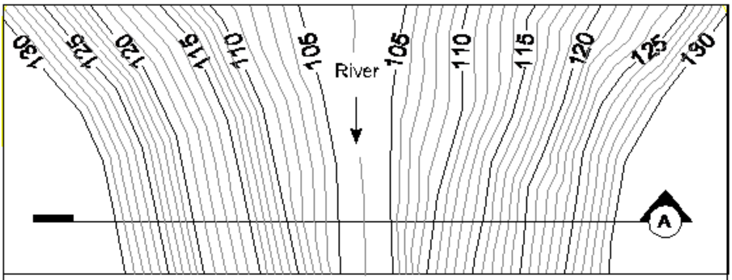
$$C = \frac{1}{n} R^{1/6} \qquad (۸- ۲)$$

- د شیزی **Chezy** د فورمول څخه په کار اخیستلو په مجرأ کي د بهیر سرعت محاسبه کوو

$$V = C\sqrt{RI}\,; m/\sec \qquad (۸ - ۳)$$

- د بهیر د سرعت او د ژوندی مقطعی مساحت په لرلو سره د بهیر مطلوبه مقدار محاسبه کوو

$$Q = AV = AC\sqrt{RI}\,; m^3/\sec \qquad (۸- ۴)$$



۸- ۱ .شکل . د ساختمان د محور توپوگرافی

۸- ۳ . د سطحی بهیر له امله د بهیر د مقدار محاسبه

د سطحي بهیر او د سطحي بهیر- اوربښت **(Rainfall- Runoff)** بحث د سطحي هایدرولوژی د اساسی موضوعاتو څخه ګڼل کیږی . هرکله چې د

اورښت شدت د خاورې په داخل کې د نفوذ د ظرفيت څخه زيات شي ، د باران څخه د لاس ته راغلو اوبو يوه برخه د ځمکې پرمخ (د حوزې په سطحه) پاتې کيږي . دا پاتې شوې اوبه وروسته لدې هغه چقورې (ناهمواريو) چې د ځمکې پرمخ شتون لرې ډکې کړې چې هغوې ته (Depression storage) وايي ، د ځمکې د ميل په اوږدو بهيږي چې وروسته د لومړنيو تګ لورو له لارې سيندونو ته ځان رسوي او د حوزې څخه وځي . د اورښت دغه مقدار چې کولای شوو په سيندونو کې اندازه شي د سطحي بهير (Surface- runoff) په نامه ياديږي . اورښت چې د سطحي بهير د رامنځ کيدو اساسي لامل ګڼل کيږي په لاندې څلورو ځانګړو برخو ويشي :

۱- انټيرسيپشن (interception)؛

۲- ډيپريشن سټوريج (Depression storage) ؛

۳- د اورښت اندازه چې دخاور د رطوبت له امله جذبيږي Absorbed by the soil moisture deficiency ؛

۴- سطحي بهير Surface Runoff .

انټيرسيپشن (interception) : چې په (P_i) سره ښودل کيږي د اورښت هغه مقدار څخه عبارت دی چې د ځمکې پرمخ شتو ونو او بوټو د پاڼو او ډنډو دپاسه رسوب کوي او ځمکې ته نه رسي يا پل عبارت د ونو او بوټو پاڼې او ډنډې ځمکې ته د هغو د رسيدو مخه نيسي او د سطحي بهير په رامنځ ته راتګ کې برخه نه اخلي .

ډيپريشن سټوريج (Depression storage) : چې په (S_d) سره ښودل کيږي د اورښت څخه لاس ته راغلو اوبو هغه مقدار ښايي کوم چې وروسته د ځمکې د کرنيز قشر د مشبوع کيدو د ځمکې پرمخ د شتو ژورو او ناهمواريو کې پاتيږي.

د اوربښت هغه : **Absorbed by the soil moisture deficiency** مقدار ځخه عبارت دی چې وروسته له دی چې د اوربښت اندازه د ونو او بوټو د پاڼو او ډنډو د ساتلو د ظرفیت ځخه زیاتیږی د خاوری د رطوبت د کمښت له منځه وړلو کې په مصرف رسی او په پای کې د انفلتریشن د عملیی له لاری د ځمکې لاندې اوبو سره یوځای او د ځمکې لاندی بهیر جوړوی چې معمولاً په (M_d) سره ښودل کیږی .

سطحی بهیر (**Surface Runoff**) : سطحی بهیر معمولاً د باران د اوبو له هغه مقدار ځخه عبارت چې د پورته ښودل شوو اړتیاو د پورکولو وروسته د ځمکې د سطحې دپاسه په ټاکلی وخت کې په ټاکلې ارتفاع بهیږی . سطحی بهیر د ارتفاع له جنسه په (R) ښودل کیږی .

د اوربښت هغه مقدار چې پورتنی ۱،۲ ، او ۳ ګڼه اړتیاوی پوره کوی د **Initial basin recharge** په نامه سره یاد او د (L) په توری ښودل کیږی .

$$L = P_i + S_d + M_d \quad (۸- ۵)$$

د پورته ښودل شوودریو اړتیاو د پوره کولو ځخه وروسته اوبه د ځمکې د خلأو په وسیله جذب او د ځمکې لاندی اوبو د رامنځ ته کیدو لامل ګرځی . د باران اضافی اوبه د سطحي بهیر (R) په شکل د ځمکې پرمخ حرکت کوی . په پایله کې د اوربښت مجموعی مقدار د محاسبی لپاره اساسی معادله لاندی شکل غوره کوی :

$$P = L + G + R \quad (۸- ۶)$$

لدی ځایه ځخه د سطحي بهیر دمحاسبې لپاره لاندی فورول په لاس راځی یعنی

$$R = P - L - G \quad (۸- ۷)$$

یعنی

Runoff = Precipitation – Basin recharge - Ground water accretion

څرنګه چې پدی ځای کې زمونږ د مطالعی موضوع د سطحي بهیر تشکیل یا رامنځ ته کیدل نه دی ، نو له همدی امله د زیاتو معلوماتو د ورکولو څخه ډډه کوو .

پدی ځای کې یا ددی عنوان تر سرلیک لاندی زمونږ اساسی موخه د بهیر (د بیلګې په توګه د اعظمی) د هغه مقدار محاسبه ده چې د اوربښت له امله رامنځه ته کیږی . پدی مفهوم چې مونږ پدی ځای د بهیر د اعظمی مقدار د هغه حالت لپاره محاسبه کوو چې د بهیر مقدار په هکله کومه اړینه نظارتی سلسله و نه لرو . د بیلګی په توګه د مطالعی لاندی هایدرولیکی ودانی د داسی یوی طبیعی مجرأ د پاسه جوړیږی چې د اوربښت د ارقامو او د ابریز د حوزی د مساحت پرته نور هیڅ ډول معلومات په لاس کې نلرو . پداسې حالاتو کې ترټولو څخه وړاندای په سیمه کې د اوربښت اندازه محاسبه کیږی . د اوربښت د منځنی مقدار د محاسبی څخه وروسته د سطحي بهیر او د هغې وروسته د بهیر مقدار محاسبه کیږی . ددی کار لپاره څو طریقی شتون چې په لنډول سره یی مطالعه کوو .

۸- ۳- ۱. د بهیر د ضریب څخه په ګټه اخیستلو د سطحی بهیرمحاسبه

د سطحی بهیر ارتفاع کولای شو د لاندی فورمول څخه په ګټه اخیستلوسره په مستقیم ډول محاسبه کړو

$$R = PK$$

(۸- ۹)

پدی فورمول کې :

R **- سطحی بهیر**

P **- د اورښت قشر**

K **- ثابت ضریب دی چې عددی قیمت یی د ساحی د نفوذ وړتیا (نفوذ پذیری ضریب) پوری اړه لری او د (۸- ۱. جدول) څخه ټاکل کیږی .**

۸- ۱. جدول . د سطحی بهیر ضریب K **قیمتونه د ساحې د میل او ډول په پام کې نیولو سره د [۱۸].**

ګڼه	د ساحې ډول	د K قیمت		
		همواره ځمکه $I = (0-5)\%$	ناهمواره ځمکه $I = (5-10)\%$	غونډی ډوله ځمکې $I = (10-30)\%$
1	ښاری سیمې :			
	(30%) غیر قابل نفوذ (اسفالت)	0.40	0.50	-
	(50%) غیر قابل نفوذ (اسفالت)	0.55	0.65	-
	(70%) غیر قابل نفوذ (اسفالت)	0.65	0.80	-
2	په ښاری سیمه کې شخصی کورونه	0.30		
3	کرنیزی ساحې			
	خټه لرونکی شګه	0.30	0.40	0.52
	شګه لرونکی خټه	0.50	0.60	0.72
	خټه	0.60	0.70	0.82
4	مالځر (د څر ځای)			
	خټه لرونکی شګه	0.10	0.16	0.22
	شګه لرونکی خټه	0.30	0.36	0.42
	خټه	0.40	0.55	0.60
5	ځنګلی ساحې			
	خټه لرونکی شګه	0.10	0.25	0.30
	شګه لرونکی خټه	0.30	0.35	0.50
	خټه	0.40	0.50	0.60

وروسته لدی چې سطحی بهیر د ارتفاع له جنسه د (۸- ۹) فورمول مطابق محاسبه شی ، د ابریز د ساحې د مساحت او د اورښت د دوام په پام کې نیولو سره په پیل د باران څخه د لاس ته راغلو اوبو حجم او وروسته د بهیر ثانیوی مقدار (Q) یعنی د اوبو هغه حجم چې په واحد وخت کې د مجرأ څخه تیریږی محاسبه کوو .

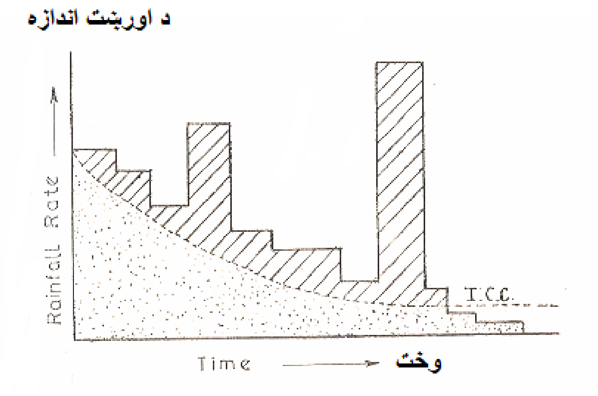
د ښودل شوی فورمول (۸- ۹) څخه زیاتره د فاضله اوبو د ردولو ودانیو او همدارنګه د اوبو د تنظیم کونکو کوچنیو ودانیو د ډیزاین او طرح ریزی په ځانګړی توګه په ښاری سیمو کې د بهیر محاسبې لپاره کارول کیږی . همدارنګه په صحرایی سیموکې د سترو هایدرولیکی ودانیو د ارزونی لپاره هم کارول کیږی .

۸- ۳- ۲. د نفوذ د ظرفیت د منحنی څخه په کار اخیستلو د سطحي بهیرمحاسبه

نظر وخت ته د نفوذ د بدلون منحنی د نفوذ د ظرفیت د منحنی څخه عبارت ده . څرنګه چې د (۸- ۲. شکل) څخه ښکاره معلومیږی که چیری د نفوذ د ظرفیت منخنی (ICC) د اورښت د شدت څخه لوړ موقعیت ولری پدی حالت کې سطحي بهیر Runoff شتون نه لری .

که چیری د اورښت کچه د نفوذ د ظرفیت د اندازی څخه ټیټ (کښته) موقعیت ونه لری د پورتنی کړنلارې څخه په ډیره اسانی سره کار اخیستلای شوو. لاکن طبیعی اورښت د بدلیدونکی شدت سره ، ځنی وختونه د متداول (خپریدونکی) نفوذی ظرفیت څخه لوړ او ځینی وختونه لاندې موقعیت لری ، چې ددې په پایله کې نظروخت ته د اورښت د اندازی د ظرفیت د منحنی د انحراف لامل ګرځی . معمولاً داسې فرض کیږی چې نفوذی ظرفیت په هروخت کې د نفوذ د

کتلې په وسیله د مطلوبه وخت پورې پیښېږي ، ټاکل کیږي . په همدې اساس هرکله چې اورښت د لیږي اندازې څخه پیل شي او د اورښت لومړي ساعت د هغې $(2/3)$ برخه د یوه ساعت په ترڅ کې نفوذ کوي ، او په پای کې د نفوذ د ظرفیت اندازه د یوه ساعت $t = \frac{2}{3}hr$ مساوي دی نه په ټول وخت کې $t = 1hr$.



۸- ۲ .شکل . د نفوذ د ظرفیت منحنی

۸- ۳- ۳. د نفوذ د انډیکس څخه په کار اخیستلو د سطحې بهیر محاسبه

د نفوذي ظرفیت منحنی د نتایجو د پایلو رسمول نشو کولای چې د یوه سترې او غیرمتجانسي حوزې د پاره تطبیق کړو. په هره ګړی په یو ستر مساحت کې نفوذي ظرفیت د اورښت د اندازه ګیري په څیر د یویې نقطې څخه بلې نقطې ډیر زیات بدلون . سربیره پردې د ځمکې لاندې بهیرونه ډیر زیات مهم دي د. تر هغه وخت پورې چې د اوبو بهیر د یوه حد پورې نفوذي وي ، په نورمال شکل

سره نشی کیدای شی د سطحي بهیر Runoff په محاسبه کې چې د ICC څخه په کار اخیستلو چې د تجربو د پایلو په وسیله رسم شویدی شامل شی . د آبریز د سترو مساحتونو لپاره د سطحي بهیرحجم معمولاً د نفوذی اندیکس (Infiltration indices) څخه په کار اخیستنه محاسبه کوی .

معمولاً دغه دوه اندیکسونه W_{index} او Φ_{index} زیات کارول کیږی .

د W_{index} اندیکس د نفوذ منحٔنی اندازه ده یا په بل عبارت د نفوذی ظرفیت متوسط شوی قیمت دی چې د بهیر په ټوله مرحله کې شتون ولری د لاندې رابطی څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$W_{index} = \frac{F}{t_r} = \frac{P-Q}{t_r} \qquad (۸- ۱۰)$$

په پورتنی رابطه کې :

F - د Initial basin recharge په ګډون مجموعي نفوذ چې د پوتیانشیالی انفلتریشن (Potential infiltration) په نامه یادیږی؛

P - د اورښت مجموعي مقدار ؛

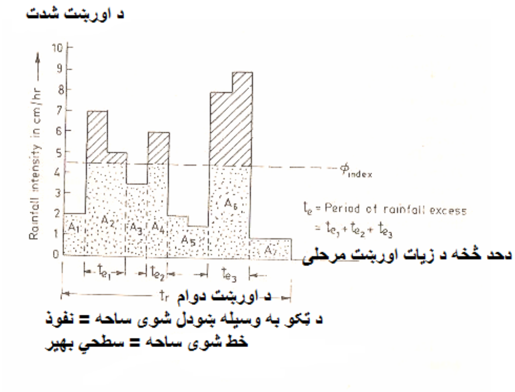
Q - مجموعی سطحي بهیر

t_r - د اورښت دوام په hr .

د Φ_{index} اندیکس د ضایعاتو د منحٔنی مقدار څخه عبارت دی یا په عبارت د ضایعاتو د منحٔنی مقدار په توګه پیژندل . پدی ډول چې د اورښت اضافی حجم چې مستقیماً د سطحي بهیر د حجم سره مساوی دی .

ښودل شوی اندیکس کولای شوو چې په غیر مستقیم ډول هم ، د هغه اورښت په شان چې د هغې څخه لوړ د اورښت حجم د سطحی بهیر د حجم سره مساوی دی پیدا کړو .

د Φ_{index} په عمومی توګه په ګرافیکی شکل سره ښیي (۸- ۳.شکل) .



۸- ۳. شکل . د Φ_{index} اندیکس محاسبوی شیمأ

د (۸- ۳. شکل) څخه لیدل کیږی چې د Φ_{index} اندیکس مساوی دی په

$$\Phi_{index} = \frac{Total.\inf iltration.during.period.of.ra\inf all.excess}{Period.of.ra\inf all.excess(t_e)} \quad (۸- ۱۱)$$

$$\Phi_{index} = \frac{A_2 + A_4 + A_6}{t_e} \quad (۸- ۱۲)$$

پداسې حال کې چې :

$$W_{index} = \frac{A_1 + A_2 + A_3 + A_4 + A_5 + A_6 + A_7}{t_r} \quad (۸- ۱۳)$$

د منظم اورښت لپاره د Φ_{index} او W_{index} قیمتونه څرنګه چې د (۸- ۴ . شکل) څخه په واضح توګه څرګندیږی چې سره مساوی دی ، لاکن د نامنظم اورښت لپاره څرنګه چې د (۸- ۳ . شکل) څخه لیدل کیږی سره مساوی ندی .

که څه هم د منظمو قبول شوو بارانو لپاره او یا د شدیدو بارانو لپاره ښودل شوی اندیکسونه مساوی په لاس راغلی دی ، لاکن د هغه بارانونو لپاره چې نرم وی یا د ملایم شدت سره وی او نا منئم وی د Φ_{index} اندیکس یو څه اندازه د W_{index} څخه زیات دی . د سطحي بهیر ښودل شوی ځانګړتیاوی د **interception** ، **depression storage** او **initial moisture** د بدلون سره بدلون کوی .

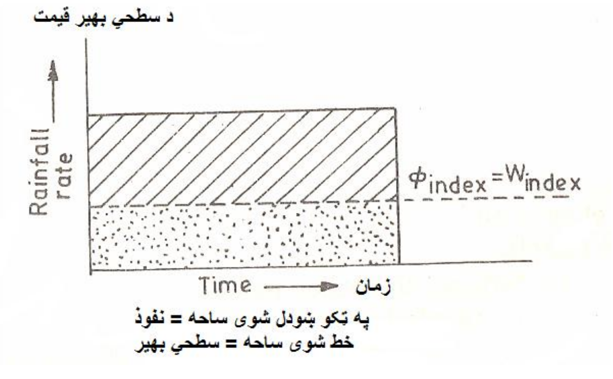
همدارنګه د اورښت د بدلون هم بدلون کوی . دا بدلون د نفوذ د بدلون اصلی قیمت نه ښیی او یوازی د **potential basin recharge** اندازه څرګندوی . چې ځنیی د پوتیانشیالی نفوذ په نامه یادوی او همدارنګه د **potential basin recharge** په شکل په انفلتریشن کې شاملیږی .

که چیری د W_{index} قیمت معلوم وی ، پدی صورت کې په ډیره آسانی سره د (۸- ۱۴) فورمول څخه په کار اخیستلو سره د سطحي بهیر ضریب (K)قیمت کولای شوو چې محاسبه کړو

$$K = \frac{P - W_{index}}{P} \qquad (۸- ۱۴)$$

په پورتنی رابطه کې :

P - سطحي بهیر .



۸- ۴ . شکل . د منظم اورښت په صورت کې د نفوذ د اندیکسونو د توضیح شیمأ

۸- ۴. د منطیقی فورمولونو څخه په کار اخیستنه د سطحي بهیراندازی محاسبه

د هایدرولیکی ودانیو په ډیزاین کې ځینی وختونه د سطحي بهیر مجموعی حجم ته اړتیا پیداکیږی ، او ځینی وختونه بیا د سطحی بهیر اعظمی مقدار ته .
که چیری اوربښت د یویی غیر قابل نفوذ ساحې پرمخ په ثابت شکل رامنځ ته شی ، پداسی شرایطو کې د سطحی بهیر اندازه چې د ځمکې مخ څخه په لاس راځی د اوربښت د اندازی سره مساوی دی . په پیل کې دهنی ته د اوبو یو ټاکلی مقدار رسی ، لاکن د یوڅه وخت تیریدو څخه وروسته د هنی ته د منځنی ساحې اوبه هم رسی ، چې پدی حالت کې د سطحي بهیر اندازه د اوربښت د اندازی سره مساوی ده . هغه وخت چې د هغې په ترڅ کې دغ د تعادل حالت رامنځ ته کیږی د تمرکز وخت (Time of concentration) په نامه یاد او په (T_c) سره یی ښیي . د کوچنیو غیر قابل نفوذ ساحو لپاره کولای چې فرض کړو ، که چیری مساویاوربښت لږ تر لږه د (T_c) وخت لپاره هم دوام ولری ، پدی صورت که به د سطحي بهیر اعظمی حد د اوربښت د اندازی سره مساوی وی.
یا په بل عبارت د سطحی بهیر اعظمی حد د یویی سیمی لپاره چې د(K) سطحی ضریب لری ، د تمرکز د زمان (T_c) څخه په زیات وخت کې د اوربښت له امله چې شدت یی (p)دی رامنځ ته کیږی کولای شو د لاندی معادلې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کړو($t \geq T_c$ لپاره)

$$Q_p = KpA \qquad (۸- ۱۵)$$

ښودل شوی معادله (۸- ۱۵) چې د منطقی فورمولونو اساس کولای په لاندې شکل سره د پارامترونو د واحدونو په پام کې نیولو سره ولیکو

$$Q_p = \left(\frac{1}{36}\right) K p_c A; m^3/\sec$$ (۸- ۱۶)

په پورتنی رابطه کې :

Q_p - د سطحی بهیر اعظمی مقدار په $(m^3/\sec)$ ؛

K - د سطحي بهیر ضریب دی چې د (۸- ۱. جدول) څخه اخیستل کیږی ؛

A - د ابریز د ساحې مساحت په (hec) ؛

p_c - د اوربښت منځنی شدت په $(cm/hour)$ د ورکړل شوی فریکونسی سره د (T_c) په مداومت سره .

۵-۸- ۱. د شدت او دوام ترمنځ رابطه

فرض کوو چې په یوه ځانګړی طوفان کې د (T) ساعتو په ترڅ کې د (P) سانتی متر باران اوریدلی دی . چې په پایله کې د اوربښت منځنی شدت عبارت دی له

$$p = \frac{P}{T}; cm/hour$$ (۸- ۱۷)

څرنګه چې د لاندی شکل (۸- ۵.شکل) څخه څرګندیږی د اوربښت شدت نظر وخت بدلون لری ، نو له همدی امله د وخت په یوه کوچني انتروال (t) ساعت کې په عین طوفان کې د اوربښت شدت (p') نسبت د اوربښت منځنی شدت زیات وی .

څرنګه چې د طوفان شدت د زمان معکوسه تابع ده . لدی ځایه څخه په لاس راځی

$$\frac{p'}{p} = \frac{T+c}{t+c}$$ (۸- ۱۸)

پدی ځای کې (c) ثابت دی .

کله چې اوربښت په سانتی متر او زمان په ساعت اندازه شی د اوربښت د احصایی څخه د (c) قیمت د یوه سرهمساوی دی یعنې $(c=1)$.

په پایله کې

$$\frac{p'}{p}=\frac{T+1}{t+1}$$

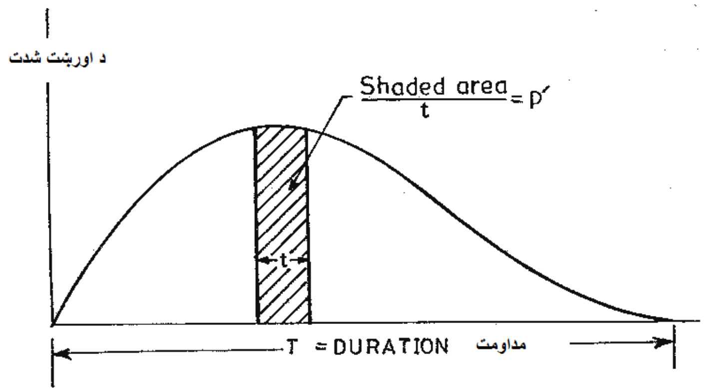
یا

$$p'=p\left(\frac{T+1}{t+1}\right)=\frac{P}{T}\left(\frac{T+1}{t+1}\right) \quad (۸- ۱۹)$$

پدی رابطه کې :

P - د مجموعی اورښت اندازه ؛

T - د واورښت مداومت یا دوام .



۸- ۵.شکل . نظر وخت ته د اورښت د شدت بدلون

لدی امله که چیری د اورښت مجموعی مقدار او دوام معلوم وی ، د طوفان شدت (p') کولای شو د (t) وخت په هر انتروال کې محاسبه کړو .

۸- ۵- ۲ . ساعته اورښت

د وخت په یوه ساعت کې په یوه ځانګړی سیمې کې د ورکړل شوی فریکونسی سره ترټولو زیات (شدید) طوفان د یوه ساعته اورښت په نامه سره یاد او (p_0) سره ښودل کیږی .

$$p_0 = \frac{P}{T}\left(\frac{T+1}{1+1}\right) = \frac{P}{2}\left(1+\frac{1}{T}\right)$$

د p_0 قیمت کولای شوو چې د P شدید او T دوامداره طوفان څخه په لاس راوړو .

د هایدرولیکی ودانیو د طرح ریزی لپاره د p_0 اعظمی قیمت کولای شو د یو ځانګړی سیمی د ځانګړی فریکونسی سره قبول کړو .

مخکې لدی چې د طرح کیدونکی سیلاب فریکونسی په هکله تصمیم ونیول شی ، لومړی باید د هواپیژندنی د ادارو لخوا په ترتیب شوو نقشو کې د یو ساعت اورښت شدت p_0 باید انتخاب شی . د اورښت قبول شوی شدت د سحوی سطحي ضریب په قیمت کې ضربیږی . د سطحی بهیر ساحوی ضریب قیمت د $(0.8-1.0)$ په حدودو کې بدلون کوی . ددی ضریب کوچنی قیمت یعنی (0.8)د هغو حوزو لپاره کارول کیږی چې زیات مساحت لری (تر $20000ha$) او ستر قیمت یعنی (1.0)د هغه حوزو لپاره کارول کیږی چې کوچنی مساحت لری . په لاندی شکل سره د (۸- ۱۹) معادلی څخه په کار اخیستلو سره د (p_0) قیمت کیدای شی تر (p_c) کم شی ،

$$\frac{p_c}{p_0} = \frac{1+1}{T_c+1} = \frac{2}{1+T_c}$$

یا

$$p_c = p_0\left(\frac{2}{1+T_c}\right) \qquad (۸- ۲۰)$$

T_c- د مطالعه کیدونکی حوزی د تمرکز وخت دی .

د بهیر مقدار د لاندی معادلې څخه په کار اخیستلو سره محاسسبه کړو [۱۸]

$$Q=\left(\frac{1}{36}\right)Kp_0\left(\frac{2}{1+T_c}\right)A; m^3/\sec \qquad (۸- ۲۱)$$

۸- ۵- ۳. د ابریز د حوزی د تمرکز وخت محاسبه

په عمومی ډول سره تجربوی فورمولونه د بارانی فاضله اوبو د ردولو او هغو ودانیو د ډیزاین لپاره کارول کیږی چې د کوچنیو مساحتونو څخه د اوبو د ردولو (ایستلو) جوړیږی .

د هغه کوچنیو ساحو لپاره چې تاکلی خروجي مجرأوی نه لری او د باران اوبه د خهوی پرمخ په منظم ډول سره حرکت لری د تمرکز وخت (T_c) د محاسبې لپاره **Izzard** لاندی فورمول وړاندی کړی دی ، چې وخت به دقیقه سره په لاس راځی .

د هغو ساحو د پاره چې مجرأوی ونه لری د ځمکې پرمخ جریان زمان د دخولی وخت **(Inlet Time)** په نامه یاد او په (T_0) سره ښیي ، یعنی [۱۸]

$$T_0=\frac{111b(L_0)^{1/3}}{(Kp)^{2/3}}; \min utes \qquad (۸- ۲۲)$$

په پورتنی فورمول کې :

L_0 - د ځمکې پرمخ د بهیر اوږدوالی په (m) ؛

p - د اورښت شدت په $cm/hour$ ؛

K - د سطحی بهیر ضریب ؛

b- ضریب دی چې عددی قیمت یې دلاندی فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی [۱۸]

$$b=\frac{0.000275p+C_r}{(S_0)^{1/3}} \qquad (۸- ۲۳)$$

پدی فورمول کې :

S_0 - د ساحی میل ؛

C_r- د **Retardance** ضریب دی چې د حوزې (ساحې) د ډول په پام کې نیولو سره د (۸- ۲. جدول) څخه ټاکل کیږی .

د یادونی ړووده چې ددی معادلې (۸- ۲۳) څخه هغه وخت کار اخیستلای شوو چې د (pL_0) عددی قیمت د (387) څخه لږ وی .

۸- ۲. جدول . نظر د حوزی د ډول ته د Retardance ضریب قیمتونه

ګڼه	د سطحې ډول	د C_r قیمت
1	صافه اسفالت شوی سطحه	0.007
2	کانکریتی پوښښ	0.012
3	تار او جغلی پوښښ	0.017
4	متراکمی ختینی خاوری	0.046
5	ډیر ګڼ شین چمن	0.06

سره لدی د هایدرولیکی ودانیو د ډیزاین لپاره د لاندی عادی فورمول څخه چې د کیرپیچ (Kirpich) په نامه یادیږی د دخولی وخت (Inlet Time) د محاسبې څخه کار اخلی [۱۸] ،

$$T_0 = \left(0.885\frac{L_0^3}{H}\right)^{0.385} \qquad (۸- ۲۴)$$

په پورتنی معادله کې :

T_0- د ځمکې پرمخ د بهیر وخت په $(hour)$؛

L_0- د هایدرولیکی ودانی د دهنې څخه د حوزی تر ټولو لیری نقطې څخه واټن په (km)؛

H- د هایدرولیکی ودانی د دهنې او د حوزی ترټولو څخه د لیری نقطې ترمنځ د ارتفاع توپیر په (m).

پدی حالت کې L او H کولای شوو چې د سیمی د توپوګرافی یا د سروی څخه په لاس راوړو او T_0 د فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو .

د آبریز د کوچنیو ساحو لپاره چې مچراوی لری د تمرکز وخت T_c د دخیږلی وخت T_0 او دمجرائی بهیر دوخت T_f د مجموع څخه عبارت دی

(۸- ۲۵) $$T_c = T_0 + T_f$$

پدی رابطه کې :

T_0- د ځمکې پرمخ د بهیر تر ټولو ټګ لوری وخت ؛

T_f- د مجرائی بهیر وخت چې په حوزه کې شتون لری .

د T_f قیمت معمولاً په حوزه کې تر ټولو څخه د اوږدوی مجرأ اوږدوالی په نوموړی مجرأ کې د بهیر د سرعت د ویشلو څخه په لاس راوړی ، یعنی

(۸- ۲۶) $$T_f = \frac{L_c}{V_c};$$

په پورتنی فورمول کې :

L_c - د مجرأ یا کانال اوږدوالی ؛

V_c- په مجرأ یا کانال د بهیر سرعت .

۸- ۶ .د تجربوی فورمولونو څخه په کار اخیستنه د سیلابی د اعظمی مقدار محاسبه

د سیلابی اعظمی مقدار د محاسبی لپاره ګڼ شمیر فورمولونه وړاندی شویدی . لدی څخه یی ځینی د ټاکلو شرایطو په پام کې نیولو سره د ځانګړو سیمو یا ساحو د پاره کارول کیږی اړ ځینی نویی بیا عمومی بڼه لری . لاکن دا وړاندی شوی فورمولونه باید په ډیر احتیاط او لږ تر لږه د هغې د منشأ په هکله د څیرنو څخه وروسته وکارول شی . ځانګړی فورمولونه د هرډول ساحې لپاره دقیقه پایله نلری . داځکه چې د سیلابی بهیر مقدار او فریکونسی د شلګونو عواملو پوری اړه لری ، داسې فورمول شتون نه لری ، چې د هغوی لاس راوړلو کې عوامل په پام کې نیول شوی وی . د یادو شوو فورمولونه څخه د بیلګې په د یوڅو څخه پدی ځای کې یادونه کوو .

