

GUÍA TÉCNICA PARA LA EVALUACIÓN PREVIA DE ZONAS DE PAJONAL A SER INTERVENIDAS CON FORESTACIÓN Y/O ZANJAS DE INFILTRACIÓN CON FINES DE REGULACIÓN HÍDRICA



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



INAIGEM

INSTITUTO NACIONAL DE
INVESTIGACIÓN EN GLACIARES Y
ECOSISTEMAS DE MONTAÑA

GUÍA TÉCNICA PARA LA EVALUACIÓN PREVIA DE ZONAS DE PAJONAL A SER INTERVENIDAS CON FORESTACIÓN Y/O ZANJAS DE INFILTRACIÓN CON FINES DE REGULACIÓN HÍDRICA

Autores¹:

Helder Mallqui

Cristian Quispe Ccajavilca

Salvador Mamani Cosi

Editado por:

© Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM)

Dirección de Investigación en Ecosistemas de Montaña (DIEM)¹

Sede central: Av. Centenario 2656 - Sector Palmira, Independencia, Huaraz - Áncash - Perú

Teléfono: (043) 64 3460

Correo electrónico: diem@inaigem.gob.pe

Fotografías de portada: Archivo INAIGEM - Herbert Valverde Balabarca

Diseño y diagramación: Joan Ramírez Romero

Depósito legal del libro **N° 2025-11729**

Por favor citar la publicación de la siguiente manera:

Mallqui H, Quispe C, Mamani S. (2024). GUÍA TÉCNICA PARA LA EVALUACIÓN PREVIA DE ZONAS DE PAJONAL A SER INTERVENIDAS CON FORESTACIÓN Y/O ZANJAS DE INFILTRACIÓN CON FINES DE REGULACIÓN HÍDRICA. Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM). (Web publicación online).

GUÍA TÉCNICA PARA LA EVALUACIÓN PREVIA DE
ZONAS DE PAJONAL A SER INTERVENIDAS CON
FORESTACIÓN Y/O ZANJAS DE INFILTRACIÓN CON
FINES DE REGULACIÓN HÍDRICA

ÍNDICE

1. Introducción	5
2. Antecedentes	6
3. Objetivo	7
4. Alcance y ámbito de aplicación	7
5. Bases teóricas	8
5.1. Conceptos clave	8
5.2. Factores que determinan el almacenamiento y movimiento de agua en el suelo	9
5.3. La importancia de la precipitación	11
5.4. Respuesta del suelo ante eventos de lluvia	12
6. Cómo realizar una evaluación previa para intervenciones sobre pajonales altoandinos	13
6.1. En que consiste la fase de campo	13
6.2. Obtención de datos meteorológicos	20
7. Procesamiento de los datos de campo y meteorológicos	21
7.1. Como hacer el balance hídrico del suelo	21
7.2. Como obtener las intensidades de lluvia	22
7.3. Estimación de la respuesta del suelo a intensidades de lluvia	22
8. Interpretación de resultados	24
8.1. Zanjas de infiltración	24
8.2. Forestación	24
9. Monitoreo y seguimiento de áreas intervenidas	25
10. Referencias bibliográficas	26
11. Anexos	29

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas los ecosistemas de montaña han sufrido una creciente presión que ha causado impactos negativos relacionados con el manejo inapropiado de los mismos, pero también debido al cambio climático, que se traduce en una serie de problemas, tanto en los propios ecosistemas como en las personas que habitan o que dependen de los servicios ecosistémicos que estos proveen.

Tales impactos se manifiestan en, por ejemplo, la pérdida de diversidad biológica, erosión de suelos, degradación, deterioro de la calidad del agua para uso humano, retroceso de los glaciares; que han llevado al creciente deterioro de las condiciones ambientales, sociales y económicas en gran parte de las regiones de montaña del mundo.

Los páramos, las punas y las jalcas son los ecosistemas dominados por pajonales en la región andina. Estos ecosistemas juegan un papel importante para la provisión de agua en los Andes, por su extensión y su ubicación en las áreas lluviosas de las cuencas (Josse et al., 2009; Mosquera et al., 2022a). En Perú, existen aproximadamente dieciséis millones de hectáreas de ecosistemas de pajonales altoandinos (MINAM, 2019). En las cuencas de la vertiente del Pacífico del Perú, donde vive aproximadamente el 65 % de la población nacional, los ecosistemas dominados por pajonales altoandinos ocupan solo una quinta parte de la superficie de ellas, pero reciben más de la tercera parte del total de la lluvia (Mosquera et al., 2022b).

A pesar del rol hidrológico protagónico de los pajonales altoandinos en Perú, múltiples proyectos estatales ambientales con fines hídricos, no han sido planteados necesariamente para la conservación, el manejo sostenible o la recuperación de estos ecosistemas. Al contrario, muchos de ellos promueven actividades cuya eficiencia hídrica no ha sido claramente demostrada, más aún, sólo el 9% contempla dentro de su programación y presupuesto acciones de monitoreo hidrológico (Cerdán et al., 2023) que podría dar evidencia de su efectividad; e incluso, todavía existen proyectos que proponen cambios radicales de uso de suelo que aumentan la degradación de las funciones hidrológicas (Farley, 2007; Locatelli et al., 2020).

A todo ello, se suma que, en la actualidad, son pocas las investigaciones que dan un soporte técnico científico a estas intervenciones y al entendimiento cabal de los procesos que conllevan, así como, al conocimiento real de las alteraciones o beneficios que pudieran producir en la provisión de bienes y servicios ecosistémicos.

En este sentido, la complejidad que puede encerrar los procesos hidrológicos que se dan en los ámbitos de montaña, hace explícita la necesidad de definir, a priori, las condiciones que sustenten el cambio de la cobertura natural del suelo, de tal manera que se pueda orientar las intervenciones en estos espacios sin causar una repercusión negativa en los procesos naturales. Es así que, las consideraciones técnicas planteadas en este documento se centran en la propuesta de evaluaciones previas del área que se proyecta intervenir, de tal manera que se tenga más elementos técnicos de decisión y se pueda garantizar el cumplimiento del objetivo hidrológico de la intervención. Estas consideraciones técnicas están basados en evidencia producto de varios años de monitoreo que realizó el INAIGEM sobre áreas de pajonales intervenidos con zanjas de infiltración y forestación.

2. ANTECEDENTES

El Perú en la última década ha realizado importantes avances en la inversión para la conservación, protección y gestión sostenible de los ecosistemas proveedores de agua, apoyado en un marco legal e instrumentos técnicos que promueven y regulan las intervenciones en favor de la infraestructura natural para la seguridad hídrica.

Es así, que entre los años 2013-2021 (período de 14 años), se han realizado inversiones en infraestructura natural para la seguridad hídrica por aproximadamente S/497 millones de soles, este monto representa a 175 proyectos a nivel nacional. Del total de la inversión ejecutada, el 48 % son fondos de los gobiernos regionales, seguido del 33 % de los gobiernos locales y el 11 % del Gobierno Nacional. Le sigue la cooperación internacional con 6 %, y el sector privado junto con las EPS con 1 % respectivamente (Cerdán et al., 2023).

Estos resultados posicionan a los gobiernos regionales como las entidades que están liderando la implementación de acciones para la inversión en conservación y recuperación de las fuentes hídricas.

Las intervenciones basadas en prácticas de forestación y reforestación son las más frecuentes, estando entre las acciones del 76 % de los proyectos. En segundo lugar, se encuentran las zanjas de infiltración, que están presentes en el 31 %, seguido del mejoramiento de pastizales presente en el 17 % de los proyectos.

El departamento de Cusco lidera la inversión a nivel nacional con 54 proyectos, seguido de Huancavelica con 20, Piura con 19, Apurímac con 12, Lima con 12 y Cajamarca con 10 iniciativas. Se ha identificado que la gran mayoría de estos proyectos se ubican en zonas de montaña (regiones andina y yunga); son pocos los proyectos ubicados en la zona costera. Por otro lado, se evidenció que los sistemas de monitoreo hidrológico sólo están incluidos en el 9 % de los proyectos. Los indicadores de los proyectos analizados están formulados para medir el incremento del recurso hídrico y analizar los efectos e impactos de las intervenciones, lo cual ha resultado complejo, por el poco personal especializado y el costo del equipamiento no considerado desde la planificación del proyecto.

En este sentido, la Dirección de Investigación en Ecosistemas de Montaña (DIEM) del Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM) empezó a realizar trabajos orientados a conocer los procesos relacionados con los servicios ecosistémicos de provisión y regulación hídrica, y cómo estos cambian de acuerdo al grado de intervención, recuperación y/o conservación de los diversos ecosistemas de montaña.

Es así que, desde el 2017 se realizó el monitoreo del almacenamiento de agua en el suelo en una parcela de *Pinus radiata* y una de pajonal natural en el sector Tayacoto del distrito de Independencia, Áncash. También se ha estudiado el efecto de las zanjas de infiltración versus la de un pajonal en la dinámica del agua en el suelo en el sector Shillquil distrito de Huanchay; y, en La Raya distrito de Layo en los departamentos de Áncash y Cusco respectivamente. Ello ha permitido tener una data importante de variables biofísicas, obtenidas mediante equipos de registro continuo y diversos trabajos de campo.

El objetivo principal de estos estudios fue evaluar la variación estacional del contenido de agua en el suelo mediante un análisis comparativo del balance hídrico a nivel diario y poder tener evidencias del impacto de estas intervenciones en la regulación hídrica. Para ello se midió, de manera directa, las variables de precipitación, temperatura y humedad volumétrica del suelo. Se estimó la precipitación efectiva (PE), la escorrentía superficial (ES) y la evapotranspiración de referencia (ET_o). La evapotranspiración total (ET) y la percolación (Per) se midieron directamente; el primero como consecuencia del cambio en el almacenamiento (ΔST); y, el segundo, a partir de valores por encima de la capacidad máxima de almacenamiento a partir de medidas directas de humedad del suelo.

Los resultados mostraron que el almacenamiento de agua en el suelo, así como la formación de agua gravitacional y percolación, ha tenido mejor respuesta en el pajonal que en la plantación de pinos. Así mismo, los resultados no han permitido visualizar el efecto o el impacto esperado de las zanjas de infiltración sobre estas variables, que en teoría se esperaban con valores más altos, pero, los resultados mostraron diferencias poco significativas respecto al pajonal.

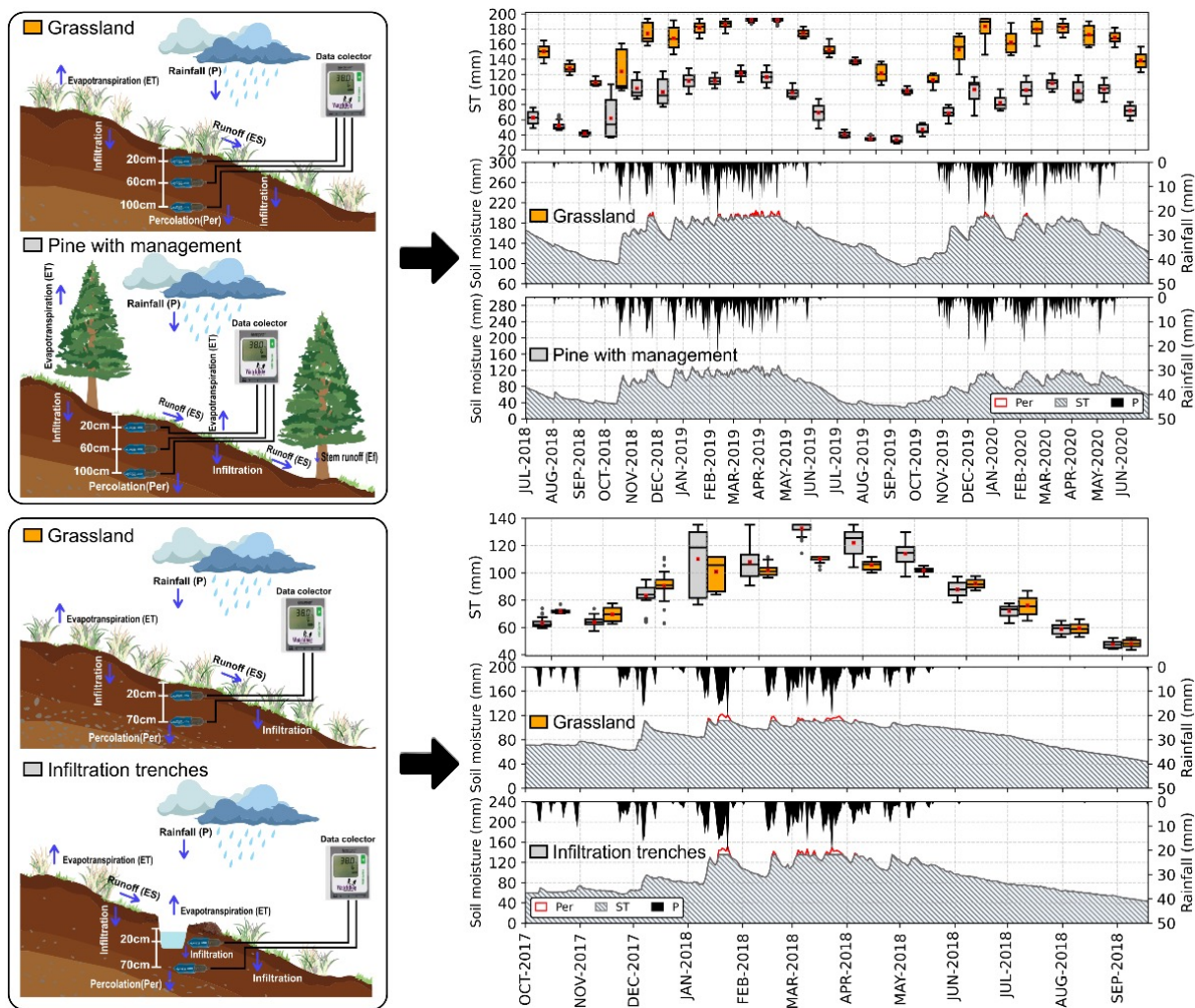


Figura 01. Resultados del estudio de variación estacional del contenido de agua en el suelo.

