



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

*MEDICIÓN Y ESTIMACIÓN DE
SEDIMENTOS. APLICACIÓN EN ALGUNAS
ESTACIONES DE LA REGIÓN
HIDROLÓGICA 30.*

TESIS PROFESIONAL
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL

PRESENTA
DANIEL GONZÁLEZ RIVERA

DIRECTORA DE TESIS
DRA. LILIA REYES CHAVEZ





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

DIVISIÓN DE INGENIERÍAS CIVIL Y GEOMÁTICA
COMITÉ DE TITULACIÓN
FING/DICyG/SEAC/UTIT/050/13

Señor
DANIEL GONZÁLEZ RIVERA
Presente

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora DRA. LILIA REYES CHÁVEZ, que aprobó este Comité, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de INGENIERO CIVIL.

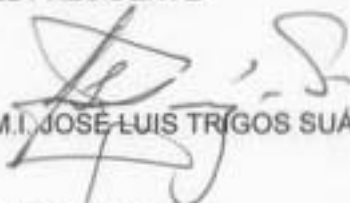
"MEDICIÓN Y ESTIMACIÓN DE SEDIMENTOS. APLICACIÓN EN ALGUNAS ESTACIONES DE LA REGIÓN HIDROLÓGICA 30"

- INTRODUCCIÓN
- I. GÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS
 - II. TIPOS DE MATERIALES Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS
 - III. AFORO Y CÁLCULO DE SEDIMENTOS
 - IV. ACCIONES DE PROTECCIÓN Y RECUPERACIÓN DE SUELOS
 - V. APLICACIÓN
 - VI. CONCLUSIONES Y/O RECOMENDACIONES
- REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el Título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar Examen Profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria a 29 de julio del 2013.
EL PRESIDENTE



M.I. JOSÉ LUIS TRIGOS SUÁREZ

JLTS/MTH*gar.

CONTENIDO

CONTENIDO	I
INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVO	3
1. GÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS	4
1.1. EL CICLO DE LAS ROCAS	4
1.1.1. Ley de Walter.....	7
1.2. MEDIOS Y PROCESOS SEDIMENTARIOS	7
1.3. VARIABLES METEOROLÓGICAS, EDAFOLÓGICAS Y HUMANAS QUE INFLUYEN EN SEDIMENTACIÓN	10
1.1.2. Clima.....	10
1.1.3. Índices de erodabilidad de una tormenta	11
1.1.4. Vegetación.....	12
1.1.5. Hojarasca.....	16
1.1.6. Tipo de suelo.....	16
1.1.7. Topografía.....	18
1.1.8. Velocidad del flujo.....	19
1.1.9. Uso de la tierra.....	20
1.4. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	21
1.5. CICLOS SEDIMENTARIOS	21
1.6. CATEGORÍAS DE LOS CICLOS SEDIMENTARIOS	22
1.7. CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS	23
1.8. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	28
1.8.1. Estructuras Pre-sedimentarias.....	30
1.8.2. Estructuras Sin-sedimentarias.....	30
1.8.3. Estructuras Post-sedimentarias	30
1.9. DELTAS	31
1.9.1. Ambientes deltáicos.....	32
1.9.2. Llanura deltáica	32

1.9.3.	Tipos de deltas.....	33
1.9.4.	Procesos de formación	33
2.	TIPOS DE MATERIALES Y TRANSPORTE DE SEDIEMNTOS	35
2.1.	CLASIFICACIÓN DE SEDIMENTOS	35
2.1.1.	Clasificación según el origen	35
2.1.2.	Clasificación según el mecanismo de transporte.....	35
2.1.3.	Clasificación en función del tipo de sedimentos.....	36
2.2.	SISTEMAS ALIVIALES.....	36
2.3.	CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS ALUVIALES	38
2.3.1.	Clasificación de acuerdo a Miall y Rust.....	38
2.3.2.	Clasificación de acuerdo a Schumm	40
2.3.3.	Clasificación de Galloway	41
2.3.4.	Clasificación de Orton y Reading.....	42
2.4.	ABANICOS ALUVIALES.....	44
2.5.	INCREMENTO DE LA CANTIDAD DE SEDIMENTOS POR AVALANCHAS.	47
2.5.1.	Avalanchas de agua.....	47
2.5.2.	Avalanchas rocosas	48
2.6.	SISTEMAS ALUVIALES DE BAJA SINUOSIDAD.....	49
2.6.1.	Definición de islas y barras.....	50
2.6.2.	Cinturón de ríos en los sistemas entrelazados.....	52
2.7.	ÍNDICE DE ENTRELAZAMIENTO	52
2.7.1.	Control del patrón fluvial en sistemas entrelazados	53
2.7.2.	Modelos de sistemas entrelazados con predominio de gravas .	54
2.7.3.	Modelos de sistemas entrelazados de arenas.....	55
2.8.	SISTEMAS ALUVIALES DE ALTA SINUOSIDAD.	57
2.8.1.	Ríos Meandriformes.....	58
2.8.2.	Ríos Anastomasados	67
3.	AFORO Y CÁLCULO DE SEDIMENTOS.....	68
3.1.	MEDICIÓN DE SEDIMENTOS	68

3.1.1.	Concepto de carga Total, carga de fondo y carga en suspensión.....	69
3.1.2.	Velocidad local.....	70
3.2.	MEDICIÓN DE CARGA DE LAVADO	71
3.2.1.	Aforadores	72
3.3.	MEDICIÓN DE LA CARGA DE FONDO	76
3.3.1.	Mediciones directas.....	77
3.3.2.	Mediciones indirectas.....	79
3.4.	OBTENCIÓN DEL TRANSPORTE TOTAL	81
3.4.1.	Material en suspensión por flujo turbulento.....	81
3.4.2.	Métodos con base en medición directa.	82
3.5.	MODELACIÓN MATEMÁTICA.....	86
3.5.1.	Ecuación Universal de Pérdida de Suelo ULSE	86
3.5.2.	Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada ULSE-M.....	95
3.5.3.	RULSE.....	96
3.5.4.	RULSE-2.....	101
4.	ACCIONES DE PROTECCIÓN Y RETENCIÓN DE SUELOS	103
4.1.	ACCIONES INTERNACIONALES.....	103
4.1.1.	Proyectos de restauración de cuencas.....	104
4.2.	CUBIERTA VEGETAL EN LA REPÚBLICA MEXICANA.....	108
4.2.1.	Sistemas de Clasificación de la vegetación.....	109
4.2.2.	Pérdida de la cubierta vegetal en la República Mexicana.....	115
5.	APLICACIÓN	117
5.1.	SITUACION DE MÉXICO.....	117
5.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	120
5.2.1.	Estación 30016 Pueblo Nuevo.....	124
5.2.2.	Estación 30055 Macuspana.....	124
5.2.3.	Estación 30062 González.....	125
5.2.4.	Estación 30083 Las Gaviotas II.....	125
5.2.5.	Estación 30093 Tapijulapa.....	126

5.3. CONSTRUCCIÓN DE SEDIMENTOGRAMAS.....	127
5.4. ASOCIACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS CON LA VARIABLE METEOROLÓGICA PRECIPITACIÓN.....	139
5.4.1. Análisis de homogeneidad de la precipitación y volumen de sedimentos.....	143
5.4.2. Determinación de la mejor función de ajuste para los volúmenes de sedimentos.....	144
5.5. ASOCIACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS CON ALTERACIONES DE TIPO ANTROPOGÉNICO	145
5.5.1 Degradación del suelo.....	145
5.5.2 Cambios en el uso de suelo.....	146
5.4.3. Afectación de la cubierta vegetal por actividades ganaderas 150	
5.4.4. Acciones de protección y reforestación de bosques.....	151
5.6. ANÁLISIS DE RESULTADOS	153
6. CONCLUSIONES Y/O RECOMENDACIONES.....	154
REFERENCIAS.....	158

INTRODUCCIÓN

El ser humano depende del agua para poder tener un desarrollo pleno, muestra de ello son las grandes civilizaciones agrícolas asentadas en las orillas de ríos caudalosos, el aprovechamiento de este líquido no solo es favorable para el desarrollo de la civilización, en el caso de que la cantidad de agua esté por debajo del volumen medio se presenta un déficit causando escasez y pérdida de cultivos. Esta situación ha llevado a todas las civilizaciones a realizar diversas obras de ingeniería para controlar y aprovechar el agua de los ríos.