- د دیکن Dicken فورمول [۱۸،۹،۱۰]:

(۸- ۲۷) $Q_p = CA^{3/4}; m^3/\sec$

په پورتنی فورمول کې :

Q_p**- د سیلابی بهیر اعظمی مقدار په** $\left(m^3/\sec\right)$ ؛

A **- د حوزی مساحت په** $\left(km^2\right)$ ؛

C **- بهیر ضریب دی چې عددی قیمت په لاندی ډول نظر ساحی ته ټاکل کیږی:**

- د غرنیو سیمو لپاره $C = 14 - 28$ ؛

- د دښتو لپاره $C = 2{,}8 - 5{,}6$ **.**

د یادونې وړ ده چې نوموړی فورمول د هند د شمالی سیمو د پاره د هندی پوهانو لخوه وړاندی شوی دی . څرنګه چې وړاندی هم یادونه وشوه پدی فورمول کې د بهیر ضریب د ډیرو عواملو پوری اړه لری چې په [۹،۱۷،۱۸] کې د هند د شمالی ځانګړو سیمو ته په جدول کې ښودل شویدی او په منځنی توګه د هغې قیمت $(C = 11.5)$ **.**

- د ریوی Ryve فورمول [۹،۱۰،۱۸] :

د ریوی فورمول د دیکن د فورمول سره ورته دی او یواځنی توپیر پدی کې دی چې دا د هند د جنوبی سیمو لپاره وړاندی شوی چې لاندی شکل لری

(۸- ۲۸) $Q_p = C_1 A^{2/3}; m^3/\sec$

پدی فورمول کې :

Q_p**- د سیلابی بهیر اعظمی مقدار په** $\left(m^3/\sec\right)$ ؛

A **- د حوزی مساحت په** $\left(km^2\right)$ ؛

۸- ۳ . جدول . د ریوی په فورمول کې د C_1 ضریب قیمتونه

ګڼه	د آبریز د ساحې موقیعت	د ریوی په کې فورمول د C_1 قیمتونه
1	هغه سیمی چې د ساحل څخه تر $80km$ پوری موقیعت لری	6.8
2	هغه سیمی چې د ساحل څخه تر $(802400)km$ پوری موقیعت لری	8.8
3	غونډیو ته محدودی نیږیدی سیمې	10.1
4	واقعی منل شوی	تر40

C_1 - بهیر ضریب دی چې منځنی قیمت یی د هموارو سیمو لپاره $C_1 = 6.8$ قبلوی . د C_1 عددی قیمت باید د آبریز د ځانګړو ساحو د پاره د (۸- ۳ . جدول) څخه په پام کې نیولو سره وټاکي .

- د انګلس Ingls فورمول [۱۸،۱۰،۹] :

انګلس د سیلابی بهیر د محاسبې لپاره لاندی فورمول د هند د بمبی ایالات د ابریز د ساحو د پاره وړاندی کړی

$$Q_p = \frac{123A}{\sqrt{A+10.4}} \cong 123\sqrt{A}$$ (۸- ۲۹)

پدی فورمول کې :

A - د آبریز د ساحې مساحت په (km^2).

- د نواب جنګ بهادر Nawab Jung Bahadur فورمول [۱۸،۱۰،۹]:

نوموړی فورمول د حیدرآباد د دیکن د آبریز د ساحې لپاره وړاندی شوی دی

$$Q_p = CA_1^{\left[0.93-\left(\frac{1}{14}\right)\log A_1\right]}; m^3/\sec$$ (۸- ۳۰)

پدی فورمول کې :

C- د بهیر ضریب $C = 48 - 60$ ؛

A_1 - د ابریز دساحې مساحت په میل مربع $A_1 = 0.39A$ ؛

A - د ابریز دساحې مساحت په (km^2).

د و. پ . کریګر **W.P.Creager** فورمول [۱۸،۱۰،۹] :

کریګر د امریکا متحده ایالاتو د ابریز د ساحو څخه د سیلابی مقدار د محاسبې لپاره (۸- ۳۰) فورمول بشپړ او په اندی شکل سره یی وړاندی کړ

$$Q_p = CA_1^{0.894A_1^{-0.048}}; m^3/\sec$$

(۸- ۳۱)

په پورتنی فورمول کې :

$C = 40-130$- د بهیر د ضریب کوچنی قیمتونه د عادی سیلابونو او لوړ قیمتونه یی د حادو او شدیدو سیلابونو لپاره په پام کې نیول کیږی ؛

A_1 - د ابریز دساحې مساحت په میل مربع $A_1 = 0.39A$ ؛

A - د ابریز دساحې مساحت په (km^2).

د جارویز **Jarvis** فورمول [۱۸،۱۰،۹]:

جارویز خپل فورمول د سیلابی بهیر د مقدار د محاسبې لپاره په لاندی شکل وړاندی کړی دی

$$Q_p = C\sqrt{A}; m^3/\sec$$ (۸- ۳۲)

پدی ځای کې :

$C = 1.77-177$ - د هغه سیلابونو لپاره د پیښیدو د احتمال فیصدی (۱۰۰٪) وی ، پدی حالت کې $C = 177$ قبلوی .

د مایر **Mayer** اصلاح شوی فورمول [۱۸،۱۰،۹] :

مایر د سیلابی بهیر د محاسبی لپاره خپل فورمول په لاندی شکل سره وړاندی کړیدی

$$Q_p = 177p\sqrt{A}; m^3/\sec$$ (۸- ۳۳)

پدی فورمول کې د p پاراماتر دآبریز د هغه ساحو لپاره چې سیلابی بهیر لری قیمت یی تر $p = 1$ پوری رسی . د ځانګړو بهیرو لپاره د نوموړی

پارامترقیمت د $(p = 0.002 - 1)$ بدلون کوی ، معمولاً د یوه سره مساوی قبلوی .

د یادونی وړ ده چې ځو وړاندی فورمولونه چې د سیلابی بهیر د مقدار د محاسبی لپاره د ځانګړو پوهانو لخوا وړاندی شوی وه ، د هغوی اساس د ابریز د ساحی د ډیرمهمو متحولو د بیلګی په توګه نفوذ ، زهکشی او داسی نورو جوړوه . په لاندو کرښو کې د بیلګې په توګه د یو شمیر هغو فورمولون څخه یادونه کوو ، کوم چې د سیندی حوزی د شکل په پام کې نیول سره په لاس راغلی دی .

- د بورج Burge فورمول [۱۰،۲۲،۱۷،۱۸]:

دا فورمول د هندی ارقامو پر بنسټ لاس ته راغلی دی چې لاندی شکل لری

$$Q_p = 19.6 \frac{A}{L^{2/3}} ; m^3/\sec \qquad (۸- ۳۳)$$

پدی فورمول کې :

A - د اریز د ساحې مساحت په (km^2) ؛

Q_P - د سیلابی بهیر مقدار په $(m^3/\sec)$ ؛

L - د سیندی حوزی اوږدوالی په (km).

که چیری د د سیندی حوزی منځنی پسور (عرض) (B) په کیلومتر وی ، په لاس راځی

$$A = BL \qquad (۸- ۳۴)$$

د (۸- ۳۴) په پام کې نیولو سره د سیلابی بهیر د مقدار د محاسبی لپاره فورمول لاندی بڼه غوره کوی

$$Q_p = \frac{19.6(BL)}{L^{2/3}} = 19.6 BL^{1/3} ; m^3/\sec \qquad (۸- ۳۵)$$

- پیټز Pettis فورمول [۱۸،۱۷،۲۲،۱۰]:

دا فورمول د پیټز په وسیله د شمالی امریکا د اوهو(Ohio) ایالات لپاره په لاندی شکل وړاندی شویدی

$$Q_p = C(PB)^{5/4}; m^3/\sec$$

(۸- ۳۶)

پدی فورمول کې :

P **- د اورښت یو ورځنی اعظمی حد سل (۱۰۰) کلن احتمال سره په** (cm) ؛

B **- د سیندی حوزی منځنی پسور(عرض) په** (km) ؛

C **- ثابت ضریب دی د لمدو (مرطوبو) سیمو لپاره** $(C = 1.5)$ **او د وچو سیمو لپاره** $(C = 0.2)$ **.**

په عمومی ډول سره ددی فورمول څخه د هغه حوزو لپاره کار اخلی چې د هغوی مساحت د $(1600 - 16000)km^2$ **تر منځ وی او نیږدی یوشان عرض ولری او ذخیروی تأثیرات یی په پام کې ندی نیول شوی . که چیره ساحه په پورتنی برخه کې د زیات پسور لرونکی وی پایله یعنی د سیلابی بهیر مقدار زیات دی او که چیری په کښتنی برخه کې زیات پسور ولری په هغه صورت کې د سیلابی بهیرمقدار نسبت پخوانی حالت لږدی .**

د بوستن د سیول انجینرانو د اتحادیی فورمول (Boston society of Civil Engineers formula) [۱۸،۱۷،۲۲،۱۰]:

د بوستن د سیول انجینرانو د اتحادیی د هغه نوی سیلاب د مطالعی په اساس چې (۱۹۲۷) کال د نومبر په میاشت کې انګلینډ رامنځ شوی وه ، د سیلابی بهیر د مقدار لپاره په لاندی بڼه محاسبوی فورمول وړاندی کړ

$$q_p = 0.0056\frac{D}{t}; m^3/(\sec.km^2)$$

(۸- ۳۷)

q_p - د بهیر اعظمی مقدار په $\left(m^3/(\sec.km^2)\right)$ ؛

D- په حوزه کې د سیلابی سطحي بهیر مجموعی عمق په (cm) ؛

t- د سیلاب مجموعی مرحله په ساعت یا د سیلاب د هایدروګراف قاعده .

دا فورمول پدی فرضیی سره لاس ته راغلی دی چې ، سیلابی هایدروګراف د مثلث په شکل منلی دی .

په هغه حالت کې هایدروګراف شتون ونه لری د بوستن د سیول انجینرانو اتحادیی د سیلاب د محاسبې لپاره په لاندی بڼه فورمول وړاندی کړیدی

$$q_p = \frac{C_F D}{\sqrt{A}} \tag{۸- ۳۸}$$

یا

$$Q_p = \frac{C_F D A}{\sqrt{A}} = C_F D\sqrt{A}; m^3/\sec \tag{۸- ۳۹}$$

پدی فورمول کې :

C_F- د سیلاب ضریب دی یا د سیلاب مشخصه ده چې په عمومی توګه د $(0.7-3.5)$ قبلیږی ،لاکن د غرنیو حوزو لپاره تر (7)او د هموارو سیمو ته د (0.7) څخه هم کمیږی .

A - د حوزی مساحت په (km^2) ؛

Q_p- اعظمی بهیر مقدار په $(m^3/\sec)$.

د نوی انګلینډ لپاره د $(D=7.5-5)cm$ بدلون کوی ، د کله نا کله د نادرو (بی مثله) سیلابو او د اعظمی سیلابو لپاره د $(D=20cm)$ څخه نه زیاتیږی .

د فولیر Fuller فورمول [۱۸،۱۷]:

دا فورمول د امریکا متحده ایالاتو حوزو او هغوی ورته حوزو لپاره په لاندی شکل سره وړاندی شوی دی

(۸- ۴۰)

$$Q_{T_p} = C_f A^{0.8}\left[1 + 0.8\log T\right]$$

په پورتنی فورمول کې :

A - د آبریز د ساحې مساحت په $\left(km^2\right)$ ؛

C_f - د فولیر ثابت دی چې عددی قیمت $\left(0.18 - 1.88\right)$ په حدودو کې بدلون کوی ؛

Q_{T_p} - ۲۴ ساعته اعظمی سیلاب د T کال فریکونسی سره په $\left(m^3/\sec\right)$.

۸- ۷. عملی سوالونه

۱. د لاندی معلوماتو او د ساحې د توپوګرافی په پام کې نیولو سره د بهیر اعظمی مقدار محاسبه کړی :

- د ساحې توپوګرافی پلان په ۱:۱۰۰ مقیاس سره (۸- ۱. شکل) ؛
- د مجرأ د زیږوالی ضریب $n = 0.035$ ؛
- د سیند طولی میل $I = 0.001$ ؛
- د اوبو اعظمی سطحې نښانه $\nabla HWL = 125m$ ؛
- د سیند د تل (بستر) نښانه $\nabla RBL = 102.5m$.

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

- د ساختمانی محور د توپوګرافی پلان په پام کې نیولو سره د $\left(A - A\right)$ قطع رسمو (۸- . شکل) .
- د اوبو د اعظمی سطحې د نښانې په پام کې نیولو سره د بهیر ژوندی مقطع رسم او د مروجو کړنلارو څخه په کار اخیستلو سره مساحت محاسبه کوو

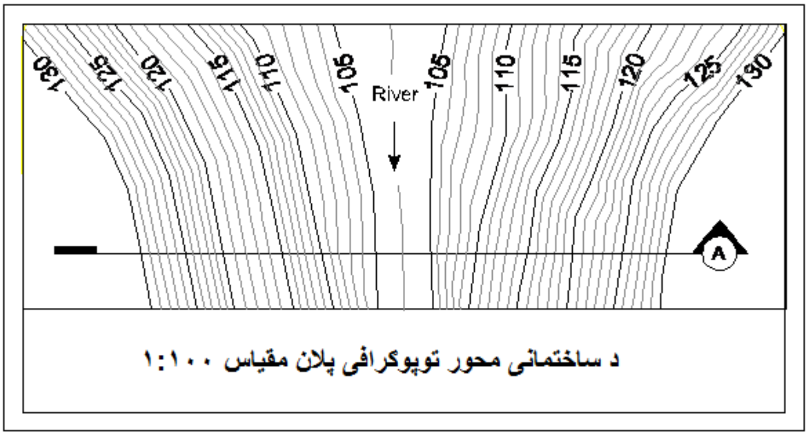
$$A = 203.8m^2$$

- د ژوندی مقطع لوند محیط محاسبه کوو

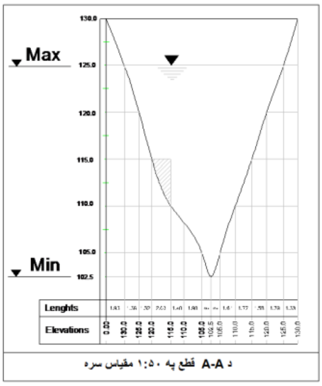
$$P_W = 48.3m$$

- د ژوندی مقطع هایدرولیکی شعاع محاسبه کوو

$$R = \frac{A}{P_W} = \frac{203.8}{48.3} = 4.22m$$



۸- ۱ . شکل . د ساختمانی محور د توپوگرافی پلان په ۱:۱۰۰ مقیاس سره



۸- - شکل . د $(A-A)$ عرضی قطع په ۱:۵۰ مقیاس سره

- د مانننگ د فورمول څخه په کار اخیستلو سره د شیزی ضریب محاسبه کوو

$$C=\frac{1}{n}R^{1/6}=\frac{1}{0.035}*(4.22)^{1/6}=36.28\,m^{0.5}/\sec;$$

- د شیزی فورمول څخه په کار اخیستلو د بهیر سرعت محاسبه کوو

$$V=C\sqrt{RI}=36.28\sqrt{4.22*0.001}=2.35\,m/\sec;$$

- د بهیر مقدار محاسبه کوو

$$Q=AV=CA\sqrt{RI}=203.8*2.35=480.32\,m^3/\sec$$

۲. د لاندی معلوماتو په پام کې نیولو سره د اوسیدنی د یوسیمی څخه چې پنځه هکتاره مساحت لری د رامنځ ته شوی اوربښت له امله د سطحي بهیر مقدار او د تمرکز وخت محاسبه کړی:

- د سطحي بهیر د تګ لوری واټن $L_0=40m$ ؛
- د سیمی میل $S_0=0.003$ ؛
- د اوربښت شدت $p=64/t^{0.5}$ په ربطه کې (p - د اوربښت شدت ، t - زمان) ؛
- په لښتی کې د اوبو د بهیر وخت $t=10\min utes$ ؛
- د **Retardance** ضریب $C_r=0.05$ ؛

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره د پورتنیو معلوماتو په پام کې نیولو سره حل کوو:

- د تمرکز وخت د (۸- ۲۲ . فورمول) مطابق محاسبه کوو

$$T_0=\frac{111b.(L_0)^{1/3}}{(K.p)^{2/3}}\min utes \qquad (۸- ۲۲)$$

د (۸ – ۲۳) فورمول څخه په کار اخیستلو سره د b ضریب محاسبه کوو

$$b = \frac{0.000275p + C_r}{(S_0)^{1/3}}$$

(۸- ۲۳)

په لمړی تقرب کې د (b) د محاسبې لپاره د اوربنت شدت (p) په پام کې نه نیسو . په پایله کې

$$b = \frac{C_r}{(S_0)^{1/3}} = \frac{0.05}{(0.003)^{1/3}} = 0.347$$

- د (b) د ضریب د محاسبې څخه وروسته د (۸- ۲۲) فورمول څخه په کار اخیستلو سره د تمرکز زمان (T_0) محاسبه کوو

$$T_0 = \frac{111b.(L_0)^{1/3}}{(K.p)^{2/3}}$$

د سطحې بهیر ضریب قیمت د شخصی (انفرادی) کورونو د پاره د (۸- ۱ . جدول) څخه $K = 0.3$ انتخابوو او د اوربنت شدت قیمت $p = 64/t^{0.5}$ په شکل وضع کولو ، سره په لاس راځی

$$K.p = 0.3 * \frac{64}{(T_0)^{0.5}} = \frac{19.2}{(T_0)^{0.5}}$$

یا

$$(K.p)^{2/3} = \left[\frac{19.2}{(T_0)^{0.5}}\right]^{2/3} = \frac{(19.2)^{0.667}}{(T_0)^{0.333}} = \frac{7.18}{(T_0)^{0.333}}$$

د $(K.p)^{2/3}$ لاس ته راغلی قیمت په (۸ ۲۲) معادله وضع کوو

$$\frac{T_0}{(T_0)^{0.333}} = \frac{111*0.347*3.42}{7.18}$$

یا

$$T_0 = \frac{111*0.347*(40)^{1/3}}{\frac{7.18}{(T_0)^{0.333}}} \min utes$$

یا

$$T_0^{0.667} = 18.35$$

$$T_0 = (18.35)^{1/0.667} = (18.35)^{1.5} = 79; \min utes.$$

یا

لدی ځایه ویلی شوو چې د ځمکې د پاسه د بهیر د تمرکز زمان مساوی دی په (۷۹) دقیقو سره .

د مثال د شرایطو مطابق په مجراو (لښتیو) د بهیر وخت $T_f = 10 \min utes$.

په لښتی د بهیر وخت T_f په پام کې نیولو سره د تمرکزمجموعی وخت مساوی دی په

$$T_c = 79 + 10 = 89 \min utes$$

- د تمرکز د مجموعی و خت د محاسبی څخه وروسته د اورښت شدت محاسبه کوو

$$p = \frac{64}{T_c^{0.5}}$$

لدی ځایه څخه

$$p_c = \frac{64}{(89)^{0.5}} = 6.79\, cm/hour$$

- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د سطحي بهیر اعظمی مقدار چې د رامنځ ته کیدونکی اورښت څخه لاس ته راځی محاسبه کوو

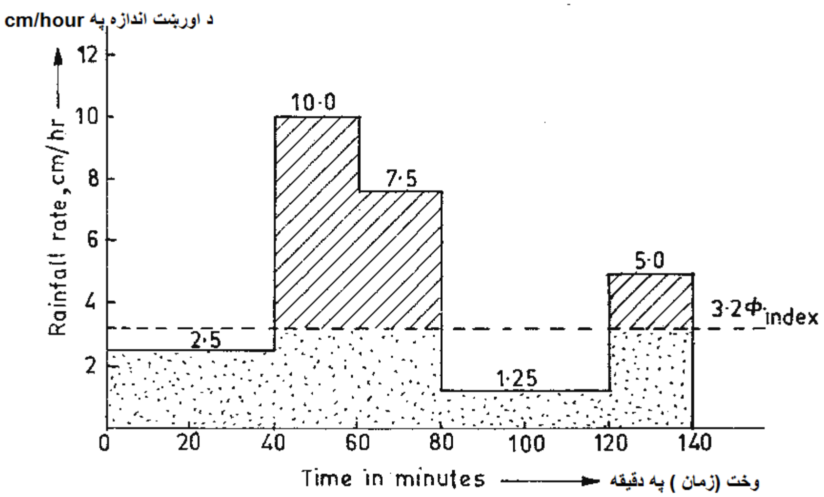
$$Q_{\max} = \frac{1}{36} K.p.A = \frac{1}{36} * 0.3 * 6.79 * 5 = 0.283\, m^3/\sec$$

۳. په لاندی جدول کې د اورښت د اندازه کولو په یوه مرکز کې د $(t_r = 140 \min utes)$ په ترڅ کې د رامنځ ته شوی اورښت د $(t = 20 \min utes)$ په پرله پسې وقفو سره اورښت کچه ښودل شوی ده . د رامنځ کیدونکی اورښت له امله د ارتفاع له جنسه د سطحی بهیر اندازه او W_{index} په داسې حال کې محاسبه کړی چې د سیمی لپاره د $(\Phi_{index} = 3.2\, cm/hour)$ وی .

$t;\min utes$	0 - 20	20 - 40	60-80	80-100	100-120	120-140
$P; cm/hour$						

حل. محاسبه په لاندی تریب سره اجرأ کوو:

- نظر د رامنځ ته شوی اوربښت شدت او زمان ته د اوربښت هیتوګراف(Rainfall Hyetograph) رسم کوو .



- د هیتوګراف د رسمولو څخه وروسته د $(\Phi_{index} = 3.2 cm/hour)$ ضریب د قیمت په پام کې نیولو سره مستقیم خط رسمو ، چې په پایله کې رسم شوی هیتوګراف په دوو برخو ویشل کیږی . د $(\Phi_{index} = 3.2 cm/hour)$ د مستقیم څخه لاندی ساحه د اوربښت هغه مقدار رابنی چې په نفوذ کې په مصرف رسی او د سطحي بهیر په جوړیدو کې برخه نه اخلی . د خط څخه دپاسه د هغه اوربښت مقدار راپه ګوته کوی چې د سطحي بهیر په تشکیل کې برخه اخلی .

- د سطحي بهیر مقدار د ارتفاع له جنسه محاسبه کوو

$$R = P - \Phi_{index}$$

یا

$$\sum R == (10-3.2)\frac{20}{60} + (7.5-3.2)\frac{20}{60} + (5-3.2)\frac{20}{60} =$$
$$= (6.8+4.3+1.8)\frac{20}{60} = 4.3cm$$

- د اورښت مجموعی اندازه محاسبه کوو

$$\sum P = P = \sum PT = 2.5\left(\frac{40}{60}\right) + 10\left(\frac{20}{60}\right) + 7.5\left(\frac{20}{60}\right) + 1.25\left(\frac{40}{60}\right) + 5\left(\frac{20}{60}\right) =$$
$$= \frac{20}{60}(5+10+7.5+2.5+5) = 10cm$$

- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د W_{index} قیمت محاسبه کوو

$$W_{index} = \frac{P-R}{t_r} = \frac{10-4.3}{\left(\frac{140}{60}\right)} = \frac{5.7*60}{140} = 2.44\, cm/hour.$$

۴ – د یوه تاکلی وخت په ترڅ کې په یوه سیمه کې $(P = 15cm)$ اورښت له امله $R = 8.7cm$ سطحي بهیر را منځ ته کیږی . د اورښت مقدار نظر وخت په لاندی جدول کې ښودل شویدی . د پورتنیو معلوماتو په پام کې نیولو سره د Φ_{index} محاسبه کړی .

$t, hour$	1	2	3	4	5	6	7	8
$P; cm/hour$	0.6	1.35	2.25	3.45	2.7	2.4	1.5	0.75

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره سرته رسوو :

۱- د پورتنیو ارقامولو په پام کې نیولو سره اورښت هیتو ګراف رسموو .

۲- د اورښت او د سطحي بهیر د قیمت په پام کې نیولو سره د W_{index} قیمت د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوو

$$W_{index} = \frac{P-R}{t_r} = \frac{15-8.7}{8} = 0.7875\, cm/hour$$

ځرنګه چې د Φ_{index} قیمت باید نسبت W_{index} ته یو څه زیات وی نوله همدی امله مونږ کولای شو چې د Φ_{index} قیمت لږ څه د (0.7875) څخه زیات قبول کړو . کله چې دا حالت وی ، پدی صورت کې د اورښت په پیل (په لومړی) او پای (اتم) ساعت کې د پیښ شوی اورښت مقدار د سطحي بهیر په رامنځ کیدو کې کومه اغیزه نلری ، ځکه چې د اورښت مقدار د Φ_{index} څخه لږدی .

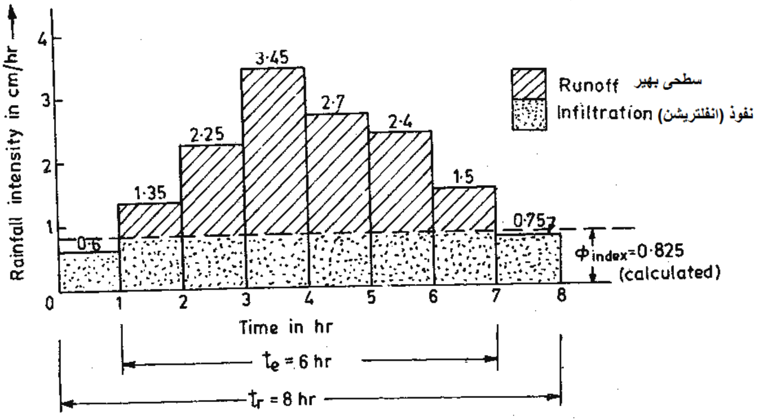
یا په بل عبارت د اورښت هغه وخت چې د هغې په ترڅ سطحی بهیر رامنځ ته کیږی د شپږو ساعتونو $(8-2=6hour)$ څخه عبارت دی . په پایله کې د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د نفوذ ضریب Φ_{index} قیمت محاسبه کوو

$$\Phi_{index}=\frac{Total.\inf iltration.during.period.of.excess.ra\inf all}{Period.of.ra\inf all.excess}=$$

$$=\frac{[Total.\inf ltration-Infiltration.during.the.period.when.no.excess.rain.occurs]}{t_e}=$$

$$=\frac{6.3-0.6-0.75}{6}=0.825\,cm/hour.$$

د Φ_{index} د ثابت د قیمت په پام کې نیولو سره مستقیم رسموو چې هیتوګراف په دوو برخو ویشی ، د مستقیم خط څخه پورتنی برخه د اورښت د هغه وخت ښکارندوی ده چې د هغی په ترڅ کې اورښت د سطحی بهیر لامل ګرځی . د هیتو ګراف څخه په واضح توګه لیدل کیږی چې د په لومړی او اتم ساعت کې د رامنځ ته شوی اورښت اندازه د Φ_{index} د قیمت څخه کښته دی ، نوله همدی امله د وخت پدی ساعتو کې سطحی بهیر نه رامنځ ته کیږی . لدی ځایه ویلی شوو چې د Φ_{index} محاسبه شوی قیمت درست دی .



۸- . شکل . نظر وخت د اوربنت شدت (هیتوګراف)

۴. د یوه سیند د آبریز ساحه چې $(A=8000ha)$مساحت لری په څلور مساوی برخو $(A=B=D=C=2000ha)$ ویشل شویده (۸- . شکل) . د آبریز د بنودل شوې ساحې د پاسه د څلورو ساعتونو $(T=4hours)$لپاره منظم اوربنت دوام لری . په بنودل شوی وخت کې د اوربنت مجموعی اندازه $(P=36mm)$ده . د سطحي بهیر ضریب (0.8) د بنودل شو و سیمو د باران څخه لاس ته راغلې اوبه د (P) نقطې ته په لاندی ترتیب سره رسی (د مثال . شکل):

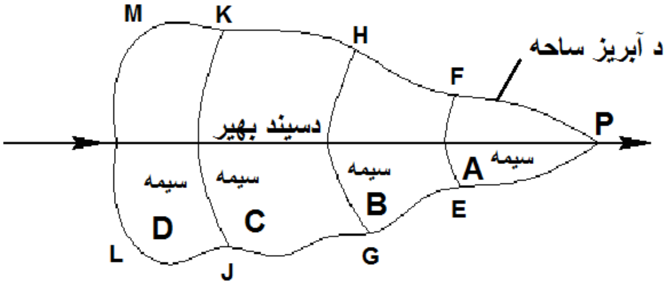
د EF د جدایی خط د هری نقطی د بهیر د رسیدنی وخت $EF=1hour$ ؛

د HG د جدایی خط د هری نقطی د بهیر د رسیدنی وخت $HG=2hours$ ؛

د KJ د جدایی خط د هری نقطی د بهیر د رسیدنی وخت $KJ=3hours$ ؛

د ML د جدایی خط د هری نقطی د بهیر د رسیدنی وخت $ML=4hours$.

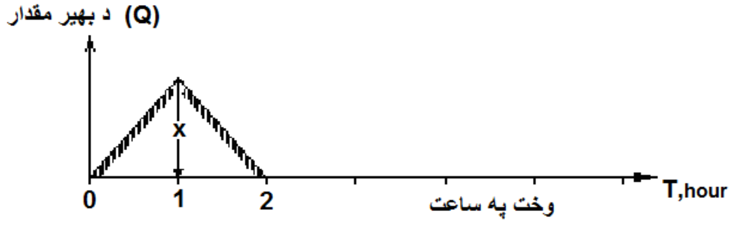
د پورتنیو معلوماتو په پام کې نیولو سره د (P) په د بهیر اعظمی مقدار محاسبه او همدارنګه هغه معلومات وړاندی کړی چې د هایدروګراف په رسمولو کې مرسته کوی .



۴ شکل . د سیند د ابریز د ساحي محاسبوی شیمأ

حل . مخکې لدی چې د بهیر اعظمی مقدارمحاسبه کړو د لاندی پړاونو په پام کې نیولو سره هایدروګراف رسمو‌و :

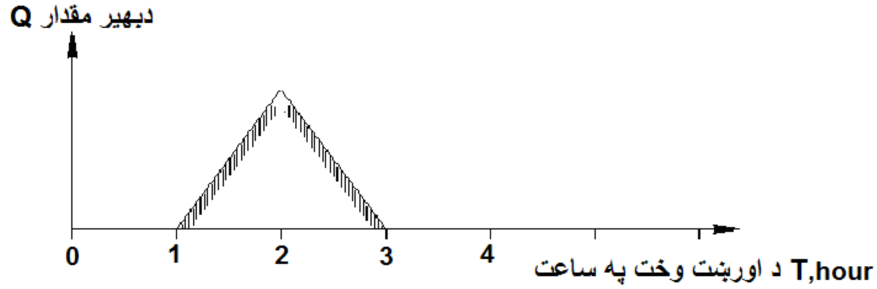
۱- کله چې اورښت د یوه ساعت لپاره په منظمه توګه رامنځه ته شی ، د سطحي بهیر هایدروګراف د مثلث بڼه غوره کوی . دا لدی امله چې بهیر د صفر ساعت څخه $(0hour)$ پیل او یوه ساعت کې $(1hour)$ کې اعظمی حد ته رسی او په دوهم ساعت $(2hour)$ کې پای ته رسی . ددی لامل دادی چې د مثال شرایطو ته د (FE) خط یا د (A) سیمی اوبه د (P) نقطی ته په یوه ساعت کې رسی .