3. OBJETIVO

Contribuir con criterios técnicos que oriente las intervenciones de proyectos de forestación y zanjas de infiltración en pajonales altoandinos con fines de regulación hídrica, en base a las experiencias de investigación realizada por INAIGEM.

4. ALCANCE Y ÁMBITO DE APLICACIÓN

El alcance de estos lineamientos es a nivel nacional, como soporte para la toma de decisiones previo a las intervenciones sobre pajonales altoandinos mediante zanjas de infiltración y forestación. Es una herramienta orientada a profesionales de los gobiernos regionales, gobiernos locales y otros actores que realicen o se encuentren interesados en efectuar actividades sobre pajonales altoandinos.

5. BASES TEÓRICAS

5.1. Conceptos clave

5.1.1. Pajonal alto andino

Conjunto de ecosistemas de gran importancia hídrica para la conservación de las cuencas y el desarrollo de las comunidades de los Andes. La importancia de los pajonales es facilitar la infiltración de agua al suelo, reducir los procesos erosivos y favorecer el rendimiento y la regulación hídrica mediante la recarga de reservorios de agua subsuperficial y subterránea (Mosquera et al., 2022b).

En la región andina del Perú existen dos tipos de pajonal diferenciados principalmente por sus características bioclimáticas. Estos son, el pajonal de puna seca que se encuentra en Ayacucho, Apurímac, Arequipa, Cusco, Puno, Moquegua y Tacna; y el pajonal de puna húmeda, en La Libertad, Ancash, Lima, Junín, Pasco, Huancavelica y Ayacucho. Presenta vegetación herbácea constituida principalmente por césped dominado por gramíneas de porte bajo; y, pajonales dominados por gramíneas que crecen amacolladas, dispersas y son de tallo y hojas duras, y algunas asociaciones arbustivas dispersas; intercalándose vegetación saxícola en los afloramientos rocosos. Ocupan terrenos planos u ondulados con pendiente suave a moderada. Se encuentran en un rango altitudinal de 3800 a 4500 m.s.n.m. (MINAM, 2019).

5.1.2. Plantaciones forestales

Según la Ley forestal y de fauna silvestre 29763, las plantaciones forestales son ecosistemas constituidos a partir de la intervención humana mediante la instalación de una o más especies forestales, nativas o introducidas, con fines de producción de madera o productos forestales diferentes a la madera, de protección, de restauración ecológica, de recreación, de provisión de servicios ambientales o cualquier combinación de los anteriores.

Las plantaciones forestales en Perú han sido tradicionalmente incorporadas como un componente de programas agrícolas con visión a corto plazo; de ahí por ejemplo que los instrumentos y modalidades de financiamiento hayan sido los del sector agrícola. Se prioriza la forestación a pequeña escala orientada a satisfacer las necesidades de comunidades y familias rurales o para mercados locales, también como rehabilitación de áreas degradadas, o para conservar algunas funciones ambientales. En la Sierra, las especies forestales plantadas que predominan son el eucalipto (*Eucalyptus spp.*) y el pino (*Pinus spp.*), y en menor medida el ciprés (*Cupressus sp.*) y algunas especies nativas como el quenual (*Polylepis spp.*). Algo que caracteriza estas intervenciones es su relativa baja productividad, resultado de un deficiente manejo silvicultural, del uso de semillas de baja calidad genética, de la escasa aplicación de técnicas de mejoramiento de suelos y de la falta de criterios sólidos para la selección de sitios (Guariguata et al., 2017).

5.1.3. Balance hídrico del suelo

En su forma más sencilla, el balance hídrico se refiere, a cualquier cambio que se produzca en el contenido de agua de una determinada masa de suelo durante un período determinado, debe ser igual a la diferencia entre la cantidad de agua añadida a esa masa y la cantidad de agua extraída de ella durante el mismo período (Renison et al., 2011).

El balance hídrico es la evaluación de las ganancias y pérdidas de agua sufridas por el suelo en periodos de tiempo definidos. Conocer el balance de humedad en el suelo es importante para evaluar la disponibilidad de agua para los cultivos, estudios hidrológicos, de conservación de suelos, de drenaje, de recuperación de suelos salinos, de repoblación forestal, o el establecimiento del régimen de humedad de los suelos o de criterios de diferenciación climática (IDEAM, 2006).

La ecuación general del balance hídrico indica que el total de agua que entra a un sistema, debe ser igual al agua que sale de él, más la diferencia entre los contenidos final e inicial. El cálculo se puede hacer a cualquier escala temporal (horas a años) y espacial (parcelas a grandes cuencas) en el que se conocen los flujos y cambios de almacenamiento (Segura, 2017). La ecuación general es la siguiente:

$$P - ET - E - P_{er} - \Delta\theta = \mu$$

donde: P = precipitación; ET = evapotranspiración; E = escorrentía; Per = percolación; $\Delta\theta$ = cambio en el almacenamiento de agua; y, μ = discrepancia del balance hídrico.

5.1.4. Servicios ecosistémicos

Beneficios económicos, sociales y ambientales, directos e indirectos, que las personas obtienen del buen funcionamiento de los ecosistemas (MINAM, 2019).

5.1.5. Infraestructura Natural

El artículo 2 del D.S. 027-2017-EF define la infraestructura natural como “la red de espacios naturales que conservan los valores y funciones del ecosistema, proveyendo servicios ecosistémicos”.

5.2. Factores que determinan el almacenamiento y movimiento de agua en el suelo

Existe una estrecha relación entre el agua, la vegetación y el suelo, siendo este último el espacio donde se desarrollan diversos procesos con implicancias directas sobre la vegetación, y como el primer nivel de conexión con formaciones subsuperficiales.

El suelo es un cuerpo natural compuesto de materiales de minerales meteorizados, materia orgánica, aire y agua. El suelo es el producto final de la influencia del tiempo, clima, topografía, organismos (flora, fauna y ser humano) y de materiales parentales (rocas y minerales). Como resultado los suelos varían en su textura, estructura, consistencia, color y propiedades químicas, biológicas y físicas. Según la FAO también abarca las consideraciones sociales y económicas en el caso de los ecosistemas.

La cantidad de agua que posea el suelo es una de sus características más importantes y está determinada, fundamentalmente, por su textura, su contenido de materia orgánica, la composición de sus fracciones mineral y orgánica, por el aporte que le llega naturalmente (lluvia) o artificialmente (riego), así como por el consumo causado por la evapotranspiración (Jaramillo, 2022).

El paso del agua a través de la superficie del suelo hacia su interior se llama infiltración. Así también, la percolación es el movimiento del agua dentro del suelo y ambos fenómenos, infiltración y percolación, están íntimamente ligados, puesto que la primera no puede continuar sino cuando tiene lugar la segunda. Por otro lado, la conductividad hidráulica es una medida de la facilidad con la que un fluido puede fluir a través de un medio poroso, en este caso el suelo. La conductividad hidráulica no es sólo una propiedad del medio poroso, sino también depende de las características del fluido que lo atraviesa y es una cualidad que se relaciona estrechamente con el drenaje del suelo.

5.2.1. Parámetros hídricos del suelo

El agua en el suelo puede clasificarse en gravitacional, capilar e higroscópica (Li & Gu, 2022; Gavrilescu, 2021). El agua gravitacional ocupa los macroporos del suelo llegando a saturarlos por completo, se mueve por fuerzas de la gravedad hacia estratos inferiores y solo una pequeña parte es utilizada por las plantas para sus funciones fisiológicas. El agua capilar, es aquella contenida en los tubos capilares del suelo, retenida debido a la tensión superficial del agua (fuerzas de adhesión y cohesión). Se divide en agua capilar absorbible y no absorbible.

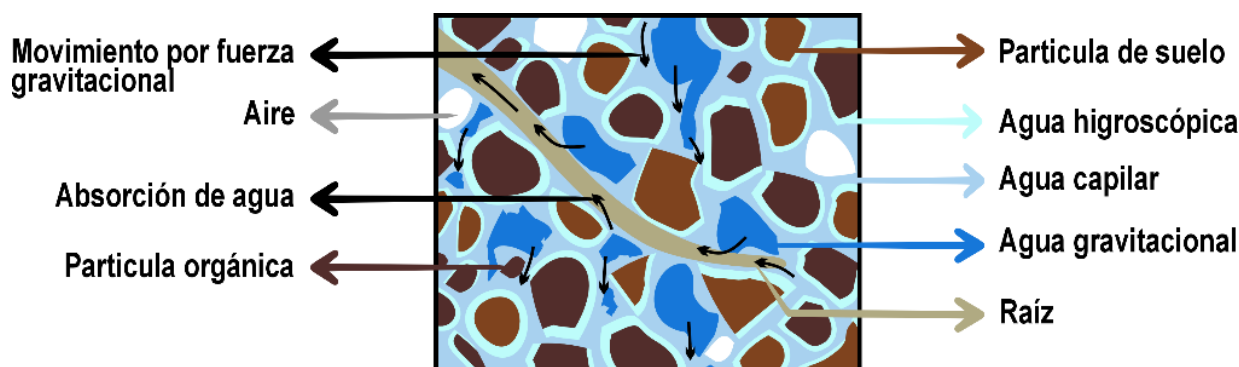


Figura 02. El suelo y clasificación de agua en el suelo

La primera, se encuentra entre los poros de 0.2 a 8 μm y corresponde a las reservas hídricas del suelo, es absorbible por las plantas ya que la fuerza de succión necesaria oscila entre 100 a 1500 KPa; y, la segunda ocupa los poros más pequeños del suelo menores a 0.2 μm y está fuertemente retenida, no es absorbible por las plantas porque requiere de fuerzas de succión mayores que oscila entre 1500 a 31000 KPa. Finalmente, el agua higroscópica es aquella adherida alrededor de las partículas del suelo formando una película muy fina, no es absorbible por las plantas ya que la fuerza de succión que debe ejercer la planta es mayor a 31000 KPa (Pachés Giner, 2019).

La cantidad, intensidad y otras características de las precipitaciones, que inciden directamente en el suelo y penetran en él, modifican las reservas del agua edáfica (Echeverría et al., 2007). En primera instancia, ocurre el proceso de infiltración del agua hasta saturar el espacio poroso del suelo, y ante un exceso de saturación ocurre el proceso de escorrentía superficial (considerado en suelos con pendiente) (Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2004; Weiler & McDonnell, 2004) en donde el agua fluye de mayor a menor gradiente de altitud. Los límites hídricos que establecen la disponibilidad y movilidad de agua en el suelo, son tres principalmente.

- **Saturación.** Ocurre en el momento en que el agua de la precipitación ha llenado por completo los poros del suelo desplazando el aire, en ese instante ocurre el proceso de percolación cuando el agua gravitacional fluye hacia capas inferiores del suelo (Rai et al., 2017) acompañado de flujo lateral subsuperficial (Weiler & McDonnell, 2004). El periodo de saturación suele durar dependiendo del tiempo de las precipitaciones y del tipo de textura del suelo (por ejemplo, en suelos arenosos el agua percola en unas pocas horas y en suelos arcillosos puede tardar hasta 3 días) (Rai et al., 2017).
- **Capacidad de campo (CC).** Es la cantidad de humedad o contenido de agua del suelo que queda retenida en el suelo después de que el exceso de agua se haya drenado (que alcanza, según la textura del suelo en 24 a 72 horas después del riego o lluvia), y la tasa de movimiento hacia capas inferiores del suelo haya disminuido, pero no cesado por completo, sino que continua a un ritmo reducido (Rai et al., 2017; Kirkham, 2014). Se puede perder por el proceso de evaporación y absorción por parte de las raíces y consecuente transpiración de la planta. Su importancia práctica radica en que es el límite superior de contenido de agua que permanece en el suelo, donde los microporos retienen el agua contra la fuerza de gravedad el tiempo suficiente para ser absorbida en cantidades significativas por las plantas (Chavarría-Vidal, 2021; Yong & Warkentin, 1975). La capacidad de campo se alcanza cuando la tensión del agua en el suelo es de aproximadamente 33 KPa en suelos arcillosos o de 10 KPa en suelos de textura media (Weiler & McDonnell, 2004; Vásquez et al. 2017).
- **Punto de Marchitez permanente (PMP).** Es la cantidad de humedad o contenido de agua que queda retenida en el suelo que no está disponible para las plantas cuya fuerza de succión que debe ejercer la planta es superior a 1500 KPa (Pachés Giner, 2019; Rai et al., 2017; Weiler & McDonnell, 2004), este valor promedio varía con la textura del suelo y para las distintas plantas, pero suele estar en torno a dicho valor (Ghanbarian-Alavijeh & Millán, 2009), en este punto el suelo está casi seco y las plantas empiezan a marchitarse (Weiler & McDonnell, 2004).

Entonces, el movimiento del agua en el suelo se rige según los límites hídricos mencionados anteriormente y se produce como: (a) flujo saturado, cuando todos los poros del suelo están saturados o llenos de agua, el flujo ocurre por efecto de la fuerza gravitacional, (b) flujo no saturado, cuando se encuentra en los límites a capacidad de campo, en donde los macroporos han drenado el agua y se llenan de aire, dejando a los poros más pequeños para retener y transmitir agua, y (c) movimiento de vapor, cuando se encuentra en los límites del punto de marchitez permanente, existe diferencias de presión de vapor, lo que ocurre en suelos relativamente secos (Weil & Brady, 2017; Yong & Warkentin, 1975). En todos los casos anteriores, el agua fluye en respuesta a los gradientes de energía potencial del agua, es decir, el agua se desplaza de una zona de mayor a una de menor potencial hídrico (Kirkham, 2014).