Un problema que se ha presentado de manera constante en los últimos años es la pérdida de suelo en las cuencas hidrológicas originándose por factores tales como el poder erosivo de la precipitación, el arrastre de sedimentos originado por la fricción que genera el agua sobre el suelo o también la tala inmoderada afectando de manera inmediata al sector económico-social además de alterar de forma directa los ecosistemas.

La UNESCO, a través del Programa Hidrológico Internacional, ha llevado a cabo una estrategia eficiente de cooperación científica y tecnológica en torno al agua, posibilitando el conocimiento y contacto entre países y expertos, generando con ello redes de trabajo que se fundan en el respeto científico y técnico entre personas. Esta fórmula, que ha sido aplicada en diversas regiones del mundo, ha posibilitado la aparición y creación de sinergias de todo tipo, que en conjunto con las actuaciones técnicas de cada país, ha posibilitado el incremento de capacidades a nivel local, de país y de regiones.

En este marco, la Iniciativa Internacional de Sedimentos, por sus siglas en inglés, ISI, fue lanzada como una de las más importantes actividades de la fase 2002-2008 del Programa Hidrológico Internacional de UNESCO. Ello, porque el Consejo Intergubernamental advirtió entre otras cosas que los procesos de erosión y sedimentación y la gestión de cuencas en sistemas fluviales y cuerpos de agua, son crecientemente importantes en todas partes del mundo y tales procesos poseen relevancia desde un punto de vista socioeconómico y ambiental.

Por otra parte, se estima que en las próximas décadas más del 50% de la capacidad de los almacenamientos del mundo, puede verse reducida como producto de los procesos de sedimentación y, por tanto, las prácticas de gestión de los mismos deberían ser mejoradas.

En México en los últimos años se han incrementado las noticias sobre el movimiento e incremento de los sedimentos en las cuencas, como ejemplos se pueden citar los casos de Angangeo en Michoacán donde el flujo de lodos provocó no solo pérdidas económicas sino humanas, otro caso fue la obstrucción de un tramo del cauce del río Grijalva debido a la caída de una parte del cerro de lutitas generando un ola de alrededor de 50 metros cambiando el régimen hidráulico y alterando de manera importante el ecosistema.

Para tratar de entender un poco la dinámica de los sedimentos, este trabajo se dividió en seis capítulos.

El capítulo uno tratará del origen de los sedimentos, parte del ciclo de las rocas, y la descripción de los medios y procesos de deposición así como las variables meteorológicas, edafológicas y humanas que influyen en la sedimentación. Adicionalmente se habla del comportamiento sedimentario en los ambientes deltaicos.

EL capítulo dos inicia con la clasificación de los sedimentos según su origen, mecanismo de transporte y tipo de sedimentos. Por otro lado se aborda la clasificación de los sistemas aluviales y se describen las características de los sistemas de alta y baja sinuosidad. Se incluye la influencia en el incremento de la cantidad de sedimentos por avalanchas acuosas y rocosas.

El tercer capítulo trata de la medición de los mismos, se describen algunos de los procedimientos directos e indirectos para la obtención de la carga total transportada mediante el uso de levantamientos batimétricos, el uso de trazadores y métodos con base en medición directa. Se describen los modelos matemáticos que son frecuentemente utilizados.

El cuarto capítulo habla sobre la deforestación y las acciones realizadas a nivel internacional. Se describe el planteamiento de un proyecto de restauración como parte esencial en el diagnóstico básico de la cuenca antes de la elaboración de un plan de protección, dándose elementos para la clasificación de suelos.

En el quinto capítulo, se seleccionaron cinco estaciones cercanas a la ciudad de Villahermosa Tabasco para obtener el sedimentograma y la tendencia del comportamiento de los sedimentos para los años de registro, siendo estos de 1965 a 1985.

Finalmente, el capítulo seis muestra las conclusiones y/o recomendaciones que se generaron del desarrollo de este trabajo.

OBJETIVO

La pérdida de suelo en las cuencas hidrológicas es un problema que en los últimos años ha afectado de manera inmediata al sector económico-social además de alterar de forma directa los ecosistemas.

Como ejemplos se puede citar el caso de Angangeo en Michoacán donde el flujo de lodos provocó no sólo pérdidas económicas sino humanas, otro caso muy sonado fue la obstrucción de un tramo del cauce del río Grijalva debido a la caída de una parte del cerro cercano a río o también el cambio de la morfología del cauce de los ríos del estado de Chiapas debido al arrastre y depósito de sedimentos en los mismos.

El objetivo de este trabajo es hacer la búsqueda del arte sobre el aforo de sedimentos y la estimación de los mismos a través de los modelos matemáticos, así como conocer la tendencia del comportamiento del sedimento en algunas estaciones de la Región Hidrológica 30 de la República Mexicana.

1. GÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS

Se define a los sedimentos (Bathurst, 2000) como los productos resultantes de los procesos de erosión de la superficie del suelo (por ejemplo, en campos o en laderas de montañas) y del fondo de los ríos y sus márgenes. Los materiales resultantes de la erosión de la superficie del suelo ingresan a los ríos ya sea cayendo, rodando o acarreados por la acción de diversos agentes como el escurrimiento superficial, el viento y las actividades humanas.

Generalmente se considera al sedimento constituido por partículas sólidas o material fragmentado inorgánico, como arcilla, arena o grava.

El transporte y deposición de sedimentos son el objeto de estudio de la sedimentología y trata de estudiar la composición, estructuras internas y procesos hidrodinámicos de su formación.

A lo largo del cauce de un río se encuentran lugares de erosión y acumulación de sedimentos y en donde se presentan diferencias físicas, químicas y biológicas a las zonas adyacentes se le conoce como medio sedimentario, su formación depende de diversos factores relacionados entre sí y muy sensibles a los cambios.

El estudio de estos procesos son de vital importancia para un correcto diseño de las obras civiles, para ello se han realizado modelos físico, que por razones de escala presentan simplificaciones drásticas al ser parcialmente imposible la reproducción de las condiciones naturales de sedimentación en un laboratorio y la modelación matemática basados en la observación de zonas pequeñas comparadas con la zona de ocurrencia del fenómeno por lo que su aplicación es limitada.

Como resultado de las observaciones de la superficie terrestre se ha demostrado que los medios y procesos sedimentarios son finitos y utilizando el principio de uniformismo, que establece que los procesos naturales que actuaron en el pasado son los mismos que actúan en el presente, se puede correlacionar las observaciones de procesos actuales con los resultados visibles de procesos del pasado.

1.1. EL CICLO DE LAS ROCAS

El conocer o recordar el ciclo de las rocas permitirá entender el aporte de las mismas en el concepto de sedimentos.

El magma es el material fundido que se forma en el interior de la Tierra el cual acaba por enfriarse y solidificarse. Este proceso, denominado cristalización puede ocurrir debajo de la superficie terrestre o, después de una erupción volcánica, en la superficie. En cualquiera de las dos situaciones, las rocas resultantes se denominan rocas ígneas.