۵. شکل . د لومړی ساعت اورښت له امله د A د سیمی هایدروګراف چې د بهیر د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کې یوساعت دی $(T_c = 1hour)$)

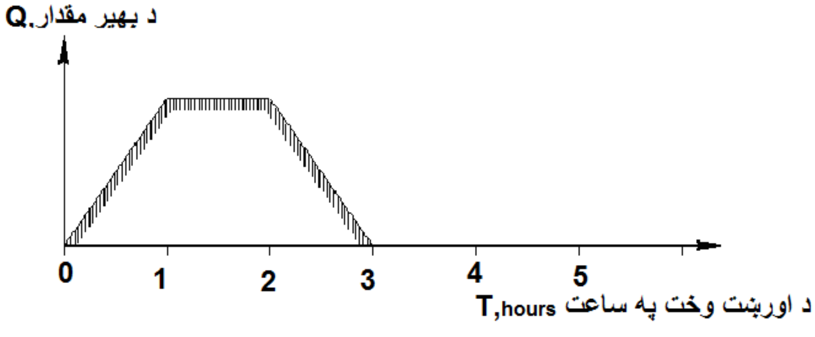
۲- کله چې اورښت د یوه ساعت څخه د زیات وخت لپاره دوام ولری ، پدی صورت کې به هم هغه سطحی بهیر چې د دوه ساعتو له امله رامنځ ته کیږی د

هغې هایدروګراف به هم د مثلث شکل ولری . د مثلث شروع په اول ساعت $(1hour)$، پیک به دوهم ساعت $(2hour)$ او په دریم ساعت $(3hour)$ کې پای ته رسی .



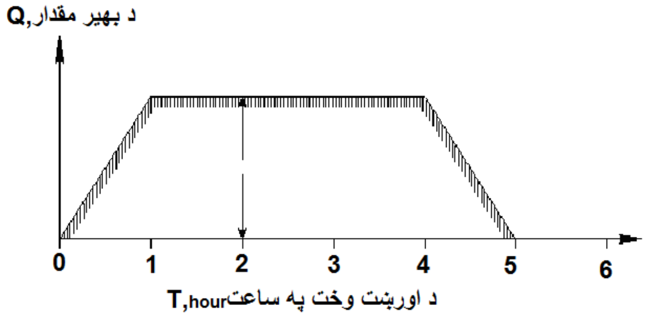
۶. شکل . د دوهم ساعت اوربنت له امله د A د سیمی هایدروګراف چې د بهیر د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کې یوساعت دی $(T_c = 1hour)$)

۳- د بهیر مجموعی هایدروګراف چې د دوه ساعته اوربنت له امله رامنځته ګیږی د پورتینو هایدروګرافو د یوځای کیدلو څخه په لاس راځي (۷. شکل)



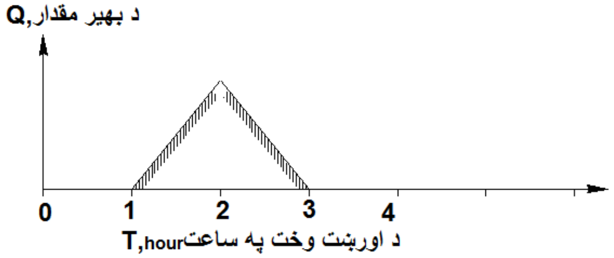
۷. شکل . د دوه ساعتو پرله پسې اوربنت له امله د A د سیمی هایدروګراف چې د بهیر د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کې یوساعت دی $(T_c = 1hour)$)

۴- همدارنګه د ځلور ساعته اورښت هایدروګراف د پورتنیو هایدروګرافود یوځای کیدو څخه رسمیږی (۸. شکل)

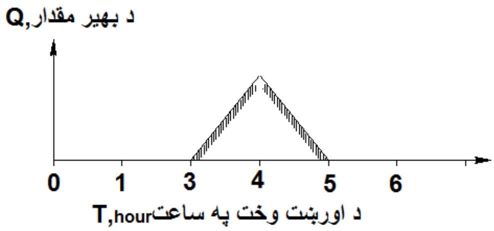


۸. شکل . د ځلور ساعتوپرله پسي اورښت له امله د A د سیمی مجموعی هایدروګراف چي د بهیر د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کي یوساعت دی $\left(T_c = 1hour\right)$)

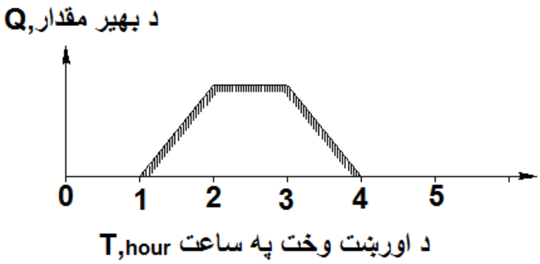
۵- دی ته ورته کله چي د B دسیمي د پاسه د یوه ساعت لپاره اورښت ترسره شی ، د سطحي بهیر هایدروګراف به د ورته مثلث شکل ولری ، یوازنی توپیر چي د A د سیمی د سطحی بهیر د یوه ساعته هایدروګراف یی لری هغه دادی چي د هایدروګراف شروع د لومړی ساعت $(1hour)$ ، او پیک حد ته په دوهم ساعت کي رسی . ددی لامل دادی چي د (P) نقطي ته د سطحی بهیر د تمرکز وخت دوه ساعته ده $\left(T_c = 2hours\right)$ دی څرنګه چي د (۹. شکل) لیدل کیږی . د بل حالت لپاره یعنی کله چي د B دسیمي د پاسه دوهم ساعت لپاره اورښت دوام ولری د هغي هایدروګراف په (۱۰ . شکل) بنودل شویدی .



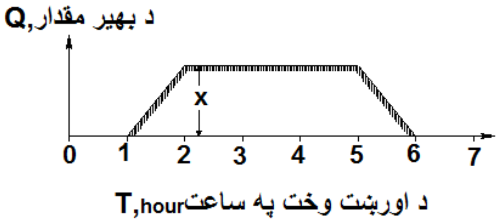
۹ . شکل . د لومړی ساعت اوربنت له امله د B د سیمی هایدروگراف چې د بهير د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کي يوساعت دی $\left(T_c = 2hours\right)$)



۱۰ . شکل . د دوه ساعته اوربنت له امله د B د سیمی هایدروگراف چې د بهير د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کي يوساعت دی $\left(T_c = 2hours\right)$)



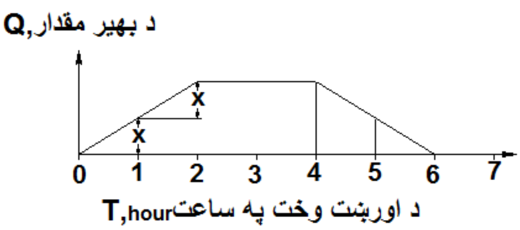
۱۱ . شکل . د دوه ساعتو پرله پسي اوربنت له امله د B د سیمی هایدروگراف چې د بهير د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کي يوساعت دی $\left(T_c = 2hour\right)$



۱۲. شکل . د څلورو ساعتو پرله پسې اوربښت له امله د B د سیمی هایدروګراف چې د بهیر د تمرکز وخت په مربوطه نقطه کې یوساعت دی $(T_c = 4hour)$

۶- د B د سیمی هایدروګراف چې د څلور ساعته منظم اوربښت له امله رامنځ ته شویدی ، د A د ساحې د څلور ساعته هایدروګراف سره چې د څلورو ساعتو د اوربښت له امله رامنځ ته شویدی ورته شکل لری . د P په نقطه کې د A او B سیمو د پاسه د اوریدلی اوربښت له امله مجموعی هایدروګراف د دوارو سیمو د څلور ساعته هایدروګرافو د یوځای کیدو ښخه په لاس چې په (۱۳. شکل)کې ښودل شویدی .

سربیره په ګرافیکی طریقی چې د ورکړل شوو ارقامو مطابق هایدروګراف رسم شو ، کولای شوو د تحلیلی طریقی ښخه په کار اخیستلو سره هم مطلوبه مسئله حل کړو . د ورکړل شوو ارقامو مطابق د څلوروسیمو A,B,C او د D د پاره په ډیره اسانی سره د تحلیلی طریقی ښخه په کار اخیستلو د جدول په شکل (۱ . جدول) تر سره کړو .



۱۴ . شکل . د A او B سیمو د پاسه د اوریدلی اوربښت له امله مجموعی څلور ساعته هایدروګراف

د محاسبې ترتيب :

- د ځلورو ساعتو $T = 4hours$ **مجموعی اوربښت مقدار** $P = 36mm$ ؛

- د يو ساعته اوربښت مقدار $P_1 = 9mm$ ؛

- د سطحی بهير ضريب $C = 0.8$ ؛

د يوه ساعته اوربښت له امله رامنځ ته شوی سطحی بهير مقدار محاسبه کوو

$$R_1 = P_1C = 9*0.8 = 7.2mm$$

- د سيمی مساحت محاسبه کوو

$$A = B = C = D = \frac{8000}{4} = 2000hec = 2000*10^4 m^2 = 2*10^7 m^2.$$

- د هايدروګراف د هرمثلث مساحت چې د يو ساعته اوربښت له امله په لاس راغلی محاسبه کوو

د هر مثلث مساحت مساوی دی د سطحی بهير د هغه مقدار سره چې د يوه ساعته اوربښت له امله په هره سيمه کې رامنځه ته کيږی ، يعنی

$$A_\Delta = R$$

يا

$$\frac{1}{2}(2hour).x = 7.2mm$$

لدی ځايه ځخه

$$x = 7.2\,mm/hour$$

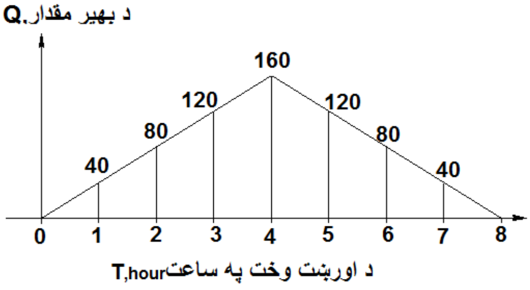
يا

$$x = \frac{7.2}{10*100} * \frac{2*10^7}{3600} m^3/\sec = 40\,m^3/\sec.$$

۱ . جدول . د A,B,C او د D سیمو د پاسه د څلور ساعته اورښت له امله د بهیر د رامنځ ته کیدونکی مقدار

د اوربنت د پای ته رسیدو وخت په $hour$	د بهیر مقدار چې د A د سیمې څخه رامنځ ته کیږی m^3/sec	د بهیر مقدار چې د B د سیمې څخه رامنځ ته کیږی m^3/sec	د بهیر مقدار چې د C د سیمې له امله رامنځ ته کیږی m^3/sec	د بهیر مقدار چې د D د سیمې څخه رامنځ ته کیږی m^3/sec	د بهیر مجموعی مقدار چې د ټولی سیمې څخه رامنځ ته کیږی m^3/sec
1	2	3	4	5	6
0	0				0
1	40	0			40
2	40	40	0		80
3	40	40	40	0	120
4	40	40	40	40	160
5	0	40	40	40	120
6		0	40	40	80
7				40	40
8				0	0

د بهیر مجموعی مقدار چې په ځانګړو ساعتونو کې رامنځ ته کیږی د پورتنی جدول په شپږم ستون کې ځای په ځای شویدی. د شپږم ستون د ارقامو مطابق هایدروګراف رسمو ، او د رسم شوی هایدروګراف څخه د بهیر اعظمی مقدار $Q_{max}=160m^3/sec$ په لاس راځی



۱۵. شکل . د څلور ساعته اورښت له امله د A,B,C او د D سیمو هایدروګراف

۸- ۱۰ . پایلی

په نوموړی فصل کې دمحاسبې د هغه طریقو په هکله اړین معلومات وړاندی شویدی چې د نظارتی ارقامو د نشتوالی په صورت کې د هغوی څخه په کار اخیستلو د بهیر اعظمی مقدار محاسبه شی . ددی فصل په لوستلو سره لوستونکی کولای شی چې د ځانګړو طریقو څخه په کار اخیستلو د بهیر اعظمی مقدار چې د یوه هایدرولکی ودانی د طرح ریزی لپاره اړین پارامتر دی محاسبه کړی . د بیلګې په توګه که چیری د ساختمانی محور توپوګرافی ولرو د تشریح شوی طریقی څخه په کار اخیستلو سره د بهیر اعظمی مقدار محاسبه کړی . په همدی ترتیب سره که چیری د یوی سیمی لپاره د اورښت کچه معلومه وی بیاهم د تشریح شوو طریقو په مرسته د بهیر مقدار محاسبه کړو .

۸ - ۱۱. کنترولی پوښتنې

۱- د هغو طریقو نوم واخلې چې د هایدرولوژیکی ارقامو د نشتوالی په صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار د محاسبې لپاره کارول کیږی .

۲- د سیمی د توپوګرافی څخه په کاراخیستلو سره د بهیر د اعظمی مقدار د محاسبی دپروسو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۳- د بهیر د تمرکز وخت په هکله خپل معلومات ولیکی .

۴- د اورښت له امله د سطحي بهیر د منځ ته راتلو د پروسو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۵- د سطحی بهیر ضریب څه افاده کوی .

۶- هغه تجربوی فورمولونه ولیکی چې د هغوی په مرسته د نظارتی ارقامو د نشتوالی په صورت کې د بهیر د اعظمی مقدار د محاسبې لپاره کارول کیږی .

نهم فصل
سیندی ترسبات

۹- ۱. سریزه

د سیندونو د مطالعی په وخت کې نه یوازی د سیند د اوبو د حرکت رژیم پوهیدل ضروری دی ، بلکه د ترسباتو د حرکت رژیم باندی پوهیدل هم ضروری دی .
د ځمکو د اوبو کولو ، د اوبو رسونی لپاره د سیند څخه د اوبو اخیستلو په صورت کې د سیند په اوبو کې د معلقو ترسباتو د شتون په هکله معلومات ضروری دی ، تر څو چې د ترسباتو پواسطه اوبه نیونکو (Intake) او دنورو هایدروتخنیکی ودانیو د ډکیدو څخه مخ نیوی وشي . د ذخیره وی بندونو د جوړولو لپاره د سیندی ترسبی رژیم او د مجرأو د بدلون په هکله معلومات ډیر ضروری دی . ځکه چې د ذخیره وی بندونو د جوړولو په صورت کې د بهیر د حرکت سرعت کمیږی او په اوبو کې شته جامد ذرات تل کیږي . پدی فصل کې د ترسباتو د منځ ته راتګ ، د ترسباتو د ویش او همدارنګه د سخت بهیر مقدار او د حجم د محاسبی په هکله اړین معلومات وړاندی کیږی . سربیره پردی د بهییر د لیږدونی وړتیا په هکله چې د کانالونو او د اوبه نیونکو ودانیو په طرحه ریزی کې د مهمو مسایلو څخه ګڼل کیږی لازم معلومات وړاندی کیږی .

۹- ۲. د سیندی ترسباتو منځ ته راتګ (تشکیل)

سیندی بهیر د خپل ځان سره سخت ذرات چې د مجرأ د تخریب (توږلو) له امله د هغې سره یوځای شوی دی لیږدوی د ترسباتو (sediment) په نامه یادیږی

. یا په بل عبارت هغه سخت منرالی ذرې چې بهیر له ځان سره ئې لیږدوی او د مجرأئی او پویمی ترسباتو د منځ ته راتګ سبب ګرځی د سیندی ترسباتو په نامه یادیږی . سیندی ترسبات د اوبو او باد د بهیرونو په وسیله د غرنیو طبقو او خاورو د توږنی ، لوښیدنی د محصولاتو څخه رامنځ ته کیږی . د اوبو د بهیر په وسیله د ځمکې د سطحې د موادو توږنه (water erosion) د ترسباتو په وسیله د سیندی بهیر د بډای کیدو (مشبوع کیدنی) په پروسه کې اصلی او مهم رول لوبوی . د اوبو یا بهیر په وسیله توږنه په اړخینی (میلانی) او مجرأئی توږنې ویشی . د واورو د ویلی کیدو او د بارانو څخه لاس ته راغلی اوبه چې په اړخونو او د ځوړونو دپاسه بهیږی د هغوی په وسیله د ځوړونو خاورو او غرنیو طبقو توږنه او وینځل (سولیدنه) د اړخینی توږنی په نامه یادیږی . په مجرأ کې د بهیدونکو اوبو په وسیله د مجرأ د تل او سواحلو او ځوړونو د اصلی طبقو تخریب د مجرأئی توږنې څخه عبارت ده . د اړخینی توږنې په پروسه کې بهیدونکې اوبه د خاورو او غرنیو طبقو اړیکی له منځه وړی او د خوړو(شیلو) بهیرونه کښته برخو ته لیږدوی ، چې د ابریز د ساحو څخه د ترسباتو د ایستلو یوازنی لاری څخه عبارت ده . د واورو او باران د اوبو سره د ابریز د ساحې څخه د توږنی مواد بلی شیلی ته لیږدول کیږی . په هغو (شیلو او خوړونو) کې د ایروژن پروسه شدیده کیږی او همدارنګه توږنه (تخریب) او لیږدونه او پای کې د تخریب شوو موادو لیږد سیندونو ته تر سره کیږی . ښکاره ده چې د ایروژن ټول محصولات سیند ته نه رسیږی . د هغوی زیاته برخه د سطحې بهیر په لاره کې تم کیږی او هغه ناهمواری چې د ځمکې پرمخ شتون لری ډک وی . بیا هم د سطحې ابریز د ایروژن محصولاتو هغه برخه چې سیندی مجرأ ته رسی د سیندی ترسباتو اساسی منبع تشکیلوی . د سیندونو اوبه د مجرأ سواحل او تل تخریبوی . که څه هم هغه ترسبات چې ددی پروسو له امله سیند ته رسیږی ، د سیندی ترسباتو یوه برخه جوړوی ، ځکه چې ددی

ترسباتو یوه برخه د هغه تخریباتو محصول دی چې د سطحی ابریز د ساحې څخه راوړل شوی او په سیندی مجرأ کې د مخه تل شوی وه .
د اوبو په وسیله د توړنی (ایروژن) شدت څرنګه چې تر ټولو څخه ړومبی د بهیدونکی اوبو د انرژی پوری اړه لری او ورو سته د توړنی په مقابل کې د هغې ځمکې د سطحې د مقاومت پوری اړه لری د کومی دپاسه چې اوبه پری بهیږی .
څرنګه چې معلومه ده ، چې په ځینو برخو کې د بهیدونکو اوبو انرژی د اوبو د مقدار او لویدنی (میل) پوری اړه لری . نو له همدی امله د بهیر د عین مقدار په صورت کې د اوبو ایروژن (د اوبو په وسیله ایروژن) په غرنیو برخو کې نسبت هموارو سیمو ته په واضح ډول سره لیدل کیږی . د بهیر رژیم د ایروژن په پراختیا کې ډیر مهم رول لوبوی (لری) : په ټاکلی فصل کې د بهیر د مقدار د زیاتوالی سره د ایروژن اغیزی (مقدار) هم اغیزی لری .
د توړنی په مقابل کې د ځمکې د سطحې مقاومت د هغه ځمکې د طبیعی شرایطو پوری اړه لری د کومې د پاسه چې اوبه بهیږی او تر ټولو د مخه د خاورو او ډبرو د خواصو پوری اړه لری ، همدارنګه د نباتی پوښښ پوری چې خاورې د تخریب څخه ساتی اړه لری . ځانګړی خاوری او ځمکې د ایروژن په مقابل کې یوشانته مقاومت نلری .
د نباتی قشر له منځه وړل ، د ځمکې د سطحې نادرسته یویی (قلبه) کونه (د ځوړ په اوږدو) ، پرته لدی چې د اګروتخنیک اصول په پام کې ونیول شی د ځمکې تیارول ، د ایروژن د شدت چې په پایله کې د سیند خړتیا (ګل الودګی) د زیاتوالی لامل ګرځی .
پدی ترتیب سره د ایروژن ، او د سیندی ترسباتو رامنځ ته کیدل د یو لړفزیکی جغرافیوی عواملو او د انسانانو د فعالیت پوری اړه لری . ښودل شوی لاملونه د زونالی او غیرزونالی څخه عبارت دی . اقلیمی شرایط ، بهیر ، د خاورو

خپریدنه او ځانګړتیا او نباتی قشر د زونالی عواملو څخه عبارت دی . کوارترنری (د څلورمی دوری) ترسبات ، د سیمی ریلیف او ریښه ای احجار (اصلی) غیرزونالی عواملو څخه عبارت دی . په لنډ ډول سره ویلای شو چې د ترسبی موادو زیاتره برخه د ابریز د حوزی د مینځلو له امله د سیندی بهیر سره یوځای کیږی او لږه اندازه یی د اصلی مجرأ د تل د مینځلو له امله دوی سره ځای کیږی . د ترسبی موادو اندازه د لاندی عواملو پوری اړه لری :

- د سیند د ابریز ساحې جیومورفولوجیکی او هایدروګرافیکی ځانګړتیاوی ؛
- د سیند د مجرأ خاوری ؛
- د بوټو او نباتی قشر د شتون او نشتوالی ؛
- د بارانو او سیلابونو په وسیله د ابریز د حوزی د سطحې مینځل .

۹- ۳. د سیندی ترسباتو ویش

د سخت جریان د رامنځ ته کیدو علت نه یوازی د بهیر انرژی ده بلکه ځینی جغرافیه وی – فزیکی شرایط یا عوامل هم شامل دی . څرنګه چې پوهیږو د سیند په پورتنی برخو کې یا د سیند میل د هغی په اوږدو د بدلون په حال کې دی . په نتیجه کې د سیند په پورتنی برخه کې د مجرأ تل مینځل کیږی ، په منځنی برخه کې د ترسبی موادو لیږدونه سرته رسی او ورستنیو برخو کې د ښودل شوو ترسباتو تل کیدنه سرته رسی . سیندی ترسبات معمولاً ځانګړو عواملو ته ویشل کیږی .

ددی دپاره چې د مجرأ په تل کې د پرتو ترسبی ذرو لومړنی تعادل له منځه لاړشی او هغوی په حرکت راوړی د بهیر سرعت باید یوه ټاکلی حد ته ورسی . د خاورو د ذرو جلا کیدنه ، د هغوی پورته کیدنه – په ځوړند حالت بدلیدنه د ذراتو د ابعادو ، شکل او تراکم او همدارنګه د مجرأ په تل کې د ذرو متقابل موقیعت پوری اړه لری .

د بهير منځنى سرعت چې د مجرأ د تل او سواحلو د خاورو د لومړنى ذرى د جلاكيدو لامل ګرځى د مينځنى (يا د توړنې) سرعت (Scouring velocity) په نامه يادېږى . د منځنى سرعت څخه د بهير د سرعت د زياتيدو په صورت کې ترسبى مواد په ځوړند حالت بدليږى . د بهير هغه سرعت چې د هغې د شتون په صورت کې ترسبات په ځوړند حالت بدلوى د بحرانى سرعت (Critical velocity) په نامه يادېږى .

په بهير کې د ترسباتو د حرکت د ځانګړتياو په پام کې نيولو سره سيندى ترسبات په ځوړندو (معلقو) ، قعرى او رغړيدونکو ويشي . د سيندى ترسباتو دا ډول ويش شرطى دى ځکه چې نظر د ترسباتو د ذرو (دانو) غټوالى او بهير سرعت ته دا او يا هغه جامد ذرات کيداى شى په ځوړند حالت سره او يا د بهير په تل کې د حرکت (رغړيدو) په حال کې وى .

ددى سربيره ترسبات په ترانزيتى او مجرأ جوړونکو ويشى . د ترسباتو هغه ميده دانه ذرات چې د بهير په وسيله د سيندونو دهنو ته ليږدول کيږى د ترانزيتى ترسباتو په نامه يادېږى . د ترسباتو تر ټولو غټ ذرات نظر د بهير هايدروليکى ځانګړتياوته کله په ځوړند او کله په رغړيدونکى حالت بدليږى ، او کله بيا د بهير په اوږدو په ځانګړو برخو کې ددى دپاره تم کيږى چې د بهير د هايدروليکى ځانګړتياو د بدلون په صورت کې بيرته په حرکت راشى . پدى ډول سره په دايمى توګه د سيند د مجرأ بدليدنه (له سره جوړيدنه) تر سره کيږى . دا ښکاره ده چې د ځوړندو ترسباتو زياتره (اعظمى) برخه د ترانزيتى ترسباتو څخه عبارت دى او د رغړيدونکو ترسباتو زياتره برخه د مجرأ جوړونکو ترسباتو څخه شميرل کيږى .

څرنګه چې وړاندې يادونه وشوه په بهير کې د ترسباتو د حرکت د ځانګړتياو په پام کې نيولو سره سيندى ترسبات په ځوړندو (معلقو) ، قعرى او رغړيدونکو ويشي .

۹- ۳- ۱. ځوړند (معلق) ترسبات

ځوړند (معلق) ترسبات (Suspending sedimentation) - د جامدو یا سختو موادو د هغه کوچنیو ذراتو څخه عبارت دی چې په بهیر کې په ځوړند (معلق) شکل د حرکت په حال کې وی . ځوړند ترسبات په (W_{susp}) سره ښودل کیږی . په سیندی بهیر کې په ځوړند حالت کې د خاورو د سختو ذرو شتون د اوبو د بهیر د توربولینتی حرکت د شتون ښکارندوی دی . توربولینتی حرکت نه یوازی د بهیر په اوږدو بلکې نظر عمود ته د بهیر سره د سختو ذرو د ګډیدو (مخلوط) کیدو لامل ګرځی . د سختو ذرو د حرکت څرنګوالی او په مختلفو اندازو سره د هغوی شتون د هایدرولیکی جسامت د مفهوم په وسیله توضیح کیږی . د سیند په اوبو کې د ځوړندو ترسبی موادو شتون هغه ته د خړوالی (خت الودګی) حالت وربخښی . د ځوړندو ترسبی موادو په وسیله د سیندی بهیر د مشبوعیت درجه د خړوالی (خت الودګی) ضریب (ρ)په وسیله ارزول کیږی .

د خړوالی ضریب د جامدو ذرو د هغه مقدار څخه عبارت دی چې د سیندی بهیر په واحد حجم کې شتون ولری چې معمولاً ګرام په یوه مترمکعب (gr/m^3) اندازه کیږی . د بهیر د خړوالی ضریب (ρ) د (۹- ۱) فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی

$$\rho = \frac{G.10^6}{W}; gr/m^3 \qquad (۹- ۱)$$

په پورتنی فورمول کې :

G- د ترسبی موادو وزن دی چې د نمونی څخه په لاس راغلی په ګرام (gr) ؛

W- د اخیستل شوی نمونی د اوبو حجم په (cm^3).

د اوبو د توربولینتی ګډیدنی له اغیزی ځوړند ترسبات د هغوی سره یو ځای حرکت کوی .

په یوه وخت کې د بهیر د طولی سرعت (V) سره عمودی مرکبی (U_0) هم شتون لری ، چې د(۹- ۲) فورمول څخه په کار اخیستلو سره کولای هغه شوو محاسبه کړو

(۹- ۲) $$U_0 = \frac{0.25V}{H^{0.2}}$$

پدی ځای کې :

H- د بهیر ژوروالی دی .

د سرعت ښودل شوې مرکبه جامد ذرات مخ پورته پورته کوی چې د هغې اعظمی قیمت په تل (قاعده) او اصغری یی د اوبو په پورتنی سطح کې دی .

د ترسباتو د حرکت د مطالعې دپاره د منځلو سرعت سربیره د سختو ذراتو د هایدرولیکی جسامت د مفهوم څخه هم کار اخلی . څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د ترسباتو ویش په ځوړندو ، قعری او رغړیدونکو شرطی دی . که چیرې د بهیر د سرعت عمودی مرکبه (U_0) دسختو ذرو د هایدرولیکی جسامت (w)څخه ستره یعنی ($U_0 > w$) وی ، پدی حالت کې قعری ترسبات په ځوړند ترسباتو بدلیږی او یا ددی په خلاف .

۹- ۳- ۲. قعری ترسبات

قعری ترسبات (bottom sediments) - د هغه سختو ذراتو څخه عبارت دی چې د سیندی مجرأ په تل کې ځای لری او نظر ځوړندو ترسباتو ته د سترو ابعادو لرونکی وی . یا په بل عبارت هغه نسبتاً لوی سخت ذرات دی چې د سیندی مجرأ تل ته په نیږدی قشرو کې د بهیر سره د حرکت په حال کې وی . قعری ترسبات په (W_{bed}) سره ښودل کیږی . د هموارو سیمو د سیندونو په

شرایطو کې د قعری ترسباتو مقدار د ځوړندو ترسباتو د اندازې لس سلنه قبلوی یعنی $W_{bed} = 0.1W_{susp}$.

۹- ۳ – ۳. رغړیدونکی ترسبات

د اوبو د بهیر له امله د مجرأ د تل څخه نسبتاً ستر ذرات جلا او په حرکت شروع کوی . د ترسباتو نسبتاً ستر ذرات کوم چې د بهیر تل ته نیږدی قشر کې رغړی د رغړیدونکی ترسباتو (Drawn by sediments) په نامه یادیږی . جامد ذرات کوم چې د مجرأ په تل کې قرار لری د هایدرو ډینامیکی یا د هرډول فشار د قوی (F_L)تر تأثیر لاندی واقع کیږی . ښودل شوی قوه تل ته نیږدی بهیر د سرعت سره متناسبه ده چې د (۹- ۳) رابطې په وسیله افاده کیږی

$$F_L = a\frac{\gamma}{g}V_{s.b}\Omega \qquad (۹- ۳)$$

په پورتنی رابطه کې :

a- د تناسب ضریب ؛

$V_{s.b}$- تل ته نیږدی لومړنی سرعت ؛

Ω- د ذراتو د عرضی مقطع مساحت ، چې د بهیر په جهت عمود وی ؛

g- د ځمکې د ثقل قوه ؛

γ- د اوبو مخصوص وزن .

د ذراتو حرکت د اصطکاک د قوې (F_T) په مخالف جهت عمل کوی . هغه د ثقل د قوې (F_g)سره متناسب ده

$$F_T = fF_g = fW(\gamma_s - \gamma) \qquad (۹- ۴)$$

پدی فورمول کې :

f - د اصطکاک ضریب ؛

W- د ذراتو حجم ؛

$\gamma_s;\gamma$- په ترتیب سره د ذرې او د اوبو مخصوص وزن ؛

د حرکت د پیل لحظه د $F_L = F_T$ مساوات سره مطابقت لری .

پدی ترتیب سره ، د ذرو ابعاد او د بهیر قعری سرعت د مجرأ تل ته د ذرو د لیوال تیا لامل گرځی . دا قانونمندی د ایری **(Ery)** فورمول په وسیله افاده کیږی چې لاندی شکل لری [۲۶]

(۹- ۵) $$G = AV^6$$

پدی فورمول کې :

G- د بهیر په وسیله رغړیدونکو ذرو وزن ؛

V - د بهیر تل ته نیږدی (قعری) سرعت ؛

A - اصلاحی ضریب دی ، چې عددی قیمت یې د بهیر د ډول او سیمې پوری اړه لری چې سیند ورڅخه تیریږی .