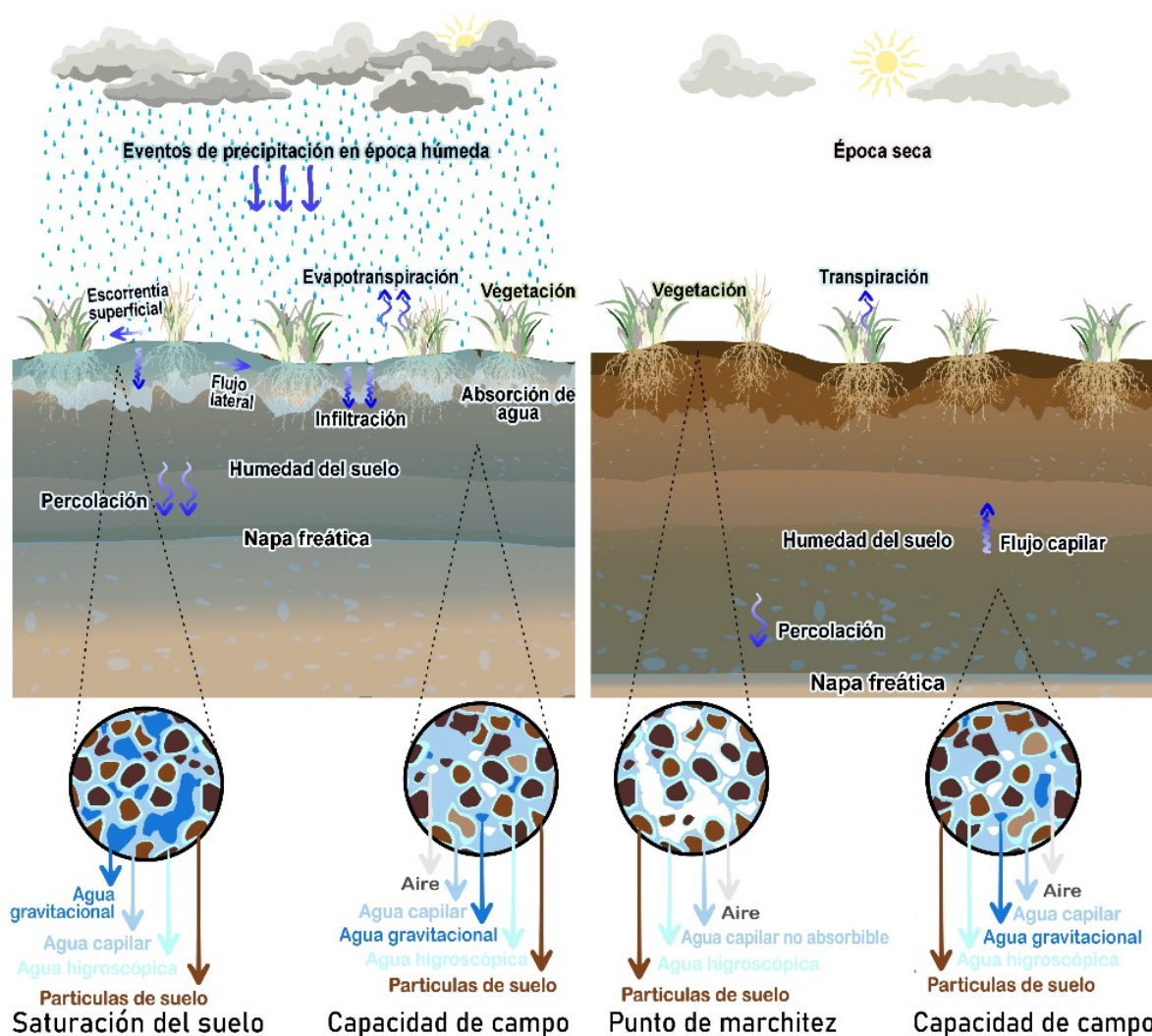


Figura 03. Límites hídricos y movimiento de agua en el suelo

5.3. La importancia de la precipitación

La precipitación es un fenómeno muy irregular en el tiempo y en el espacio, lo que presenta numerosos desafíos para su estudio y análisis. Hay muchas variables que afectan la precipitación, pero la orografía del terreno, la temperatura superficial, la temperatura del mar, la humedad del suelo, la vegetación, el viento y la presión son las más importantes.

Asimismo, el régimen pluviométrico de una zona tiene una relación bastante directa con la respuesta de la vegetación y el suelo a la humedad. La vegetación se beneficia de la disolución de nutrientes en el suelo que luego absorbe y permite la circulación de la savia y la fotosíntesis. El suelo puede responder también en función de la forma que se presenta la lluvia, propiciando la infiltración y/o escorrentía de acuerdo a sus características de duración e intensidad.

Por otro lado, el estudio de la precipitación permite aportar parámetros cuantitativos a la planificación y al diseño hidrológico. La lluvia de diseño es el evento hipotético pluvial más intenso, estadísticamente previsible, para una duración dada y una recurrencia asignada que, al alimentar un modelo permite diseñar tanto las medidas estructurales (obras) como las no estructurales (planificación territorial). En este sentido, existen también múltiples formas de analizar la precipitación, pero para efectos de este documento se detallarán dos que brindan información relevante en la respuesta del suelo a la lluvia.

5.3.1. Precipitación máxima de 24 horas

La determinación de la lluvia característica de una región es una tarea complicada. En muchos ámbitos, los datos como la precipitación media anual o la distribución estacional de las lluvias brindan información valiosa que incluso es válida para clasificar climáticamente los territorios, pero que resultan claramente insuficientes para dimensionar, por ejemplo, un canal de riego, zanjas de infiltración, una presa o cualquier otra obra hidráulica. En éstas y otras muchas

situaciones lo que se necesita saber es cómo responde el suelo frente a la lluvia y si va a ser superada o no su capacidad de infiltración, y esto no depende exclusivamente de la cantidad total de agua recibida sino más bien de en cuánto tiempo se recibe y cómo se recibe.

La cantidad de lluvia que cae en 24 horas es el dato que podemos encontrar prácticamente en todas las estaciones meteorológicas. A partir de estos valores se toma el valor máximo mensual, y de la serie de máximas mensuales se deduce el máximo anual, así se puede construir un registro histórico para varios años.

5.3.2. Curvas Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF)

En estas curvas se representan sobre el eje de las abscisas la duración de la lluvia (expresada en minutos o en horas) y en el eje de las ordenadas la intensidad (expresada en mm.h⁻¹) asociadas a una frecuencia o periodo de retorno (Tr), que responde a la probabilidad de que se produzca una lluvia de determinadas características (en intensidad y duración) en un intervalo de tiempo concreto (la frecuencia o periodo de retorno) (Figura 04).

Estas curvas son características de cada lugar, pero todas tienen el mismo comportamiento y tendencia. Para obtenerlas, se deben tomar en cuenta todos los episodios de lluvia que han ocurrido a lo largo de varios años. Es necesario registrar los datos correspondientes tanto sobre la cantidad de lluvia (mm) como sobre su duración. Así se establece una relación biunívoca entre el tiempo de duración de la lluvia y su intensidad.

Desde la perspectiva de nuestro ámbito de trabajo es importante tomar aquella intensidad que genere mayor exceso de agua o que supere la capacidad de almacenamiento máxima del suelo. Es decir, que de todas las posibles lluvias nos deberemos fijar únicamente en las más extremas, que son las de intensidad máxima, de esta manera estaremos seguros de lo que vamos a analizar cumpla correctamente su cometido. En el ítem 7.2 se detalla cómo obtener las curvas IDF.

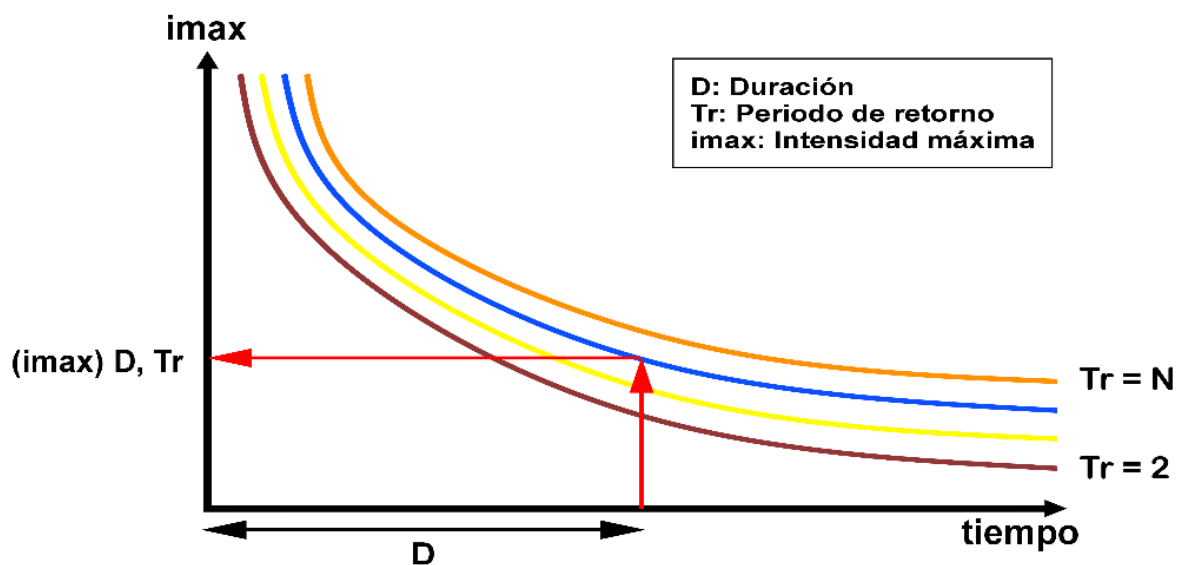


Figura 04. Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia

5.4. Respuesta del suelo ante eventos de lluvia

Para evaluar el impacto de la lluvia en el almacenamiento de agua del suelo existen muchos modelos, el más sencillo es el modelo Green-Ampt modificado por Mein y Larson (1973) de infiltración para un evento de lluvia. Donde se estima la infiltración acumulada (F) para un perfil de suelo homogéneo en profundidad y contenido inicial de humedad del suelo (θ_i), considerando el avance de humectación hasta una profundidad (Z) determinada que estará influenciada por la tasa de infiltración (f).

Se considera que, para llevar un suelo a su capacidad de campo (θ_{cc}), momento en el que empieza la saturación, es decir, cuando el suelo se satura y comienza el flujo superficial, la tasa de infiltración (f) es igual a la intensidad de las precipitaciones (i) por el tiempo (t) hasta su capacidad de campo, por lo que la infiltración acumulada puede calcularse como:

$$F = i * t$$

Considerando que, la porosidad de un suelo susceptible de llenarse de agua o llegar al punto de capacidad de campo (θ_{cc}) viene definido por el contenido de agua a capacidad de campo (θ_{cc}) y el contenido de agua inicial (θ_i) anterior a los eventos de precipitación, el cálculo de la profundidad a la que llegará determinado evento máximo de precipitación puede definirse como:

$$F = (\theta_{cc} - \theta_i) * Z$$

A partir de del modelo Green-Ampt, el cálculo del tiempo (T) para saturar el volumen de agua requerido en el perfil del suelo se puede definir a partir de la cantidad de agua acumulada (F) y la tasa de infiltración (f).

$$T = \frac{F}{f}$$

6. CÓMO REALIZAR UNA EVALUACIÓN PREVIA PARA INTERVENCIONES SOBRE PAJONALES ALTOANDINOS

La evaluación previa propuesta se basa en determinar la respuesta hidrológica del suelo y su cobertura en condiciones sin intervención, teniendo como elemento impulsor a la precipitación. Esto permitirá tener más elementos técnicos de decisión con lo cual se pueda garantizar el cumplimiento del objetivo hidrológico de cualquier intervención sobre el ecosistema pajonal. Se basa en la realización de un balance hídrico del suelo y la respuesta del suelo a valores intensidades de lluvia, con datos obtenidos en campo y de fuentes secundarias para los datos meteorológicos.

6.1. En que consiste la fase de campo

La fase de campo consistirá básicamente en determinar en el área de intervención los parámetros hídricos del suelo: humedad a capacidad de campo (θ_{cc}) y humedad inicial (θ_i); así como la realización de pruebas de infiltración, que serán datos de entrada para la realización del balance hídrico (ítem 7.1.) y respuesta del suelo a intensidades de lluvia (ítem 7.3).

6.1.1. Criterios para toma de muestras del suelo

Este es el primer paso para poder hacer una evaluación adecuada del sitio donde se proyecta intervenir. Se recomienda realizar calicatas en 4 o 5 puntos cada 5 hectáreas de intervención, distanciadas entre 50 a 80 metros (Carrasco et al., 2010), las medidas sugeridas de la calicata son de 1 m de ancho x 1 metro de largo por 1 m de profundidad (MINAM, 2014). Esta evaluación se debe realizar preferentemente durante la época seca y las muestras de suelo que se tomen servirán tanto para la determinación de la θ_{cc} y θ_i .

Para θ_{cc} , se debe tomar muestras de 1 Kg de suelo por cada horizonte del perfil del suelo, comenzando del horizonte inferior hacia el que se encuentra en la superficie. Las muestras deben ser almacenadas en bolsas de plástico de cierre hermético (Ziploc de 27 x 28 cm, recomendable), etiquetadas y posteriormente enviadas al laboratorio para análisis de caracterización de suelos, se necesita solamente una caracterización de rutina (ver Tabla 01).

Número de Muestra		pH (1:1)	C.E. (1:1) dS/m	CaCO ₃ %	M.O. %	P ppm	K ppm	Análisis Mecánico			Clase Textural	CIC	Cationes Cambiables					Suma de Cationes	Suma de Bases	% Sat. De Bases
Lab	Claves							Arena %	Limo %	Arcilla %			Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	Al ⁺³ + H ⁺			
10470	Bo-Pz1	6.33	0.96	0.00	63.99	10.3	677	Material orgánico			52.80	42.76	7.00	1.41	0.63	0.00	51.80	51.80	98	
10471	Bo-Pz2	4.96	0.02	0.00	22.30	3.3	105	70	21	9	Fr.A.	27.84	15.80	1.30	0.29	0.25	0.35	17.99	17.64	63

Tabla 01. Parámetros de una caracterización de suelos

Para θ_i , se aplicará el método de humedad gravimétrica (θ_g), para ello es necesario extraer una o varias muestras con cilindro muestreador (anillo de volumen conocido) a medida que se realiza la calicata por cada horizonte del perfil del suelo. Hacerlo de esta manera evita pérdidas de humedad por evaporación. Las muestras se deben coleccionar en frascos o bolsas Ziploc. Se debe considerar condiciones de seguridad que eviten alterar las muestras en todo momento.