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida en la superficie terrestre se clasifican como extrusivas o volcánicas.

El magma que pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie acaba cristalizado en la profundidad, este tipo de roca ígnea se denominan intrusivas o plutónicas. Estas rocas nunca se observarían si la corteza no ascendiera y las rocas superficiales no fueran eliminadas por la erosión.

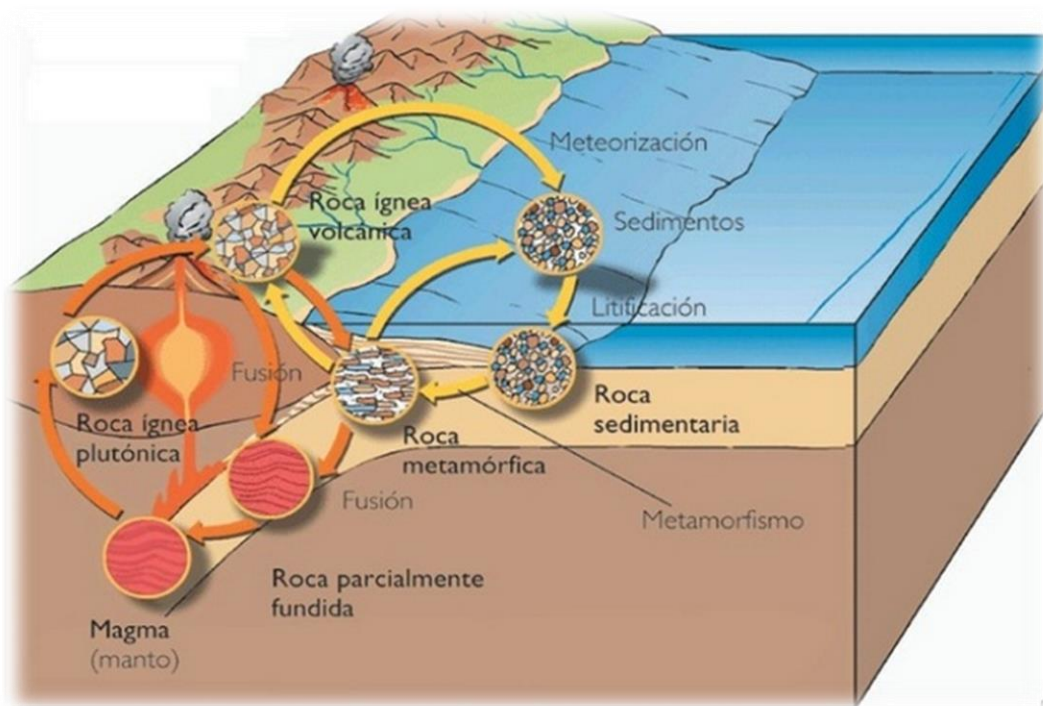


Figura 1.1 Esquema del ciclo Básico de las Rocas. Internet.

Si las rocas ígneas afloran en la superficie experimentarán meteorización, en la cual la acción de los procesos físicos, químicos y biológicos la desintegra lentamente. Los materiales resultantes pueden ser desplazados pendiente abajo por la gravedad antes de ser captados y transportados por algún agente erosivo: aguas superficiales, glaciares, viento u olas. Esas partículas y sustancias disueltas denominadas sedimentos, serán depositadas. Aunque la mayoría de los sedimentos acaba llegando al océano, la otra parte se deposita sobre la superficie terrestre.

El sedimento suele litificarse dando lugar a una roca sedimentaria cuando es compactado por el peso de las capas suprayacentes o cuando es cementado conforme el agua infiltrada llena los poros con materia mineral.

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias. La palabra sedimentaria hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire).

Dado que la meteorización del lecho de roca, el transporte y el depósito de los productos de meteorización son continuos, se encuentran sedimentos en casi cualquier parte.

Si se tomarán muestras de las rocas expuestas en la superficie, se encontraría que la gran mayoría son sedimentarias. De hecho alrededor del 75% de todos los afloramientos de roca de los continentes está compuesto por rocas sedimentarias, esto se entiende con facilidad cuando se considera que el sedimento se acumula en la superficie.

Las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de acontecimientos pasados que ocurrieron en la superficie. Por su propia naturaleza, las rocas sedimentarias contienen en su interior indicaciones de ambientes pasados en los cuales se depositaron sus partículas y, en algunos casos, pistas de los procesos que intervinieron en su transporte.

En el siglo XVIII los estudios de las rocas sedimentarias demostraron que todas ellas presentaban características tales como composición, geometría y contenido fósil que permitían agruparlas en un número finito de tipos. En 1828 Gressly definió el término original como "conjunto de características litológicas y faunísticas de la unidad estratigráfica que permite distinguirla de las adyacentes".

Las características pueden ser clasificadas según su origen en lito-características y bio-características, las primeras son unidades de rocas definidas por un conjunto de características físicas tales como tamaño de grano, composición química, estructura sedimentaria y tipo de estratificación, mientras que las segundas, de origen biológico, se distinguen por el contenido de organismos fósiles y estructuras orgánicas.

Los suelos con las mismas características son el elemento inicial de todo el análisis y se deben agrupar en asociaciones de características, que tienen un origen común. Estas asociaciones se interpretan como producto de un medio o proceso sedimentario concreto y definido.

Si la roca sedimentaria resultante se entierra profundamente e interviene en la dinámica de formación de montañas, o si es introducida por una masa de magma, estará sometida a grandes presiones y a altas temperaturas reaccionando ante el ambiente cambiante convirtiéndose en un tercer tipo de roca llamada metamórfica.

Considerando las condiciones necesarias para plegar y distorsionar las rocas, normalmente se requiere la actuación, durante varios millones de años de grandes presiones y altas temperaturas, bajo esas condiciones extremas, las rocas responden plegándose y fluyendo.

Las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, donde constituyen una gran parte de las zonas internas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas dentro de la Tierra.

Cuando la roca metamórfica es sometida a cambio de presión y a un incremento en su temperatura, se fundirá, creando un magma, que acabará cristalizando en rocas ígneas.

Los procesos impulsados por el calor desde el interior de la Tierra son responsables de la creación de las rocas ígneas y metamórficas. La meteorización y la erosión, procesos externos alimentados por una combinación de energía procedente del Sol y la gravedad, producen el sedimento a partir del cual se forman las rocas sedimentarias.

1.1.1. Ley de Walter

Tras constatar el número finito de características en las sucesiones de rocas los geólogos observaron que raramente se asocian en forma aleatoria. Walter analizó y comparó las capas de rocas antiguas con las sucesiones de medios sedimentarios actuales en la superficie de la Tierra.

Una característica individual puede aportar poco en su interpretación de medios, sin embargo, puede ser muy significativa si se analiza en relación con características que se encuentra por encima y debajo de un estrato formando una asociación de características, que están formadas por al menos dos características del mismo origen y que reflejan la actividad de un proceso determinado.

Johannes Walter denominó área de características (faciesbezirk) a la secuencia vertical continua de condiciones relacionadas genéticamente y reconoció sus límites en las superficies de erosión intraformacionales que lo limitan.

Si un contacto gradual supone que las características sucedieron a otra en continuidad temporal por migración de medios sedimentarios; un contacto erosivo supone una ruptura temporal más o menos larga del registro sedimentario. Los contactos netos son más difíciles de interpretar, pues en algunas ocasiones, pueden representar grandes periodos de interrupción de la sedimentación, indicando vacíos en el registro sedimentario de gran importancia.