د ایری فورمول (۹ – ۵) ددی ښکارندوی دی که چېری د بهیر سرعت دری چنده زیات شی ، پدی صورت کې د هغو ذرو وزن چې ددی سرعت شتون په صورت کې حرکت کوی نیږدی (۷۲۹) ځلی زیاتیږی . له همدی امله د هموارو سیمو په سیندونو کې رغړیدونکی ترسبات په زیاته پیمانه ریگی ذرات دی چې مختلف ابعاد لری ، اود غرنیو سیمو سیندونه زیاتره جغل ، غرگی او ستری ډبری لیږدوی .

د عملی موخو دپاره ددی اړتیا وی چې د بهیرهغه منځی ابتدایی سرعت معلوم شی چې د هغې د شتون په صورت کې د قعری ترسباتو توږنه پیل کیږی . پدی صورت کې په منځنی سرعت د قعری سرعت د بدلیدنی په موخه د بهیر ژوروالی پام کې نیول اړین دی . د بهیر د ژوروالی د زیاتوالی سره ، منځنی

سرعت هم زیاتیږی د کوم په صورت کې د ترسباتو خوځیدنه پیل کیږی . د ښودل شوی سرعت د محاسبی دپاره یو لړ فورمولونه استخراج شوی دی . د بیلګې په توګه د ګ .ی. شاموف فورمول چې لاندی شکل لری [۲۶]

$$V_s = 4.4 d^{1/3} H^{1/6};$$ (۹- ۶)

په پورتنی فورمول کې :

d - د قعری ترسباتو د ذرو قطر په (m) ؛

H - د بهیر منځنی سرعت په (m) .

د مجرأ تل ته د بهیر په نیږدی قشرونو کې د جامدو ذرو حرکت د ښویدو یا رغړیدو او د قطع کونکو (د ټوپ وهونکو) په شکل دی . د حرکت دا ډول مشخصه په اساسی توګه د پورته کیدونکو بریښنکو او د بهیر په وسیله د جامدو ذرو په نامتناظر ډول قطع کیدنی د اغیزو له امله رامنځ ته کیږی . د مجرأ د تل څخه بیلدونکې ذری د یوه وخت دپاره په بهیر کې په ځوړند شکل پاتیږی او بیا سر له نوی څخه د تل د پاسه تل کیږی . له همدی امله د ترسباتو شرطی ویش په ځوړندو او رغړیدونکو ترسره کیږی . د رغړیدونکو ترسباتو غټوالی د کال په فصلونو کې بدلون کوی ، د ډیرو اوبو په پړاو کې زیاتیږی او د لږو اوبو په پړاو کې کمیږی . د بهیر د لوړو سرعتونو په صورت کې رغړیدونکی ترسبات د سترو کتلو سره حرکت کوی . د بهیر په لوری مخ کښته د سرعت د کمیدو سره د سیند په اوږدو د رغړیدونکو ترسباتو ابعاد کوچنی کیږی .

د هموارو سیمو په سیندونو کې د رغړیدونکو ترسباتو مقدار لږ دی . هغوی اساساً ځوړند ترسبات لیږدوی . د غرنیو سیمو په سیندونو کې د رغړیدونکو

ترسباتو وندہ زیاته ده او د لوړو سرعتو په صورت کې د سیندونو د سخت بهیر اساسی برخه جوړوی .

۹- ۴. د سخت بهیر محاسبه

د ترسباتو هغه مقدار چې په واحد وخت کې د بهیر د ژوندی مقطع څخه تیرېږی د سخت بهیر د مقدار په نامه یادېږی . یا په بل عبارت د ترسباتو هغه مقدار چې په واحد وخت کې سیند یی د خپلې عرضی مقطع له لاری لیږدوی د سخت بهیر د مقدار په نامه یادوی . معمولاً د ځوړند ترسباتو مقدار په (R) او د قعری (یا د رغړیدونکو) ترسباتو مقدار په (q) سره ښودل کیږی . د سخت بهیر مقدار د (۹- ۷) فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی .

$$R = \frac{\rho Q}{10^3}; kg/\sec \qquad (۹ – ۷)$$

په پورتنی رابطه کې :

Q- د بهیر مقدار په $m^3/\sec$ ؛

ρ- د بهیر خړوالی (ګل الودګی) دی چې د (۹- ۱) فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی په $\left(gr/m^3\right)$ ؛

10^3- د واحداتو د تبدیلی ضریب دی چې ګرام په کیلو ګرام بدلوی .

د ترسباتو هغه مقدار چې د وخت په یو انتروال (کال ، میاشت ، ورځ) کې د سیند د ژوندی مقطعی څخه تیرېږی د سخت بهیر حجم په نامه یاد او معمولاً په ټن(ton) یا کیلوګرام (kg) سره اندازه کیږی . د سخت بهیر حجم د (۹- ۸) فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی

$$W_{sed} = RT; ton \qquad (۹- ۸)$$

په پورتنی فورمول کې :

T- د وخت انتروال په $(\sec)$.

د سخت بهیر هغه حجم چې په واحد وخت کې د سیند د ابریز د ساحې د واحد مساحت (km^2) څخه تیریږی د سخت بهیرمودول په نامه یاد او په (M_{sed}) سره ښودل کیږی . د سخت بهیر مودول مقدار د (۹- ۹) فورمول څخه په کاراخیستلو چې د لاندی شکل لرونکی دی محاسبه کوی .

$$M_{sed} = \frac{31.56*10^3 R}{A}; ton/km^2.year$$ (۹- ۹)

په پورتنی فورمول کې :

A - د ابریز د ساحې مساحت په (km^2) ؛

R - د معلقو ترسباتو (سخت بهیر) کلنی منځنی مقدار ؛

31.56 - د واحداتو د تبدیلی ضریب دی .

د ترسباتو تر ټولو مهمه ځانګړتیا چې په محاسبو کې کارول کیږی د هغوی ګرانولومتریکی ترکیب دی یعنی د ترسباتو ویش نظر د هغوی فرکشنونو ته : د ګردی ډبری او غرګی څخه نیولی بیا د خټې او چګړو ذرو پوری . د ترسباتو منځنی غټوالی د ذرو د منځنی قطر (d_{av})په وسیله چې د (۹- ۱۰) فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کیږی مشخص کیږی

$$d_{av} = \frac{\sum d_i P_i}{100};$$ (۹- ۱۰)

په پورتنی فورمول کې :

d_{av}- د نوموړی فرکشن منځنی قطر ؛

P_i- نظر وزن ته د نوموړی فرکشن د ترکیب فیصدی .

نظر د ځانګړو آبی کلونو ته د ترسباتو د حجم د معلوموملو لپاره د تأمینی منحنی د عادی طریقو څخه کار اخلی پدی صورت کې د تغییراتو او تحولاتو ضریب د (۹- ۱۱) فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$C_{v.s} = KC_{v.w} \qquad (۹-۱۱)$$

په پورتنی فورمول کې :

K - ثابت ضریب دی چې د هموارو د سیندونو لپاره $(K = 1{,}6)$ او د غرنیو سیندونو لپاره تر $(K = 3{,}4)$ قبلیږی .

$C_{v.w}$ - د سیندی بهیر د آوبو د تغییراتو او تحولاتو ضریب دی . د بهیر د نامتناظروالی ضریب د تغییراتو او تحولاتو د ضریب دوه چنده قبلیږی یعنی $C_{s.s} = 2C_{v.w}$.

د قعری ترسباتو د مقدار د محاسبی دپاره په کافی آندازه زیات شمیر تجربوی فورمولونه شتون لری چې تر ټولو څخه آزمایل شوی یی د و. ن . ګنچاروف او د ی.ی. لیوی د فورمولونو څخه عبارت دی .

د پروفیسور و.ن. ګنچارف فورمول لاندی (۹- ۱۲) شکل لری

$$q_t = \frac{1+\varphi}{500} V_0 d \left(\frac{V^3}{V_0^3} - 1 \right) \left(\frac{V}{V_0} - 1 \right); kg/(\sec . m) \qquad (۹-۱۲)$$

پدی ځای کې : $\varphi = 1.25 \frac{V_0'}{\omega},$

په پورتنی فرمول کې :

V_0'- د مجرأ په تل کې ځائی طولی سرعت په $(m/\sec)$ ؛

ω - د بریبنکې سرعت په $(m/\sec)$ ؛

$\varphi = 1$ - دد هغو ذرو دپاره چې قطر یی $d \geq 1.5mm$.

د پروفیسور ی.ی.لیوی لاندی (۹- ۱۳) فورمول د قعری ترسباتو د مقدار د محاسبی دپاره وړاندی کړی دی

(۹- ۱۳)

$$q_t = C\gamma d\left(\frac{V}{V_0}\right)^3 (V - V_0); kg/(\sec.m)$$

په پورتنی فورمول کې :

d**- د ترسباتو په مخلوط کې د ذرو منځنی قطر په** (m) ؛

V**- د بهیر منځنی سرعت په** $(m/\sec)$ ؛

C**- تجربوی ضریب دی چې عددی قیمت یې د نسبی زیږوالی او د ذرو د طبقه یی حرکت پوری اړه لری ؛**

V_0**- بحرانی سرعت ــ د ترسباتو د حرکت په پیل کې سرعت په** $(m/\sec)$ **.**

د ښودل شوی سرعت د محاسبې دپاره پروفیسور ی.ی.لیوی لاندی فورمول (۹- ۱۴) وړاندی کړ

د $\frac{h}{d} \geq 60$ **په صورت کې**

(۹- ۱۴)

$$V_0 = 1.4\sqrt{gd}\,\ln\frac{h}{7d}\left(\frac{d_{max}}{d}\right)^{1/7}$$

د $10 < \frac{h}{d} < 60$ **په صورت کې**

(۹- ۱۵)

$$V_0 = 1.4\sqrt{gd}\left[1 - \ln\sqrt{\frac{h}{7d}}\left(\frac{d_{max}}{d}\right)^{1/7}\right]$$

د $\frac{d}{h} > \frac{1}{1000}$ په صورت کې او د هغو ذرو دپاره چې غټوالی یې د $(5mm)$ څخه ستر وی پروفیسور ی.ی.لیوی (۹- ۱۲) فورمول په لاندې شکل سره وړاندی کړ

$$q_t = 0.002\left(\frac{V}{\sqrt{gd}}\right)^3 d(V - V_0)\left(\frac{d}{h}\right)^{0.25};kg/(\sec .m)$$ **(۹- ۱۶)**

د تولې مجرأ دپاره د ترسباتو مقدار د لاندی معادلې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$G = KBq_t$$ **(۹- ۱۷)**

په پورتنی فورمول کې :

q_t - د سخت بهیر مخصوصه مقدار دی چې د (۹- ۱۲) فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کیږی ؛

B - د بهیر په آزاده سطحه کې د مجرأ عرض چې معولاً د سیند په مستقیمو برخو کې د ژوندی مقطع له مخې ټاکل کیږی په (m) ؛

K - د ترسباتو د طبقو د حرکت ضریب دی ، چې د ساحوی څیړنو په اساس د $(K = 0.8)$ مساوی قبلوی .

لدی ځایه څخه د قعری ترسباتو کلنی مقدار د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$\sum G = 86.4\frac{G_t t}{\sum P_p};ton$$ **(۹- ۱۸)**

په پورتنی فورمول کې :

G_t - د ترسباتو (سخت بهیر) ثانیه وار مقدار د هغو د حرکت په شدیده مرحله کې ؛

$\sum P_p$- د ترسباتو په کلنی مقدار کې د هغو قعری ترسباتو برخه چې د حرکت په شدیده مرحله کې شتون لری ؛

t- د قعری ترسباتو د حرکت شدیدی مرحلی مداومت په (day).

۹- ۱. جدول . نظر د بهیر ژوروالی ته د مینځلو د مجازی سرعتو نورمونه

غیرمرتبط خاورې	$d;mm$	د بهیر د منځنی ژوروالی (m) په صورت منځنی متوسط سرعت په $(m/\sec)$		
		1	2	≥ 3
گرد	0.005-0.05	015-0.21	0.17-0.24	0.19-0.26
میده دانه ریگ	0.05-0.25	0.21-0.32	0.24-0.37	0.26-0.40
منځنی ریگ	0.25-1.0	0.32-057	0.37-0.65	0.40-0.70
غټ دانه ریگ	1.0-2.5	0.57-0.65	0.65-0.75	0.70-0.80
کوچنی سنگچل	2.5-5.0	0.65-0.80	0.75-0.90	0.80-0.95
منځنې سنگچل	5-10	0.80-1.0	0.90-1.1	0.95-1.2
ستر سنگچل	10-15	1.0-1.2	1.1-1.3	1.2-1.4
کوچنی جغل	15-25	1.2-1.4	1.3-1.6	1.4-1.8
منځنی جغل	25-40	1.4-1.8	1.6-2.1	1.8-2.2
ستر جغل	40-75	1.8-2.4	2.1-2.8	2.2-3.0
کوچنی دانه ډبره	75-100	2.4-2.8	2.8-3.2	3.0-3.4
منځنې دانه ډبره	100-150	2.8-3.4	3.2-3.9	3.4-4.2
ستره دانه ډبره	150-200	3.4-3.9	3.9-4.5	4.2-4.9

سربیره پربښودل شوو فورمولونو د قعری ترسباتو د محاسبې دپاره د لاندی فورمول څخه هم کار اخلی .

$$q_T = HP(V - V_{ero}) \qquad (۹- ۱۹)$$

په پورتنی فورمول کې :

q_T - په واحد مساحت کې د قعری ترسباتو مقدار

H - د بهیر ژوروالی (عمق) چې په هغی کې ترسبات حرکت کوی

P - په واحد مساحت کې د ترسباتو مقدار

V_{ero}- د ترسبی موادو تخریبی سرعت

V- د بهير منځنی سرعت .
په (۹- ۱. جدول) کې نظر د بهير ژوروالی ته ځانګړو خاوروته د مينځلو مجازی منځنی سرعت قيمتونه ښودل شوی دی .

۹- ۵ . هايدروليکی جسامت

په ولاړو اوبو کې جامده ذره چې نسبت اوبو ته ستر مخصوص وزن لری په کښته کيدو (تل کيدو) پيل کوی . په پيل کې د هغې د لويدنی سرعت لوړيږی (زياتيږی) ، بيا ثابت قيمت ته رسی يعنې د هغې حرکت منظم حالت غوره کوی . پدی حالت کې په جامدی ذری عمل کونکی قوی د ثقل او هايدروډيناميکی مقاومت قوی سره مساوی کيږی . په ولاړو (ساکنو) اوبو کې د جامدو ذرو د منظمی لويدنی سرعت د هايدروليکی جسامت په نامه ياد او په (w) سره ښودل کيږی . د جامدو ذرو هايدروليکی جسامت په $(mm/\sec)$ سره اندازه کيږی .

د جامدو ذراتو هايدروليکی جسامت د هغوی د هندسی ابعادو ، او همدارنګه د شکل ، مخصوص وزن ، د اوبو د لزوجيت او د هغې کثافت پورې اړه لری . په زياترو مسلکې آثارو کې يو لړ زيات فورمولونه شتون لری چې د هغوی څخه په کار اخيستلو سره کيدای شی د جامدو ذراتو هايدروليکی جسامت د ښودل شوو فکتورو په پام کې نيولو سره محاسبه شی . ا. و. کاروشيف د خپلو څيړنو په اساس لاند فورمول وړاندی کړی دی :

د هغو ذرو دپاره چې قطر يی $d \le 0.15mm$

$$w_1 = K_l \frac{(\gamma_s - \gamma)d^2}{\gamma\mu}; \qquad (۹- ۲۰)$$

د هغو ذرو دپاره چې قطر يی $d \ge 0.15mm$

$$w_2 = K_T \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} d};$$ (۹- ۲۱)

په پورتنی فورمول کې :

$\gamma_s;\gamma$- په ترتیب سره د جامدو ذرو او اوبو مخصوص وزن ؛

$K_L;K_T$- اصلاحي ضریبونه دی چې د ترسباتو د شکل پوری اړه لری .

څرنګه چې ترسبات د مختلف قطر لرونکو ذراتو څخه تشکیل شویدی یعنی مختلف ذرات ، نو له همدی امله د ځانګړو هایدرولیکی جسامت لرونکی دی . هایدرولیکی جسامت معمولاً د لابراتوار په شرایطو کې د ترسباتو د ابعادو په پام کې نیولو سره معلومیږی . د هایدرولیکی جسامت د محاسبې دپاره ترسبات د ترسبی ذرو د ابعادو په پام کې نیولو سره حسابی منځنی قیمتونه محاسبه کیږی . په لاندی (۹- ۲. جدول) کې د ترسبی ذرو د ابعادو په پام کې نیولو سره د هایدرولیکی جسامت قیمتونه ښودل شویدی .

۹- ۲. جدول . د ترسبی ذرو د منځنی هایدرولیکی جسامت قیمتونه

$d;mm$	د هایدرولیک جسامت حدی قیمتونه		$w = \frac{w_1 + 3w_2}{4}$		$\bar{w};mm/\sec$
	$w_1;mm/\sec$	$w_2;mm/\sec$			
0.5-0.25	272	27	88.25	-	-
0.25-0.10	27	6.92	11.94	-	-
0.10-0.25	6.92	1.73	3.04	-	-
<0.05	0.277	0.277	0.277	-	-

معمولاً ترسبات د تعليقی منځنی هایدرولیکی جسامت له لاری ځانګړی کیږی . د هایدرولیکی جسامت حسابی اوسط چې قیمتونه یی په (۹- ۲. جدول) کې ښودل شویدی د لاندی (۹ – ۲۲. فورمول) په مرسته محاسبه کوی

$$w = \frac{w_1 + 3w_2}{4}; mm/\sec$$ (۹- ۲۲)

په پورتنی فورمول کې :

w_1- د هغو ذرو هایدرولیکي جسامت دی چې ستر قطر لری په $(mm/\sec)$ ؛

w_2 - د هغو ذرو هایدرولیکي جسامت دی چې کوچنی قطر لری د بیلګې په توګه د $d = 0.25mm$ د پاره $w_2 = 27$ او د سترقطر دپاره یعنې $d = 0.5mm$ دپاره $w_1 = 272$ په $(mm/\sec)$.

تعلیقی منځنی هایدرولیکی جسامت د (۹- ۲۳. فورمول) څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$\bar{w} = \frac{\sum wP_i}{100}; mm/\sec \qquad (۹- ۲۳)$$

په پورتنی فورمول کې :

P_i - د ترسبی ذرو وزنی فیصدی نظر د ذری آبعادو ته .

د ترسباتو د هایدرولیکی جسامت قیمتونه د مجرأ د تغییرشکل (تخریب ،) مطالعې ، د ذخیره وی بند د ډکیدو د محاسبې په صورت کې ډیر اړین او لازمی دی . په محاسبو کې معمولاً د هایدرولیکی جسامت د هغو قیمتو څخه کار اخلی ، کوم چې د ذراتو د قطر په پام کې نیولو سره په اړوندو علمی آثارو کې شتون لری . یاد شوی قیمتونه د تجربو د پایلو په اساس د جدولونو په شکل ترتیب شوی دی چې بیلګی (۹- ۲. جدول ښودلی شو).

د نه تل کیدنی (د تل کیدنی مجازی) سرعت د محاسبې دپاره س.الف. ګریشکان د خپلو څیړنو د پایلو په اساس لاندی فورمول وړاندی کړی دی :

$$V = AQ^{0.2} \qquad (۹- ۲۴)$$

په پورتنی فورمول کې :

A - عددی ضریب دی چې قیمت یی د تعلیقی منځنی هایدرولیکی جسامت $(\bar{w})$ پوری اړه لری

د $\bar{w} = 1.5 mm/\sec$ په صورت کې ، $A = 0.33$ ؛

د $\overline{w} = (1.5-3.5)mm/\sec$ په صورت کې ، $A = 0.44$ ؛

د $\overline{w} = 3.5mm/\sec$ په صورت کې ، $A = 0.5$.

۹- ۶. د سیندی ترسباتو منځ ته راتګ

په روانو اوبو کې کې د بهیر د توربولینتی ځانګړتیا له امله جامد ذرات کیدای شی په ځوړند (تعلیقی) حالت کې وی ، که چیرې د سرعت عمودی مرکبه نسبت هایدرولیکی جسامت ته ستره وی . د پورتنی حالت په خلاف کې د ترسباتو ذرات په مجرأ کې تل کیږی ، او د ترسباتو اکومولیشن (غونډیدل) پیل کیږی او یا د د مجرأ د تل د پاسه راکښل کیږی . د سرعت عمودی مرکبه د بهیر د توربولینت پراختیا (شدت) سره زیاتیږی ، په پایله کې د بهیر د سرعت د زیاتیدو سره . پدی ترتیب سره په هراندازه چې سرعت زیات وی په همغه اندازه د ترسباتو سترې ذرې په ځوړند حالت کې ځای لری . څرنګه چې د بهیر په لوری مخ کښته د بهیر سرعت کمیږی ، د ذراتو ابعاد چې ځوړند حالت یی درلود کوچنی کیږی او د ترسباتو تولیدنی پروسه شدیده کیږی . پدی ترتیب سره ، سیندی بهیر د لیږدونی ټاکلی قابلیت لری یعنی د ټاکلو هایدرولیکی شرایطو (میل ، سرعت ،ژوروالی) په صورت کې د ترسباتو د ټاکلی مقدار د لیږد قابلیت لری .

د اوبو د لیږدونی (ترانسپورتی) قابلیت - د اوبو په واحد حجم کې د معلقو ترسباتو (موادو) اعظمی مقدارڅخه عبارت دی چې بهیر یی د تل کیدنی پرته لیږدوی . په کیلو ګرام فی مترمکعب (kg/m^3) سره اندازه او د **Zmarin** د فورمول په وسیله محاسبه کیږي .

د $0,0004 < w < 0,002 m/\sec$ په صورت کې د بهیر د لیږدونی قابلیت د محاسبی لپاره لاندی فورمول پیشنهاد کړیدی .

$$\rho_T = 11V\sqrt{\frac{V}{\overline{w}}}\sqrt{RI} \qquad (۹- ۲۵)$$

د $0{,}002 < w < 0{,}008\, m/\sec$ په صورت کې د بهیر د لېږدونی قابلیت د محاسبی لپاره لاندی فورمول پیشنهاد کړیدی .

$$\rho_T = 0.022\left(\frac{V}{\overline{w}}\right)^{3/2}\sqrt{RI} \qquad (۹- ۲۶)$$

په پورتنیو فورمولو کې :

V - د بهیر منځنی سرعت $(m/\sec)$

$\overline{w}$ - تعلیقی منځنی هایدرولیکی جسامت $(m/\sec)$

R - هایدرولیکی شعاع (m)

I - د بهیر د آزادی سطحې میل .

د $\rho > \frac{q_s}{10^3}$ په صورت کې ترسبات د مجرأ په تل کی تل کیږی .

د $\rho < \frac{q_s}{10^3}$ په صورت کې ترسبات د بهیر په وسیله د مجرأ کښته لوری ته انتقالیږی .

۹- ۷. د سیلاب بهیر (جریان)

د سیلاب بهیر - د بهیر یو ځانګړی دوه فازه (دوه مرحله ای) شکل څخه عبارت دی چې د اوبو او زیات مقدار د جامدو موادو څخه د بیلګی په توګه (ختې ، ریګ ، ډبری او د صخرو ټوټو) تشکیل شویدی .

د سیلاب د منځ ته راتګ اساسی علت د اوبو زیات مقدار په غرنی حوزه کې دی چې د صخرو او د سیند د مجرأ و د تخریب قابلیت لری . البته هغه مجرأوی چې تل یې د نرمو موادو څخه تشکیل شوی وی . د سیلاب بهیر د اوبو بهیر په دایمی او موقتی مجرأو کې تشکیلیږی ، او زیات مقدار یی د اوبو د بهیر په وسیله کښتنیو برخو او جهیلو ته لیږدول کیږی . د سیلاب بهیر د زیاتو شدیدو بارانو ، د واورو ویلی کیدو او د کنګلو (یخو) د کتلو د دایمی او شدیدو ویلی کیدو له امله رامنځ ته کیږي .

د غرنیو سیمو سیندونه له یوی خوا د زیات میل لرونکی دی او له بلی خوا په هغو کې د اوبو د جریان سرعتونه زیات دی چې په نتیجه کې ترسبی مواد زیات لیږدوی او د مجرأ د تل او سواحلو د تخریب سبب ګرځی .

د سیند په پورتنیو برخو کې د پارچه ای موادو د تجمع او د شدیدو بارانو له اثره منځ ته راځی .

څرنګه چې پدی صورت کې د بهیر سرعت زیات دی نو له همدی امله د سیلاب بهیر ټول مواد له ځان سره لیږدوی او نیږی زیادتره برخه یی (۳۰٪) د ډبرو د ټوټو څخه عبارت .

سیلاب د خپل تګ لاری په اوږدو د زیات تخریب سبب ګرځی ، ددی تخریباتو د مخنیوی لپاره د لاندی طریقو څخه کار اخلو :

۱- د غرونو په لمنو کې د ونو کینول .

۲- د جر ډوله ساختمانونو جوړولو په وسیله د میل کمول .

سربیره پردی د اوسیدنی سیمو د ساتنی لپاره فوق العاده تدابیر سیلبرونه یا د سیلابی اوبو جمع کونکو کانالو څخه کار اخیستل کیږی .

سیلابونه نظر د ترکیب مشخصاتو ته په لاندی ډولونو ویشی :

۱- د ارتباطی سیلابو بهیر ؛

۲- د غیر ارتباطی سیلابو بهیر .

نظر ګرانولومتریکی ترکیب ته سیلابونه په لاندی ډولونو ویشل کیږی :

۱- آبی – سنګی (غیر مرتبط) ؛

۲-آبی – ریګی (غیر مرتبط) .

د سیلابی بهیر کثافت $(1.2-1.5)ton/m^3$ د غیرارتباطی سیلابی بهیر کثافت ، $(1.4-1.9)ton/m^3$ د ارتباطی سیلابو دی . د سیلاب د بهیر سرعت تر $(12m/\sec)$ په حدودو کیدای شی ، لاکن زیاتره د $(2-8)m/\ \sec$ په حدودو کې دی [۲۹].

د سیلاب د ضد ساختمانونو د طرح ریزی په وخت کې د منتقله موادو د حجم ټاکل ، سرعت ، د سیلاب انتقال او د هغی آعظمی مقدار تر مطالعی لاندی نیول کیږی .

د سیلاب په یو ځل (آب خیزی) کې د ترسبی منتقله موادو حجم محاسبې دپاره د لاندی فورمول څخه کار اخلی

$$W_S = 1000 h_N A \quad (۹- ۲۷)$$

په پورتنی فورمول کې :

W_s - د ترسبی موادو حجم m^3 ؛

h_N- په یو ځل کې د ترسبی موادو قشر دی . د هغه حوزو دپاره چې کمه او منځنی ارتفاع لری $h_N = (5-15)m$ او د لوړو حوزو دپاره تر $h_{N\approx}(35m)$ قبلیږی .

A- د آبریز مساحت km^2 .

د سیلاب د بهیر مقدار دلاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی [۲۹]

$$Q_F = V_F A_F \quad (۹- ۲۸)$$

په پورتنی فورمول کې :

A_F - د سیلاب د ژوندی مقطع مساحت په m^2 ؛

V_F - د سیلاب د بهیر منځنی سرعت $m/\sec$

د سیلاب د بهیر منځنی سرعت د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی [۲۹]

$$V_F = 3.14\sqrt{\frac{h_{av}}{\alpha_F}}$$ (۹- ۲۹)

په پورتنی فورمول کې :

α_F - د کاریلوس ضریب دی چې نظر د شیزی ضریب ته په لاندی حدودو کې قبلیږی :

$C; m^{0,5}/\sec$	5	10	15	20
α_F	1,90	1,63	1,51	1,43

که چیری د ختی نازک ذرات $(d \le 0.002mm)$ سخت فاز کې (٪۱۰-۷) وی .پدی صورت کې د سیلاب جریان کیدای شی چې لمیناری (Laminar) وی هغه وخت کې د سیلاب د منځنی سرعت V_F د محاسبی لپاره د لاندی فورمول څخه کار اخیستل کیږي

$$V_F = h_{av}I$$ (۹- ۳۰)

په فورمول کې :

h_{av} - منځنی ژوروالی .

د سیلابی بهیر منځنی سرعت د و.و.ګلوب څوف د فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی :

- د هغه بهیرو دپاره چې د مجرأ پوښښ جداکوی او په کافی مقدار ځوړند او رغړیدونکی ترسبات لیږدوی

$$V_F = 4.5 h_{av}^{0.67} I^{0.17};$$ (۹- ۳۱)

د خښينو او چکړو او يا ختې ډبرينو بهيرو دپاره

$$V_F = 3.75 h_{av}^{0.5} I^{0.17}$$ (۹- ۳۲)

د قعرى ترسباتو سرعت پدى صورت کې د لاندى فورمول په وسيله محاسبه کيږي

$$V_S = 5.3\sqrt{d}\sqrt{1-0.01P}$$ (۹- ۳۳)

په پورتنى فورمول کې :

d - د ترسبى موادو د ذرو قطر ؛

P - په سيلابى بهير کې د سختو موادو د وزن سلنه .

۹- ۸ .د سيندى مجرأ تغيير شکل

د سيند د طولى پروفيل د مطالعى په وخت کې مو يادونه وکړه چې د سيند ميلان د منبع څخه تر دهنى پورى د بدلون په حال کې دى يعنى د زيات څخه کميږى . نوله همدى امله د سيند په پورتنى برخه کې ترسبى تل کيدنه سرته نه رسى بلکه د هغى پر خلاف د مجرأ د تل د تخريب سبب گرځى او د سيند مجرأ ژوره کيږي .

د سيند په اوږدو په منځنيو برخو کې د سيند د مجرأ د مينځلو او د ترسبى موادو د تل کيدنى پروسه يو شان ته ده له همدى امله په منځنيو برخو کې د سيند طولى پروفيل متوازن دى . بلاخره د سيند په وروستنيو برخو کې د

بهير سرعت كميږى او د ترسبى موادو تل كيدنه سرته رسى ، چې ددى كار په پايله كې د سيند تل د ترسوبى په وسيله ډكيږى .
د سيند د تل مينځل دوو خواو سرته رسى . چې د هغى په پام كې نيولو سره عمقى اوارخين(جانبى) تخريبات رامنځ ته كيږى .
د عمقى تخريباتو سرحد د سيند د مجرأ تر ټولو ښځه ژورى نقطې د پيل كيدنى په برخه كې او يا هغه منځنى نقطى چې دوه سيندونه سره يوځاى كيږى . د سيندونو جانبى (اړخين) تخريبات په هغه ځايو كې سرته رسى چې په هغو ځايو كې عمقى تخريبات ممكن نه وى ، چې زياتره د سيند په منځنيو او وروستنيو برخو كې ليدل كيږي . د اړخينو تخريباتو په نتيجه كې د سيند عرض (پسور) زياتيږى او سيندونه په ځانگو ويشل كيږي . چې پدى برخو كې ټيټ او لوړ ځايونه رامنځ ته كيږي .
په هغه ځايو كې چې بهير نظر د هغى د ترانسپورتى قابليت ته د ترسبى موادو ښځه په مكمل ډول مشبوع نه وى ، په هغه نقطو كې د مجرأ د تل ذرات د اوبو سره گډيږى او د مجرأ د تل د مينځلو پروسه پيل كيږي . ددى خلاف په هغه نقطو كې چې په اوبو كې ترسبى ذرى زيات دى ، يوه برخه يى په اوبو كې تل كيږى چې نوموړى عمليه د <u>اكوموليشن (Accumulation)</u> په نامه ياديږي .
بايد په پام كې ولرو چې دسيند د مجرأ بدلون رامنځ ته كيدنه د مجرأ په هايدروليكى مشخصاتو او ترانسپورتى قدرت مستقيم اغيزې لرى . پدى ترتيب سره د مجرأ مينځل د جريان د ژوندى مقطعى د زياتوالى سبب گرځي ، چې په پايله كې د نوموړى بهير مقدار په صورت كې د هغى سرعت كميږي . چې دغه كار د ترانسپورتى قابليت د كمښت سبب گرځى چې په پاى كې د مجرأ د تخريب مقدار كميږى .