6.1.2. Determinación de la humedad a capacidad de campo (θ_{cc})

Como se ha mencionado anteriormente, conocer la θ_{cc} es importante, ya que por encima de este valor el agua infiltrada se moverá por efecto de la gravedad (agua gravitacional/percolación) alcanzando niveles más profundos en el perfil del suelo y potencialmente alcanzando el acuífero. Se puede medir mediante análisis de laboratorio, modelos que usan funciones de pedotransferencia (FPT) y determinación in situ. En este documento nos concentraremos en la utilización de FPT por ser la más sencilla, económica y adecuada para el nivel de detalle que se requiere. Es importante indicar que cualquier otro método también puede ser empleado y sobre los cuales existe mucha información de consulta disponible para su aplicación.

La θ_{cc} se puede estimar de manera indirecta a partir del modelamiento de parámetros hidráulicos con el software RETC (van Genuchten et al., 2009), se encuentra disponible de manera libre en <https://www.pc-progress.com/en/default.aspx?retc-downloads>. Este programa tiene una función denominada Rosetta Lite (V1.1) que implementa funciones de pedo-transferencia (FPT) para predecir las curvas de retención y conductividad hidráulica del suelo. El ajuste de parámetros se realiza mediante un análisis de redes neuronales para mejorar las predicciones de las FPTs empíricas. Los modelos matemáticos que se encuentran cargados en el RETC y que son utilizados para estimar los parámetros hidráulicos corresponden a van Genuchten (1980) y Mualem (1976).

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} K(h)$$

$$= K_s \frac{[1 - (\alpha h)^{n-1} (1 + (\alpha h)^n)^{-m}]^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{ml}}$$

Donde: $\theta(h)$ representa la curva de retención ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) en función de la altura de presión h (cm); θ_r y θ_s , a la humedad residual y de saturación ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); α , parámetro empírico; n y m , parámetros de ajuste de la curva; K_s , la conductividad hidráulica en estado de saturación ($\text{cm}.\text{d}^{-1}$); l , un parámetro de la conectividad de poros; y , $m = 1 - 1/n$.

Los datos de entrada al RETC, se recomiendan para resultados aceptables, que sean por lo menos los porcentajes de arena, limo y arcilla, que son los valores que se obtienen de la caracterización de las muestras de suelo y por cada horizonte del perfil. En la figura 05 se muestra los pasos a seguir en el software RETC. La θ_{cc} de cada horizonte será el valor que se obtiene del archivo ASCII que genera el programa, correspondiente al valor más próximo a una tensión de ~330 cm de columna de agua (ver en la figura 05).

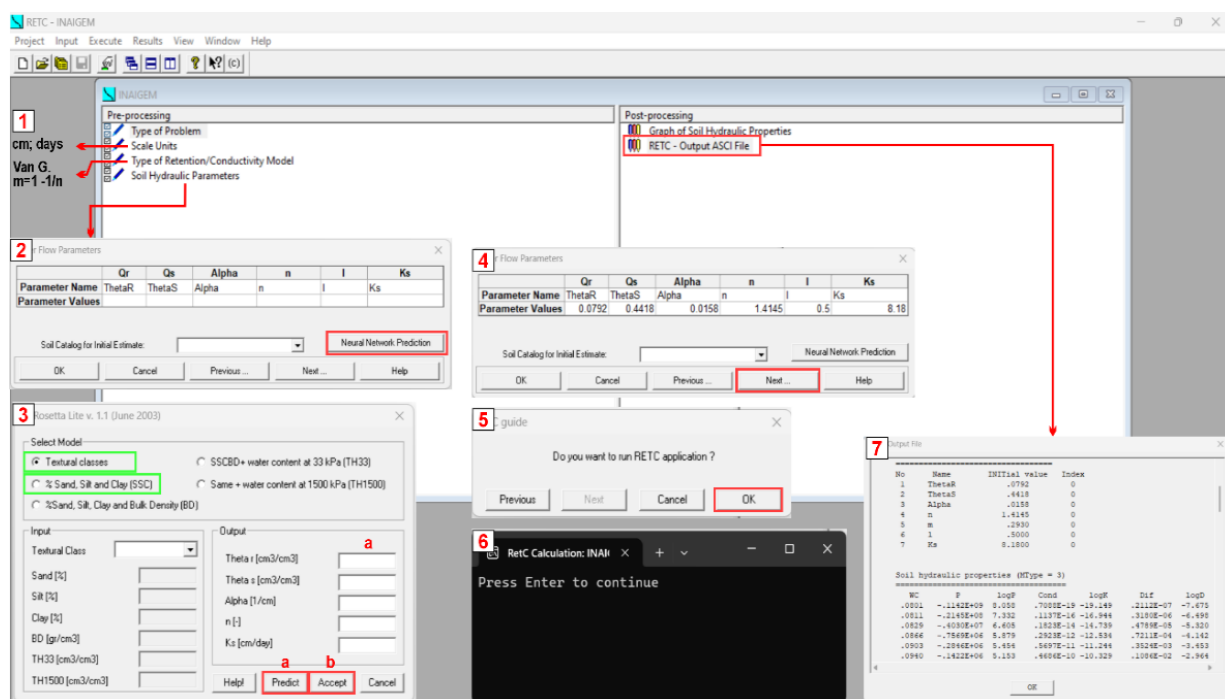


Figura 05. Procedimiento para determinación de la humedad a capacidad de campo.

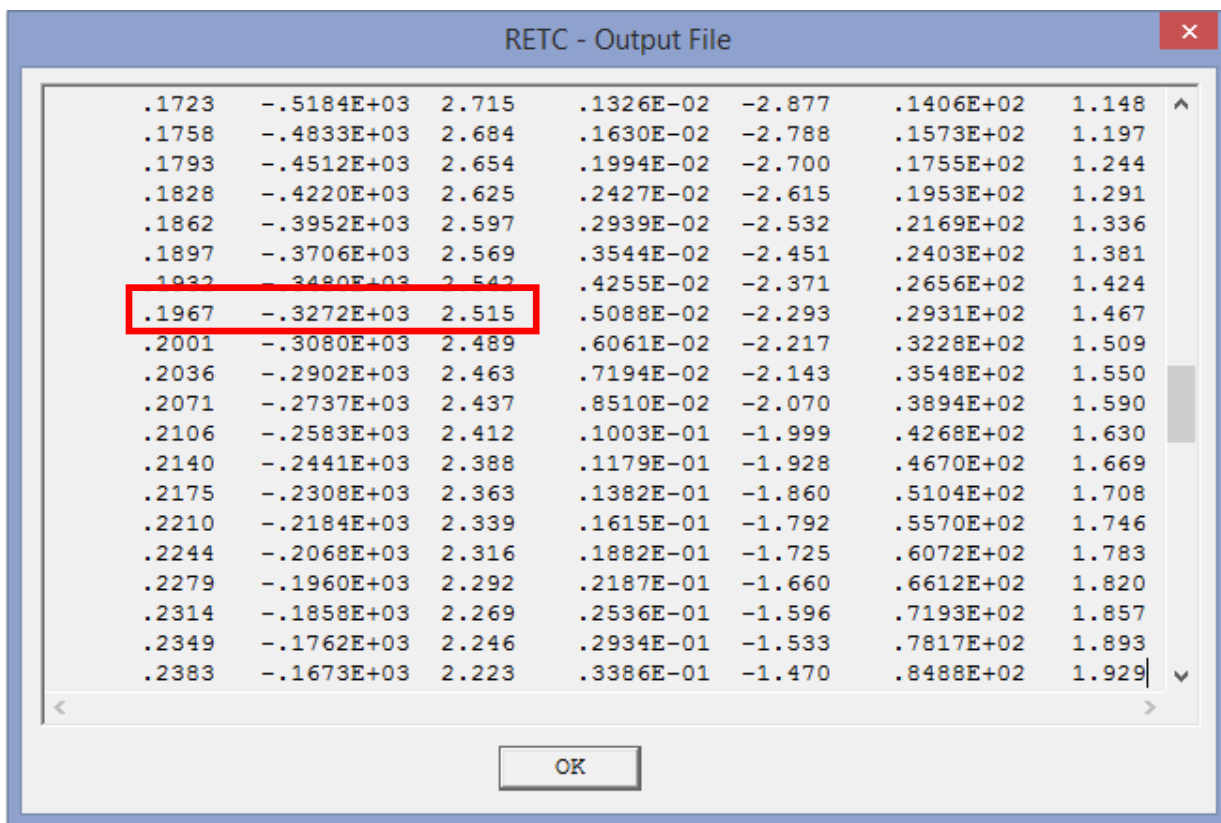


Figura 06. Valor de la humedad a capacidad de campo en el RETC

Finalmente, la capacidad de almacenamiento máxima de agua del suelo (θ_{cc}) a la profundidad estudiada estará definida por:

$$La = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\theta_i(\%)}{100} \right] * Prof_i$$

donde: La, humedad total en lámina de agua (mm); θ_i (%), contenido de humedad o humedad a capacidad de campo de la capa i (Vol %); $Prof_i$, espesor de la capa i (mm); n, número de horizontes en que se divide el perfil de suelo analizado.

A continuación, se presenta un ejemplo donde se tiene los siguientes datos:

Estrato (cm)	θ_{cc} (vol, $cm^3.cm^{-3}$)
0-20	0.253
20-35	0.182
35-60	0.223

Calculamos las láminas de agua parciales:

$$La(1) = 0.253 * 200 \text{ mm} = 50.6 \text{ mm}$$

$$La(2) = 0.182 * 150 \text{ mm} = 27.3 \text{ mm}$$

$$La(3) = 0.223 * 250 \text{ mm} = 55.8 \text{ mm}$$

Entonces la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo hasta la profundidad de 60 cm será:

$$56.6 + 27.3 + 55.8 = 133.7 \text{ mm}$$

A continuación, se presenta valores referenciales de θ_{cc} según textura del suelo.

Textura del suelo	Velocidad de infiltración básica (mm.h ⁻¹)	Densidad aparente (g.cm ⁻³)	Capacidad de campo (masa %)
Arenosa	(20 - 300)	1.70 (1.60 - 1.80)	11 (7 - 14)
Franca-Arenosa	(15 - 70)	1.50 (1.45 - 1.60)	14 (12 - 17)
Franca	(10 - 25)	1.40 (1.35 - 1.45)	21 (16 - 24)
Franca-Arcillosa	10 (3 - 18)	1.35 (1.30 - 1.40)	26 (23 - 30)
Arcillosa	1 (0.1 - 2.0)	1.20 (1.15 - 1.25)	34 (30 - 38)

6.1.3. Determinación de la humedad inicial del suelo (θ_v)

Se empleará el método gravimétrico (θ_g). Se calcula como la diferencia entre el peso de la muestra húmeda y seca, para ello, la muestra húmeda debe ser secada en horno a 105 °C, hasta obtener un peso constante (48 a 72 horas aproximadamente).

$$\theta_g = \frac{(\text{Peso de suelo húmedo (g)} - \text{Peso de suelo seco (g)})}{\text{peso de suelo seco (g)}}$$

La humedad volumétrica (θ_v) en términos de humedad gravimétrica se calcula como:

$$\theta_v (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}) = \theta_g * \frac{D_s (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})}{D_a (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})}$$

$$D_s = \frac{\text{Peso de suelo seco (g)}}{\text{Volumen de suelo (cm}^3\text{)}}$$

Donde: Volumen de suelo, es el volumen conocido del cilindro ($\pi * r^2 * h$) muestreador; D_s , es la densidad aparente del suelo y D_a , la densidad del agua que puede considerarse 1 g.cm⁻³.

Para convertir la θ_v a lámina de agua (mm) solo hace falta multiplicar este valor por el espesor de cada horizonte. Así la θ_v será la suma de todos los valores a la profundidad de estudio.

A continuación, se presenta un ejemplo donde se tiene los siguientes datos:

Estrato (cm)	Suelo húmedo (g)	Suelo seco (g)
0-37	247	235
37-65	306	245
65-90	316	247

Calculamos las láminas de agua parciales, con radio de cilindro de 2.5 cm y altura de 4 cm.

$$La(1) = ((247-235)*37*10)/(\pi*4*2.5^2) = 56.5 \text{ mm}$$

$$La(2) = ((306-295)*28*10)/(\pi*4*2.5^2) = 39.2 \text{ mm}$$

$$La(3) = ((316-301)*25*10)/(\pi*4*2.5^2) = 47.7 \text{ mm}$$

Entonces la humedad inicial de agua en el suelo hasta la profundidad de 90 cm será 143.4 mm.

Existen también equipos de medición que pueden dar los valores de θ_v de manera directa en campo, por ejemplo, el TDR 150 de Spectrum Technologies que se muestra en la figura 07b.