1.2. MEDIOS Y PROCESOS SEDIMENTARIOS

Los medios sedimentarios actuales son finitos y se clasifican de acuerdo a su localización en la superficie terrestre o a los procesos que se presentan. Una forma de caracterizarlos es utilizar parámetros físicos (precipitación, temperatura, medio de transporte, velocidad y sentido de las corrientes), químicos (Composición de los sedimento y las aguas) y biológicos (tipos de flora y fauna).

Los medios sedimentarios de equilibrio o no deposición se caracterizan por no presentar erosión y ni deposición de material, si se mantienen estables por largo tiempo el substrato rocoso sufre importantes alteraciones químicas.

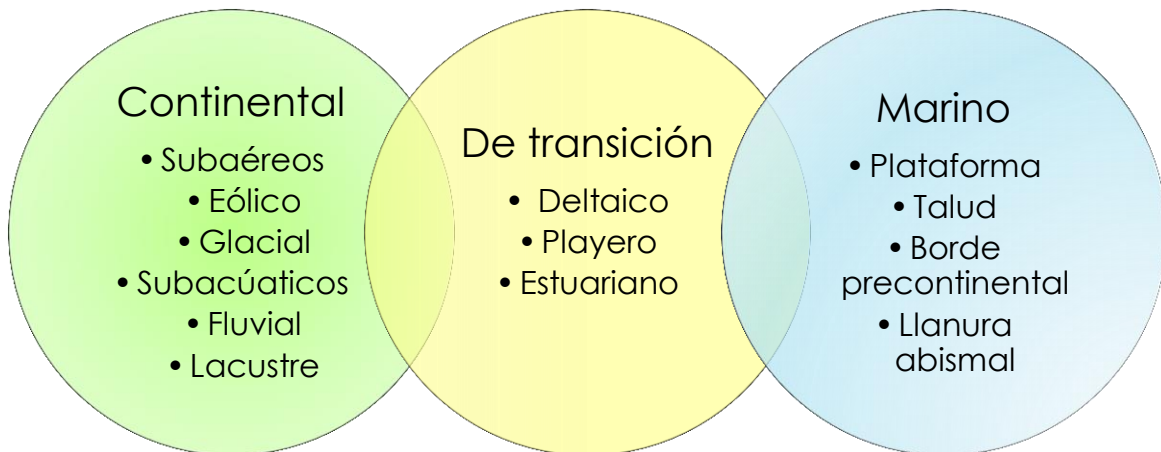


Figura 1.2 Esquemización de los medios sedimentarios.

La sedimentación tiene lugar cuando se presentan combinaciones de procesos físicos, biológicos y químicos que actúan a escalas muy diferentes. Desde lo local hasta lo global y su importancia relativa varía de un medio a otro.

Los procesos físicos son los más importantes en la erosión, transporte y sedimentación. Los más importantes son las corrientes teniendo como orígenes:

- a) la fuerza de la gravedad, responsable del movimiento de agua y
- b) la radiación solar que al calentar la superficie terrestre de manera desigual provoca corrientes convectivas en la atmósfera.

Otros procesos secundarios son la meteorización mecánica debida de cambios bruscos en la temperatura desgastando la roca madre o a la alternancia entre hielo y agua en grietas cercanas a glaciales.

Las corrientes tienen la capacidad para transportar un amplio rango de tamaño de grano y pueden ser estable (ríos) o variar ampliamente de forma periódica (mareas) o pasajera (vientos).

La densidad y viscosidad del fluido en que se mueven las partículas transportadas tienen una importancia trascendental en la capacidad de arrastre. Si la velocidad sobrepasa una magnitud, que depende del medio sedimentario, las corrientes son erosivas.

Los procesos biológicos derivan de animales y plantas que habitan los diferentes medios y sus interacciones con el sustrato; estos organismos producen sedimentos o ayudan a fijarlos en el medio. Un ejemplo de esto son las pantas acuáticas que llegan a ser una plaga para cuerpos de agua acelerando su eutrofización.

Los procesos químicos son llevados a cabo por medio del agua o por los agentes gaseosos de la atmósfera como el oxígeno y el dióxido de carbono.

Las rocas se disgregan más fácilmente gracias a este tipo de meteorización, ya que los granos de minerales pierden adherencia y se disuelven o desprenden mejor ante la acción de los agentes físicos.

Algunos de los agentes participantes en los procesos químicos son:

Disolución: consiste en la incorporación de las moléculas de un cuerpo sólido a un disolvente como es el agua. Mediante este sistema se disuelven muchas rocas sedimentarias compuestas por las sales que quedaron al evaporarse el agua que las contenía en solución.

Hidratación: proceso por el cual el agua se combina químicamente con un compuesto. Cuando las moléculas de agua se introducen a través de las redes cristalinas de las rocas se produce una presión que causa un aumento de volumen, que en algunos casos puede llegar al 50%. Cuando estos materiales transformados se secan se produce el efecto contrario, se genera una contracción y se resquebrajan.

Oxidación: se produce por la acción del oxígeno, generalmente cuando es liberado en el agua. En la oxidación existe una reducción simultánea, ya que la sustancia oxidante se reduce al adueñarse de los electrones que pierde. Los sustratos rocosos de tonalidades rojizas, ocres o parduzcas, tan abundantes, se producen por la oxidación del hierro contenido en las rocas.

Hidrólisis: es la descomposición química de una sustancia por el agua, que a su vez también se descompone. En este proceso el agua se transforma en iones que pueden reaccionar con determinados minerales, a los cuales rompen sus redes cristalinas. Este es el proceso que ha originado la mayoría de materiales arcillosos que se conoce.

Carbonatación: consiste en la capacidad del dióxido de carbono para actuar por sí mismo, o para disolverse en el agua y formar ácido carbónico en pequeñas cantidades. El agua carbonatada reacciona con rocas cuyos minerales predominantes sean calcio, magnesio, sodio o potasio, dando lugar a los carbonatos y bicarbonatos.

Acción biológica: los componentes minerales de las rocas pueden ser descompuestos por la acción de sustancias liberadas por organismos vivos, tales como ácidos nítricos, amoniacos y dióxido de carbono, que potencian la acción erosionadora del agua.

La acción humana sobre medios terrestres, como la pérdida de aéreas forestales, la inclusión de especies invasoras, cultivos, entre otras puede acelerar o desacelerar la tasa de erosión en ciertas zonas con un factor de quinientos o más. El estudio de las relaciones biológicas y los sedimentos es parte de la paleoecología.

El clima tiene influencia en los procesos sedimentarios por la relación estrecha sobre los procesos antes mencionados. Los procesos meteorológicos actuales son muy diferentes que los que se presentaron en etapas más jóvenes de la Tierra

especialmente en magnitud y frecuencia, Pero sus efectos principales han sido resultado de la combinación de la radiación desigual recibida del sol, la velocidad de la rotación de la tierra y la distribución de continentes y mares.

1.3. VARIABLES METEOROLÓGICAS, EDAFOLÓGICAS Y HUMANAS QUE INFLUYEN EN SEDIMENTACIÓN

Los factores que afectan la sedimentación y erosión (García-Chevesich, 2010), están en función del tipo de erosión en cuestión. Sin embargo, como regla general, se puede decir que la erosión que ocurrirá en un suelo específico va a depender directamente de ciertas variables, las cuales se describirán a continuación (Morgan, 2005):

1.1.2. Clima.

La variable meteorológica más importante es la lluvia, debido a su fuerte influencia en ciertos procesos de erosión hídrica (erosión de impacto, riles, cárcavas, etc.) (Morgan, 2005). Sin embargo, no todas las tormentas son iguales, por lo que existen algunas más erosivas que otras. Variables como la cantidad de agua precipitable (mm) e intensidad de la tormenta (mm/hr), son las que determinan el potencial de erosión del evento. Así, en una tormenta cuya intensidad es relativamente baja, se infiltrará, por lo que no se producirá escurrimiento superficial, eliminando la presencia del proceso de erosión laminar, así como la formación de riles y cárcavas. Además, dicha tormenta no producirá erosión de impacto relevante, pues el tamaño de sus gotas no contará con suficiente energía cinética como para desprender las partículas de suelo superficial desnudo. Por otro lado, una tormenta intensa, no sólo presenta un alto potencial de erosión de impacto, sino que también genera escurrimiento superficial, dando lugar a los procesos erosivos anteriormente mencionados (García-Chevesich, 2008).