له بلی خوا د ترسباتو د تل کیدنی په صورت کې معکوسه پروسه سرته رسی . پدی مفهوم چې د بهیر مقطع کوچنی کیږي . د بهیر سرعت زیاتیږی چې دی سره جوخت د بهیر ترانسپورتی قابلیت زیاتیږی .

په عین وخت کې د ترسباتو د طولی انتقال سره د هغوی عرضی انتقال هم سرته رسی . چې ددی کار اساسی علت د اوبو دورانی حرکت دی . د مجرأ په بدلیدنی د طولی او عرضی میل سربیره نور عوامل هم اغیزه لری چې عبارت دی له :

۱- د مجرأ (کانال) د تل د ذراتو غټوالی .

۲- د سیند په مجرأ کې د ترسبی موادو کشول د چقریو او شاخو څخه .

۳- د بهیر اقلیمی عوامل (خصوصاً سیلاب)

۴- د سیند په اوږدو د هایدرولیکی ودانیو شتون .

د مجرأ استواری د هغه د ضریب په وسیله ټاکل کیږي د لاندی فورمول په اساس محاسبه کیږي

$$F = \frac{d_{av}}{H}$$ **(۹- ۳۴)**

d_{av}- د قعری ترسباتو د ذرو منځنی قطر

H- په یوه کیلو متر کې د دریاب لویدنه .

هغه سیندونه چې د استواری ضریب یې د $(F = 15 - 20)$ په حدودو کې وي دقعری ترسباتو لیږدونه نه تر سره کیږی ؛

د $(F < 5)$ په صورت کې د قعریترسباتو د ذرو لیږدونه تل شتون لری .

که چیری د $(F \approx 1)$ قیمت یوه ته نیږدی وی په هغه صورت کې د سیند مجرأ د تل لپاره د بدلون په حال کې ده د بیلګې په توګه د آمو سیند .

نظر د مجرأ استواری ته سیندونه په دریو ګروپو ویشل کیږي :

۱- هغ سيندونه چې ثابته مجرأ لری او د مجرأ استواری يې هم ډير زياته ده . ددی ډول سيندونو د مجرأ خاوری د تخريب وړندی .

۲- هغه سيندونه چې د مجرأ استواری ئې لږه وی او ځنی وختونه خپلی مجرأوی بدلوی . پدی ډول سيندونو کې د موادو مينځل او د موادو تل کيدنه زياته نه وی .

۳- هغه سيندونه چې د تل لپاره خپله مجرأ (بستر) بدلوی او د مجرأ استواری کمه ده . پدی ډول سيندونو کې د پليُسو او پريکاتو تعداد زياد دی .

۹- ۹ . عملی سوالونه

۱. د لاندې معلوماتو په پام کې نيولو سره د سخت بهير مقدار محاسبه کړی :

- د سيند کلنی منځنی مقدار $Q = 130\,m^3/\sec$ ؛
- د بهير د خړوالی (ګل الوده ګی) ضريب $\rho = 0.4\,kg/m^3$.

حل . د سخت بهير مقدار د لاندی فورمول ځخه په کار اخيستلو سره محاسبه کوو

$$R = \rho Q = 0.4 * 130 = 52; kg/\sec$$

۲. د يوه سيند دپاسه په پام کې ده چې د کرهنه ايزی ساحې د اړتيا وړ اوبو د برابرلو دپاره د ذخيره وی بند جوړ شی . د شتو معلوماتو په پام کې نيولو سره د سخت بهير هغه حجم محاسبه کړی چې د يو کال په ترڅ کې ذخيره وی بند ته داخليږی .

- د سيند کلنی منځنی مقدار $Q = 155\,m^3/\sec$ ؛
- د بهير د خړوالی (ګل الوده ګی) ضريب $\rho = 500\,gr/m^3$ ؛
- وخت يو کال $T = 1; year$.

حل .محاسبه په لاندی ترتیب سره ترسره کوو :

۱- د سخت بهیر مقدار محاسبه کوو

$$R = \frac{\rho Q}{10^3} = \frac{500*155}{1000} = 77.5\,kg/\sec$$

۲- د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره د سخت بهیر حجم (ترسباتو) چې د یوه کال په اوږدو د ذخیره وی بند کاسې ته داخلیږی محاسبه کوو

$$W_s = RT = 77.5*31.56*10^6 = 2445*10^6; kg$$

۳. د لاندی ارقامو په پام کې نیولو سره په ذوذنقه ای کانال کې د بهیر د لیږدونی قابلیت محاسبه کړی :

- د بهیر مقدار $Q = 20\,m^3/\sec$ ؛

- د کانال د تل عرض $b = 4m$ ؛

- په کانال کې د بهیر ژوروالی $h = 2.5m$ ؛

- د ترسباتو تعلیقی منځنی هایدرولیکی جسامت $\overline{w} = 3{,}6\,mm/\sec$ ؛

- د کانل د تل او سواحلو د زیږوالی ضریب $n = 0.025$ ؛

- د جانبی میلان ضریب $m = 1.5$ ؛

- د بهیر د خړوالی ضریب $\rho = 450\,gr/m^3$ ؛

- د کانال طولی میل $I = 0.0005$ **.**

حل . محاسبه په لاندی ترتیب سره اجرأ کوو

۱- د پورتنی ارقامو په پام کې نیولو سره د د کانال د ژوندی مقطع مساحت محاسبه کوو

$$A = (b + mh)h = (4 + 1.5*2.5)*2.5 = 19.37m^2;$$

۲- د کانال د ژوندی مقطع لوند محیط محاسبه کوو

$$P_w = b + 2h\sqrt{1+m^2} = 4 + 2*2.5\sqrt{1+(1.5)^2} = 15.18m;$$

۳- د کانال د ژوندی مقطع هایدرولیکی شعاع محاسبه کوو

$$R = \frac{A}{P_W} = \frac{19.37}{15.18} = 1.27m$$

۴- د بهیر د سرعت د محاسبې دپاره د شیزی ضریب دماننګ د فورمول څخه په کار اخیستلو محاسبه کوو

$$C = \frac{1}{n}R^{1/6} = \frac{1}{0.025}(1.27)^{1/6} = 41.66\, m^{0.5}/\sec;$$

۵ ــ د محاسبه شوو ارقامو په پام کې نیولو سره د شیزی د فورمول مطابق په کانال کې د بهیر سرعت محاسبه کوو

$$V = C\sqrt{RI} = 41.66 * \sqrt{1.27 * 0.0005} = 1.05\, m/\sec;$$

۶- د بهیر د لېږدونی قابلیت محاسبه کوو

$$\rho_T = 0.022\left(\frac{V}{\overline{w}}\right)^{3/2}\sqrt{RI} = 0.022\left(\frac{1.05}{0.0036}\right)^{3/2}\sqrt{1.27 * 0.0005} = 2.76\, kg/m^3$$

۹- ۱۰. پایلی

د سیندونو د مطالعی په وخت کې نه یوازی د سیند د اوبو د حرکت رژیم پوهیدل ضروری دی ، بلکه د ترسباتو د حرکت رژیم باندی پوهیدل هم ضروری دی . د ځمکو د اوبو کولو ، د اوبو رسونی لپاره د سیند څخه د اوبو اخیستلو په صورت کې د سیند په اوبو کې د معلقو ترسباتو د شتون په هکله معلومات ضروری دی ، تر څو چې د اوبه نیونکی (Intake) او نورو هایدروتخنیکی ودانیو د هغوی د ډکیدو څخه د ترسباتو په وسیله مخ نیوی وشي . د ذخیره وی بندونو د جوړولو لپاره د سیندی ترسبی رژیم او د مجراو د بدلون په هکله

معلومات ډیر ضروری دی . ځکه چې د ذخیره وی بندونو د جوړولو په صورت کې د بهیر د حرکت سرعت کمیږی او په اوبو کې شته جامد ذرات تل کیږي .
ددی فصل په لوستلو سره لوستونکی د سیندی ترسباتو د رامنځ ته کیدو ، د هغوی ویش په هکله معلومات حاصلوی ، چې د هغوی پر بنیاد کولای شی د هایدرولیکی ودانی د شکل او ترکیب په هکله تصمیم ونیول شی . د بیلګی په توګه د اوبو لګولو کانالونو د طرحه ریزی په صورت کې د کانال د ژوندی مقطع د ابعادو د ټاکلو سربیره باید د هغې د لیږدونی د قابلیت په هکله باید معلومات ولرو . که چیری د کانال د لیږدونی قابلیت د بهیر د خړتیا (ګل الودو ګی) د ضریب څخه زیات وی ، پدی صورت کې د اوبولګونې د کانال په اوږدو د ترسبګاه ساختمان ته اړتیا نشته او یا ددی په خلاف باید د ترسبګاه ساختمان په پام کې ونیول شی . سربیره پردی ددی فصل په لوستلو سره د سیلابو د رامنځ ته کیدو او د مجرأ د تغییر شکل په هکله اړین معلومات ترلاسه کوی ، چې د هغې په مرسته کولای شی د سیلابونو د زیانونو مخه ونیول شی .

۹- ۱۱. کنترولی پوښتنی

۱- سیندی ترسبات تعریف کړی .

۲- د سیندی ترسباتو د رامنځ ته کیدو د لاملونو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۳- د سیندی ترسباتو د ډولونو په هکله خپل معلومات ولیکی .

۴- ځوړند او رغړیدونکو ترسبات تعریف کړی .

۵- د بهیر کوم سرعتونه د بحرانی ، مینځنې سرعت په نامه یاږی .

۶- د ترسباتو هایدرولیکی جسامت څخه هدف څه دی .

۷ - د کومو شرایطو د شتون په صورت کې ځوړند ترسبات په قعری او یابرعکس بدلیږی .

۸- که چیری په کانال کې د بهیر د خړتیا ضریب د بهیر د لیږدونی د قابلیت څخه زیات وی څه رامنځ ته کیږی ، او د نوموړی پیښې د مخنیوني دپاره کوم تدابیر باید په پام کې ونیول شی .

۹- د سیلابو د زیانونو د مخ نیونی دپاره باید کوم کارونه ترسره شی .

لسم فصل

د سیندی بهیر تنظیم

۱۰- ۱. سریزه

د ځمکې د کری پرمخ په مجموع کې د اوبوزیرمی ډیری زیاتی دی ، لاکن د هغی ویش نظر مکان اوزمان ته غیر منظم دی . په زیاتو حالتونو کې د سیندی جریان طبیعی رژیم د هغی څخه د ګټی اخستلو د رژیم سره مطابقت نلری . د اقتصاد د مختلفو ساحو لپاره اوبه غوښتنه زیاتره د بهیر د طبیعی رژیم سره مطابقت نلری .

د اوبو دزیرمو څخه په مکمل ډول د ګټې اخستلو په منظور د طبیعی بهیر سره مجادله کوی یعنی هغه تنظیم کوی .

پدی فصل کې لوستونکی کولای شی چې د سیندی بهیر د تنظیم ، په ذخیره وی بند د کاسی ځانګړی سطحو او حجمونو ، د ذخیره وی بند د کاسې څخه د اوبو د ضایعاتو او همدارنګه د مړه او مکمل حجم د محاسبی په اړوند اړین معلومات ترلاسه کړی .

۱۰- ۲. د سیندی بهیر تنظیم

د اوبو زیرمی زمونږ په هیواد او په ټولیزډول د ځمکې په کره کې ډیری زیاتی دی . لاکن هغوی نظر و خت او مساحت ته نامنظم دی . د سیندی بهیر طبیعی رژیم په زیاتروحالاتو کې د اوبو څخه د ګټې اخیستنې د رژیم سره مطابقت نه لری . د اوبو د اقتصاد د ځانګړو څانګو اوبه غوښتنه په خپل منځ کې هم نظر وخت او مقدار ته سره مطابقت نه لری او همدارنګه د بهیر د طبیعی رژیم سره مطابقت نه لری . طبیعی بهیر د کال په اوږدو کې په نامنظم ډول سره بدلون

کوی . د طبیعی بهیر دا نامنظم بدلون ددی لامل گرځی چې د سیندی بهیر څخه کاراخیستنه د ستونزو سره یوځای ترسره کیږی . یا په بل عبارت د طبیعی بهیر څخه اړینه کاراخیستنه نه ترسره کیږی او د بهیر یوه برخه پرته له کاراخیستنې څخه د دهنی (مصب) په لوری خپل حرکت ته دوام ورکوی .

د سیند په طبیعی رژیم کې د اوبو حرکت څرنګه چې وړاندی یادونه وشوه د کال په اوږدو یا د څو کلونو په ترڅ او حتی د یویی ورځې په ترڅ په نامنظم او یا په نا مساوی توګه بهیږی . د بیلګې په توګه د کابل سیند لپاره (د نغلو په محور کې) د منځنی مقدارونو په اړوند د (۱۸) کلونو نظارتونو کې لاندی ارقام ثبت شویدی[۸،۲۵] : په ۱۹۶۰ کال کې د بهیر اعظمی مقدار $\left(Q_{\max}=217\,m^3/\sec\right)$ او اصغری مقدار په ۱۹۴۸ کال کې $\left(Q_{\min}=62.8\,m^3/\sec\right)$. که چیری دې ارقامو ته ځیر شوو ، لیدل کیږی چې د دوی ترمنځ توپیر نږدې دری نیم (3.5) چنده دی . که چیری د بهیر میاشتنی منځنی مقدارونه تر څیړنې لاندی ونیسو وبه ګوری چې ښودل شوی توپیر نور هم زیات دی د بیلګې په توګه په ۱۹۶۰ کال کې د جون (Jun) په میاشت کې میاشتنی منځنی اعظمی مقدار $\left(Q_{\max}=565\,m^3/\sec\right)$ ، او میاشتنی منځنی اصغری مقدار د اکتوبر (October) په میاشت کې $\left(Q_{\min}=40\,m^3/\sec\right)$ ثبت شویدی . چې ددی دواړو مقدارو ترمنځ توپیر نږدی څوارلس (14) ځلی دی .

د طبیعی بهیر دا ډول نامنظموالی د ځانګړو موخو د پاره د اوبو د زیرمو څخه کار اخیستنه ستونزمن کوی . له همدی امله ددی اړتیا ده چې د سیند د بهیر مقدار د مطلوبه (غوښتونکی) مصرف په پام کې نیولو سره وویشل شی . پر ټاکلو وختونو د بهیر ویش د بهیر د تنظیم اساسی موضوع جوړوی .

وګړو ، کرهنې او صنعت ته د بې ځنډه ، مناسب او په مطمئن ډول سره د اوبو د تأمینولو په موخه د اوبو د زیرمو څخه بشپړې او مؤثره کار اخیستنې لپاره اړینه ده د بهیر طبیعی رژیم کې مداخله وشی یعنی هغه باید تنظیم شی .

د اوبو څخه د کار اخیستونکو (استفاده کونکو) د غوښتنو او همدارنګه د سیلابونو سره د مجادلې (مبارزې) په موخه نظر وخت ته د بهیر د حجم ویش د بهیر د تنظیم په نامه یادیږی .

د بهیر تنظیم د مخصوصو مصنوعی ډنډونو (ذخیره وی کاسو) په وسیله ترسره کیږی او د اوبو د اقتصاد د ډیرو مسایلو د حل ترټولو څخه د مهمو تدابیرو څخه شمیرل کیږی . اوبه رسونه ، اوبه لګونه ، د کبانو روزنه ، د اوبو د انرژی کارونه ، د بیړی د چلولو او د لرګیو د لیږدونی د شرایطو ښه والی ، د سیلابونو سره مبارزه ، د اوبو د زیرمو څخه ساتنه او د هغوی څوارخیزه کارونه د سیندی بهیر د تنظیم د اساسی مسایلو څخه ګڼل کیږی .

د اوبو ټول مصرف کونکی په دوو سترو ګروپونو ویشی : اوبو مصرف کونکی او اوبه کارونکی . د اوبو کارونکی د اوبو د مصرف کونکو هغه کتګوری ده پرته له دی چې اوبه د منبع څخه واخلی هغه کاروی . د اوبو مصرف کونکی د هغه کتګوری څخه عبارت دی چې د اوبو د کارولو څخه وروسته اوبه بیرته منبع ته نه پریږدی ، پدی معنی چې هغه له منځه ځی .

د بریښنا د انرژی تولید ، د اوبو د ترانسپورت (د بیړی چلول) ، د لرګیو لیږد ، د کبانو روزنه ، ورزش ، توریزم او استراحت ځایونه د اوبو د کارونکو له ډلې څخه شمیرل کیږی .

د بریښنا د انرژی تولید د اوبو یو تر ټولو څخه مهم کارونکی دی . د بریښنا په سټیشن کې د اوبو د بهیر انرژی په مستقیمه توګه د بریښنا د تولید لپاره کارول کیږی . د بریښنا د سټیشن کاری رژیم د ورځنی ، اوه نیز او موسمی (کلنی) نامنظموالی سره ځانګړی کیږی .

د بریښنا د سټیشن ورځنی نامنظموالی په اساسی توګه د بریښنا د انرژی د مصرف د بدلون (نوسان) په وسیله چې د اوسیدنی ، کلتوری او همدارنګه د صنعتی تأسیساتو د کاری رژیم د ټایمونو (شیفت) بدلیدنې په وسیله ټلکل کیږی .

د بریښنا د سټیشن اوه نیز نامنظموالی د اونی په اوږدو او همدارنګه د اونی په اوږدو کې د رخصتیو د ورځو شتون په پر بنسټ د تولیدی تأسیاستو د بدلون سره تړاو لری .

فصلی نامنظموالی د موسمی فصلونو د بدلون ، او همدارنګه د ځینو تأسیساتو د کاری رژیم بدلون د فصلونو په پام کې نیولو سره تړاو لری .

د اوبو ترانسپورت او د لرګیو لیږدونه اساساً د ابو د رژیم څخه د غوښتنو په اساس وړاندی کیږی :د بهیر اړین ژوروالی او سرعت ، د ورځې په دننه کې نوسانونه او د اوبو د سطحې زیاته لوړیدنه او د اوبو د سطحې د لویدنې په وسیله ښودل کیږی .

د کبانو روزنه د اوبو د منبع څخه خپلې غوښتنې لری ، چې د ټولو څخه اساسی یی د اوبو اړین کیفیت د کبانو ژوند لپاره ، د اړین ژوروالی تأمین ، د بهیر سرعت او د هغې ډینامیک ، په ځانګړی توګه په ژمی او د هګې اچونې په وخت کې . کبان د ککړو اوبو په اړوند ډیر حساس دی .

د اوبو د مصرف کونکو پوری د اوبو د اقتصاد هغه څانګې تړاو لری په کوموکې چې اوبه د منبع څخه اخلی . پدی صورت کې د هغه یوه برخه کومه چې د منبع څخه اخیستل شوی ده په مصرف رسی او بیرته منبع ته نه ورګرځی . ځکه چې هغه د صنعتی او کرنیزو محصولاتو په ترکیب کې شامل کیږی او همدارنګه د کارولو په پروسه کې د تبخیر په شکل په مصرف رسی .
پدی ګروپ کې تولیدی ، اوسیدنې اوبه رسونه او کرهڼه شاملیږی .

صنعتی (تولیدی) اوبه رسونه اساساً د ورځې په اوږدو کې د اوبه ورکونې (آبدهی) د منظم ګراف سره ځانګړی کیږی . د مصرف کیدونکو اوبو مقدار د صنعتی محصولاتو د ډول ، د هغې د تولید تخنالوژی ، او پدی صورت کې د اوبو څخه د کار اخستنې رژیم او د تولیدی دستګاه تولید پوری اړه لری . کیمیاوی تأسیسات ، د کاغذ جوړولو تأسیسات او همدارنګه د تورو او رنګه فلزاتو میتالوژی د ډنډ لرونکو ځانګو پورې تړاو لری . د اوبو د نه جبران کیدونکي (نه راګرځیدونکی) ضایعات تورو فلزاتو په تولید کې (24%) ، په رنګه فلزاتو کې (17%) ، په کیمیاوی صنعت کې (16%) ، په حرارتی دستګاو او روغنیاتو په تولید کې (13%) او د کاغذ په تولید کې (11%) د اوبو د مجموعی مقدار جوړوی .

د تولیدی دستګاو لپاره بې له ځنډه (په دوامداره توګه) د اوبو تأمین او همدارنګه د هغوی کیفیت ، تودوخه ، سختی او مینرالیزیشن زیات اهمیت لری . په خپل وار سره تولیدی دستګاوی ککړې او په ناکافی شکل سره تصفیه شوی فاضله اوبه ډنډونو او یا د اوبو منابعو ته شړی .

د اوسیدنی اوبه رسونه د وګړو او د اوسیدنې د تأسیساتو (حمام ، خشکه شوی ، هوټلونه) او د اور وژنی د اړتیاو د پوره کولو لپاره اوبه پوره کوی . هغه ښارونه چې د وګړو شمیره یی میلون ته رسی په یوه شپه او ورځ کې نیږدی $(0.5*10^6 m^3)$ اوبه مصرفوی ، چې دا اندازه نظر نورمونو ته توپیر لری . د اوسیدنی د موخو د پاره د مصرف کونکو اوبو نورم د سیمې د اقلیمی شرایطو ، د رفاهیت درجې ، د وګړو د شمیر د کلتور او دین پوری اړه لري . د اوبو مصرف د ورځنی او اوه نیز نامنظموالی د ګراف په وسیله ځانګړی کیږی . د کال په اوږدو کې د اوبو د مصرف ګراف نسبتاً منظم دی ، یوازی په دوبی کې $(\approx 10\%)$ په اندازه بدلون لری . د هغه اوبو کیفیت چې د اوسیدنې – ښناک د اړتیاو په لری کولو کې په مصرف رسی باید ډیر لوړ او د قبول شوو نورمونو

مطابق وی . د اوسیدنی – څښاک فاضله اوبه چې د کارولو څخه وروسته منبع ته شړل (ردیږی) کیږی ، د ځینو ککړتیاو چې عضوی ، نباتی او میخانیکی منشأ لری . دا ډول اوبه لومړی تصفیه او وروسته بیا منبع ته وشړل شي .

کرهنه د اوبو تر ټولو څخه د زیاتی مصرف کونکی ځانګې څخه عبارت ده . اوبه د ځمکې په اوبو کولو ، وتره کولو او اوبه رسونه کې په مصرف رسی . د کرهنی په ځانګه کې اوبه لګونه د اساسی مصرف کونکو څخه ده . اوبه لګونه د اوبو زیات مصرف ته اړتیا لری ، چې په تعرق او د ځمکې د سطحې او د نباتاتو د پاڼو څخه په تبخیر کې په مصرف رسی ، چې پدی صورت کې د (70%)څخه زیاتی مصرف شوی اوبه بیرته نه راګرځی . د مصرف په شکل اوبه لګونه د فصلی نامنظموالی سره ځانګړی کیږی . د اوبو زیات مصرف د نبات په وسیله د هغې د ودې او نمو په پړاو کې تر سره کیږی . د هغه اوبو څخه چې په اوبه لګونه کې په مصرف رسی ځانګړی غوښتنې شتون لری . د هغه اوبو په ترکیب کې چې د نباتاتو د اوبو کولو لپاره کارول کیږی ، تر (0.1%)پوری یعنې په یوه لیتر اوبو کې د یوه ګرام $(1gr/lit)$ حل شوو مالګو شتون مجاز دی . که چیری د حل شوو مالګو اندازه د $(2-5)gr/lit$ وی ، پدی صورت کې باید د مالګې کیمیاوی ترکیب ، د خاورو او اوبه کیدونکی نبات خواص په پام کې ونیول شی . هغه اوبه چې په خپل ترکیب کې ترسبات لری ، د ترسباتو څخه د هغوی پاکول هم اړین دی . د یادونې وړ ده چې پدی صورت کې د ترسبی موادو او د اوبه کونی د ساحې د خاورو د دانه یی ترکیب په پام کې نیول اړین دی .

د اوبو د مصرف کونکو د موخی ، ځانګړتیاو او ترکیب په پام کې نیولو سره د بهیر تنظیم په لاندی ډولونو ویشی : موخی ، مداومت او د تنظیم درجې ته .

نظر موخی ته . د زیرمی (ذخیروی) کاسې په زیرمه کونکو ، معطل کونکې (د سیلابونو د مخ نیونی) او څو موخیزه (کامپلیکسی) .

د زیرمه کونکو کاسو اساسی موخه د سیندونو د لړو اوبو په پړاو کې د بهیر د مقدار زیاتیدل د هغو اوبو په وسیله چې د سیندونو د ډیر اوبو (پړآبی) پړاو کې زیرمه شوی دی . د اوبو د زیرمو دا ډول کاسې د ډیرو مروجو کاسو څخه شمیرل کیږی . د اوبو د زیرمو دا ډول کاسې د بریښنا د انرژی د تولید ، د اوسیدنی – څښاک او صنعتی اوبه رسونی ، د کرهڼی ، د کبانو روزنی ، سیندئې ترانسپورت او د اوبو د اقتصاد نورو څانګو لپاره د اوبو د برابرلو په موخه خدمت کوی .

تم کونکی (معطل کونکی) ذخیره وی کاسی په اساسی ډول سره د سیلابونو او د سیندونو د طغیانی کیدو څخه د مخنیوی په موخه کارول کیږی . معطل کونکی ذخیره وی کاسې د ډیرو اوبو په پړاو کې د بهیر د یوی برخې د ځنډولو له لارې د ذخیره وی کاسې څخه په ټیټو پرتو سیمو کې د بهیر د اعظمی مقدار د کمولو او همدا راز د سیلابونو څخه د پیښدونکو زیانو د ژغورنې لپاره خدمت کوی .

څو موخیزه (کمپلکسی) ذخیره وی کاسې د اوبوهغه کاسو څخه عبارت دی چې د زیرمه کونکو او ځنډونکو ذخیره وی کاسو دندی سرته رسوی .

نظر مداومت ته د بهیر تنظیم په ورځنی ، اوه نیز ، لنډ مهاله ، کلنی (فصلی) او څوکلن ویشی .

د بهیر ورځنی تنظیم : د بهیر دا ډول تنظیم د ورځې په اوږدو کې د اوبو د مصرف کونکو د غوښتنو مطابق د بهیر د مقدار د منظم ویش څخه عبارت دی . د زیرمې په کاسه کې د ورځې په هغه ساعتونو کې چې د اوبو مصرف لږ وی زیرمه کیږی او بیا په هغه ساعتونو کې ترې کار اخلی چې کله د مصرف کچه زیاته وی . د تنظیم سیکل شپه او ورځ ده .

د بهیر د ورځنی تنظیم څخه زیاتره په اوبه رسونه او د بریښنا د انرژی په تولید کې کار اخلی . سربیره پردی کله نا کله په اوبه لګونه کې هم ترې کار اخلي .

د بهیر د ورځنی تنظیم په صورت کې د ذخیره وی کاسې حجم د اوبو د مصرف د ورځنی نامنظم ګراف او د ورځې په اوږدو کې د اوبه غوښتنی د منځنی مقدار د مقایسی له لارې ټاکل کیږی (۱۰- ۱. الف . شکل)[۲۹] . کله چې د اوبه غوښتنی منځنی مقدار (q_{av}) د ورځنی ګراف د مقدار (q) څخه زیات وی ، پدی صورت کې ذخیرې کاسه ډکیږی او کله چې $(q > q_{av})$ وي پدی صورت کې د ذخیرې کاسه تخلیه کیږی .

پر ورځنی منځنی مقدار (q_{av}) د ورځې په اوږدو کې د اوبه غوښتنې اعظمی مقدار (q_{max}) نسبت د ورځني تنظیم د نامنظموالی د ضریب څخه عبارت دی

$$\eta = \frac{q_{max}}{q_{av}} \qquad (۱۰- ۱)$$

دا ضریب ددی ښکارندوی دی چې د ورځنی تنظیم په صورت کې به د اوبو د مصرف کونکو شمیره څومره کیدای شی چې زیات شی . په حقیقت کې د بهیر د ورځنی تنظیم د نشتوالی په صورت کې د اوبو د مصرف کونکو شمیره مساوی ده په

$$N_1 = \frac{Q}{q_{max}} \qquad (۱۰- ۲)$$

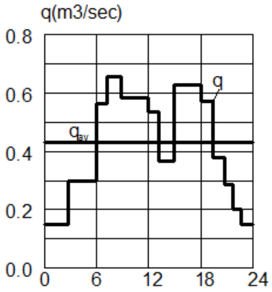
او د بهیر د ورځنی تنظیم د شتون په صورت کې د اوبو د مصرف کونکو شمیره مساوی ده په

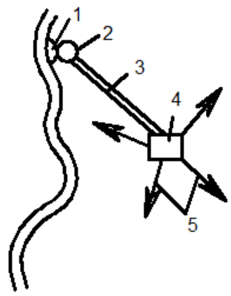
$$N_2 = \frac{Q}{q_{av}} \qquad (۱۰- ۲)$$

د N_1 او N_2 د مقایسه کولو څخه په لاس راځی

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{q_{max}}{q_{av}} = \eta > 1 \qquad (۱۰- ۳)$$

سربیره پردی د بهیر ورځنی تنظیم ددی امکان ورکوی چې د ذخیره وی کاسي ابعاد او په پایله کې د پمپ سټیشن ، د اوبو د لیږدونکو (کانال یا نلونو) قیمت راکښته کړی ، ځکه چې د ذخیره وی کاسي په صورت کې ټول ساختمانونه نظر د بهیر منځنی مقدار ته محاسبه کیږی ، نه اعظمی مقدار ته (۱۰- ۱- ب شکل) .





۱۰- ۱. شکل . د بهیر د ورځنی تنظیم شیمأ : الف - د اوبه غوښتني ګراف ؛ ب – د بهیر د ورځنی تنظیم د ذخیره وی کاسي د ځای په ځای کولو شیمأ ؛۱- اوبه نیونکی ؛۲- پمپ سټیشن ؛۳ - عمومی کانال ؛ ۴- د بهیر د ورځنی تنظیم ذخیره وی کاسه ؛ ۵- ویشونکې شبکه [۲۹] .

د بریښنا د انرژی په تولید کې د بهیر ورځنی تنظیم ددی امکان برابروی چې د بریښنا د سټیشن تثبیت شوی طاقت لوړ کړی او د انرژی تولید زیات کړی . باید په پام کې و نیول شی چې د بهیر د ورځنی تنظیم په صورت کې د بریښنا د سټیشن په کښتني برخه کې د اوبو د سطحو د زیاتو نوساناتو سره بدرګه کیږی چې دا کار د بیړیو په تګ او راتګ ، د کبانو په روزنه او د اوبو لګولو د سیستم د اوبونیونکو (اوبګیر) په کار منفي اغیزه لری .