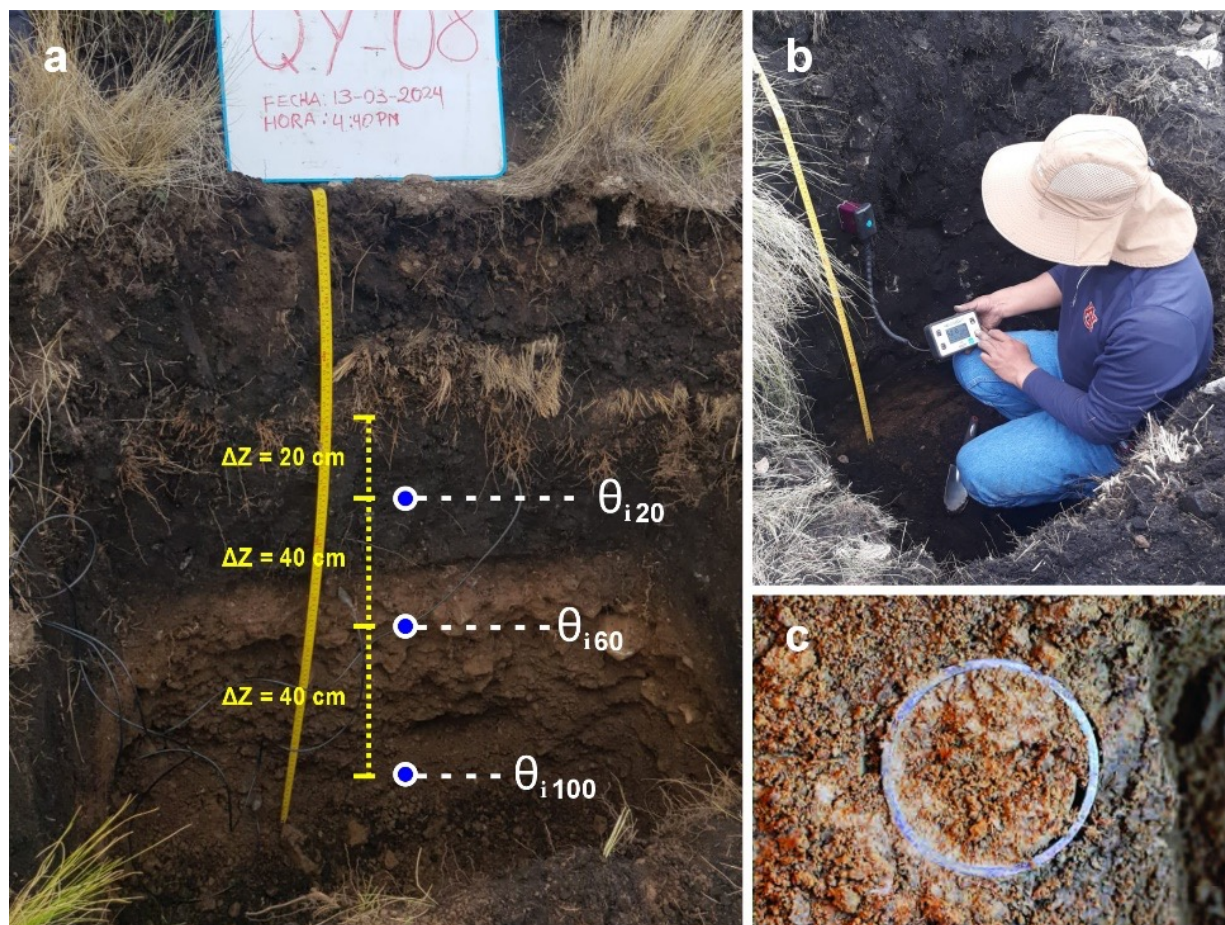


Figura 07. a) Puntos de muestreo en perfil de suelo, b) Medición con equipo de campo TDR 150, c) Toma de muestra mediante cilindro muestreador para determinar humedad gravimétrica.

6.1.4. Pruebas de infiltración

Los métodos más utilizados y simples de aplicar en campo son los métodos de anillo (Figura 08 y 09). Puede ser de doble anillo o también conocido como el método de Müntz o el más simple de un solo anillo (Garg & Goel, 2019). Las medidas, generalmente son de 30 cm y 60 cm de diámetro para el cilindro interior y exterior de la figura 08a, y para la figura 08b un diámetro de 30 cm. Para ambos métodos deben considerarse una altura del cilindro de 30 cm.



Figura 08. a) Infiltrómetro de doble anillo, b) Infiltrómetro de un anillo.

El método de un anillo es la forma más simple de medir, debe considerarse como una adaptación del método de dos anillos, dándole las condiciones que cumple el cilindro exterior, que es de crear una zona de amortiguamiento para que el agua infiltrada no sea afectada por flujos laterales u otra distorsión de la medición (Barría et al., 2021; Brouwer & Heibloem, 1986).

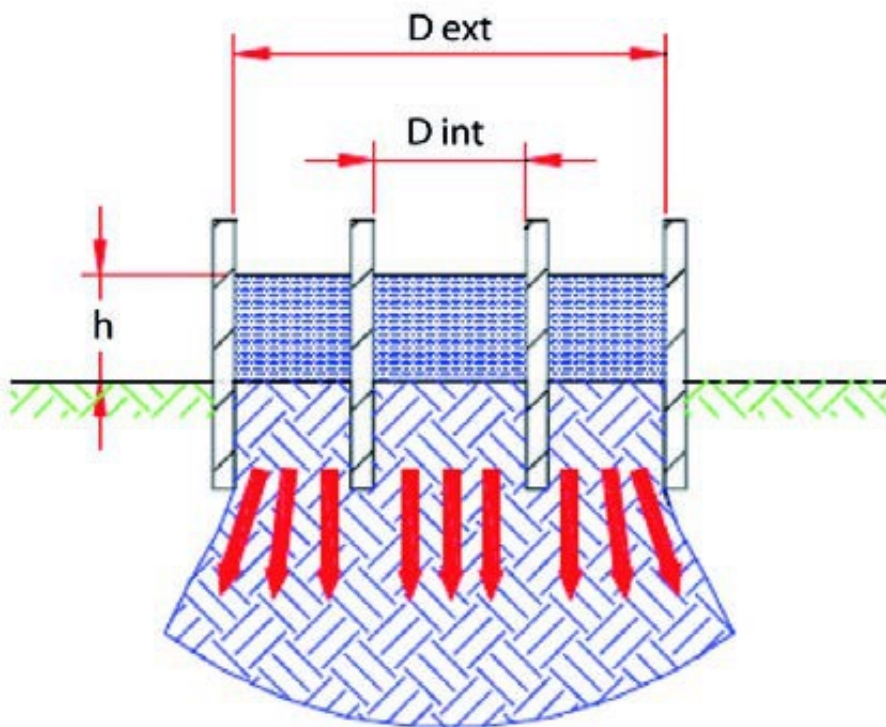


Figura 09. Esquema de medición de Infiltrómetro.

El proceso consiste en delimitar un área de 1 m² representativo de las condiciones de la zona, limpiar el área de residuos superficiales o de vegetación y asegurarse de que el sitio esté seco.

Insertar los cilindros hasta 10 cm de profundidad en el suelo lo más concéntricos posible, puede realizarlo colocando una tabla encima y realizar presión o golpes con un martillo, evitando disturbar el suelo y el desnivel de los cilindros.

Si cuenta con un solo cilindro puede crear un bordo exterior de altura de 10 cm o más para simular el cilindro exterior. Además, se puede utilizar una regla metálica o de plástico (recomendable de 20 cm, figura 08b), cuando no se tiene el instrumento completo de dos cilindros con su varilla graduada y flotador (figura 08a), el cual debe penetrarse al suelo a una profundidad conocida (recomendable 10 cm el cual sería el nivel 0 al nivel del suelo).

Una vez instalado los cilindros y la regla, ubicar un plástico en el cilindro interior, posteriormente llenar de agua hasta un tirante de agua conocido, considerando que tanto el cilindro interior como exterior deben tener el mismo nivel de agua o tener una ligera variabilidad menor a 5 cm.

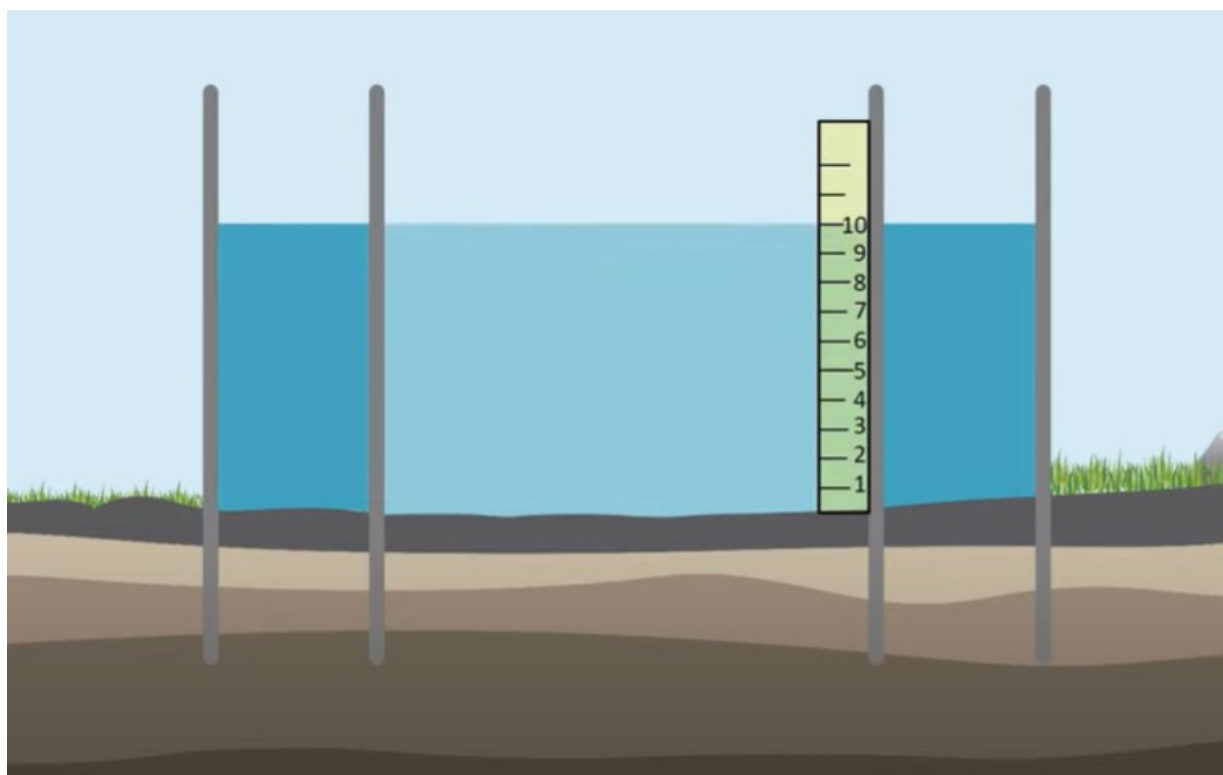


Figura 10. Tirante de agua conocido y nivel igual iguales en interior y exterior de cilindros.

Retirar el plástico del cilindro interior y empezar las mediciones con un cronómetro, además, se debe anotar el tirante de agua inicial (T_i) y el tiempo inicial. Las mediciones se deben hacer de forma continua (recomendable cada 5 min inicialmente e incrementando el intervalo cuando el cambio de lámina infiltrada sea menor), dependiendo del tipo de suelo, hasta alcanzar una infiltración constante o básica, o teóricamente conocida como conductividad hidráulica saturada (Alvarado Batres & Barahona-Palomo, 2017).

Se debe procurar que el nivel de agua del cilindro interior no disminuya menos de la mitad del tirante inicial, así mismo tanto el cilindro interior como exterior deben tener el mismo nivel de agua o tener una ligera variabilidad menor a 5 cm.

Al aumentar agua al mismo nivel del tirante inicial se debe realizar posterior a la lectura del tirante de agua y anotar el tirante inicial con su ligera variación. El cálculo de la lámina de infiltración se realiza como la diferencia entre los niveles del tirante de agua medidos entre dos lecturas.

El cálculo de la tasa de infiltración o velocidad de infiltración se realiza como el cociente entre la lámina de agua infiltrada multiplicada por 10 y el tiempo parcial dividido por 60 minutos para obtener valores de mm.h⁻¹.

Table 03.Formato de registro de datos de pruebas de infiltración por el método de Müntz.

Hora	Tiempo parcial (min)	Tiempo acumulado (min)	Carga de agua inicial (cm)	Carga agua final (cm)	Lámina Infiltrada parcial (cm)	Lámina infiltrada acumulada (cm)	Velocidad de infiltración (mm/h)
10:00	0	-	T _i	-		T ₀ = 0	
10:05	5	5	T _i	T _{f-1}	T _i - T _{f-1}	T ₀ + (T _i - T _{f-1})	(T _i - T _{f-1})*10/(5/60)

Nota: adaptado de (Barria et al., 2021; Brouwer & Heibloem, 1986)

6.2. Obtención de datos meteorológicos

6.2.1. Precipitación y temperatura

Los datos históricos de todas las estaciones disponibles (categoría convencional CO y categoría PLU) se pueden obtener de las plataformas libres de descarga proporcionados por SENAMHI desde el año 1981 al 2023. Las estaciones CO contienen variables de temperatura máxima, mínima y precipitación, mientras que las estaciones PLU solo contienen la información de precipitación.

Los datos que se presentan son a nivel diario y se pueden acceder en el siguiente enlace <https://www.senamhi.gob.pe/site/descarga-datos/>. Es importante que previamente se cree una cuenta de verificación de forma externa para que la descarga se realice con normalidad. Esta información meteorológica cuenta, en su mayoría, con registros desde el año 1964 hasta el 2014, pero, para tener datos más recientes, desde el año 2017 en adelante, se puede recurrir a este otro enlace de acceso libre <https://www.senamhi.gob.pe/?p=estaciones>.

Como lo que se necesitará en la evaluación del área de estudio son precipitaciones diarias y máximas de 24 horas, estas también pueden ser solicitadas directamente al SENAMHI, con lo cual se tendrán datos consistentes y validados.

6.2.2. Evapotranspiración de referencia (ET_o)

La Evapotranspiración de referencia (ET_o) se estimará a partir del método FAO Penman-Monteith, tomando en consideración las recomendaciones propuestas en Allen et al. (2006) en caso no se encuentren disponibles datos de radiación solar, presión de vapor y velocidad del viento, mediante las ecuaciones mostradas a continuación.

$$e_a = e^o(T_{min}) = 0,611 \exp \left[\frac{17,27T_{min}}{T_{min} + 237,3} \right]$$

$$R_s = K_{RS} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} R_a$$

Donde: e_a , presión real de vapor (kPa); $e^o(T_{min})$, presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria (kPa); R_s , radiación solar o de onda corta (MJ m⁻² día⁻¹); K_{RS} , coeficiente de ajuste (0.16); R_a , radiación extraterrestre (MJ.m⁻². día⁻¹); T_{max} , temperatura máxima; y, T_{min} , temperatura mínima.