La duración de la tormenta, así como su distribución temporal, también son factores preponderantes en las tasas de erosión producidas. Una tormenta de larga duración provocará la contribución hídrica de toda la cuenca, aumentando los caudales en los ríos y generando más escurrimiento superficial. Además, tormentas cuya intensidad máxima ocurre en su etapa final, cuando los suelos se encuentran ya saturados, también es una variable influyente en las tasas de erosión hídrica para un suelo dado (Fournier, 1972; García-Chevesich, 2008).

La temperatura de las gotas de agua producidas por la tormenta también influye en las tasas esperadas de erosión y sedimentación. Una tormenta cuyas gotas se encuentran a temperaturas bajas, infiltrarán el suelo a tasas muchos menores, produciéndose escurrimiento superficial con más facilidad (Slacket al., 1996). En otras palabras, la erosión producida en tormentas de invierno supera las tasas de pérdida de suelo en una tormenta de verano de igual duración e intensidad.

Pese a que la intensidad de la tormenta se encuentra en directa relación con la erosión y sedimentación producida, son las de intensidad intermedia las que, en el largo plazo, producen la mayor cantidad de pérdida de suelo (Morgan, 2005), debido a una combinación entre período de retorno y erosión unitaria (Tabla 1.1).

Máxima agua caída en 5 minutos (mm/hr)	Número de tormentas	Erosión por tormenta (t/ha)	Erosión total (t/ha)
0 - 25.4	40	3.7	148
25.5 - 50.8	61	6	366
50.9 - 76.2	40	11.8	472
76.3 - 101.6	19	11.4	216.6
101.7 - 127.0	13	34.2	444.6
127.1 - 152.4	4	36.3	145.2
151.5 - 177.8	5	38.7	193.5
177.9 - 254.0	1	47.9	47.9

Tabla 1.1 Relación entre intensidad de tormentas y erosión producida en Zanesville, Ohio (Fournier, 1972.)

El clima también juega un rol preponderante en los procesos de erosión eólica, pues el desprendimiento de las partículas ocurrirá sólo si el suelo se encuentra seco. Por ende, sólo regiones de climas áridos y semiáridos son susceptibles a erosión por causa del viento, lo que no significa que existan algunas excepciones en otros tipos de clima.

Como es de suponerse, el clima también influye en el movimiento de tierra por acción del hielo y la gravedad.

1.1.3. Índices de erodabilidad de una tormenta

La medida más adecuada para la comparación de la erodabilidad entre tormentas es la generación de un índice, determinado con base en la energía cinética del evento (Morgan, 2005). De este modo, la erosibilidad de una tormenta está en función de su duración e intensidad, así como el agua caída y la velocidad y diámetro de las gotas de lluvia. Se ha comprobado que el tamaño de las gotas está relacionado con la intensidad de la tormenta, aumentando su D50 a medida que la intensidad se incrementa (Laws y Parsons, 1943), relación que se mantiene hasta intensidades no superiores a los 100 mm/hr (Hudson, 1963). El diámetro medio de la gota va disminuyendo con el aumento de la intensidad de la lluvia, debido a la inestabilidad producida por las turbulencias sobre las grandes gotas. Sin embargo, sobre los 200 mm/hr el diámetro medio de las gotas vuelve a aumentar con la intensidad de la tormenta (Carter et al., 1974). Debe tenerse en cuenta que lo anteriormente expuesto no es una regla general, pues la realidad es que tanto el tamaño de la gota, como su distribución espacio-temporal varían de acuerdo a la ubicación geográfica (Kinnell, 1981; McIsaac,

1990). Sin embargo, es posible relacionar, en forma general, la intensidad de una tormenta con la energía cinética producida por ésta.

Debido a la alta variabilidad geográfica de las características precipitacionales, muchas ecuaciones han sido desarrolladas, relacionando la intensidad de las tormentas con la energía cinética producida. Sin embargo, la ecuación elaborada por Wishmeier y Smith (1958) ha sido una de las más utilizadas,

$$EC = 0.0119 + 0.0873 (\text{Log}(I)) \quad \text{Ecuación (1.1)}$$

Donde:

EC Energía cinética (MJ/ha-mm) producida por la tormenta

I Intensidad de la lluvia (mm/hr).

Sin embargo Van Dijk et al. (2002), representan la última versión de la relación entre EC e I, como fórmula universal ecuación 1.2.

Puesto que la intensidad en una tormenta no es constante, se debe efectuar una subdivisión de acuerdo a la variación temporal de la intensidad, para luego sumar y calcular su energía cinética total es decir:

$$EC = 0.283(1 - 0.52e^{-0.042(I)}) \quad \text{Ecuación (1.2)}$$

1.1.4. Vegetación.

La variable meteorológica más importante es la lluvia, debido a su fuerte influencia en ciertos procesos de erosión hídrica (erosión de impacto, riles, cárcavas, etc.) (Morgan, 2005). Sin embargo, no todas las tormentas son iguales, por lo que existen algunas más erosivas que otras. Variables como la cantidad de agua precipitable (mm) e intensidad de la tormenta (mm/hr), son las que determinan el potencial de erosión del evento. Así, en una tormenta cuya intensidad es relativamente baja, se infiltrará, por lo que no se producirá escurrimiento superficial, eliminando la presencia del proceso de erosión laminar, así como la formación de riles y cárcavas. Además, dicha tormenta no producirá erosión de impacto relevante, pues el tamaño de sus gotas no contará con suficiente energía cinética como para desprender las partículas de suelo superficial desnudo. Por otro lado, una tormenta intensa, no sólo presenta un alto potencial de erosión de impacto, sino que también genera escurrimiento superficial, dando lugar a los procesos erosivos anteriormente mencionados (García-Chevesich, 2008).



Figura 1.3 Raíces expuestas debido a la erosión de impacto producida bajo árboles de copas altas. Foto tomada en Pennsylvania por Sidney Schwartz. UNESCO, 2010.

Sin embargo, los componentes aéreos (ramas y hojas) de algunas especies de árboles son más efectivos en cuanto a la absorción de la energía cinética contenida en las gotas de agua, así como la disminución del escurrimiento superficial y la velocidad del viento. Especies frondosas, de ramas horizontales y copas relativamente bajas, son consideradas las más efectivas contra la erosión de impacto. En cuanto al tipo de hoja, las acículas de especies pináceas (en inglés needles) tienen la capacidad de desintegrar las gotas de lluvia, minimizando el potencial erosivo de éstas, mientras que otro tipo de hojas (palmadas, lobuladas, etc.) actúan como microcuencas, formando gotas de mayor tamaño, dando lugar a los efectos erosivos ya descritos (figura 1.3). Del mismo modo, las gotas se concentran en áreas focalizadas, excediéndose la capacidad de infiltración del suelo dando lugar al escurrimiento superficial (Morgan, 2005). Además, las cortezas lisas generan mayores volúmenes de escurrimiento directo, mientras que una corteza rugosa va a retener una mayor cantidad de agua de lluvia, por lo que menor será el escurrimiento superficial.