د بهیر اوه نیز تنظیم : د بهیر د اوه نیز تنظیم په صورت کې د اونی په اوږدو کې د اوبو د نامنظم مصرف مطابقت د بهیر د ویش سره خلاصه کیږی . که چیری په کاری ورځو کې د مصرف کونکو اوبو مقدار (q_1) او د رخصتی په

ورځو کې (q_2) وی ، نو په اونۍ کې چې د ورځو شمیر (n) دی ، چې د هغوی په جمله کې یوه ورځ رخصتی ده ، پدی صورت کې په اونۍ کې د مصرف کونکو اوبو مقدار مساوی دی په (۱۰- ۲. شکل)

$$\sum_1^n q = [q_1(n-1) + q_2]86400$$ (۱۰- ۴)

په اونۍ کې د مصرف کونکو اوبو منځنی مقدار مساوی دی

$$q_{av} = \frac{[q_1(n-1) + q_2]}{n}$$ (۱۰- ۵)

د بهیر اوه نیز تنظیم د ذخیره وی کاسې حجم د رخصتی په ورځ کې د بهیر د نه کارول شوی حجم سره مساوی دی ، چې کله د اوبو مصرف ټیټ شوی وی

$$V_{weak} = V_2 = (q_{av} - q_2)86400$$ (۱۰- ۶)

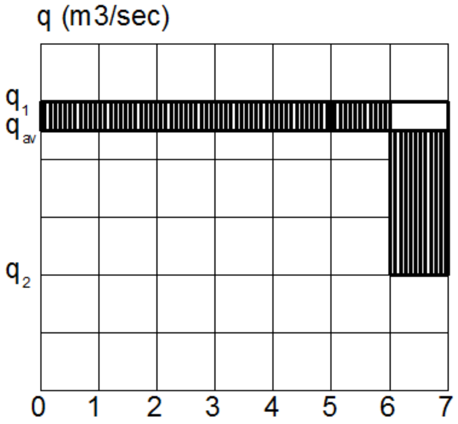
په (۱۰- ۶) فورمول کې د (q_{av}) په وضع کولو سره او وروسته د ساده عملیو په سرته رسول سره په لاس راځی

$$V_{weak} = \frac{(q_1 - q_2)(n-1)}{n}.86400$$ (۱۰- ۷)

د بهیر د اوه نیز تنظیم په صورت کې بشپړ سیکل (د ذخیره وی کاسی ډکیدنه او خالی کیدنه) د اونۍ سره مساوی دی . د بهیر اوه نیز تنظیم اساساً د صنعتی اوبه رسونې او د بریښنا د انرژی د تولید لپاره کارول کیږی .

د بهیر نه تکراریدونکی لنډ مهال تنظیم – دا د بهیر تنظیم داسی ډول دی چې په هغې کې د ذخیره وی کاسې ځخه اوبه د اوبو ځخه د ګټی اخستونکو د غوښتنو مطابق د ذخیره وی کاسې ځخه په کښته برخو کې د بهیر د مقدار او یا

د اوبو د سطحو د ساتلو لپاره پرچاوه کېږی . د اوبو د زيرمې په کاسه کې د اوبو اړين حجم د څو ورځو په ترځ کې زيرمه کېږی او د هغوی متمرکزه (يوځايی) پرچاوه کونه د څو ساعتونو په اوږدو کې عملی کېږی . د بهير د تنظيم دا ډول زياتره د لرګيو د ليږدونی ، د بيړی چلولو په صورت کې او همدارنګه د روغتيا ساتنی ، اقتصادی ، د کبانو د روزنی او نورو موخو لپاره د اړين ژوروالی د جوړيدو په منظور کارول کېږی .



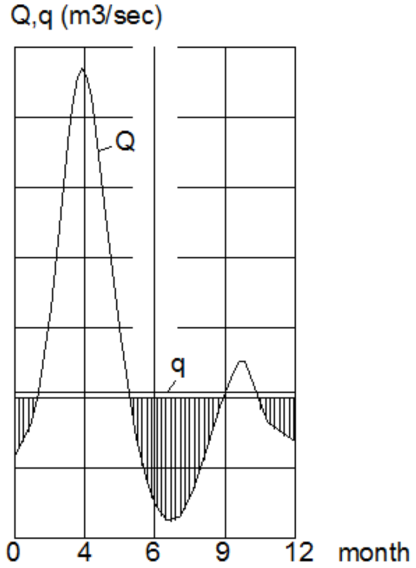
۱۰- ۲. شکل . د بهير اوه نيز تنظيم

د بهير کلنی (فصلی) تنظيم . د بهير د تنظيم دا ډول ددی امکانات برابروی چې بهير د کال او فصل په اوږدو کې وويشی (۱۰- ۳ .شکل) . د سيندونو د ډيرو اوبو او په سيلابی پړاو کې د ذخيری کاسې ډکېږی او د لږو اوبو په پړاو کې خالی کېږی . د بهير فصلی تنظيم په خپل وار سره په بشپړ او غير بشپړ تنظيمو ويشل کېږی . د بهير د بشپړ تنظيم په صورت کې په کال کې د ورکړل شوی تأمينيت سره د اوبو توزيع بايد د هغه حجم سره مساوی وی چې د بنودل شوی تأمينيت سره مساوی وی . په هغه کلونو کې چې زياتې اوبه ولری ، اضافی اوبه د ذخيره وی کاسې کښتنې برخې ته پرچاوه کېږی . په لږ اوبه لرونکو کلونو کې کله بهير د محاسبوی بهير څخه کم وی ، په اوبه ورکونه کې

کمښت رامنځ ته کیږی . د بهیر د بشپړ تنظیم په صورت کې د اوبو مصرف د کلنی بهیر د محاسبوی تأمینت څخه کم دی ، او د بهیر یوه برخه د ذخیره وی کاسې د ډکیدو څخه پرچاوه کیږی .

د بهیر د فصلی تنظیم د ذخیره وی کاسې حجم د اوبو مصرف او د محاسبوی بهیر د مقایسی په اساس ټاکل کیږی .

د اوبه رسونی ، د انرژی تولید ، د اوبه لګونی او د اوبو د اقتصاد په نورو څانګو کې د بهیر فصلی تنظیم د بهیر د تنظیم تر ټولو مروجو ډولونو څخه شمیرل کیږی .

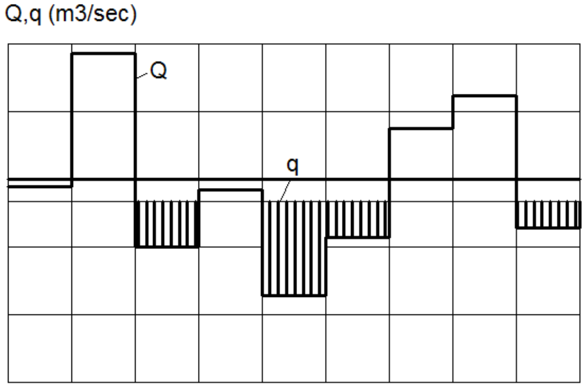


۱۰- ۳. شکل .د بهیر د کلنی تنظیم شیمأ

د بهیر څو کلن تنظیم : د بهیر د څوکلن تنظیم په صورت کې د سیند بهیر د اوږدی مودې لپاره د څوکلونو په ترڅ کې ویشل کیږی (۱۰- ۴. شکل) . د بهیر د تنظیم سیکل (د ذخیره وی کاسې ډکیدنه او خالی کیدنه) د څو کلونو په

ترڅ کې سرته رسی . څرنګه چې د شکل (د سیند څو کلن هایدروګراف) څخه په واضح ډول سره لیدل کیږی د اوبو د مصرف خط څخه پورتنی مساحت د ډیرو اوبو کلونه ښایی ، چې د زیرمې په کاسه کې زیرمه کوی . د مصرف خط څخه کښتنی مساحت چې خط شوی دی د لږو اوبو کلونه ښایی . په ښودل شوو کلونو کې د اړتیا وړ اوبه د ډیرو اوبو په کلونو کې د زیرمه شوو اوبو څخه پوره کوی .

د بهیر څوکلن تنظیم ترټولو څخه کامل او بشپړ تنظیم دی چې د اوبو د زیرمو څخه د څوموخو لپاره ګټه اخیستل کیږی . د بهیر د څوکلن تنظیم په صورت کې نسبت د تنظیم د ټولو ډولونه د ذخیره وی کاسې ابعاد ډیر ستر دی .



۱۰- ۴. شکل . د بهیر د څوکلن تنظیم شیمأ

نظر ګټې اخیستنې ته د اوبو د بهیر تنظیم په بشپړ او غیر بشپړ ویشل کیږی . د بهیر د بشپړ تنظیم په صورت کې د بهیر د ټول مقدار څخه کار اخیستل کیږی او د ذخیره وی کاسې څخه د اضافی اوبو پرچاوه کونه شتون نلری ، او د بشپړ تنظیم په صورت کې د بهیر د یویی برخی څخه ګټه نه اخیستل کیږی او د کاسې کښتنې برخې ته پرچاوه کیږی .

د سيندی بهير د اوبو څخه د ګټې اخستنې په زياتوالی سره د بهير د تنظيم نوی ډولونه رامنځ ته کيږی . د بهير د تنظيم د مطالعه شوو ډولونو سره يوځای په پراخه پيمانه د بهير د تنظيم کاسکادی او جبران کونکی (تلافی کونکی) ډولونو څخه کار اخلی .

د بهير د تنظيم کاسکادی ډول په هغه صورت کې ځای لری که چيری د يوه سيند په اوږدو د پتو په شکل په پرله پسې ډول سره ذخيره وی کاسې ځای په ځای شوی وی .

د بهير جبران کونکی تنظيم – د بهير د تنظيم پدی ډول کې د اوبو کمښت د هغه ذخيره وی کاسو څخه د پرچاوه کونې په وسيله تأمين کيږی کوم چې د اوبه نيونکی څخه لوړ موقيعت لری .

۱۰- ۳. ذخيره وی کاسې او دهغوی ويش

ذخيره وی کاسې د مصنوعی ډنډ څخه عبارت دی چې د اوبو د ټولولو (ساتلو) او د بهير د تنظيم لپاره کارول کيږی . د ټولو څخه مروجې ذخيره وی کاسې هغه ذخيره وی کاسې دی چې د طبيعی بهيرو په درو کې د دمه کونکو هايدروليکی ودانيو(بندونو، شليوزونو) په وسيله جوړيږی . د دمه کونکو ودانيو څخه په پورته ساحو کې د اوبو سطحه لوړيږی ، چې په پايله کې د اوبو ستر حجم غونډيږی . د اوبو د جمع شوی حجم څخه د اوبو د اقتصاد په ځانګړو ساحو کې کار اخيستل کيږی . د ذخيره وی کاسې اوږوالی د دمه کونکی ودانی څخه د دمه شوو اوبو د خپريدو د واټن سره مساوی دی .

ذخيره وی کاسې نظر ځانګړو نښو ته په لاندی پنځو اساسی ډولونو ويشی : د هموارو سيمو ، نيمه غرنيو ، غرنيو ، جهيلی ، ډنډيدونکی .

د هموارو سيمو ذخيره وی کاسې د لاندې نښو په وسيله ځانګړی کيږی : د اوبو د نسبی سترې آزادې سطحې سره ، د اوبو اعظمی ژوروالی $m(15-25)$ ، منځنی ژوروالی (معمولاً $m(5-9)$) ، د کمی تخليی (خالی کيدنه) د $(2-7)$

مترو په حدودو کې ، د سواحلو د جوړېدو پروسه ګړندی ده چې زیاتره سواحل یی د اوپړه اوتخریب کیدونکو خاورو څخه جوړه شویده . د ذخیره وی کاسو دا ډول زیات ظرفیت لری او د څو موخو لپاره کارول کیږی .

د دمه کونکو ودانیو له امله د اوبو د سطحې لوړېدنی په پایله کې ، د هموارو سیمو سیندونه چې کوچنی میلان لری ډیر پراخ مساحت د اوبو لاندی کوی . د اوبو د لاندی شوو سیمو په جمله کې د کرهنی لپاره ډیرې با ارزښته پویمي ځمکې ، شنیلی ، د څړ ځایونه ، ځنګلونه شاملیږی . ددی سربیره د خلکو او مهمو تأسیساتو انتقال ترسره کیږی او د ځمکې لاندې اوبو د سطحې د لوړېدو له امله د ذخیره وی کاسې د شاوخوا په ځانګړی توګه د دمه کونکې ودانی څخه کښته پرتې سیمی په جبو بدلیږی . سربیره پردې ، د هموارو سیمو د پاسه د ذخیره وی کاسو د جوړېدو په پایله کې لږ اوبه لرونکې ساحې رامنځ ته کیږی چې د بهیر په تنظیم کې هیڅ برخه نه اخلی ، بلکه ددی په خلاف د اوبو د تبخیر لپاره اضافی مساحت رامنځ ته کوی او همدارنګه د مرطوب اقلیم رامنځ ته کیدنی د ناروغیو لامل ګرځی .

د لوړو او نیمه غرنیو سیمو د ذخیره وی کاسو ځانګړتیاوی عبارت دی :

- د اوبو ژوروالی $m(90-70)$ ؛
- خالی کیدنه $m(20-10)$ ؛
- د اوبو په وسیله د نسبتاً زیاتو ساحو لاندی کیدنه .

د ذخیرې هغه کاسې چې په غرنیو سیموکې جوړیږی د نورو ذخیره وی کاسوڅخه د زیات ژوروالی $(\geq 100m)$ په لرلو او د زیاتی خالی کیدنې $(>100m)$ سره ځانګړی کیږی . ددی ډول ذخیرو په صورت کې فلتری ضایعات کم دی او د اوبو په وسیله ډیرې لږې ساحې ډوبیږی . د درې عرضی پروفایل معمولاً د سیند د مجرأ سره مطابقت کوی او د کاسې د خالی کیدو په صورت کې د اوبو آزاده سطحه په ملایمه توګه بدلون کوی .

پدی حالت کې د زیات ظرفیت د جوړولو لپاره ډیرو لوړو بندونو ته اړتیا ده . د غرنیو سیمو د ستر میلان لرونکی دی ، چې په پایله کې دبیهر سرعتونه لوړ دی . د بهیر د سترو سرعتونو په صورت کې د هغوی د لیږد قابلیت زیات دی ، له همدی امله د ستر ابعاد لرونکی ترسبات له ځان سره لیږدوی چې د ذخیره وی کاسې د ډکیدو لامل ګرځی .

جهیلی ذخیره وی کاسې د هغه سیندونو د پاسه د دمه کونکو (بندونو) ودانیو د جوړیدو له امله رامنځ ته کیږی ، چې د جهیلونو څخه پیل کیږی او د هغوی دمه ګی تر جهیلونو پوري خپریږی . ددی ډول ذخیره وی کاسو بنیګڼه نسبت نورو ته پدی کې ده چې د لږي دمه ګي او د لږ مساحت د ډوبیدو سره د اوبو ستر حجم زیرمه کیږی .

تویدونکی ذخیره وی کاسې ـ د ذخیره وی کاسو دا ډول معمولاً سیند ته په څیرمه سیمو کې د کندو او ټیټو سیمو څخه په کار اخیستلو سره جوړیږی . اساساً د کرنیزو ځمکو د اوبو کولو او pumped storage power plants ستیشنو د جوړولو لپاره کارول کیږی .

سربیره پردی ذخیره وی کاسې د اوبو د آزادی سطحې د مساحت له پلوه هم ویشل کیږی (۱۰- ۱. جدول) .

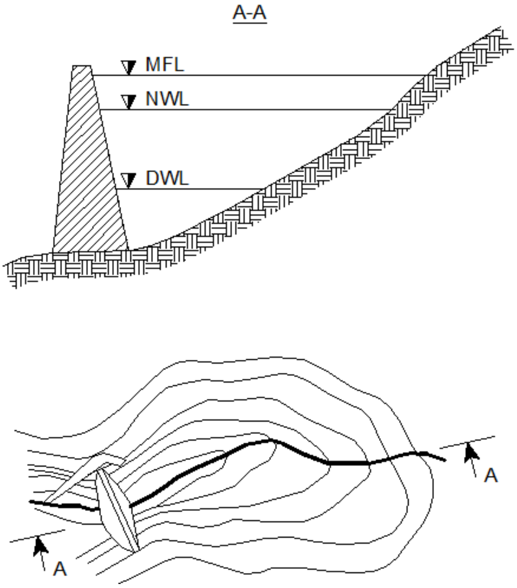
۱۰- ۱. جدول . د ابعادو له پلوه د ذخیره وی کاسو ویش [۲۹]

د ذخیره وی کاسې ویش	مکمل حجم (km^3)	د اوبو د آزادې سطحې مساحت په (km^2)
ډیرزیات ستر	> 50	> 5000
ډیرستر	50 - 10	5000 – 500
ستر	10 – 1	500 – 100
منځنی	1 – 0.1	100 – 20
کوچینی	0.1 – 0.01	20 – 2
ډیرې کوچیني	<0.01	< 2

سربيره پردې ذخيره وی کاسې ځينو نورو نښنو ته د بيلګې په توګه ژوروالی ، کانفيګوريشن ، د تودوخې رژيم او داسې نورو ته ويشل کيږی .

۱۰- ۴. د ذخيره وی بند د کاسی ځانګړی سطحی او حجم

د ذخيره وی کاسې پارامترونه کوم چې د ذخيره وی کاسې ابعاد ټاکی د محاسبو پر بنسټ ټاکل کيږی . پدی صورت کې په ذخيره وی کاسې کې د اوبو حجم په مړه او ګټور (ګټور) حجم ويشی (۱۰ – ۵. شکل) .



۱۰- ۵. شکل . د ذخيره وی کاسې پلان او شيماتيکی طولی پروفيل

مړ حجم V_{DWL}- دا د ذخيره وی کاسې د مجموعی حجم هغه ثابته برخه دی چې د ګټې اخيستنې په عادی شرايطو کې نه خالی کيږی او د بهير په تنظيم کې برخه نه اخلی .

د اوبو آزاده سطحه چې د پاس (پورته) لخوا یی نوموړی حجم احاطه کړیدی د مړه حجم د سطحې (DWL) په نامه یادیږی . په بند کې د عمقی مجرأو (روزنو) د شتون په صورت کې مړجحم په دوو برخو ویشل کیږی : یوه برخه یی چې د عمقی مجرأو د درشل څخه کښته ځای (موقیعت) لری د اوبو د بهیر په وسیله ترسبات نه مینځل کیږی ، او بله یی هغه برخه ده چې د عمقي مجرأو د درشل څخه لوړ ځای لری چې د اړتیا په صورت کې کیدای شی چې قسماً خالی شي .

ګټور (ګټور) حجم V_{useful}- د ذخیره وی کاسې هغه حجم څخه عبارت دی چې په مستقیمه توګه د بهیر د تنظیم لپاره کارول کیږی . د ذخیره وی کاسې ګټور حجم د مړه حجم د سطحې (DWL)څخه لوړ او د پاس لخوا د اوبو د نورمالې سطحې (NWL) په وسیله احاطه شویدی یعنې د ذخیره وی کاسې په پورتنې برخې ترټولو څخه لوړه دمه شوی سطحه ده کومه چې د ګټې اخستنې په عادی شرایطو کې دوام لري .

مکمل حجم V_{comp}- مکمل جحم د ذخیروی کاسې د اوبو د نورمالې سطحې (NWL) سره مطابقت لری او د کاسې د مړه او ګټور حجم د مجموع سره مساوی دی

$$V_{comp} = V_{NWL} = V_{DWL} + V_{useful} \qquad (۱۰-۸)$$

د هایدرولیکي ودانی د ګټې اخیستنې په ځانګړو (سیلابی ، طغیانی) حالاتو کې د لنډ وخت لپاره د ذخیره وی کاسې په پورتنې برخه کې د اوبو د نورمالي سطحې دپاسه دمه شوی سطحه د حادثوی سطحې (MFL) په نامه یادیږی . د اوبو حادثوی سطحه له پورته لوری د اوبو د زیرمې په کاسه کې هغه حجم

احاطه کوی کوم چې د اوبو د نورمالې سطحې (NWL) څخه لوړ ځای لری او د حادثوی (سیلابی) حجم (V_{MFL}) په نامه یادیږی .
د اوبو د شتمنیو د محاسبو اساسی هدف د ګټور حجم (V_{useful}) او د اوبو د نورمالې سطحې (NWL) ټاکنه ده . ګټور حجم V_{useful} - د اوبو د ذخیره وی کاسې د کاری حجم څخه عبارت دی چې د اوبه مصرف کونکو د تضمین شوی تأمین د تنظیم په مقصد ټاکل شویدی . د ګټور حجم اندازه د ذخیره وی کاسې د هدف ، د تنظیم د مداومت (ورځنی ، فصلی ، څوکلن) پوری اړه لری او د محاسبوی بهیر او د اوبو د مجموعی مصرف د پرتله کولو (مقایسی) له لاری پیدا کیږی .
د ګټور حجم د اوبو د نورمالې سطحې د محاسبې په صورت کې ټاکونکی اهمیت لری ، د هغې په ټاکنه کې د بند محور او د ذخیره وی کاسې دد بسترځانګړتیاوی اغیزه لری . نظر د اوبو نورمالې سطحې (NWL) ته هایدرولیکی ودانې محاسبه کوی کومې چې د ذخیره وی کاسې فعالیت تأمینوی ، د هغوی ابعاد او ځای په ځای کیدنه ، د بهیر د تنظیم اقتصادی شاخصونه او همدارنګه د وګړو اقتصاد ته د رسیدونکی زیان او د اوبو په وسیله د لاندې شوو ځمکو مساحت تثبیت کیږی . په نهائی توګه د (NWL) ټاکنه د ځانګړو واریانتونو د تخنیکی – اقتصادی مقایسې په اساس ترسره کیږی .
د ذخیروی کاسې مړ حجم (V_{DWL}) او دهغې مطابق د مړ حجم سطح (DWL) د یو لړ شرایطو په پام کې نیولو سره معلومیږی .
د هغو سیندونو د پاسه چې د ترسباتو زیات مقدار لیږدوی ، مړ حجم د سخت بهیر د غونډیدو لپاره اړین دی . د ذخیره وی کاسې د ګټې اخستنې د محاسبوی وخت په ترڅ کې د ګټور حجم د کمیدو د مخ نیوی لپاره مړحجم په پام کې نیول کیږي .

په هغه ذخیره وی کاسه کې چې د اوسیدنې – څښاک اوبه رسونی او کبانو د روزنې لپاره کارول کیږی اساسی فکتور چې د مړه حجم او د مړه حجم سطحې ټاکونکی دی هغه د روغتیا ساتنې غوښتنې او د اړین کیفیت سره د اوبو د تأمین شرایط دی . ددې غوښتنو مطابق د (DWL) په صورت کې په ذخیره وی کاسه کې د ابو منځنی ژوروالی باید د دوه نیم مترو $(>2.5m)$ څخه زیات وی ، او د لږو اوبه په پړاو کې چې ژوروالی د دوه مترو $(<2m)$څخه کم وی د اوبو د مړه حجم سطحه باید د خیره وی کاسې د آزادی سطحې د مساحت د $(30-35\%)$ څخه زیات نه وی .

په هغه ذخیره وی کاسو کې چې د بیړی چلولو لپاره کارول کیږي د مړه حجم سطح (DWL) پدی ډول سره ټاکل کیږی چې د بیړی چلولو لپاره اصغری ژوروالی تأمین کړی . په هغه ذخیره وی کاسو کې چې د اوسیدنی ، صنعتی اوبه رسونې ، د اوبو لګولو او د بریښنا د حرارتی او اتومی سټیشنونو لپاره اوبه برابروی د (DWL) نښانه پدی ډول سره ټاکل کیږی چې د اوبو د اصغری سطحو په صورت کې د اوبه نیونکو ساختمانونو د فعالیت نورمال او دوامداره شرایط برابر کړی .

د اوبو د بریښنائی سټیشن لپاره د مړه حجم سطح (DWL) د ذخیره وی کاسې خالی کیدنه د هغه ژوروالی سره مطابقت لری ، چې د هغوی په صورت کې د انرژی اعظمی تولید تأمین کړی .

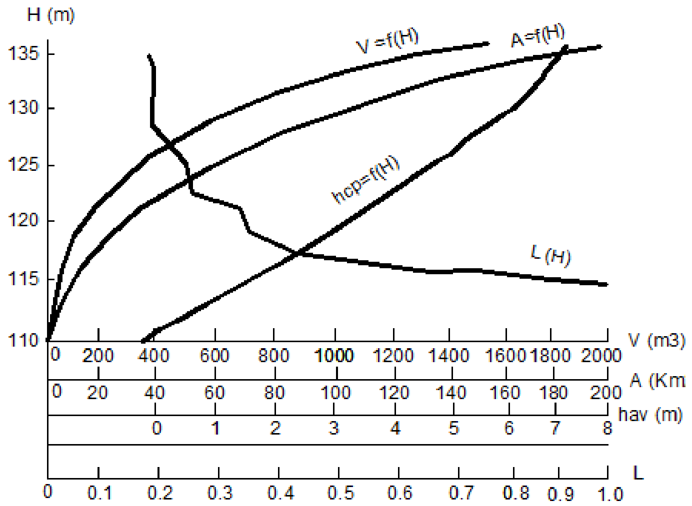
حادثوی حجم V_{MFL}. د ذخیره وی کاسې څخه لاندې پرتو سیمو د ډوبیدو د مخ نیوی په خاطر په ذخیره وی کاسه کې د (NWL) د سطحې د پاسه د سیندونو د زیاتو سیلابونو او طغیانی کیدو په صورت کې د اوبو د تم کولو د پاره په اجباری ډول سره حجم رامنځته کیږی چې د حادثوی حجم په نامه یادیږی .

ځيني وختونه هغه د سيلابونو د مخ نيوی د حجم په نامه هم يادېږی . د اوبو د حادثوی سطحې نښانه د سيلاب د هايدروګراف ، د محاسبوی تأمينيت د اعظمی مقدار او د پرچاوه ای ساختمانو د ابعادو او ځای په ځای کيدنې پوری اړه لری . معمولاً د سيلابونو د تم کولو په صورت کې د اوبو نورمالې سطحې (NWL) لوړيدنه د سيلابونو د محاسبوی تکراريت په پام کې نيولو سره ټاکل کيږی . د $(P = 0.1\%)$ تکراريت په صورت کې چې په زرو (1000)کلونو کې د يوځل لپاره تکرارېږی (ښودل شوی سيلاب په (1000) کلونو کې يو ځل د هغې د پيښيدو امکانات شتون لری) ، پدی صورت کې د اوبو حادثوی سطحې لوړيدنه نظر د اوبو نورمالې سطحې ته د $(0.2 - 0.7)m$ په پام کې نيول کيږی ، يا د $(P = 0.01\%)$ تکراريت په صورت کې چې په لس زرو (10000)کلونو کې د يوځل لپاره تکرارېږی د ښودل شوی سطحې لوړيدنه نسبت د اوبو نورمالې سطحې ته $(1-3)m$په حدودو کې ټاکل کيږی . د اوبو د نورمالې سطحې پی بنسټه لوړيدنه د اضافی که څه هم د لنډ مهال لپاره وی د اوبو په وسيله د سيمو (ځمکو) لاندی کيدل ، د کرهنی زيانمن کيدنه ، دهايدروليکی ودانيو د کار په شرايطو او همدارنګه په شتمنيو چې د ذخيره وی کاسې په کاری ساحه موقيعت لری ناوړه اغيزه لری . نو له همدی امله په ذخيره وی کاسه کې د اوبو د سطحې لوړيدنه بايد له اقتصادی پلوه و ارزول شی .

۱۰- ۵. د حجم او مساحت منحنی او د هغوی ترمنځ اړيکی

د ذخيره وی کاسې د اساسی ځانګړتياو څخه يوه هم د اوبو د آزادی سطحې مساحت (Ω) او د اوبو حجم (V) تابع والی نظر په ذخيره ی کاسه کې د اوبو

سطحې (H) او يا په هغې کې داوبو ژوروالی ته دی (۱۰- ۶ . شکل) . د $\Omega = f(H)$ يا $\Omega = f(h)$ منحنی د ذخيره وی کاسې د اوبو د سطحې د مساحت د منحنی په نامه او د $V = f(H)$ يا د $V = f(h)$منحنی د حجم منحنی په نامه ياديږی . زياتره ښودل شوی منحني په يوه ګراف کې ښيی ، چې د باتوګرافيکی منحنی (Bath graphic curve) په نامه ياديږی . په ذخيره وی کاسو کې دوه ډوله حجمونه شتون لری يويی د ستاتيکی او بل يی د ډيناميکی حجم په نامه ياديږی . د اوبو حجم چې پدی فرضيی سره محاسبه شوی چې د اوبو آزاده سطح افقی ده د ستاتيکی حجم په نامه ياديږی . که چيری حجم V په ذخيره وی کاسه کې د اوبو د سطحې د منحنی په پام کې نيولو سره محاسبه شی د ډيناميکی حجم په نامه ياديږی .



۱۰- ۶. باتوګرافيکی منحنی

د اوبو ذخيره وی کاسې د مساحت د منحنی د رسمولو لپاره د هغو توپوګرافيکی نقشو څخه کار اخلي چې په ستر مقياس سره ترتيب شوی وی . د اوبو د آزادی سطحې مساحت (Ω)، چې د اوبو د ځانګړو سطحو (H)مطابق ، پدی فرضيی

سره چې د اوبو آزاده سطح افقی ده ، د هغه مساحت د پلانومتر کونی له لاری تاکل کیږی کوم چې د ځانګړو هاریزانتالو او د بند د محور په وسیله احاطه شوی وی (۱۰- ۶. شکل) . د $\Omega = f(H)$ منحنی په قایم الزاویه کاردیناتو کې رسمیږی : د اردینات د محور د پاسه د اوبو ژوروالی (h) یا داوبو ارتفاع (H)او د ابسیس د محور د پاسه د اوبو د سطحې مساحت (Ω)وضع کوی . د اوبو د سطحې د لوړیدو سره د آوبو د آزادی سطحې مساحت زیاتیږی .

په ذخیره وی کاسه کې د اوبو ابتدائی حجم عبارت دی له

$$dV = \Omega dH \qquad (۱۰- ۹)$$

لدی ځایه څخه د اوبو د سطحې (H) مطابق د اوبو حجم کولای شو د لاندی معادلې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کړو

$$V = \int_{H_0}^{H} \Omega dH \qquad (۱۰- ۱۰)$$

پدی ځای کې :

H_0- د بند سره په څیرمه د تل نښانه .

څرنګه چې د $\Omega = f(H)$ منحنی یو پیچلی نامنظم شکل لری ، نو له همدی امله په عملی ساحه کې په ذخیره وی کاسه کې د اوبو حجم د ابتدایی حجمونو (ΔV) د پرله پسې جمع کولو څخه چې د دوه کاونډیو منحنیو (هارینراتالونو) ترمنځ شتون لری معلومیږی .