En general, el procedimiento se basa en datos de la temperatura (máxima y mínima del aire) y proporcionan, según los autores, estimaciones más exactas de ET_o que aquellos métodos que requieren solamente parámetros meteorológicos limitados. La estimación de la ET_o se hace mucho más sencilla mediante la utilización del software libre ET_o calculator disponible en <https://www.fao.org/land-water/databases-and-software/eto-calculator/es/>, aquí mismo se puede encontrar el manual.

7. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE CAMPO Y METEOROLÓGICOS

7.1. Como hacer el balance hídrico del suelo

Para poder tener resultados satisfactorios se realizará el balance hídrico del suelo a nivel diario, en el cual se tomará como base el modelo propuesto por Thornthwaite y Mather (1955) (Steenhuis & Van der Molen, 1986) que se describe más adelante. Este es un modelo bastante sencillo que también se puede aplicar a nivel mensual y fácilmente programable en cualquier hoja de cálculo.

Los parámetros de entrada son los siguientes:

- a) Precipitación diaria de por lo menos los últimos cinco años. Para simplificar el proceso se puede analizar únicamente los meses húmedos.
- b) Evapotranspiración de referencia.
- c) Humedad a capacidad de campo.
- d) Humedad inicial.

En los siguientes ítems se describen las consideraciones que se deben tener para realizar el balance hídrico:

- Cuando en un día se produce más entradas que salidas ($P > ETo$), el agua sobrante pasa a aumentar las reservas del suelo (ST_i); por el contrario, cuando las salidas son mayores que las entradas, se reduce la ST_i . La variación de la reserva del suelo (ΔST) se calcula como la diferencia entre la ST_i y la ST_{i-1} .
- Si el suelo tiene una capacidad máxima de retención de agua (ST_x), el agua que llega en exceso se pierde por percolación (Per). La Per se calcula como:

$$P_{er} = \sum_{i=1}^n La - ST_x \quad Si P_{er} < 0 = 0$$

- Se compara la precipitación (P) con la evapotranspiración de referencia (ETo), para identificar días a lo largo del año en los que $P > ETo$, y asumir, por lo tanto, que la evapotranspiración (ET) es igual a ETo . En los días en que $P < ETo$, se cumple que $ETo > ET$. La ET para estos casos se calcula como la diferencia de $PE - (Per + \Delta ST)$. Se puede implementar en una hoja de cálculo utilizando las siguientes ecuaciones para el periodo i :

Precipitación (P_i)

Evapotranspiración de Referencia (ETo_i)

Variación de la reserva: $\Delta ST_i = (P_i - ETo_i) * \left(\frac{ST_{i-1}}{ST_x} + \frac{(P_i - ETo_i)}{2} \right)$

Almacenamiento: $ST_i = (ST_{i-1} - \Delta ST_i)$ ó $(ST_{i-1} + (P_i - ETo_i))$

Evapotranspiración: $ET_i = (P_i + \Delta ST_i)$; Sí $P_i < ETo_i$

Exceso: $Ex_i = (ST_{i-1} + (P_i - ETo_i) - ST_x)$; sí $P_i > ETo_i$; $(ST_{i-1} + P_i) > (ETo_i + ST_x)$

Donde PE es la precipitación efectiva; ST_x es la capacidad máxima de almacenamiento del suelo. En el anexo se muestra un ejemplo de aplicación.

7.2. Como obtener las intensidades de lluvia

Para el caso de la determinación de la intensidad uno de los primeros requisitos a considerar es determinar el período de retorno T , el cual se define como el tiempo que transcurre entre dos fenómenos de las mismas características, se representa por la siguiente expresión:

$$T = \frac{1}{1 - F(x)}$$

Donde: T es el periodo de retorno y $F(x)$ es la probabilidad de que la variable aleatoria, intensidad de precipitación, posea un valor menor o igual a un determinado valor x .

Otro elemento del diseño es la determinación y construcción de curvas intensidad-duración-frecuencia, curvas IDF, curvas creadas conectando puntos que representan la intensidad promedio en intervalos de distinta duración, todos correspondientes a la misma frecuencia o período de retorno. Para ello se estudia el comportamiento de las series de precipitación (al menos 20 años de datos) mediante una curva que da la intensidad media en función de la duración y la frecuencia.

En el Perú, debido a la escasa cantidad de información pluviográfica, se hace muy complicado elaborar estas curvas. Por lo general se cuenta con lluvias máximas de 24 horas, por lo que el valor de la Intensidad de la precipitación máxima generalmente se estima a partir de este dato multiplicado por un coeficiente de duración.

Los valores observados de precipitación máxima en 24 horas, se ajustan a la distribución teórica Gumbel, y se calculan las precipitaciones para los periodos de retorno seleccionados. Así se consigue una asignación de probabilidad para la intensidad de lluvia correspondiente a cada duración, la cual se representa en un gráfico único de intensidad vs. duración, teniendo como parámetro el período de retorno.

La construcción matemática de las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) se realiza, entre otros métodos, según el planteamiento analítico propuesto por Aparicio (1997). Dicho autor plantea la alternativa de obtener una ecuación que genere las curvas IDF a través de un modelo de regresión lineal. Para ello, es necesario relacionar simultáneamente las tres variables en una familia de curvas, para lo cual se utiliza la ecuación:

$$I = \frac{kT^m}{D^n}$$

donde k , m y n son constantes de regresión lineal múltiple; T , período de retorno en años; D , duración en minutos u horas e I , intensidad de precipitación en mm.h^{-1} .

La calidad de la regresión se verifica al analizar ciertas medidas de bondad de ajuste, las cuales corresponden a algunas de regresión no paramétrica, como el coeficiente de determinación R^2 y la prueba U de Mann-Whitney (Gujarati, 1992).

Si se tiene los datos necesarios es recomendable realizar la construcción de las curvas IDF específicas para el área de estudio, también una buena aproximación es recurrir al Modulo para la estimación de curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia del SENAMHI (<https://idesep.senamhi.gob.pe/dhi-idf/>) donde se tiene esta información para todo el Perú.

7.3. Estimación de la respuesta del suelo a intensidades de lluvia

Cuando se cuenta con datos horarios, la aplicación consiste en identificar la intensidad máxima de precipitación en una hora (I_{max}), junto a ello identificaremos el evento en el que ocurrió dicha intensidad, tres características son esencialmente importantes que acompañan a este parámetro.

Uno de ellos es la cantidad de precipitación acumulada (P) del evento, calculado como la suma de toda la precipitación registrada.

$$P = \sum_{i=T_1=T_i}^{T_n=T_f} P_i$$

La duración del evento (D), considerado como la diferencia entre la hora final (T_f) y la hora anterior al inicio del evento (T_i).

$$D = T_f - T_i$$

Y, por último, la intensidad promedio (I_{prom}), calculado como la suma de la precipitación acumulada (P) dividida por la duración (D).

$$I_{prom} = \frac{P}{D}$$

Se calcula la infiltración acumulada (F), reemplazando la intensidad promedio (I_{prom}) y la duración del evento (D), cuando se tiene registros horarios.

$$F = i * t = I_{prom} * D$$

Posteriormente, la profundidad (Z) que alcanzará dicha infiltración acumulada (F), considerando la humedad volumétrica a capacidad de campo (θ_{cc}) y la humedad volumétrica inicial del suelo en época seca (θ_i) es:

$$Z = \frac{F}{(10 * (\theta_{cc} - \theta_i))}$$

Finalmente calcularemos el tiempo (T), considerando la tasa de infiltración (f).

$$T = \frac{F}{f}$$

El criterio consiste en una evaluación puntual y rápida del tiempo (T) para saturar el volumen de agua requerido en el perfil del suelo y la duración del evento (D). Considerando que bajo condiciones y características óptimas de un suelo este debería responder favorablemente a la precipitación más extrema que pudiera ocurrir en determinado sitio.

Entonces si T>D, el ecosistema suelo no soportaría dichos eventos y se perdería agua mediante otros procesos como flujo superficial y evapotranspiración.

Por el contrario, si T<D, el ecosistema suelo estaría en capacidad de retener el agua proveniente de las precipitaciones.

Donde las unidades respectivas son: Z, profundidad en mm; F, infiltración acumulada en mm; f, tasa de infiltración mm.h⁻¹; θ_{cc}, humedad volumétrica a capacidad de campo en m³.m⁻³ o adimensional; θ_i, humedad volumétrica inicial en época seca del sitio en m³.m⁻³ o adimensional; P, precipitación acumulada en mm; D = duración del evento de precipitación en horas; I_{prom}, intensidad promedio del evento en mm.h⁻¹; y T, tiempo que demora para saturar el volumen de agua requerido en el suelo en horas.

8. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

8.1. Zanjas de infiltración

Como ya se mencionó a lo largo del documento, si el objetivo que se busca con la construcción de las zanjas de infiltración es lograr que el agua interceptada de las lluvias infiltre y llegue a las partes más profundas del perfil del suelo y potencialmente al acuífero, una de las primeras cosas que esperaríamos es que las lluvias sean las suficientes para que se pueda superar la capacidad máxima de almacenamiento del suelo. Esta situación será dependiente de sus características físicas y también del intercambio que existe con la atmósfera, regulado por las variaciones del contenido de agua del suelo y la evapotranspiración. En este sentido, los resultados del balance hídrico realizado deben mostrar excesos durante varios días de la época húmeda. Esto sería un indicativo que hay suficiente agua que estaría percolando (moviéndose por gravedad) sobrepasando el perfil del suelo, encontrando zonas de flujos preferenciales, de darse el mejor de los casos, y finalmente con potencial de llegar al acuífero.

De igual manera, con el análisis de respuesta del suelo a intensidades de lluvia buscamos estimar la máxima profundidad a la que podría llegar el agua con la ocurrencia de un evento de máxima intensidad.

8.2. Forestación

Para la evaluación previa de las áreas a implementarse con Pinos se deben tener las mismas consideraciones del ítem 8.1. En el caso que en el balance hídrico del suelo resulten días con exceso, se debe tener en cuenta que estos resultados son sin intervención. Aquí, es necesario hacer una proyección para ver qué resultados obtenemos una vez establecida la plantación, y con una edad en particular. Esto es importante ya que, bajo estas condiciones, el factor de intercepción (I) del dosel de los árboles determina la cantidad de agua de lluvia que llega al suelo. Es importante estimar la precipitación directa (Pd) y el escurrimiento fustal (Ef), para considerar la suma de estos valores en el balance hídrico. A continuación, se presentan aproximaciones basadas en estudios realizados sobre Pinos que se pueden utilizar como referencia; se muestran en la Figura 11.

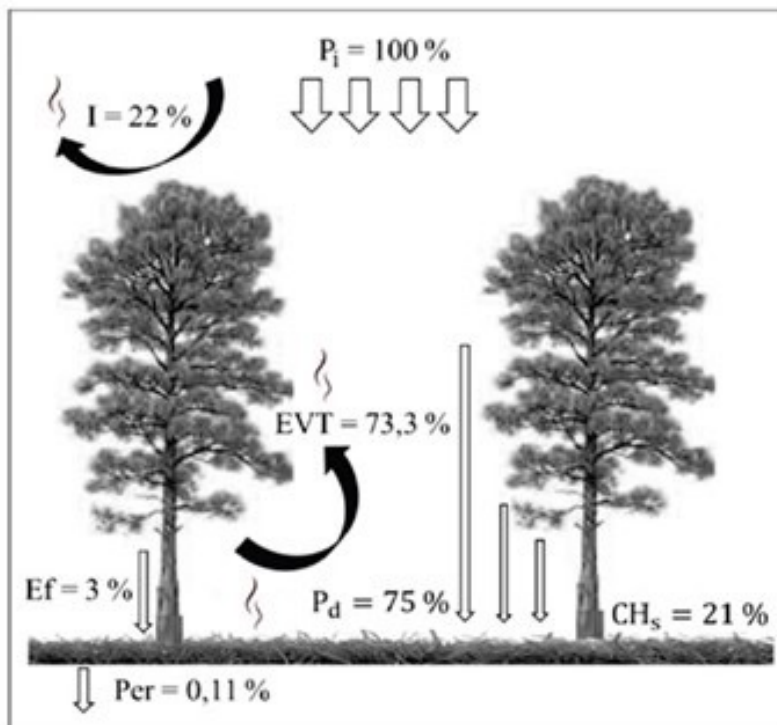


Figura 11. Relación de la precipitación incidente (P_i) con $P_d = 8157.58P_i$ y $E_f = 429.13P_i$ en $L \cdot ha^{-1}$.

Por otro lado, algunos estudios indican la existencia de una relación inversa entre las variables de cobertura vegetal Índice de Área Foliar (IAF) y Densidad de Dosel (DD) con la Precipitación Directa (P_d), es decir, la P_d tiende a disminuir con el incremento de la DD o IAF (Suqui et al., 2021).

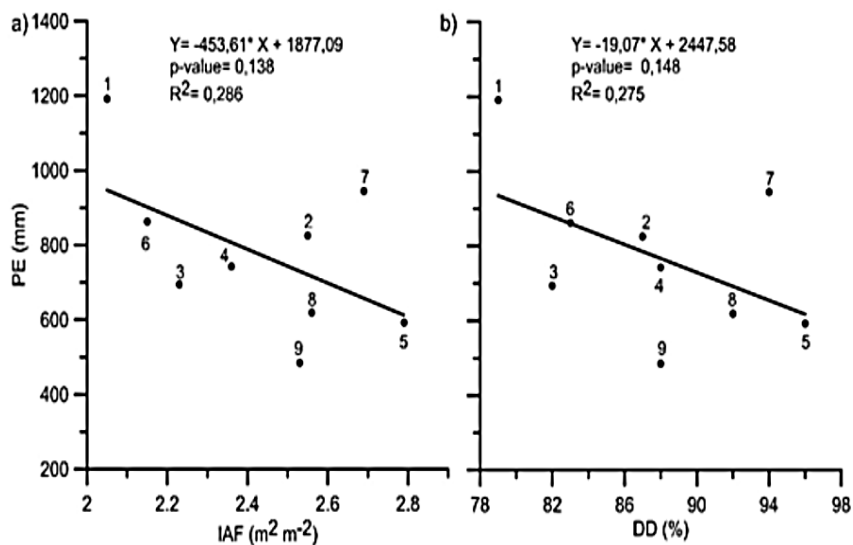


Figura 12. relación entre a) índice de área foliar (IAF), b) densidad del dosel (DD), con la precipitación directa (Pd)

La precipitación directa es afectada por la densidad foliar, forma de las copas, disposición de las hojas de los árboles y posición de las ramas (Manzanarez et al., 2024).