La presencia de una cobertura vegetal no solo protege el suelo contra la erosión de impacto, sino que también brinda rugosidad al terreno por el que el flujo superficial viaja, reduciendo su velocidad y, por ende, su poder erosivo. Dicha rugosidad se expresa comúnmente en términos del coeficiente de Manning. La altura de la vegetación y la profundidad del flujo superficial juegan un rol preponderante en la erodabilidad del caudal. Como regla general, mientras más densa y homogénea sea la cubierta vegetal, mayor es su efectividad en la disminución de la erosión laminar (García-Chevesich, 2008).

La presencia de una cubierta vegetal también reduce, significativamente, la velocidad del viento, mediante la adición de rugosidad a la superficie edáfica (Morgan, 2005). Esto se traduce en que el viento a ras de suelo no cuenta con energía suficiente como para desprender y transportar las partículas, gracias a la presencia de las plantas.

Los componentes subterráneos (raíces) de especies herbáceas, arbustivas y arbóreas constituyen una variable indispensable en cuanto al control de la erosión y la sedimentación, pues mantienen el suelo en su lugar (figura 1.4). Se ha demostrado que la presencia de raíces profundas ayuda a prevenir movimiento de masas en laderas, principalmente porque dichas masas se encuentran "ancladas" a la tierra gracias a las raíces de los árboles (figura 1.5). Además, las raíces superficiales finas ayudan a sujetar el suelo, formando un conglomerado firme y difícil de romper, incluso con un reducido número de raicillas y suelos de baja cohesividad (Morgan, 2005).



Figura 1.4 Raíces de los árboles que mantienen las partículas de suelo en su lugar. Imagen tomada por Pablo García-Chevesich en las cercanías de Lebanon, New Hampshire. UNESCO, 2010

Por estas razones, el establecimiento de plantas es la forma más efectiva de controlar la erosión y la sedimentación, pues una vez ocurrido esto, las tasas de pérdida de suelo disminuyen significativamente. En este sentido, Coppin y Richards (1990) determinaron una relación entre la cobertura vegetal y las tasas de erosión relativas (figura 1.6), llegando a la conclusión de que mientras más cobertura vegetal, menor es la erosión esperada.

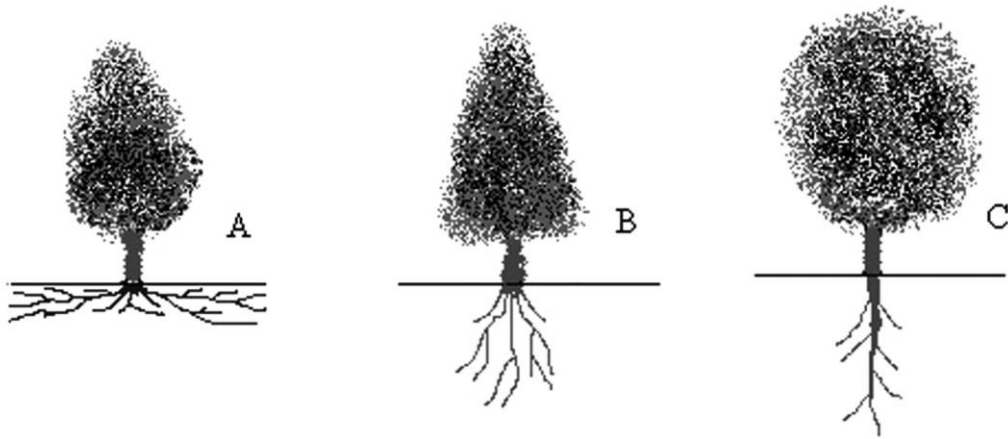


Figura 1.5 Las raíces de las plantas ayudan a sostener el suelo en su lugar, siendo las raíces superficiales (A) las más adecuadas para controlar la erosión hídrica y eólica. Por otro lado, las raíces más profundas (B y C) ayudan a prevenir movimientos de masas en pendientes (García-Chevesich, 2008). UNESCO 2010

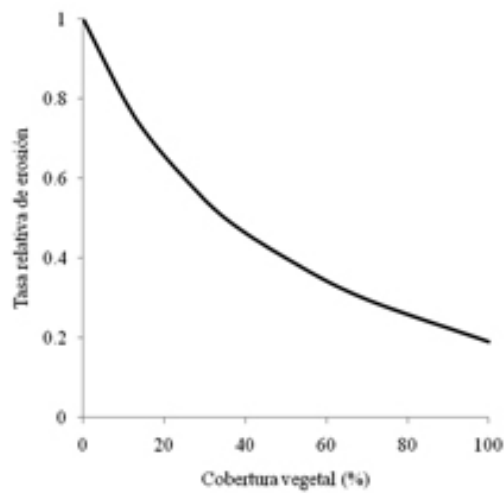


Figura 1.6 Efecto de la cobertura vegetal en las tasas de erosión relativa, Coppin and Richards, 1990. UNESCO, 2010

1.1.5. Hojarasca.

En ambientes boscosos o similares, los cuales no han sido, significativamente, alterados por el hombre, las capas superficiales de suelo se encuentran cubiertas por una hojarasca, compuesta, principalmente por hojas y ramas provenientes de árboles. Básicamente, la hojarasca está formada por tres capas:

- (1) L (litter), constituida por material vegetal no descompuesto;
- (2) D (duff), en donde el material vegetal se encuentra parcialmente descompuesto; y
- (3) H (humus), la capa más importante, pues es la que posee los nutrientes en un estado disponible para las plantas, en la cual la descomposición del material vegetal es total (Brady y Weil, 2000).

Al igual que la cobertura vegetal, la hojarasca también protege el suelo contra la erosión de impacto, impidiendo que la gota de lluvia golpee directamente la superficie del suelo. Por otro lado, la hojarasca disminuye la velocidad del flujo superficial, debido al aumento en la rugosidad por la que éste viaja (García-Chevesich, 2008).

1.1.6. Tipo de suelo.

No todos los suelos son iguales en términos de su resistencia a la erosión. La erosibilidad de un suelo en particular está en función de variables como textura, contenido de materia orgánica, estructura y permeabilidad (Morgan, 2005). La textura de un suelo es importante para definir su nivel de erodabilidad, pues no todas las clases texturales se erosionan con la misma facilidad. La velocidad límite de un flujo de agua, para la cual se desprenderá una partícula de tamaño dado, se ilustra en la figura 1.7.

Es importante observar que son las partículas medianas las que más fácilmente se erosionan. Si bien las partículas más finas son más livianas, éstas poseen una mayor superficie de contacto entre ellas y, por lo tanto, una mayor cohesividad, lo que las hace más resistentes a la erosión. Por otro lado, las partículas más gruesas son más pesadas, lo que también aumenta su resistencia a la erosión. Sin embargo, las partículas medianas (0,1 a 1 mm) no poseen cohesividad ni peso relevantes, por lo que son éstas las más erosionables. Por esta razón, se dice que la variable decisiva, en términos de la erosión con respecto a la textura del suelo, es el porcentaje de limo, pues dicha clase de textura se encuentra entre las clases arcilla y arena, siguiendo el mismo principio antes descrito.

La materia orgánica puede mejorar casi todas las propiedades del suelo, pues la presencia de ésta aumenta la aireación e infiltración, así como la cohesividad interarticular. Además, la materia orgánica facilita el crecimiento de la vegetación mediante la adición de nutrientes en el suelo. Por estas razones, el contenido de materia orgánica de un suelo dado es una variable relevante en términos de su resistencia a la erosión y, por ende, la producción de sedimentos (García-Chevesich, 2008).