د اوبو د سطحې (ΔH) د نهایی زیاتوالی په صورت کې ، د اوبو حجم چې د دوګاونډیو سطحو تر منځ شتون لری ، کیدای شی چې د لاندی ساده معادلې څخه په کار اخیستلو سره محاسبه شی

$$\Delta V = 0.5(\Omega_1 + \Omega_2)\Delta H_{i,i+1} \qquad (۱۰- ۱۱)$$

په پورتنی رابطه کې :

Ω_i او Ω_{i+1} - د H_i او H_{i+1} د اوبو د سطحو په مطابق د اوبو د آزادې سطحې مساحت ؛

$\Delta H_{i,i+1} = H_{i+1} - H_i$ - د اوبو د سطحو لوړوالی .

په هغه حالت کې که چیری د $\Omega = f(H)$ تابع یو پیچلی شکل ولری او د ګاونډیو سطحو ترمنځ د مساحتونو نسبت $\frac{\Omega_{i+1}}{\Omega_i} > 1.5$ وی ، پدی صورت کې کیدای شی چې د قطع شوی (لنډ) هرم د فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه شی

$$\Delta V = 3^{-1}\left(\Omega_i + \Omega_{i+1} + \sqrt{\Omega_i \Omega_{i+1}}\right)\Delta H_{i,i+1}$$ (۱۰- ۱۲)

د ذخیره وی کاسې تل د لومړی قشر ته نږدی د اوبو حجم د قطع شوی پارابول د معادلې څخه چې لاندې شکل لری محاسبه کوی

$$\Delta V_1 = \frac{2}{3}\Omega_1 \Delta H_1$$ (۱۰- ۱۳)

په ذخیره وی کاسه کې د (H) د نښانې مطابق د اوبو حجم د کوچنیو حجمونو د مجموع څخه چې د نوموړی سطحې لاندې ځای لری په لاس راځی

$$V_H = \sum_{H_0}^{H} \Delta V_i$$ (۱۰- ۱۴)

د ډینامیکي حجمونو د محاسبې په صورت کې په ذخیره وی کاسه کې د اوبو د آزادې سطحې منحنی الخط والی په پام کې نیسی . پدی صورت کې د اوبو د آزادې سطحې د منحنی رسمولو د هغه طریقو څخه کار اخلی چې په هایدرولیک

کې تشریح شویدی . لاکن د اوبو په ذخیره وی سترو کاسو کې د اوبو د آزادې سطحې میلان ډیر کم ، نو معمولاً د اوبو حجم پدی فرضیې سره محاسبه کوی چې د اوبو آزاده سطحه افقی فرض کوی .

د اوبو د ذخیره وی کاسې تر ټولو څخه مهمه ځانګړتیا د اوبو د منځنی ژوروالی څخه عبارت دی

$$h_{av.i}=\frac{V_{H_i}}{\Omega_{H_i}}$$

(۱۰- ۱۵)

د لیترال **(Littoral)** مساحت ځانګړتیا (د اوبو هغه حجم چې د کال په مختلفو وختونو کې په ترتیب سره ذخیره کیږی ، چې د معین مساحت لرونکی وی د لیترال د مساحت په نامه یادیږی) معیار په لاندې ډول سره محاسبه کیږی

$$L_{\Omega_i}=\frac{\Omega_{L_i}}{\Omega_{H_i}}$$

(۱۰- ۱۶)

په پورتنی رابطه کې :

Ω_{H_i} او V_{H_i} - د اوبو د آزادی سطحې مساحت او حجم د (H_i) په صورت کې ؛

Ω_{L_i} - د (H_i) د سطحې مطابق د لیترال **(Littoral)** مساحت .

لیترال مساحت یعنی د ذخیره وی کاسې په ساحلی برخه کې د اوبو د آزادې سطحې مساحت د $(h\le 2m)$ د ژوروالی په صورت کې د $\Omega=f(H)$ منحنی څخه په کار اخیستلو محاسبه کوی . د (H_i) په سطحه کې د اوبو د آزادې سظحې مساحت او د هغې څخه د $(2m)$ ارتفاع کښته مساحت د توپیر څخه محاسبه کیږی

$$\Omega_{L_i}=\Omega_{H_i}-\Omega_{H_{i-2}}$$

د $h_{av}=f(H)$ او $L_\Omega=f(H)$ توابعو منحنی معمولاً د ذخیره وی کاسې د باتیګرافیکی مشخصاتو سره یو ځای کوی . پدی ځای کې باید په پام کې ولرو چې د منځنی ژوروالی (h_{av}) د اوبو د سطحې د لوړیدو سره کیدای شی زیاته او

یا کمه شی . د لیترال مساحت معیار (L_Ω) د $(h=2m)$ په صورت کې د یوه څخه تر صفر پورې بدلون کوی .

د ذخیره وی کاسې د ګټې اخستنې په موخه ځینی وختونه د ذخیره وی کاسې د خالی کیدو منحنی هم رسموی . د لومړنی سطحې په توګه د (NWL) سطحه قبلیږی ، په پایله کې

$$h_{empt.i} = H_{NWL} - H_i \qquad (۱۰- ۱۷)$$

واضح ده چې د (DWL) په سطحه کې اعظمی خالی کیدنه او د (NWL) په صورت کې د صفر سره مساوی ده .

په پرله پسې توګه د (NWL) څخه مخ کښته د حجمونو په جمع کولو سره د ذخیره وی کاسې د خالی کیدنې (تخلیی) حجم په لاس راځی

$$V_{empt} = \sum_{NWL}^{DWL} \Delta V_i \qquad (۱۰- ۱۸)$$

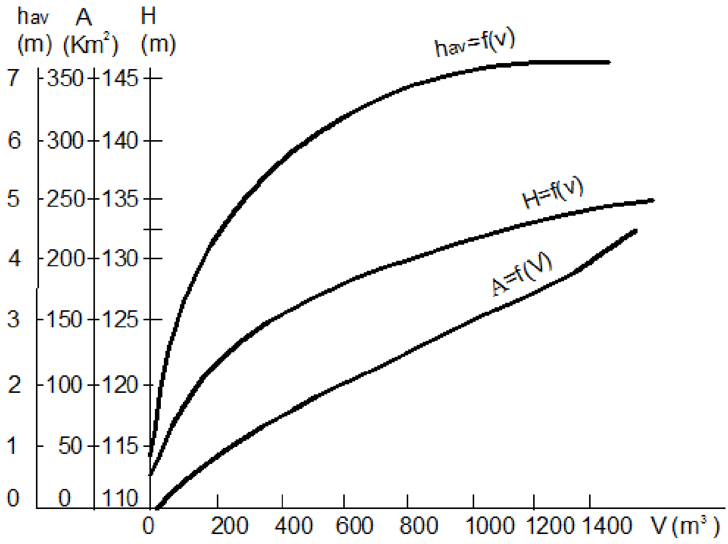
د $V_{empt} = V_{empt}(H)$ د تابع مطابق رسم شوی منحنی د ذخیره وی کاسې د خالی کیدو د منحنی په نامه یادیږی .

د ښودل شوو منحنیو سره یو ځای کله نا کله د ذخیره وی کاسې د ډکیدو (H) منحنی هم رسموی .

د ډکیدو منحنی نظر (H) د اوبو د آزادې سطحې مساحت (Ω) او منځنی ژوروالی (h_{av}) نظر د اوبو حجم ته رسموی : $H = f(V); \Omega = f(V); h_{av} = f(V)$

.

ښودل شوی منحنی د ذخیره وی کاسې د حجمی مشخصاتو په نامه یادیږی (۱۰- ۷ . شکل) .



۱۰- ۷. شکل . د ذخیره وی کاسې حجمی مشخصات

۱۰- ۶. د ذخیره وی کاسې څخه د اوبو ضایعات

د ذخیره وی بند د جوړیدو په صورت کې د ځینو سیمو د غرقیدو ، د اوبو لاندې کیدو ، دمه کیدو او د ځمکې لاندې اوبو د سطحې د لوړیدلو په پایله کې د اوبو د تعادل د عناصرو ترمنځ بدلون رامنځ ته کیږی . ددی بدلون په پایله کې د اوبو اضافی ضایعات رامنځ ته راځی ، چې اساسی یی د تبخیر او فلتریشن ضایعات دی . د تبخیر او فلتریشن سربیره د ذخیره وی کاسې څخه د اوبو د ضایعاتو نور ډولونه هم شتون لری چې هغه موقتی دی . د بیلګې په توګه د مړه حجم په ډکیدو کې او د ذخیره وی کاسې د ګټې اخستنې په لومړیو ورځو کې د ځمکې لاندې اوبو د زیرمو په پوره کولو او همدارنګه د موقتی ضایعاتو په توګه کولای شو چې د کنګل د ویلی کیدو له امله کوم چې د کاسې د سواحلو د پاسه ځای په ځای شوی وی .

د ذخیره وی کاسې د اوبو د شتمنیو د محاسبو اساسی برخې د اوبو ضایعات دی ، کوم چې په صحیح توګه د اوبو د حجم د معلومولو او د بهیر د تنظیم په صورت کې د اوبو د زیرمو د بیلانس د ترتیبولو لپاره ډیر اړین دی .

۱۰- ۵- ۱. د تبخیر له امله د اوبو ضایعات

د ذخیره وی بندونو د جوړولو په پایله کې د هغې په ځیرمه د پرتو سیمو کافی اندازه تر اوبو لاندې کیږی او د ځمکې د وچې یوه ستره برخه د اوبو پرسطح بدلیږی . ددی کار په پایله کې د اوبو اضافی ضایعات د تبخیر په شکل رامنځ ته کیږی .

که چیری د اوبو د تعادل معادله د نوموړی سیمې لپاره د ذخیره وی بند د جوړیدو څخه د مخه وخت لپاره ترتیب کړو په لاس راځی

$$R = P - E_S$$

(۱۰- ۱۹)

که چیری همدی سیمی لپاره په یوه ټاکلی وخت کې د ذخیره وی بند د جوړیدو څخه وروسته د اوبو د تعادل معادله ولیکو لاندې شکل غوره کوی

$$R_1 = P - E_W$$

(۱۰- ۲۰)

په پورتنیو معادلو کې :

P - د اوربښت کلنی قشر په (mm) ؛

E_S - د ځمکې د وچې څخه د کلنی تبخیر قشر په (mm) ؛

E_W - د اوبو د آزادی سطحې څخه د کلنی تبخیر قشر په (mm) ؛

R - د بهير کلنی قشر په (mm) ؛

R_1 - په نوو شرايطو کې د بهير کلنی قشر په (mm) .

د پورتنيو معادلو د يو بل څخه د منفی کولو سره د ذخيره وی اوبو د آزادې سطحې څخه د اضافی تبخير قشر د محاسبې لپاره محاسبوی معادله په لاس راوړو

$$E_{ex} = R - R = E_W - E_S$$ (۱۰- ۲۱)

پدې صورت کې داسې فرض کيږی چې د جهيلونو د سطحو څخه چې د اوبو کوم قشر هوا ته تبخير کيږی ، د هغوی کم مقدار له امله د هوا د بهير په وسيله په بشپړ ډول سره د سيندی حوزی د حدودو څخه خارجيږی او د اوبو د ذخيروی بند دپاسه د ترسباتو په کلنی ويش کومه اغيزه نلری .

د (۱۰- ۲۰) فورمول څخه دا څرگنديږی چې د تبخير له امله د اوبو د ضايعاتو د محاسبې لپاره د ذخيره وی بند د آزادې سطحې حخه د تبخيری قشر (E_W) او د ذخيره وی بند د جوړيدو څخه دمخه د تبخيری قشر (E_S) اندازه محاسبه شی .

د سيندی دری تر اوبو لاندی شوی مساحت څخه تبخير د منځنی معلق کميت په شکل د لاندې فورمول څخه په کار اخيستلو سره محاسبه کوی [۲۹]

$$E_S = \frac{\Omega_W E_W + \Omega_S E_S + \Omega_P E_P}{\Omega_W + \Omega_S + \Omega_P}$$ (۱۰- ۲۲)

په پورتنی معادله کې :

$E_P;E_S;E_W$ - په ترتیب سره د اوبو د آزادې سطحې ، د ځمکې د وچې برخې او پویمی څخه د تبخیر قشر ؛

$\Omega_P;\Omega_S;\Omega_W$ - په ترتیب سره د اوبو د آزادې سطحې ، د ځمکې د وچې برخې او پویمی مساحت .

د ځمکې د وچې برخې څخه د تبخیر د محاسبې لپاره الف . و . اګیف سکی لاندې تقریبی فورمول وړاندی کړ

$$E_S = P(1-\alpha_S) \qquad (۱۰ - ۲۳)$$

پدی رابطه کې :

P - د ترسباتو قشر په (mm) ؛

$\alpha_S = \frac{R}{P}$ - د سیندی درو د ځوړو (اړخونو) څخه د بهیر ضریب . د α_S (په صورت کې) یا $\beta_S = 1-\alpha_S$ (په مخرج کې) ضریب د بهیر د شرایطو په پام کې نیولو سره د (۱۰- ۲ . جدول) څخه اخیستل کیږی .

د ذخیره وی کاسې د پویمی څخه تبخیر (E_P) کوم چې په (۱۰- ۲۲) فورمول کې شامل دی یا د خاصو تحقیقاتی ارقامواو یا د نسبتاً لمدو سیمو لپاره په تخمیني ډول سره $(2E_W/3)$ ، او د لمدو (مرطوبو) او هغه سیمو لپاره چې اضافی رطوبت لری د (E_P) قیمت د (E_W) سره مساوی قبلیږی .

۱۰ – ۲. جدول . د ۱ .و . اګیف سکی په فورمول کې د α_S او β_S ضریبو قیمتونه [۲۹]

د بهیر شرایط	د α_S او β_S ضریبو قیمتونه			
	پسرلی	دوبی	ژمی	کلنی (د ژمی پرته)
ریګی پویمه یا هغه پویمی چې د سپکو نفوذ وړ خاورو څخه تشکیل شوی وی ، واښه او بوټی	$\frac{0.20}{0.80}$	$\frac{0.05}{0.95}$	$\frac{0.10}{0.90}$	$\frac{0.10}{0.90}$
ختینی ، ډبرینی او د نورو لږ نفوذ وړو خاورو څخه تشکیل شوی ساحې د کافی میل سره	$\frac{0.80}{0.20}$	$\frac{0.40}{0.60}$	$\frac{0.60}{0.40}$	$\frac{0.60}{0.40}$
منځنی شرایط	$\frac{0.50}{0.50}$	$\frac{0.20}{0.80}$	$\frac{0.40}{0.60}$	$\frac{0.35}{0.65}$

که چیری د ذخیره وی کاسې خالي کیدنه څوکاله پرله پسې دوام ولری ، د لاندې فورمول څخه په کار اخستلو سره د اوبو د آزادې سطحې څخه د تبخیر اندازه د وچ کالې د کلونو ګروپ لپاره محاسبه کیږی

$$E_W^{(n)} = K_{PE} E_W = \left(\frac{C_{vE}\phi_P}{\sqrt{n}+1} \right) \overline{E_W} \qquad (۱۰-۲۵)$$

پدی فورمول کې :

C_{vE} - د اوبوو د آزادې سطحې څخه د تبخیر د بدلونونو ضریب ؛

ϕ_P - د فوستر ضریب دی چې د جدول څخه نظر $C_{S.E}$ او تأمینیت $P_E = 100 - p$ ته ټاکل کیږی ؛

P - د ذخیره وی بند څخه د اوبو توزیع تأمینیت دی .

د بهیر د کلنی تنظیم په صورت کې د آوبو آزادی سطحې څخه د تبخیر د قشر محاسبوی تأمینیت (P_E) تقریباً د $P_E = 100 - p$ سره مساوی قبلیږی . پدی ځای کې p - د اوربښت محاسبوی تأمینت دی . پدی حالت کې د ذخیره وی بند د اوبو د آزادې سطحې څخه د اضافی تبخیر د و.ی. ماک لیاک فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوی

$$E_{ex} = K_{100-p}\overline{E_W} - K_p\overline{P}(1-\alpha_S) \qquad (۱۰ - ۲۶)$$

پدی فورمول کې :

K_{100-p} - د اوبو د آزادې سطحې څخه د تبخیر قشر د مودول ضریب ؛

K_p - د اوربښت د قشر د مودول د ضریب محاسبوی تأمینیت .

د تبخیری قشر د هغو میاشتو په انتروالو کې محاسبه کیږی چې کنګل کیدنه شتون و نه لری ؛ په هغو میاشتو کې چې کنګل کیدنه سرته رسی $E_W = E_S$ سره مساوی قبلوی او اضافی تبخیر نه محاسبه کیږی . د کال په دننه کې اضافی تبخیر د $(3-5)$ کلونو لپاره چې اوبه لرنه یی توپیر لری معلوموی ، پدی صورت کې داسې فرضیږی چې د اضافی تبخیر میاشتنی قشر ثابت او د ذخیره وی کاسې د ډکیدو پور اړه نه لری .

د وخت د محاسبوی انتروال په ترڅ کې د سیلابی اوبو په وسیله لاندی شوی ساحې څخه د اضافی تبخیر له امله د ضایع شوو اوبو حجم مساوی دی

$$V_{Fload} = \frac{E_{ex}\Omega_F}{1000} \qquad (۱۰- ۲۷)$$

په پورتنی رابطه کې :

E_{ex} - د سیلاب د اوبو په وسیله غرق شوو ساحو څخه اضافی تبخیر په (mm) ؛

Ω_F- د سیلاب اوبو په وسیله د لاندې ساحې مساحت په (km^2).

د سیلاب اوبو په وسیله د لاندې ساحې مساحت د لاندې فورمول په کارولو سره محاسبه کیږی

$$\Omega_F = \Omega_W - \Omega_p \quad (۱۰- ۲۸)$$

د ذخیره وی بند د جوړیدو په صورت کې د سیمو د لاندی کیدو سره سم د هغی ځیرمه سیمې هم تر اوبو لاندی کیږی . پدې صورت کې د ځمکې لاندې اوبو سطحه لوړیږی او د تبخیر کچه زیاتیږی . تر اوبو لاندې ساحې مساحت Ω_{FF} په حیث د ذخیره وی بند سره په ځیرمه د وچې هغه برخې مساحت قبلوی چې په هغوی کې د ځمکې لاندې اوبو سطحه د $(2-2.5)m$ په حدودو کې وی .

تر اوبو لاندې شوی ساحې د اوبو هغه حجم چې د اضافی تبخیر له امله د ذخیره وی کاسې څخه ضایع کیږی عبارت دی له

$$V_{FF} = \frac{(E_{FF} - E_S)\Omega_{FF}}{1000} \quad (۱۰- ۲۹)$$

په پورتني فوررمول کې :

E_{FF}- تر اوبو لاندی شوو سیمو څخه د تبخیر مقدار په (mm).

E_{FF} د ساحوی ارقامو پر بنسټ محاسبه کیږی یا د هغه سیمو لپاره چې د رطوبت اندازه یی کافی نه وی په تقریبی ډول سره $(2E_W/3)$ قبلیږی ، او د هغه

سیمو لپاره چې په هغوی کې د رطوبت کچه په کافی اندازه وی او یا د هغې ځخه هم زیاته وی پدی صورت کې د E_W سره مساوی قبلیږی .

د ذخیره وی بند ځخه د تبخیر له امله د ضایع شوو اوبو حجم د غرق شوو سیمو ځخه د تبخیر V_F او تر اوبو لاندې شوو سیمو ځخه د تبخیر V_{FF} د مجموع ځخه عبارت دی یعنې

$$V_E = V_F + V_{FF} \quad (۱۰- ۳۰)$$

په پای کې د یادونې وړ ده چې د اضافی تبخیر مقدار په ځانګړو سیمو کې یو شان ندی .

۱۰- ۶ ــ ۲. د ذخیره وی بندونو ځخه فلتری ضایعات

د ذخیره وی بند د جوړیدو له امله دمه کیدنه ، د سیمو ډوبیدل او تر اوبو لاندی کیدل د ذخیره وی بند د تأثیر لاندې ساحه کې د ځمکې لاندې اوبو د رژیم بدلیدنی او په فلتریشن کې د اوبو د ضایعاتو د زیاتیدو لامل ګرځی . د ذخیره وی بند ځخه فلتری ضایعات اساساً په دریو برخو ویشی : د بند د تنې (جسم) ، اساس او سواحلو له لارې . سربیره پردی د ذخیره وی بند د ډکیدو په صورت د ځمکې لاندې اوبو سطحه لوړیږی او د ډنډونو د ځمکې لاندې تغذیه کمیږی . د بندونو د تنې ، اساس او سواحلو له لارې فلتریشنی ضایعات دومره زیات ندی او هغه کیدای شی چې د ځانګړو ضد فلتری ودانیو (لمن ، هسته ، پرده ، دیافراګم او نورو) ځخه په کار اخستلو سره محدود شي .

د اوبو ددی ډول ضایعاتو محاسبوی طریقې د فلتریشنی مسایلو د هایدروتخنیکی او هایدرولیکې پر بنسټ حل ولاړ دی او د هایدرولیکی ودانیو په مضمون کې تر مطالعې لاندې نیول کیږی .

د بند د سواحلو او اساس له لارې د فلتري ضايعاتو مقدار د سرکوب (Head) او هايدرولوجيولوجيکی شرايطو (خاوری د کومو څخه چې دره جوړه شوی ده ، د هغو د اوبو د نفوذ مننی ، د موقيعت ځانګړتيا ، د ځمکې لاندې اوبو د سطحې موقيعت او رژيم) پورې اړه لری . د اوبو فلتری ضايعات يا ډير کم دی او يا دا چې هيڅ شتون نلری . که چيری ذخيره وی بند په کافی ژوروالی سره د داسې خاورو څخه جوړه شوی وی چې تقريباً د نفوذ وړ نه وی (ختې ، متراکمې ترسبی يا درز نه لرونکی غټ کرستالی طبقات) او اړخونو کې کوم چې د ذخيره وی کاسې سره نښلی د ځمکې لاندې اوبو سطحه نسبت په ذخيره وی کاسه کې د (NWL) څخه لوړ موقيعت ولری . ياد شوی شرايط د ذخيره وی بند د جوړيدلو د پاره تر ټولو څخه غوره شرايط دی .

ددی پر خلاف فلتری ضايعات په هغه حالاتو کې ترسترګو کيږی چيری چې د ذخيره وی کاسې بستر ، سواحل د داسې طبقاتو او خاورو څخه جوړ شوی چې د اوبو د نفوذ قابليت زيات وی ، د بيلګې په توګه شګلونو ، اهکي ، سلانسونه يا نورو د نفوذ وړ خاورې او همدارنګه د سيندی دری په ځانګړو سيمو کې د کارستونو شتون .

د ورته هايدروجيولوجيکی شرايطو د شتون په صورت کې د فلتريشن مقدار په ذخيره وی کاسه کې د اوبو د سطحې او د هغې د بستر د مساحت پورې اړه لری . ښکاره ده په کومه اندازه چې په ذخيره وی کاسه کې د اوبو سطحه لوړه وی او د هغې د بستر مساحت زيات وی په همغه اندازه د فلتری ضايعاتو مقدار زيات دی .

د ذخيره وی بند د ګټې اخيستنې په لومړنيو کلونو کې د فلتری ضايعاتو مقدار ترټولو زيات دی . دا ددی ښکارندوی دی چې د ذخيره وی کاسې د ډکيدو او ګټې اخستنې په لومړيو کلونو کې د اوبو په وسيله د هغه خاورو مشبوع کيدنه د

کومو څخه چې د ذخیره وی بند بستر جوړ دی او د ځمکې لاندې اوبو د زیرمو پوره کیدنه سرته رسی . د وخت په تیریدو سره د فلتریشن مقدار ($3-2$ او د هغې څخه زیات ځلی) کمیږی ، او ثابت حالت ته رسی . د تعادل پړاو د ($5-4$) کلونو او کله نا کله لدی څخه هم زیات وخت را منځ ته کیږی . د فلتری ضایعاتو کمیدنه د ذخیره وی بند د بستر د کلمتاژ په پایله کې او همدارنګه د ذخیره وی بند په ځیرمه سیمو کې د ځمکې لاندې اوبو د سطحو او رژیم د تعادل په پایله کې منځ ته راځی .

د دخیره وی بندونو څخه فلتریشن یوه پیچلې مسئله ده او تر اوسه پورې په بشپړه توګه نده مطالعه شوی . د هغې د ارزونې په صورت کې اړینه ده چې د هایدروجیولوجیکی ځیرنو د پایلو او محاسبو د پاسه اتکأ وشی او همدارنګه د جوړو شوو بندونو د ګټې اخستنې د تجربو څخه کا واخستل شی .

د ذخیره وی بندونو د ګټې اخستنې په شرایطو کې د ذخیره وی بند څخه د فلتر شوو اوبو حجم (V_{fil}) د اوبو د تعادل معادلې څخه د وخت په ټاکلی لحظه کې محاسبه شی

$$V_{st}+V_P-W_R-W_E-U-V_{nonusf}-V_{fil}=V_{end} \qquad (۱۰-۳۱)$$

په پورتنې معادله :

V_{st} او V_{end} - د ځارنې په پیل او پای کې د ذخیره وی بند حجم ؛

V_P- د اتموسفیری ترسباتو حجم چې د ذخیره وی کاسې د آزادې سطحې د پاسه د ځارنې په انتروال کې ترسب کوی ؛

W_R - د آبریز څخه د بهیر حجم چې ذخیره وی بند تغذیه کوی ؛

V_E - د ذخیره وی بند د کاسې د آزادې سطحې څخه د تبخیرحجم ؛

U - د اوبو مصرف ؛

V_{sp} - د ذخیره وی کاسې څخه غیر ګټوره پرچاوه کونه .

که چیری ښودل شوی کمیتونه په ساحه کې اندازه شی ، د (۱۰- ۳۱) معادلی په حلولو سره کولای شو چې د ذخیره وی کاسې څخه فلتری ضایعات محاسبه کړو . د پایلو دقت د اوبو د تعادل معادلې کې د شاملو عناصرو د اندازه ګیری په صورت کې د اشتباه د اندازې پوری اړه لری ، چې کیدای شی اشتباه ډیره ستره وی .

د مقدماتی محاسبو په صورت کې د ذخیره وی بند د فلتری ضایعاتو ټول ډولونه د تقریبی نورمونو مطابق د اوبو د قشر له جنسه محاسبه کوی او یا نظر د هایدروجیولوجیکی شرایطو ته د حجم د فیصدی په شکل محاسبه کوی . په (۱۰- ۳ . جدول) کې د ذخیره وی بند څخه د ضایع شوو اوبو نورمونه نظر هایدروجیولوجیکی شرایطو ته ښودل شویدی [۲۹].

۱۰- . جدول . د ی . ف. پلیشکوف د څیړنو مطابق د ذخیره وی بند څخه د فلتری ضایعاتو نورم

هایدرولوجیکی شرایط	د یوه کال په ترڅ کې د ضایعاتو قشر په cm	د منځنی حجم سلنه	
		په کال کې	په میاشت کې
ښه	0 - 50	5 - 10	0.5 - 1
منځنی	50 - 100	10 - 20	1 – 1.5
بد ، نا مناسب	100 - 200	20 - 40	1.5 - 3

ښه شرایط : د هغه هایدروجیولوجیکی د شرایطو څخه عبارت دی چې کله د ذخیره وی بند کاسه (بستر) د نفوذ نه وړ خاورو څخه تشکیل شوی وی او د ځمکې لاندې اوبو سطحه په وصل کیدونکو ساحو کې د اوبو د نورمالې سطحې څخه لوړ موقیعت ولری .

منځنی شرایط : د هغه شرایطو څخه عبارت دی چې د ذخیره وی بند بستر او سواحل د هغه خاورو څخه متشکل وی چې لږ د اوبو نفوذ وړ وی او د ځمکې لاندې اوبو سطح د مړه حجم د سطحې څخه لوړ موقیعت ولری .

بد (نا مناسب) شرایط : د بدو هایدروجیولوجیکی شرایطو په صورت کې د ذخیره وی بند سواحل او بستر د نفوذ وړ خاورو څخه جوړ شوی وی او د ځمکې لاندې اوبه ذخیره وی بند کې د ټولو شوو اوبو په وسیله تغذیه کیږی .

۱۰- ۶ ــ ۳ . په کنګل کیدنه کې د اوبو ضایعات

په ذخیره وی بندونو کې د اوبو د بهیر سرعت نسبت نا تنظیم شوو مجرأو ته لږ دی . ددی په پایله کې په هغو کې د کنګل پنډوالی زیاتیږی . د کنګلی قشر ښودل شوی پنډوالی په سترو ذخیره وی بندونو کې د $\%(20-15)$ په حدودو کې زیاتیږی او په کوچنیو ډنډونو او ذخیرو کې چې په غرنیو سیمو کې جوړیږی هغه تر (80%)پوری رسی . د کنګلی قشر په جوړیدو کې د اوبو یو ټاکلی حجم ضایع کیږی . د کال په ګرم موسم کې کنګل ویلی کیږی او ټولې اوبه بیرته په ذخیره وی بند کې جمع کیږی . لدی ځایه څرګندیږی چې د کنګل کیدنې پروسه د ذخیره وی کاسې څخه د اوبو د ضایع کیدو لامل نه ګرځی . لاکن کله چې په ژمې کې د ذخیره وی بند خالی کیدنه د کنګل کیدنی په پړاو کې ترسره

شی ، پدی صورت کې د اوبو آزاده سطحه کوچنۍ کېږی او په پایله کې د کنګل کتلې د ذخیره وی بند د سواحلو د پاسه پاتېږی . د اوبو هغه مقدار چې د کنګل په جوړیدو کې په په مصرف رسی د یوه اوږده وخت لپاره د کارونې څخه پرته پاتی کېږی . په ژمی کې د اوبو یاد شوی حجم د اوبو په بیلانس (د تعادل په معادله) کې د مصرف په توګه نیول کېږی او په پسرلی کې د هغوی د ویلی کیدو له امله هغه د اضافه کیدونکي مقدار په څیر په پام کې نیول کېږی .

په هغه پړاو کې چې د ذخیره وی کاسې د اوبو آزاده سطح په بشپړ ډول سره د کنګل د قشر په وسیله پوښل شوی وی د اتمسفیری ترسباتو (د واوری په شکل) یوه برخه د کنګل د پاسه ترسب کوی او د یوه وخت لپاره د بهیر په جوړیدو کې برخه نه اخلی . د اوبو هغه ضایعات کوم چې د کنګل د هغه ټوټو د ویلی کیدو له امله د ژمی په موسم کې د ذخیره وی کاسې د خالی کیدو له امله د ذخیره وی بند د سواحلو د پاسه پاتېږی د لاندې فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کېږی

$$V_{ice} = 0.5\rho_{ice}(\Omega_{st} - \Omega_{end})(h_{st} - h_{end})$$ **(۱۰- ۳۲)**

په پورتنط معادله کې :

Ω_{st} **او** Ω_{end} **- د ژمی په موسم کې د ذخیره وی کاسې د تخلیی په صورت کې د اوبو د آزادې سطحې لومړنی او وروستنی مساحت په** (m^2) **؛**

h_{st} **او** h_{end} **- د محاسبوی پړاو په پیل او په پای کې د کنګل د قشر پنډوالی په** (m) **؛**

ρ_{ice} **- د کنګل نسبی کثافت دی .**

د Ω_{st} او Ω_{end} مساحت د $\Omega = f(H)$ د منحنی له مخې دژمنی خالی کیدنې د طرح شوو نښانو مطابق ټاکل کیږی .