9. MONITOREO Y SEGUIMIENTO DE ÁREAS INTERVENIDAS

En los proyectos de inversión deben considerarse como un componente la instrumentación y monitoreo de áreas intervenidas.

El desarrollo metodológico se basará en la medición y estimación de los componentes del balance hídrico del suelo, poniendo énfasis en su función como reservorio a través de la determinación de su capacidad de almacenamiento; y, a la generación de agua gravitacional susceptible de producir percolación, por su importancia como elemento con potencial de alcanzar niveles más profundos y alimentar el acuífero. Para esto, se buscará que los puntos de evaluación tanto para la comparación plantación forestal-pajonal y zanjas de infiltración-pajonal se encuentren muy cercanos, lo cual garantice que estén expuestos a las mismas condiciones meteorológicas. De esta manera, se logrará que el único factor que podría generar algún cambio en el contenido de agua del suelo, sea el tipo de cobertura asociado o intervención. Se debe considerar equipamiento para la medición de variables de manera continua y a paso horario de precipitación, temperatura del aire (media, mínima y máxima) y la humedad volumétrica del suelo a distintas profundidades (como por ejemplo 20 cm, 60 cm y 100 cm) con sondas de capacitancia o de preferencia con reflectometría de dominio del tiempo (TDR).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del Cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos* (Vol. 56). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Alvarado Batres, C., & Barahona-Palomo, M. (2017). Comparación de tres métodos de infiltración para calcular el balance hídrico del suelo, en la Cuenca del río Suquiapa, El Salvador. *Cuadernos de Investigación UNED*, 9(1), 23–33. http://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1659-42662017000100023&lng=en&nrm=iso&tlng=es
- Aparicio, F. (1997). *Fundamentos de hidrología de superficie*. Limusa.
- Barría, H., Uribe, H., & Jil, P. (2021). Medición de la velocidad de infiltración para riego en praderas.
- Bodman, G. B., & Mahmud, A. J. (1932). *The use of the moisture equivalent in the textural classification of soil*. University of California.
- Brouwer, C., & Heibloem, M. (1986). *Irrigation Water Management: Irrigation Methods* (FAO, Ed.). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Carrasco, J., Antúnez, A., & Lemus, G. (2010). Capítulo 3: Caracterización de un suelo para el establecimiento de un huerto frutal.
- Cerdán Estrada, E., Smith, M., Camacho Hernández, M., & Grados Bueno, C. V. (2023). *Recuperando la fluidez: Estado de la inversión en acciones en infraestructura natural para la seguridad hídrica en el Perú, 2022* (1ra edición). Forest Trends Association.
- Chavarría-Vidal, A. E. (2021). Primera parte: Almacenamiento insaturado de agua en un perfil de suelo. *Revista Tecnología En Marcha*. <https://doi.org/10.18845/tm.v34i3.5009>
- Cobertera Laguna, E. (1993). *Edafología Aplicada*. Catedra Ediciones.
- Decreto Supremo N.º 027-2017-EF* (2017). Reglamento del Decreto Legislativo N.º 1252, Decreto Legislativo que crea el Sistema Nacional de Programación Multianual y Gestión de Inversiones y deroga la Ley N.º 27293, Ley del Sistema Nacional de Inversión Pública. Diario Oficial El Peruano.
- Echeverría, C., Huber, A., & Taberlet, F. (2007). Estudio comparativo de los componentes del balance hídrico en un bosque nativo y una pradera en el sur de Chile Comparative study of water balance components in a native forest and a meadow in southern Chile. *Bosque*, 28(3), 271–280.
- Farley, K. A. (2007). Grasslands to Tree Plantations: Forest Transition in the Andes of Ecuador. *Annals of the Association of American Geographers*, 97(4), 755–771. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.2007.00581.x>
- García Petillo, M., Puppo, L., Hayashi, R., & Morales, P. (n.d.). Metodología para determinar los parámetros hídricos de un suelo a campo.
- Garg, S., & Goel, A. (2019). Infiltration—A Critical Review. *Lecture Notes in Civil Engineering*, 30, 111–120. https://doi.org/10.1007/978-981-13-6717-5_11
- Gavrilescu, M. (2021). Water, Soil, and Plants Interactions in a Threatened Environment. *Water* 2021, Vol. 13, Page 2746, 13(19), 2746. <https://doi.org/10.3390/W13192746>
- Ghanbarian-Alavijeh, B., & Millán, H. (2009). The relationship between surface fractal dimension and soil water content at permanent wilting point. *Geoderma*, 151(3–4), 224–232. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.014>
- Gomez, F. A., Tarabini, M., Buduba, C., Von Müller, A., & La Manna, L. (2019). Balance hídrico en plantaciones

- de *Pinus radiata* en el NO de la Patagonia argentina. *Ecología Austral*, 29(2), 261-271. <https://doi.org/10.25260/EA.19.29.2.0.776>
- Guariguata, M. R., Arce, J., Ammour, T., & Capella, J. L. (2017). Las plantaciones forestales en Perú: Reflexiones, estatus actual y perspectivas a futuro (Documento Ocasional 169). Centro para la Investigación Forestal Internacional (CIFOR)
- Hanson, B., Orloff, S., & Peters, D. (2000). Monitoring soil moisture helps refine irrigation management. *California Agriculture*, 54(3), 38-42.
- Huber, A., Iroumé, A., Mohr, C., & Frêne, C. (2010). Efecto de plantaciones de *Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus* sobre el recurso agua en la Cordillera de la Costa de la región del Biobío, Chile. *Bosque (Valdivia)*, 31(3), 219-230. <https://doi.org/10.4067/S0717-92002010000300006>
- IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Colombia). 2006. Índice de disponibilidad hídrica-metodología de cálculo y aplicación en Colombia. Oficina del servicio de pronóstico y alertas.
- Josse, C., Cuesta, F., Navarro, G., Barrena, V., Cabrera, E., Chacón-Moreno, E., Ferreira, W., Peralvo, M., Saito, J., & Tovar, A. (2009). Ecosistemas de los Andes del Norte y Centro. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela (F. Cuesta, C. Josse, & M. T. Becerra, Eds.). Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa Regional ECOBONA, CONDESAN-Proyecto Páramo Andino, Programa BioAndes, EcoCiencia, NatureServe, LTA-UNALM, IAvH, ICAE-ULA, CDC- UNALM, RUMBOL SRL.
- Kirkham, M. B. (2014). Chapter 13 - Infiltration BT - Principles of Soil and Plant Water Relations (Second Edition).
- Li, Y. H., & Gu, J. D. (2022). A more accurate definition of water characteristics in stone materials for an improved understanding and effective protection of cultural heritage from biodeterioration. *International Biodeterioration and Biodegradation*, 166(November 2021), 105338. <https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2021.105338>
- Locatelli, B., Homberger, J.-M., Ochoa-Tocachi, B. F., Bonnesoeur, V., Román, F., Drenkhan, F., & Buytaert, W. (2020). Impactos de las zanjas de infiltración en el agua y los suelos: ¿Qué sabemos? Resumen de políticas, Proyecto “Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica.” <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26701.87528/1>
- Manzanarez, C. H., Gómez, T. G. D., García, E. R., Silva, I. C., Rivas, J. J. C., Colin, J. G., & Rodríguez, H. G. (2024). Intercepción de lluvia en bosques del ejido Adolfo Ruiz Cortines, Pueblo Nuevo, Durango. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 15(83), Article 83. <https://doi.org/10.29298/rmcf.v15i83.1439>
- Mein, R. G., & Larson, C. L. (1973). Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9(2), 384–394. <https://doi.org/10.1029/WR009I002P00384>
- Mein, R. G., and Larson, C. L. (1973). “Modeling infiltration during steady rain.” *Water Resour. Res.*, 9(2), 384–394.
- MINAM. (2014). Guía para el muestreo de suelos.
- MINAM. (2019). Mapa nacional de ecosistemas del Perú: Memoria descriptiva (Ministerio del Ambiente, Ed.; Primera edición). Ministerio del Ambiente.
- Mosquera, G. M., Marín, F., Stern, M., Bonnesoeur, V., Ochoa-Tocachi, B. F., Román-Dañobeytia, F., & Crespo, P. (2022a). Progress in understanding the hydrology of high-elevation Andean grasslands under changing land use. *Science of The Total Environment*, 804, 150112. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2021.150112>
- Mosquera, G. M., Marín, F., Stern, M., Bonnesoeur, V., Ochoa-Tocachi, B. F., & Román-Dañobeytia, F. (2022b). Servicios ecosistémicos hídricos de los pajonales altoandinos: ¿Qué sabemos? Resumen de políticas, Proyecto “Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica.” *Forest Trends*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.30298.21443>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>

- Ojeda, A., McLeod, C., Águila, K., & Teresa Pino, M. (2018). Bases para la determinación de las necesidades hídricas del cultivo del calafate in situ, para su adaptación al manejo agronómico.
- Pachés Giner, M. A. V. (2019). El agua en el suelo: fuerzas de retención. <http://hdl.handle.net/10251/121154>
- Rai, R. K., Singh, V. P., & Upadhyay, A. (2017). Planning and evaluation of irrigation projects: Methods and implementation. *Planning and Evaluation of Irrigation Projects: Methods and Implementation*, 1–660. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811748-4.00017-0>
- Ratliff, L., Ritchie, J., & Cassel, D. (1983). Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, 47(4), 770-775.
- Renison, D; Hensen, I; Suarez, R. (2011). Landscape structural complexity of high-mountain *Polylepis australis* forests: A new aspect of restoration goals. *Restoration Ecology*, 19(3), 390-398. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2009.00555.x>
- Rodríguez-Iturbe, I., & Porporato, A. (2004). *Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems (Soil Moisture and Plant Dynamics)*. Cambridge University Press.
- Santa Regina, I., Gallardo, J. F., San Miguel, C., & Moyano, A. (1989). Intercepción, pluvio lavado y escorrentía cortical en una plantación de *Pinus sylvestris* de la Cuenca de Candelario (centro-oeste de España). *Bosque*, 10(1-2), 19-27. <https://doi.org/10.4206/bosque.1989.v10n1n2-03>
- Segura, F. (2017). Análisis comparativo de modelos agregados de balance hídrico en la España peninsular y su sensibilidad a la incertidumbre climática. Universidad Católica de Murcia, España.
- Silva, P., Silva, H., Garrido, M., & Acevedo, E. (2015). Manual de estudio y ejercicios relacionados con el contenido de agua en el suelo y su uso por los cultivos.
- Steenhuis, T. S., & Van Der Molen, W. H. (1986). The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *Journal of Hydrology*, 84(3–4), 221–229. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90124-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90124-1)
- Suqui, A., Céleri, R., Crespo, P., & Carrillo-Rojas, G. (2021). Interacciones entre índice de área foliar, densidad del dosel y precipitación efectiva de un bosque de *Polylepis reticulata* ubicado en un ecosistema de páramo. *La Granja*, 34(2), 63-79. <https://doi.org/10.17163/lgr.n34.2021.04>
- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1955). *The Water Balance* (Vol. 8, Issue 1). Drexel Institute of Technology. Laboratory of Climatology.
- van Genuchten, M. Th. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1980.03615995004400050002X>
- van Genuchten, M. Th., Simunek, J., Leij, F. J., & Sejna, M. (2009). The RETC code (version 6.02) for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils (6.02). <https://www.pc-progress.com/>
- Vásquez, A., Vásquez, I., Vásquez, C., & Cañamero, M. (2017). *Fundamentos de la ingeniería de riegos* (1st ed.). Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Weil, R. R., & Brady, N. C. (2017). *The Nature and Properties of Soils*.
- Weiler, M., & McDonnell, J. (2004). *Water Movement in Soils*. In *Soil development and properties*. Elsevier.
- Yong, R. N., & Warkentin, B. P. (Eds.). (1975). *Water movement in soils*. In *Developments in Geotechnical Engineering* (Vol. 5, Issue C, pp. 141–195). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41167-9.50009-2>
- Zhou, R. X., Wang, J., Tang, C. J., Zhang, Y. P., Chen, X. A., Li, X., Shi, Y. Y., Wang, L., Xiao, H. B., & Shi, Z. H. (2023). Identifying soil water movement and water sources of subsurface flow at a hillslope using stable isotope technique. *Ecosystems and Environment*, 343, 108286. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2022.108286>

11. ANEXOS

Ejercicio práctico

Se tiene un área donde se quiere intervenir con un proyecto de recarga hídrica, se tiene datos meteorológicos de una estación cercana a nivel diario. Se seleccionó un rango de fecha de época húmeda del 13/11/2020 al 05/02/2021 para el análisis del balance hídrico del suelo. Además, se tiene mediciones de humedad volumétrica del suelo $\theta_{120} = 7\%$, $\theta_{160} = 6.8\%$ y $\theta_{180} = 20.3\%$ a las profundidades de 20, 60 y 80 cm, respectivamente; tomadas en época seca.

Del muestreo de suelo a partir de calicatas se obtuvo las siguientes texturas:

Código	Profundidad	Arena	Limo	Arcilla
MS-01	20 cm	60	24	16
MS-02	60 cm	60	32	8
MS-03	80 cm	60	32	8

La medición de la infiltración básica promedio fue de 15.6 mm.h₋₁.