La estructura y permeabilidad de un suelo también juegan un rol preponderante en la determinación de la erosibilidad, debido a su influencia en la cohesividad de las partículas y la infiltración del agua entre los conglomerados en cuestión. No se debe olvidar que la capacidad de infiltración de un suelo está en directa relación con la generación de escurrimiento superficial, responsable de la erosión laminar y otros procesos de erosión hídrica. Los suelos sin estructura definida, así como los suelos de estructura granular, por lo general poseen una alta capacidad de infiltración, es decir que son menos susceptibles a la erosión laminar. Por otro lado, los suelos de estructura masiva y plateada son más fáciles de erosionar, pues poseen tasas de infiltración menores (García-Chevesich, 2008).

Determinando las cuatro variables descritas con anterioridad (porcentaje de limo, porcentaje de materia orgánica, estructura y permeabilidad), se puede estimar un índice de erosibilidad para un suelo dado (Foster et al., 1981), por medio de la siguiente ecuación:

$$K = \frac{2.1(10^{-4})(12 - OM)M^{1.14} + 3.25(S_1 - 2) + 2.5(P_1 - 3)}{100} \quad \text{Ecuación (1.3)}$$

Donde:

OM Porcentaje de materia orgánica;

S₁ Índice de estructura:

Granular muy fina (1),
Granular fina (2),
Granular gruesa (3),
Bloque-laminar-masiva (4);

P₁ Índice de permeabilidad:

Rápida (1),
Moderada a rápida (2),
Moderada (3),
Lenta a moderada (4),
Lenta (5)
Muy lenta (6);

$$M = (MS + VFS)(100 - CL) \quad \text{Ecuación (1.4)}$$

Donde:

MS Porcentaje de partículas entre 0,002 y 0,05 mm (limo).

VFS Porcentaje de arena muy fina (0,05 – 0,1 mm)

CL Porcentaje de partículas menores que 0,002 mm de diámetro (arcillas).

K Erodabilidad del suelo, expresada en unidades de Mg/ha por ha-hr/MJ-mm.

Los valores de K varían entre 0 (suelo no erosionable) y 1 (suelo muy erosionable).

1.1.7. Topografía.

La topografía es una variable muy importante al momento de predecir la erosión y sedimentación en un sitio dado. Factores como inclinación y largo de la pendiente determinan la cantidad y velocidad del escurrimiento superficial que se generarán como producto de una tormenta. La distancia horizontal en la que viaja una partícula de suelo desprendida por el impacto de una gota de lluvia, está en directa relación con la inclinación de la pendiente. Por otro lado, la longitud de la pendiente influye en la profundidad y, por ende, el poder erosivo del flujo superficial que se genere, siendo estas variables mayores en las secciones más bajas de la ladera, debido a una mayor área de contribución (Morgan, 2005; Brooks et al., 2003; García-Chevesich, 2008).

La forma de la pendiente también influye en las tasas de erosión, pues éstas cambian a medida que varía la inclinación del terreno (Terrence et al., 2002). En la figura 1.7 se ilustran situaciones hipotéticas para las cuales existen variaciones en las tasas de erosión y el depósito de material, a lo largo de una pendiente dada. En dicha figura, la pendiente #3 se presenta muy inclinada en su sección alta, por lo que se espera mucha erosión (debido al aumento de la velocidad del flujo superficial). Sin embargo, en su parte baja es casi plana, lo que disminuirá la velocidad del escurrimiento superficial, empezando a depositar los sedimentos

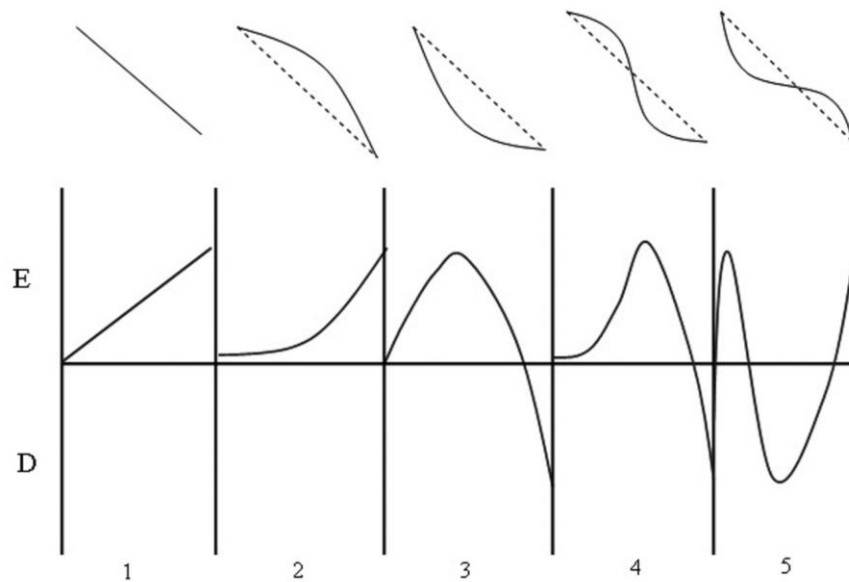


Figura 1.7 Variaciones en las tasas de erosión (E) y depositación (D), según cambios topográficos a lo largo de una pendiente (Terrence et al., 2002). UNESCO 2010.

1.1.8. Velocidad del flujo.

La velocidad del caudal influye fuertemente en la erosión hídrica. Se sabe que la velocidad mínima para desprender y transportar una partícula de suelo está en función del diámetro de ésta. Sin embargo, una vez que la partícula ha sido desprendida, se necesitará menos energía para que ésta siga en movimiento. Así, Hjulstrom (1935) determinó la velocidad mínima requerida para el desprendimiento (erosión), transporte y depositación de partículas de suelo, según su diámetro, relación que se ilustra en la figura 1.8. Nótese que se necesitan mayores velocidades para el desprendimiento de una partícula dada. Sin embargo, ésta será transportada en forma de suspensión, sólo si la velocidad del caudal es alta o, en su defecto, si la partícula posee un diámetro reducido. De lo contrario, dicha partícula será depositada en un corto lapso.

La velocidad del caudal, en conjunto con las variables vistas en este capítulo, explica la distribución de sedimentos a lo largo de los cursos de agua. Por lo general, los ríos de montaña están compuestos por grandes bloques de piedra redondeada (por la acción del impacto generado entre éstos) y aguas muy claras, pues la velocidad del caudal es tal que todas las partículas finas ya han sido transportadas aguas abajo.

Por otro lado, los ríos de valle y los que desembocan en el mar poseen fondos compuestos por sedimentos finos, que se han ido depositando debido a la reducida inclinación del terreno, la cual disminuye la velocidad del caudal.

En la figura 1.8 se muestra el diagrama de Hjulstrom el cual indica la velocidad mínima requerida para desprender, transportar o depositar partículas de suelo dependiendo de su diámetro.

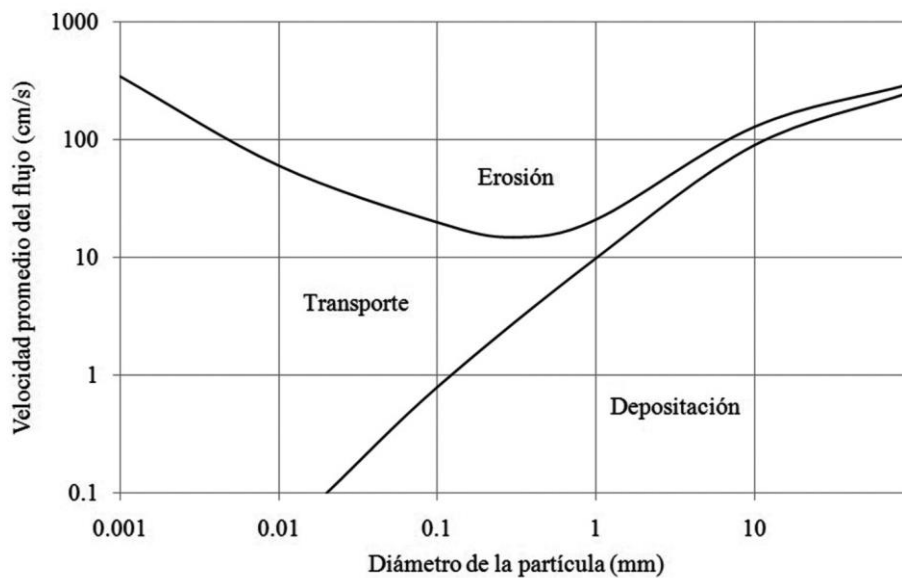


Figura 1.8 Diagrama de Hjulstrom. Hjulstrom, 1935. UNESCO, 2010.