د اوبو هغه مجموعی حجم کوم چې د ذخیره وی بند د سواحلو د پاسه د واوری او کنګل په شکل جمع شویدی د لاندې فورمول په وسیله محاسبه کیږی

$$V_{ice} = (\Omega_{st} - \Omega_{end}).(h_{ice.\max}\rho_{ice}K_{ice} + \rho_{snow}h_{snow}) \quad (۱۰-۳۳)$$

په پورتنی رابطه کې :

$h_{ice.\max}$ - د کنګل قشر اعظمی پنډوالی په (m) ؛

h_{snow} - د واوری د قشر منځنی پنډوالی په (m) ؛

ρ_{ice} او ρ_{snow} - د کنګل او واوری نسبی کثافت ؛

K_{ice} - د ذخیره وی کاسې په خالی کیدو کې د کنګل د قشر د تدریجی زیاتیدو ضریب دی چې د ارقامو د نشتوالی په صورت کې $K_{ice} = 0.67$ نیول کیږی .

د یادونی وړ ده چې د کنګل د قشر اعظمی پنډوالی د کنګل کیدنې په پړاو کې تر هغه وخت پوری محاسبه کیږی چې کله د هوا د تودوخې درجه صفر ځخه لوړه شی . ځکه کله چې د هوا د تودوخې درجه د صفر سانتی ګیرد ځخه لوړه شی د کنګل د قشر د پنډوالی زیاتوالی قطع کیږی .

۱۰ - ۷. په ذخیره وی بند کې د ترسبی موادو تل کیدنه

ذخیره وی بندونه د اوبو د بهیرونو (طبیعی مجرأو) په هایدرولکی رژیم کې بدلونونه رامنځ ته کوی چې عبارت دی له : د آزادې سطحې میلان ، د بهیر

سرعت ، د ترسباتو د لیږدونی قابلیت کمیدنه او د ژوروالی زیاتوالی . ددی بدلونونو په پایله کې په تل کې رغړیدونکی یا څوړند ترسبات تل او د ذخیره وی بند په کاسه کې (بستر) کې ځای په ځای کیږی . د ترسباتو په وسیله د ذخیره وی بند د ډکیدو پروسه د بند د ډکیدنی په نامه بادیږی . ترسبی مواد کوم چې د ذخیره وی بند د ډکیدو په پروسه کې رامنځ ته کیږی د ډکیدنی د جسم په نامه یادیږی .

د ترسباتو د تل کیدنی او د ډکیدنی د جسم د تشکیل پروسه د یو لړ عواملو پوری اړه لری چې عبارت دی له : د ذخیره وی بند ډول (کنفیګوریشن) اوابعاد ، د هغوی د سواحلو استواری ، د بهیر رژیم او د سیند په وسیله د لیږدونکو موادو ګرانولومتریکی ترکیب ، د اوبو په وسیله د ذخیره وی بند د ذخیری وی د کاسې د ډکیدنې او خالی کیدنې رژیم او داسې نور . د ذخیره وی بند په اوږدو د هغې ډکیدنه د ترسبی موادو په وسیله یو شان ته نه ترسره کیږی ، او په دریو ځانګړو برخو ویشل کیږی : پورتنی ، منځنی او کښتنې برخه .

د ذخیره وی بند په پورتنی برخه چیری چې صعودی منحنی نری کیږی ، په تل کې د رغړیدونکو او ځوړندو ترسباتو غټو دانو تل کیدنه ترسره کیږی . غونډیدونکی (یوځای کیدونکی) ترسبات د ترسباتو کواړی رامنځ ته کوی ، کومې چې د اوبو د آزادې سطحې د منحنی بدلیدنی ، د اوبو د سطحو لوړیدنې تغیر مکان او د بهیر په لوری مخ پورته د ډکیدنی د جسم غټیدو لامل ګرځی . د تل شو موادو د زیاتیدو او د عرضی مقطع په کوچنی کیدو سره ، په مجرأئی برخه کې د بهیر د سرعت لوړید نه ترسره کیږی ، کوم چې بهیر ته ددی قابلیت ورکوی ترڅو چې ترسبات د بند په لوری په تدریجی ډول سره خوځوی .

د پورتنی برخې د ډکیدو په پایله کې د ذخیره وی بند ګټور حجم کمیږی ، لږو اوبو لرونکی ساحه زیاتیږی او پایله کې تراوبو لاندې شوو ساحو سرحدونه پراخه کیږی . ددی برخې اوږدوالی د ذخیره وی بند د دمه ګی د اوږدوالی یو پر څلورمه $(1/4)$ برخه جوړوی .

په منځنی برخه کې تر ټولو څخه ګړندی (شدیده) ډکیدنه تراوبو لاندی شوو پویمو په حدودو کې ترسره کیږی ، چییری چې د ترسباتو د تل کیدنی شرایط د کوچینو ژوروالی او د بهیر د وړو سرعتونو له برکته ډیر مناسب دی . زیاتره ترسبی مواد د ارخونو او د هغه مرستیال سیندونو له لوری ذخیره وی کاسې ته داخلیږی ، د کومو دهنی چې د ذخیره وی بند د دمه ګی په ساحه کې ځای ولری . ددی برخې ډکیدنه عمدتاً د معلقو ترسباتو په وسیله ډکیږی . ددی برخې اوږدوالی د پورتنې برخې په شان یو پر څلورمه $(1/4)$ برخه جوړوی .

کښتنې برخه په مستقیم ډول سره د بند سره وصل کیږی . ددی برخې ځانګړتیاوی عبارت دی له : په کافی اندازه پسور (عرض) ، ډیرژوروالی او د اوبو د آزادې سطحې کوچنی میلان . ددی برخې د ډکیدو په صورت کې اساساً د ترسباتو کوچنی ذری ختین او ایلوی ذری دی چې د هغوی قطر $(d < 0.01mm)$ دی تل او د قشری بهیر په شکل سره بند ته نیږدی کیږی . د بند جسم ته په نږدی برخه کې ښودل شوی قشری بهیر ټوټه (تجزیه) کیږی ، چې زیاتره برخه ئې د ذخیره وی بند په کاسه کې تل کیږی او یوه برخه ئې د ګډیدنی په نتیجه کې د ذخیره وی بند کښتنې برخې ته د بهیر په وسیله لیږدول کیږی .

بند ته به نږدی برخو کې همیشه په تدریجی توګه د هغو موادو تل کیدنه سر ته رسی کوم چې د سواحلو د فعالیت (کوچیدنه ، ښویدنه ..) په پایله کې رامنځ ته کیږی . ددی لامل د څپو د آغیزو ، د اوبو د سطحو نوسانونه ، ساحلی

بهیرونه او د بادونو له امله د څپو د تشکیل څخه عبارت دی . ددی برخې اوږدوالی د اوبو د دمه ګې یو پر دوه (1/2) اوږدوالی جوړوی .

د ذخیره وی بند د خالی کیدو او ډکیدو په وخت کې د اوبو د سطحو نوسانونه د ذخیره وی بند په ډکیدو کې ترټولو زیاته اغیزه لری . د ذخیره وی بند د خالی کیدو او د اوبو د سطحې د ټیټیدو په صورت کې د بهیر سرعت او میلان زیاتیږی او تل شوی مواد مخ کښته د بند په لوری حرکت کوی ، دایماً او په مسلسل شکل سره مړ حجم ډکوی . د ذخیره وی بند د ډکیدو او د اوبو د سطحې د لوړیدو په صورت کې د بند څخه مخ پورته د اوبو دمه ګې نری کیږی او سرله نوی څخه د ترسباتو د تل کیدنی لپاره شرایط برابروی . سربیره پردی د ترسبی موادو په وسیله د ذخیروی بند پر ډکیدو وچ کالی او اوبلن کلونه هم اغیزه لری . د وخت په تیریدو سره ذخیره وی بند مړ حجم په بشپړ ډول سره د ترسبی موادو په وسیله ډکیږی . د مړه حجم د سطحې دپاسه د ترسبی موادو ځای پرځای کیدنه له یویی خوا د ذخیره وی بند ګټور حجم کموی او له بلې خوا د ګتی اخیستنی نورمال شرایط له منځه وړی . د ذخیره وی بند د ډکیدنی د زیاتوالی سره په هغې کې د بهیر سرعت زیاتیږی ، چې ددی په پایله کې د ذخیره وی بند له لاری د لیږدونکو ترسبی موادو مقدار زیاتیږی او ددی مطابق د ډکیدنی د شدت د کمیدو لامل ګرځی . د ذخیره وی بند د ډکیدو پروسه هغه وخت کې دریږی چې کله ترسبات د ډکیدو حجم حدودو ته ورسیږی ، کوم چې د بند په حدودو کې د ترسباتو د ثابت رژیم سره مطابقت لری .

هغه ذخیره وی بندونه چې د ډکیدو په پایله کې د خپل ګټور حجم اویا اتیا سلنه (70 − 80)% له لاسه ورکړی ، نشی کولای نور خپل فعالیت ترسره کړی .

۱۰- ۸. د ذخیره وی بند د ډکیدو د حجم او زمان محاسبه

د NWL تر سطحې پورې د ذخیره وی بند د ډکیدو وخت د ډکیدنې د زمان په نامه یادیږی . د ذخیره وی بند د ډکیدنې د زمان اساسی مشخصی په توګه د ډکیدنې شرطی ښودونکې قبلوی

$$t_y = \frac{V_{NWL}}{\overline{V_{sed}}}$$ (۱۰ – ۳۴)

په پورتنې رابطه کې :

V_{NWL}- د اوبو د نورمالې سطحې په صورت کې د ذخیره وی بند حجم په (m^3) ؛

$\overline{V_{sed}}$ - د ترسبی موادو څوکلن منځنی حجم چې ذخیره وی کاسې ته داخلیږی په $(m^3.year)$.

د ډکیدنی شرطی شاخص ذخیری ته د لیږدیدونکو ترسباتو د بشپړ ترسب د شرایطو په صورت کې تر NWL سطحې پوری د ذخیره وی بند د ډکیدو د دوام (په کلونو) پواسطه مشخص کیږی .

که چیری د (t_y) وخت د سترو ذخیره وی بندونو لپاره تر دوه سوه (200) کلونو څخه زیات شی او د ډنډونو لپاره پنځوس کاله (50) څخه کم حاصل شی ، پدی صورت کې د ذخیره وی بندونو د ډکیدو محاسبه شوی وخت په نهائی توګه منل کیږی او اضافی محاسبو ته اړتیا نشته .

په نورو حالاتو کې د ذخیره وی بند د ډکیدو محاسبه باید د ترسباتو د مقدار په پام کې نیولو سره دقیقه شی کوم چې د کاسې د بهیر په وسیله لاندې برخې ته لیږدول کیږی .

همدارنګه د ذخیره وی بند د ډکیدنی د محاسبو په صورت کې همدا راز د « ذخیره وی بند د خدمت وخت » اصطلاح څخه چې د م. و . پتاپوف له خوا وړاندې شویده کار اخلی . د ذخیره وی بند د خدمت وخت تر مفهوم لاندې هغه وخت ښودل کیږی د کوم په ترڅ کې چې د ذخیره وی بند مړ حجم ډکیږی

$$V_{serv} = \frac{V_{NDW}}{\overline{V}_{sed}} \qquad (۱۰ – ۳۵)$$

د ترسباتو ځوکلن منځنی حجم کوم چې په ذخیره وی بند کې تل کیږی کولای شو چې د ځوړندو ترسباتو (V_{sus}) او رغړیدونکو (قعری) ترسباتو (V_{trac}) د حجمونو د مجموع په شکل سره وښایو

$$\overline{V}_{sed} = V_{sus} + V_{trac} \qquad (۱۰- ۳۶)$$

د نظارتونو د اوږدې سلسلې د شتون په صورت کې $(n > 20.year)$ په یوه کال کې ځوکلن منځنی حجم د ځوړندو ترسباتو د لاندې فورمول څخه په کار اخستلو سره محاسبه کیږی

$$V_{sus} = \rho_0 W_0 \rho_{sed}^{-1}.10^3 \qquad (۱۰- ۳۷)$$

په پورتنی فورمول کې :

ρ_0 - د اوبو ځوکلن منځنی خړوالی په (gr/m^3) ؛

W_0- د سیند څوکلن منځنی بهیر په کال کې $\left(m^3.yerar\right)$ ؛

ρ_{sed} - د ترسباتو کثافت په $\left(kg/m^3\right)$.

په یوه کال د رغړیدونکو ترسباتو حجم د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو سره محاسبه کوو

(۱۰- ۳۸) $$\overline{V}_{tra.sed} = 31.56*10^6.G_{tar.sed}\rho^{-1}$$

په پورتنی فورمول کې :

$G_{tar.sed}$ - د رغړیدونکو ترسباتو څوکلن منځنی مقدار $(kg/\sec)$.

د ترسباتو د بهیر په هکله د نظارتو نسبتاً لنډی سلسلی $(n < 20.year)$ په صورت کې د ځوړندو او رغړیدونکو ترسباتو د بهیر نورم د ګ. ا . الیکسیف لخوا د پیشنهاد شوی د ګراف – تحلیلی طریقی په اساس د ترسبی بهیر مقدار $\left(G_{sed}\right)$ او د اوبو د بهیر $\left(W_W\right)$ د کلنی قیمتونو ترمنځ د اړیکو څخه په کار اخستلو سره محاسبه کوی . د نظارتونو د لنډی سلسلی او یا د هغې د نشتوالی په صورت کې د تشابه د طریقو ، د سخت او مایع بهیر ترمنځ د ارتباط د ګرافیکو، د سیندونو د خړتیا د نقشو او تجربوی فورمولونو څخه کار اخلی .

په هغه حالاتو کې چې کله د رغړیدونو ترسباتو سخت بهیر د سخت بهیر د مجموع د لس سلنې (10%) څخه لږ وی پدی صورت کې د منځنی څوکلن بهیر په حیث چې ذخیره وی بند ته داخل کیږی د ځوړندو ترسباتو د حجم سره مساوی قبلوی یعنی $\overline{V}_{sed} = \overline{V}_{sus}$.

د هغه ترسباتو په پام کې نیولو سره کوم چې د بهیر په وسیله د ذخیره وی بند لاندنی برخې ته لیږدول کیږی په یوه کال کې د ډکیدنی حجم د بیلانس د طریقی

په کار اخيستلو سره معلوموی ، يعنی د ذخيره وی بند د لومړنی او وروستنی محورونو ترمنځ د ترسباتو د دخولی او خروجی مقدارونو د توپير څخه د وخت په يوه ټاکلی انتروال کې په لاس راځی . د ځوړندو ترسباتو په وسيله د ډکيدنی حجم (m^3) په محاسبوی پړاو کې د لاندی فورمول څخه په ګټه اخيستلو سره محاسبه کوی

$$V_{trac.sed} = \left(G_{trac.start} - G_{trac.end}\right)\Delta t \rho_{sed}^{-1}$$

(۱۰ – ۳۹)

په پورتنی فورمول کې :

د Δt انتروال په ترڅ کې د رغړيدونکو ترسباتو منځنی مقدار ابتدائی او وروستنی محورونو کې په $(kg/\sec)$.

د رغړيدونکو او ځوړندو ترسباتو په جمع کولو سره د وخت په ټاکلی انتروال کې د ذخيره وی بند د ډکيدنې حجم محاسبه کوی . د تقريبی محاسبو په صورت کې په يوه کال کې د ډکيدنې حجم د لاندی فورمول څخه په کار اخيستلو سره محاسبه کيږی

$$\overline{V} = \rho_0 W_0 \left(1 + m - \delta\right)\rho_{sed}^{-1}.10^{-3}$$

(۱۰- ۴۰)

په پورتنی فورمول کې :

m- په تل شوو موادو کې د رغړيدونکو ترسباتو برخه ؛

δ- د ځوړندو ترسباتو برخه چې د ذخيره وی بند څخه کښتنې برخې ته د اوبو سره پرچاوه کيږی .

۱۰- ۹. د ذخیره وی بند د کاسی د مړه حجم محاسبه

د ذخیره وی بند مړحجم د لاندی فورمول څخه په کار اخستلو سره محاسبه کوی

$$V_{DWL} = \frac{\rho_0 W_0 T}{\gamma_{sed} . 10^6} + V_{beach} \qquad (۱۰- ۴۱)$$

په پورتنی رابطه کې :

ρ_0- د سیند د بهیر څو کلن منځنی خړوالی په (gr/m^3) ؛

W_0 - د سیند د بهیر څوکلن منځنی مقدار $(m^3/year)$.

T- د ذخیره وی بند د ګټې اخستنی موده چې $year(T = 50 - 200)$قبلیږی ؛

γ_{sed}- د ترسبی موادو حجمی وزن په (ton/m^3) ؛

V_{brach}- د هغه ترسبی موادو حجم دی چې د سواحلو د تخریب له امله منځ ته راځی او ذخیره وی بند په کاسه کې ترسب کوی .

په تقریبی ډول سره مړ حجم په لاندی ډول سره محاسبه کوی

$$V_{DWL} = (0.03 - 0.05) W_0 \qquad (۱۰ – ۴۲)$$

۱۰ – ۱۰. عملي سوالونه

۱. د لاندې معلوماتو په لرلو سره د اوبو د ذخیره وی کاسې باتیګرافیکی مشخصات یعنی د اوبو د آزادې سطحې $\Omega = f(H)$ ، حجمونو $V = f(H)$ او د

منځنی ژوروالي $h_{av}=f(H)$ منحنی او همدارنګه د لیترال مساحت معیار $L_{\Omega}=f(H)$ او حجمی منحنی رسم کړی .

د اوبو سطح په $H;m$	110	112	114	116	118	120	122	124	126	128	130	132	134
مساحت په $\Omega;km^2$	0	2	8	14	22	34	46	62	80	100	128	160	202

د محاسبې ترتیب :

د کار د آسانتیا لپاره محاسبه د جدول په ترتیب سره اجرأ کوو .

۱- د جدول په (۱) او (۲) ستون کې اولیه ارقام لیکو .

۲- د لاندې فورمول څخه په کار اخستلو سره د اوبو د دوه ګاونډیو سطحو (قشرونو) ترمنځ د اوبو حجم (ΔV) پدی فرضیی سره چې د اوبو آزاده سطحه افقی ده محاسبه او د جدول په (۴) ستون کې لیکو

$$\Delta V_1=0.5(\Omega_1+\Omega 2)\Delta H_1=0.5(0+2)2=2km^2$$

۳- د لاندې فورمول مطابق په ذخیره وی کاسه کې د اوبو حجم (V_i) چې د (H_i) د نښانې پورې د کاسې د ډکیدو سره مطابقت لری د ابتدایی حجمونو د پرله پسې جمع کونې سره محاسبه کوو . البته د تل څخه په شروع کولو سره ، او د محاسبې پایلی د جدول په (۵) ستون کې لیکو

$$V_{H_i}=\sum_{H_0}^{H_i}\Delta V_i$$

د بیلګې په توګه د تل او د لومړی قشر ترمنځ

$$V_{H_1}=\Delta V_1=0m^3$$

د لومړی او د دوهم قشر ترمنځ

$$V_{H_2} = \Delta V_1 + \Delta V_2 = 0 + 2 = 2; mlion.m^3$$

۴- د لاندې فورمول څخه په کار اخستلو سره د اوبو د سطحې مطابق په ذخيره وی کاسه کې د اوبو منځنی ژوروالی محاسبه او پایلی یی د جدول په (۶) ستون کې لیکو

$$h_{av_1} = \frac{V_{H_1}}{\Omega_{H_1}} = \frac{0}{0} = 0;$$

$$h_{av.2} = \frac{V_{H_2}}{\Omega_{H_2}} = \frac{2}{2} = 1m$$

۵ – د لیترال مساحت د (۱۰- ۱۶) فورمول مطابق محاسبه او د جدول په (۷) ستون کې لیکو او د هغې معیار د (۱۰- ۱۷) فورمول څخه په کار اخستلو سره محاسبه او د جدول په (۸) ستون کې لیکو .

$$L_{\Omega i} = \frac{\Omega_{L_i}}{\Omega_{H_i}}$$

د بیلګې په توګه

$$L_{\Omega_2} = \frac{\Omega_{L_2}}{\Omega_{H_2}} = \frac{2}{2} = 1$$

$$\Omega_{L_i} = \Omega_{H_i} - \Omega_{H_{i-2}}$$

د بیلګی په توګه

$$\Omega_{L_3} = \Omega_{H_3} - \Omega_{H_{3-2}} = 8 - 2 = 6$$

د محاسبه شوو ارقامو مطابق د ذخیره وی کاسې باتیګرافیکی منحنی $\Omega = f(H)$ ، $V = f(H)$ ، $h_{av} = f(H)$ (۱۰- ۶. شکل) او حجمی $H = f(V)$ ، $\Omega = f(V)$ ، او $h_{av} = f(V)$ منحنی رسموی (۱۰ – ۷. شکل) .

د یادونې وړ ده چې د ښودل شوو منحنیو رسمولو لپاره باید داسې مقیاس وټاکل شی ، چې رسم شوی منحنی په خپل منځ کې قطع نکړی او د $\Omega = f(H)$ ، $V = f(H)$ ، $H = f(V)$ ، $\Omega = f(V)$ د وصل کیدونکو منحنیو وتر د آبسیس د محور سره $\left(30^0 - 60^0\right)$ زاویه جوړه کړی .

۱۰- ۲. جدول . د ذخیره وی کاسې د باتیګرافیکی او حجمی منحنیو محاسبه شوی کاردینات

د اوبو سطح	د اوبو د سطحې مساحت	د اوبو د سطحو توپیر	د اوبو حجم 10^6m^3		د اوبو د منځنی ژوروالی	لیترال مساحت	
H;m	Ω;km^2		Δ	[illegible]	H_{av};m	مساحت Ω_{Li}	معیار LΩ
1	2	3	4	5	6	7	8
110	0	-	0	0	0	0	-
112	2	2	2	2	1.00	2	1.00
114	8	2	10	12	1.50	6	0.75
116	14	2	22	34	2.43	6	0.43
118	22	2	36	70	3.18	8	0.36
120	34	2	66	126	3.71	12	0.35
122	46	2	80	206	4.48	12	0.26
124	62	2	108	314	5.06	16	0.25
126	80	2	142	456	5.70	18	0.22

8	7	6	5	4	3	2	1
0.20	20	6.36	636	180	2	100	128
0.22	28	6.75	864	228	2	128	130
0.20	32	7.2	1152	288	2	160	132
0.21	42	7.50	1514	362	2	202	134

۲. د لاندی معلوماتو په پام کې نیولو سره د ذخیره وی بند مړ حجم محاسبه کړی :

- د سیند د بهیر ځوکلن منځنی خړوالی $\rho_0 = 165\,gr/m^3$ ؛

- د ذخیره وی بند د ګتی اخستنې موده $T = 200.year$ ؛

- - د سیند د بهیر ځوکلن منځنی مقدار $W_0 = 47*31.6*10^6\,m^3/\sec$ ؛

- د ترسبی مواد حجمی وزن $\gamma_{sed} = 0.7\,kg/m^3$.

حل . د لاندی فورمول څخه په کار اخیستلو د ذخیره وی بند د کاسې مړ حجم محاسبه کو

$$V_{DWL} = \frac{\rho_0 W_0 T}{\gamma_{sed}.10^6} = \frac{165*47*31.6*10^6*200*31.6*10^6}{0.7*10^6} = 110.6*10^6\,m^3$$

۳- د لاندې معلوماتو په پام کې نیولو سره د ذخیره وی بند د کاسې څخه د تبخیر له امله د ضایع شو اوبو حجم او د جریان مقدار محاسبه کړی :

- د ذخیره وی بند د اوبو د آزادې سطحې مساحت $\Omega_W = 35km^2$ ؛

- د ذخيره وى بند د كاسې څخه د تبخير قشر $E_W = 520mm$ ؛

- د ځمكې د وچې برخې څخه د تبخير فشر $E_S = 370mm$ ؛

- د هغه ورځو شميره چې د هغوى په ترڅ كې د ذخيره وى بند كاسه نه كنګل كيږى $T = 240 day$.

حل :

۱- د لاندې فورمول څخه په كار اخيستلو سره د اوبو هغه حجم چې د اضافى تبخير له امله ضايع كيږى محاسبه كوو

$$V_E = (E_W - E_S)\Omega_W.10^3 = (520-370)*10^{-3}*35*10^6 = 5250000m^3$$

۲- د لاندې فورمول څخه په كار اخيستلو د بهير هغه منځنى مقدار محاسبه كوو چې د تبخير له امله ضايع كيږى

$$Q_{av.E} = \frac{V_E}{T} = \frac{5250000}{86400*240} = 0.25\, m^3/\sec.$$

۱۰- ۱۱ . پايلې

ددى فصل په لوستلو سره لوستونكى د سيندى بهير د تنظيم د هغوى د اړتيا او همدارنګه د بهير د تنظيم د ډولونو او ځانګړياو په هكله معلومات حاصلوى . ددى فصل د مطالعى څخه وروسته لوستونكى ددى توانمدى پيداكوى چې د سيندى بهير د شيمأ د ټاكلو لپاره غوڅه پريكړه وكړى . سربيره پردى د ځانګړو برخو په مطالعې سره لوستونكى د ذخيره وى بند د كاسې د ځانګړو سطحو د بيلګې په توګه د مړه حجم سطحه ، داوبو نورماله او حادثوى سطحو د

محاسبې او همدارنګه د کومو موخو لپاره په پام کې نیول کیږی اړین معلومات حاصلوی . ددی فصل د څرګندونو څخه په ګته اخیستلو سره ددی څانګې انجینران او محصلین ددی توانمندی پیداکوی چې د ذخیره وی بند مړ ، ګټور او حادثوی حجم محاسبه کړی . ددی څپرکې د موادو څخه په کار اخستلو سره د ذخیره وی بند څخه د ضایع شوو اوبو حجم محاسبه شی .

۱۰- ۱۲ . کنترولی پوښتنی

۱- د سیندی بهیر د تنظیم اساسی موخه څه ده ؟

۲- د سیندی بهیر د تنظیم څو ډولونه پیژنی ، په هکله ئې اړین معلومات وړاندی کړی .

۳- په کومو حالاتو کې کولای شو چې سیندی بهیر تنظیم کړو ؟

۴- په ذخیره وی بند کې څو ډوله سطحې شتون لری په هکله ئې خپل معلومات وړاندی کړی .

۵- په ذخیره وی بند کې کوم حجمونه پیژنی په هکله معلوات وړندی کړی .

۶- په ذخیره وی بندونو کې حادثوی حجم د کو موخو لپاره په پام کې نیول کیږی ؟

۷- د ذخیره وی بند د کاسې څخه کوم ضایعات شتون لری ؟

۸- د ذخیره وی بند د کاسې څخه د اضافی تبخیر قشر د کومې رابطې په وسیله محاسبه کیږی وئې لیکی .

۹- د ذخیره وی بند عمر څرنګه ټاکل کیږی .

مآخذ

۱- رحمانی عبدالباقی .(۱۳۹۲) . جیومورفولوژی . مطبعه وزارت تحصیلات عالی . کابل : ص . ۳۰۰ .

۲- صافی محمد انور(1390) . انجینری هایدرولیک . مطبعه وزارت تحصیلات عالی . کابل : ص.۴۴۶.

۳- سهاک نقیب الله .(1389) . عمومی جیولوجی . مطبعه وزارت تحصیلات عالی .کابل : ص.۳۸۸.

۴- علیم عبدالخبیر . (۱۳۹۲) . اساسات هایدرولوژی . انتشارات رسالت . کابل : ص. ۳۵۲ .

۵- علی زاده امین .1389. اصول هایدرولوژی کاربردی . مشهد :ص.۹۱۹ .

۶- مجید زاهدی ، مریم بیاتی خطیبی . (۱۳۸۷) . هایدرولوژی .تهران . ص .۱۹۱.

۷- محمد آصف . (۱۳۹۲) . هایدرولیکی ودانی (بندونه) . مطبعه وزارت تحصیلات عالی . کابل : ص.۴۴۶.

۸- نیر عبدالحکیم .(۱۳۵۹) . هایدرولوجی . نشرات پولی تخنیک . کابل . ص. ۷۴.

9- Arora.K.R.(2009). Irrigation , Water Power and Water Resources Engineering .Standard publishers distributors. Delhi .p.1106.

10- Asowa .G.L.(2009). Irrigation and Water Resources Engineering. New Age International (P) Ltd .Publiser .New Delhi .P.623

11- Jagadeesh.T.R,Jayaram.M.A.(2009).Design

of Bridge Stractures.New.Delhi.PHI.p.470.

12- Jaromir Nemec .(1964). Engineering Hydrology.McGRAW-HILI.London. p.315.

13- Mutreja .K.N.(1986) . Applied Hydrology . New Delhi.

14- Nalluri & Featherstoner's (2009). Civil Engineering Hydraulics .WILEY-BLACKWELL .London.

15- Punmia B.C. , Pande B.B.LaL. (2004). Irrigation and Water Power Engineering .Delhi . INDIA.p.868 .

16- Rakshit. K.S.(2004). Design and Construction of Highway Bridges. New .Delhi .PHI .p.508.

17- Ray K.Linsley ,Max A.Kohler , Joseph L. Paulhus .(2014). Hydrology for engineers. McGraw Hill Education (India) .p.340.

18- Santosh Kumar Garg.(1986). Hydrology and Water Resources Engineering .Delhi . INDIA. Khanna Publishrs .p.928.

19 - Schulz.E.F. (1973).Problems in Hydrology . Water Resources Publication .Fort Collins .Colorodo .

20- Subramanya .K. (2014) . Engineering Hydrology . McGraw Hill Education (India) .p.534.

21 -Victor Migael Ponce. Engineering Hydrology Princiles and Practices .San Diego University. Emglewood Cliffs New Jerseg .1989.

22 - Warren Viessman, Jr.Gary L.Lewis .(2008). Introduction to Hydrology. New . Delhi .PHI.p.612.
23- Watershid Atlas of Afghanistan.(2004). First edition-working document for plannrs . Kabul .MIWR&E.FAO.p.183.
24 - Wilson .E.M. Engineering Hydrology .Macmillan ,ELBS, London .
25-Гарбовский. Э.А.(1989).Инженерная Гидрология рек Афганистана. Ленинград.Гидрометеоиздат.277.с
26-Давыдов.Л.К, Дмитриева.А.А, Конкина.Н.Г.(1973) .Общая Гидрология. Ленинград. Гидрометеоиздат.462.с.
27- Михалев .М.А.(2002) . Инженерная Гидрология . Санкт – Петербург . СПбГГУ .
28 - Овчаров.Е.Е, Захаровская.Н.Н. идр.(1988) Практикум по Гидрологии, Гидрометрии и Регулированию стока .Агропромиздат Москва.223. 124с .
29- ЖелезняквГ.В.,НедгщвскаяТ.А.,Овчаров.Е.Е.(1984). Гидрлогия,Гидрометртя и Регулировние стока.Москва.Колос.432. с

30 - Слабожанин .Г. Д . (2014). Определение Расчетного максимального расхода(Методичесские указания) . Томск .28 с.

مأخذ های فوق جهت استفاده در تألیف کتاب درسی (د انجینری هایدرولوژی) در مجلس استادان دیپارتمنت هایدرولیک و ساختمانهای هایدروتخنیکی تحت پرتوکول شماره (32) مورخ 13 / 1391/1 تائید گردید .

در مجلس شورای علمی پوهنځی ساختمانی تحت پرتوکول شماره (23) مورخ / 1/ 1391 تائید گردید