Se procedió a realizar los cálculos de lámina de la humedad inicial del suelo (ver ítem 6.1.2), considerando que la profundidad es de 80 cm.

Posteriormente se realizó el cálculo del contenido de humedad del suelo a capacidad de campo mediante el software RETC (ver ítem 6.1.2) y su respectiva lámina de humedad.

Los resultados del uso de RETC se muestran a continuación.

Depth (cm)	Parameter 1	Parameter 2	Parameter 3	Parameter 4	Parameter 5	Parameter 6
.1721	-.5780E+04	3.762	.2691E-03	-3.570	.3499E+02	1.544
.1755	-.5359E+04	3.729	.3353E-03	-3.475	.3941E+02	1.596
.1790	-.4977E+04	3.697	.4154E-03	-3.382	.4424E+02	1.646
.1824	-.4630E+04	3.666	.5119E-03	-3.291	.4954E+02	1.695
.1858	-.4315E+04	3.635	.6274E-03	-3.202	.5532E+02	1.743
.1892	-.4027E+04	3.605	.7653E-03	-3.116	.6162E+02	1.790
.1926	-.3765E+04	3.576	.9291E-03	-3.032	.6848E+02	1.836
.1960	-.3524E+04	3.547	.1123E-02	-2.950	.7594E+02	1.880
.1994	-.3302E+04	3.519	.1352E-02	-2.869	.8404E+02	1.924
.2028	-.3099E+04	3.491	.1621E-02	-2.790	.9282E+02	1.968
.2063	-.2911E+04	3.464	.1935E-02	-2.713	.1023E+03	2.010
.2097	-.2737E+04	3.437	.2303E-02	-2.638	.1126E+03	2.052

Depth (cm)	Parameter 1	Parameter 2	Parameter 3	Parameter 4	Parameter 5	Parameter 6
.1524	-.6060E+04	3.782	.4091E-03	-3.388	.5343E+02	1.728
.1560	-.5614E+04	3.749	.5139E-03	-3.289	.6044E+02	1.781
.1596	-.5211E+04	3.717	.6413E-03	-3.193	.6813E+02	1.833
.1632	-.4847E+04	3.686	.7953E-03	-3.099	.7657E+02	1.884
.1668	-.4517E+04	3.655	.9805E-03	-3.009	.8579E+02	1.933
.1704	-.4217E+04	3.625	.1202E-02	-2.920	.9585E+02	1.982
.1740	-.3942E+04	3.596	.1466E-02	-2.834	.1068E+03	2.029
.1776	-.3692E+04	3.567	.1780E-02	-2.750	.1187E+03	2.075
.1812	-.3462E+04	3.539	.2150E-02	-2.668	.1317E+03	2.119
.1848	-.3250E+04	3.512	.2586E-02	-2.587	.1457E+03	2.163
.1884	-.3056E+04	3.485	.3098E-02	-2.509	.1609E+03	2.207
.1920	-.2876E+04	3.459	.3696E-02	-2.432	.1773E+03	2.249
.1956	-.2710E+04	3.433	.4393E-02	-2.357	.1951E+03	2.290

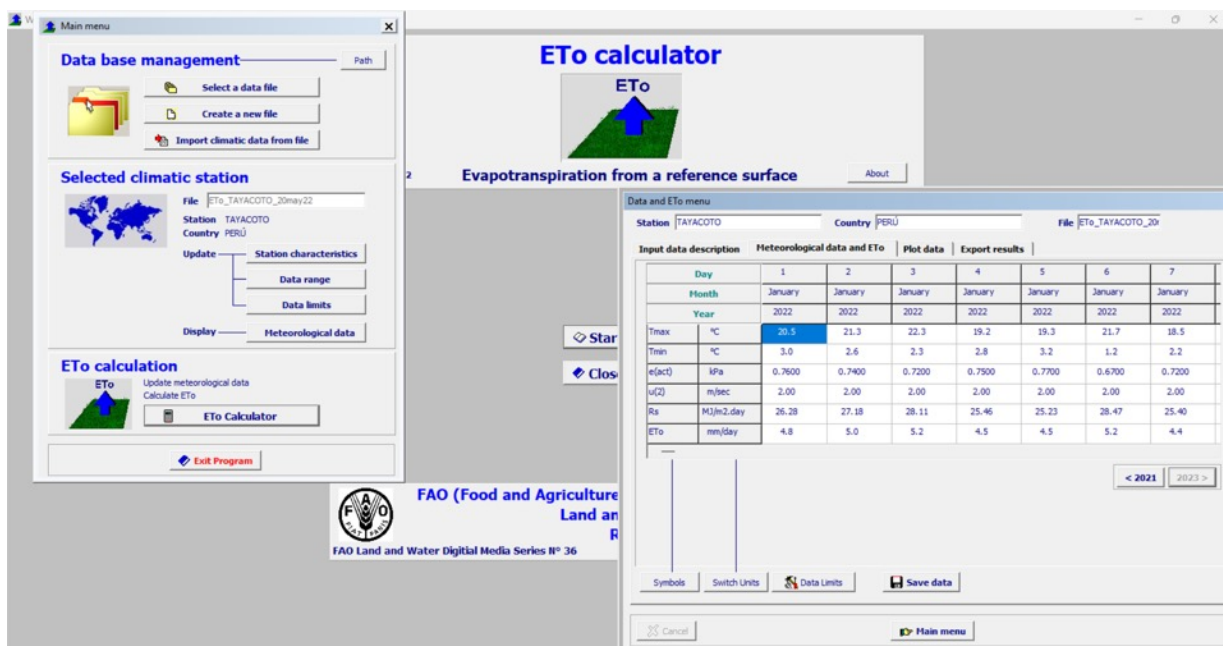
Las láminas calculadas se muestran en el siguiente cuadro:

Prof _i (mm)	La _i (mm)	θ _{cc} (cm ³ .cm ⁻³)	La _{cc} (mm)
Prof _{20cm} =200	14	0.2063	41.26
Prof _{60cm} =400	27.2	0.1884	75.36
Prof _{80cm} =200	40.6	0.1884	75.36
\sum	81.8	-	192.48

$$La = \sum_{i=1}^n La_i = \sum_{i=1}^{n=3} [La(1) + La(2) + La(3)]$$

$$La_i = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\theta_i(\%)}{100} \right] * Prof_i$$

El cálculo de la ETo se realizó mediante el software ETo Calculator (ítem 6.2.2).



En una hoja de cálculo Excel implementamos las ecuaciones descritas (ítem 7.1).

Para la variación de la reserva (ΔST_i)

$$SI(P_i < ET_{oi}; 0; SI((ST_{i-1} / (ST_x + ((P_i - ET_{oi}) / 2))) * (P_i - ET_{oi}) > ST_{i-1}; ST_{i-1}; (ST_{i-1} / (ST_x + ((P_i - ET_{oi}) / 2))) * (P_i - ET_{oi})))$$

Almacenamiento (ST_i)

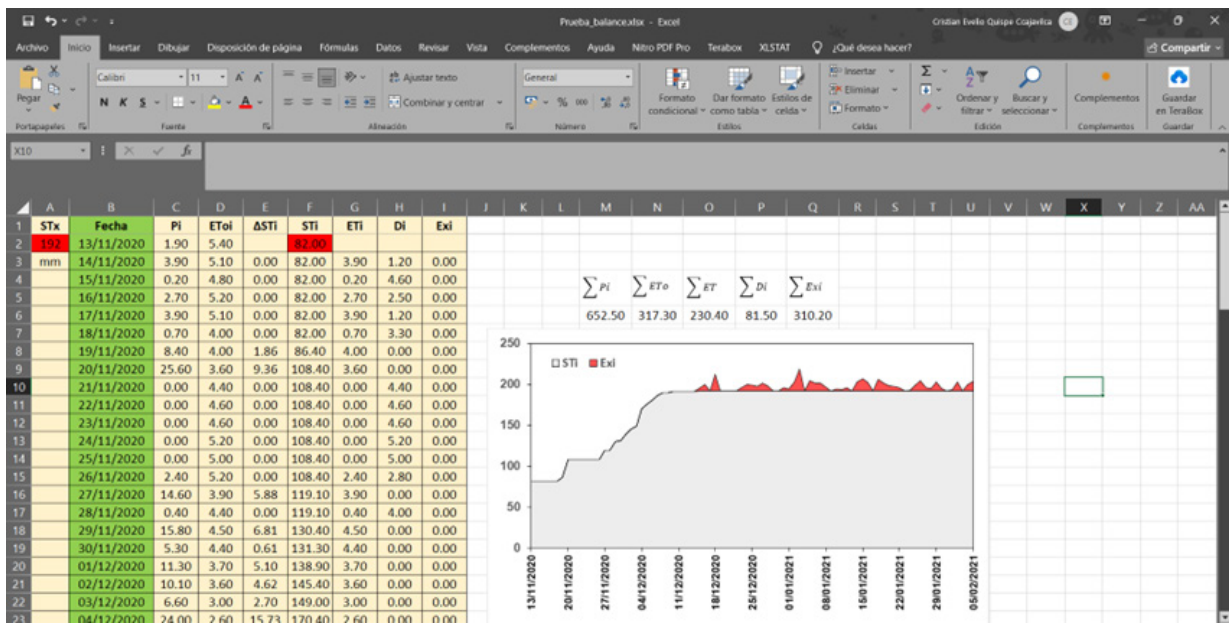
$$SI(P_i < ET_{oi}; ST_{i-1} - \Delta ST_i; SI(ST_{i-1} + (P_i - ET_{oi}) > ST_x; ST_x; ST_{i-1} + (P_i - ET_{oi})))$$

Evapotranspiración (ET_i)

$$SI(P_i > ET_{oi}; ET_{oi}; P_i + \Delta ST_i)$$

Excesos (Ex_i)

$$SI(ST_{i-1} + (P_i - ET_{oi}) > ST_x; ST_{i-1} + (P_i - ET_{oi}) - ST_x; 0)$$



Los resultados del balance hídrico indican que existen excesos de 254.3 mm durante el periodo húmedo analizado, de los cuales un gran porcentaje sería percolación hacia estratos inferiores del suelo, siendo consistente estos resultados ya que se trata de un suelo franco arenoso.

Para evaluar la profundidad a la cual llegaría el agua como consecuencia de un evento de precipitación extrema se procedió utilizar el modulo de estimación de IDF (ver ítem 7.2).

Con la ubicación del área de estudio se identificó la intensidad máxima de precipitación a un tiempo de retorno de 10 años y duración de 1 horas, cuyo valor máximo fue de 8 mm.h₁.

El cálculo de la infiltración acumulada (ver formulas del ítem 7.3) fue de 8 mm, la profundidad que alcanzó de 9.8 cm y el tiempo que tardaría, considerando la tasa de infiltración, de 0.51 horas o 31 min. Del análisis de la respuesta del suelo a intensidades de lluvia tenemos que, la lámina de infiltración generada no llega a atravesar todo el perfil del suelo, pero, al ser el tiempo de ingreso del agua al suelo menor a una hora, el suelo está en capacidad de almacenar gran parte de la precipitación. Esto es congruente con la formación de excesos que resultó del balance hídrico.

Los detalles sobre el enfoque metodológico y el uso de producto se proporciona en el manual técnico en la sección [ayuda](#).

Región: A5 Lon: -77.453 Lat: -9.494

Seleccionar escenario climático: Escenario Histórico

Intensidades de precipitación, para diferentes duraciones y periodos de retorno.

Duración	TR2	TR5	TR10	TR30	TR50	TR75	TR100	TR200	TR500	TR1000
1-hr	2.6 (1.8-3.5)	4.0 (2.7-5.6)	5.4 (3.7-8.0)	8.9 (6.1-13.9)	11.2 (7.8-18.0)	13.4 (9.4-22.1)	15.3 (10.7-25.5)	20.9 (14.8-36.2)	31.6 (22.6-57.6)	43.2 (31.2-81.7)
2-hr	1.6 (1.1-2.2)	2.5 (1.7-3.5)	3.4 (2.3-5.0)	5.6 (3.8-8.7)	7.0 (4.9-11.2)	8.4 (5.9-13.8)	9.6 (6.7-15.9)	13.1 (9.2-22.6)	19.7 (14.1-35.9)	27.0 (19.5-51.0)
3-hr	1.2 (0.8-1.7)	1.9 (1.3-2.7)	2.6 (1.8-3.8)	4.2 (2.9-6.6)	5.3 (3.7-8.5)	6.4 (4.5-10.5)	7.3 (5.1-12.1)	9.9 (7.0-17.2)	15.0 (10.7-27.3)	20.5 (14.8-38.8)
4-hr	1.0 (0.7-1.4)	1.5 (1.0-2.2)	2.1 (1.4-3.1)	3.5 (2.4-5.4)	4.4 (3.0-7.0)	5.2 (3.7-8.6)	6.0 (4.2-9.9)	8.2 (5.8-14.1)	12.3 (8.8-22.4)	16.8 (12.1-31.9)
5-hr	0.9 (0.6-1.2)	1.3 (0.9-1.9)	1.8 (1.2-2.7)	3.0 (2.1-4.6)	3.8 (2.6-6.0)	4.5 (3.1-7.4)	5.1 (3.6-8.5)	7.0 (5.0-12.1)	10.6 (7.6-19.3)	14.5 (10.4-27.4)
6-hr	0.8 (0.5-1.0)	1.2 (0.8-1.7)	1.6 (1.1-2.4)	2.6 (1.8-4.1)	3.3 (2.3-5.3)	4.0 (2.8-6.5)	4.5 (3.2-7.6)	6.2 (4.4-10.7)	9.4 (6.7-17.0)	12.8 (9.2-24.2)
7-hr	0.7 (0.5-0.9)	1.1 (0.7-1.5)	1.4 (1.0-2.1)	2.4 (1.6-3.7)	3.0 (2.1-4.8)	3.6 (2.5-5.9)	4.1 (2.9-6.8)	5.6 (3.9-9.7)	8.4 (6.0-15.4)	11.5 (8.3-21.8)