1.1.9. Uso de la tierra.

Actualmente las características de las concentraciones de sedimento en los ríos dependen, casi exclusivamente de las actividades humanas (manejo de la tierra) a nivel de cuencas hidrográficas (García-Chevesich, 2008). El uso de la tierra es lejos el factor más importante dentro del conjunto de los factores que afectan la erosión y la sedimentación. Durante los últimos años se ha construido y urbanizado más terrenos que la suma de todas las áreas urbanas de los siglos anteriores (Terrence et al. ,2002). Los sitios en construcción representan la actividad humana más devastadora, en términos erosivos, debido a la agresividad espacial y temporal asociada a éstos.

Por esta razón, la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA) ha establecido estrictas regulaciones en cuanto al control de la erosión y la generación de sedimentos, las cuales se aplican a gran parte (97,5%) del rubro de la construcción. Cualquier individuo en los Estados Unidos que modifique el suelo en más de un acre, debe elaborar un Plan de Prevención de la Contaminación de Aguas Lluvia (SWPPP), en conjunto con las agencias locales correspondientes, con el fin de minimizar la sedimentación de los ríos y evitar millonarias multas.

Actividades forestales como la tala clandestina y construcción de caminos, entre otras, representan una enorme alteración en el ciclo hidrológico, lo que se traduce en una disminución de la interceptación de copa y la capacidad de infiltración de los suelos, debido al uso de maquinaria pesada. Dichos disturbios generan gran cantidad de erosión y sedimentación.

Actividades del rubro agropecuario también provocan un daño permanente a los suelos, lo que se traduce en erosión y sedimentación. El sobrepastoreo no sólo disminuye la cubierta vegetal protectora de los suelos, sino que también compacta el suelo, produciendo más escurrimiento superficial y dando paso a distintos procesos erosivos. Por lo general, las prácticas agrícolas exponen el suelo al impacto de las gotas de lluvia, sumándose la erosión hídrica provocada por los canales de riego.

Otro factor importante dentro de las actividades humanas es la minería, sobre todo cuando se practica en zonas con climas lluviosos. Dentro de la minería, los relaves representan el mayor problema, pues están compuestos no sólo por sedimentos, sino también por elementos tóxicos producidos en el proceso de extracción de minerales. Esta situación hace muy difícil el establecimiento de vegetales, debido a la alta toxicidad de dicho sustrato. La fitorremediaciónes la práctica más común para controlar erosión en relaves, impidiendo el avance de sedimentos tóxicos a sectores más bajos de las cuencas en que se encuentren las actividades mineras.

Por último, los incendios forestales y algunas quemadas controladas alteran fuertemente el ciclo hidrológico de las cuencas, disminuyendo la interceptación, exponiendo el suelo y creando muchas veces una capa hidrofóbica, la cual elimina la infiltración e incrementa el escurrimiento superficial, causando cuantiosos daños en los sectores más bajos.

1.4. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

Todas las secuencias sedimentarias descritas tienen sólo unos cuantos tipos de sucesión vertical, como son sedimentos siliciclásticos, carbonatados y evaporitas.

En los depósitos siliciclásticos se forman dos tipos de secuencias según el tamaño de grano:

- Crecimiento ascendente desde la base
- Crecimiento descendente desde la base

El tamaño del grano de un sedimento refleja la energía de los procesos generados, el estudio de su variación en las secuencias sedimentarias es parte importante en el análisis de características, combinando con el estudio del espesor de las mismas, al que se le denomina análisis secuencial. La figura 1.9 muestra ejemplos de secuencias.

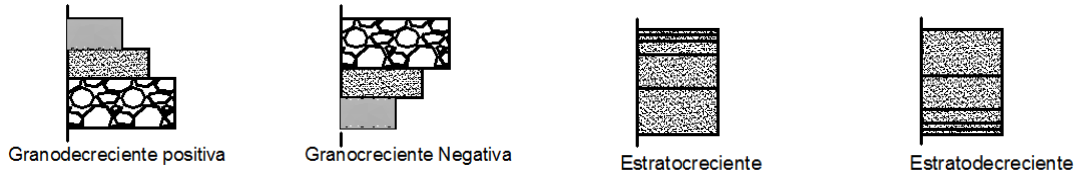


Figura 1.9 Diversos tipos de asociaciones de características según el tamaño de grano y espesor de las capas. Arche, 2010.

1.5. CICLOS SEDIMENTARIOS

Cuando en el registro estratigráfico se observa la repetición de asociaciones de características se llama ciclo sedimentario, su origen ha sido muy discutido y existen diversas teorías algunas de ellas son:

- Hundimiento progresivo del fondo de la cuenca
- Elevación del área fuente
- Oscilaciones climáticas
- Variaciones del nivel del mar

Todas ellas pueden causar ciclicidad o superponerse, reforzando o atenuando sus efectos.

Beerbower (1964) hizo una aportación fundamental al resumir todos los procesos generadores de ciclicidad en dos categorías:

Procesos autocíclicos: generados dentro del área de sedimentación, por ejemplo, la migración de un canal fluvial o su abandono, la formación y abandono de deltas.

Procesos alocíclicos: generados fuera del área de sedimentación, por ejemplo, lluvias fuertes o sequía en la cabecera del río que alimenta un delta, variaciones del nivel del mar o movimientos tectónicos.

Es importante que se tome en cuenta que normalmente se superponen procesos muy diferentes dando un resultado complejo. Poco se conoce sobre la geometría detallada de los ciclos y de las limitaciones que producen en su desarrollo los diversos mecanismos responsables, por lo que existe una polémica sobre la importancia relativa de los ciclos autocíclicos y alocíclicos.

El ser humano puede influir en la ciclicidad alterando el orden de los procesos ocasionando la aparición o modificación de esta. Un ejemplo es el gasto ecológico que se deja pasar en un aprovechamiento para sustentar la vida aguas abajo, este flujo carece de las características físico-químicas originales y muchos aprovechamientos no tienen la capacidad de dejar pasar este gasto por lo que se ve totalmente afectado el régimen natural.

1.6. CATEGORÍAS DE LOS CICLOS SEDIMENTARIOS

Los ciclos presentes en una sucesión cualquiera pueden subdividirse en categorías, el ciclo mayor, de primer orden, es el que encajaría en la definición clásica y puede tener un espesor de miles de metros, tiene variaciones laterales y en la zona cercana al parteaguas puede estar limitado por discordancias y formado de medios diferentes. Pocas veces estos ciclos están completos y dependen también de su posición respecto al eje de la cuenca.

La utilización de estratigrafía secuencial ha modificado parcialmente el concepto de ciclicidad sedimentaria y la terminología más utilizada se basa en los trabajos de Vail et al (1987), Haq et al (1977) y Duval et al (1992). Donde se propone una división en secuencias de duración cada vez menor producida por fenómenos globales o locales de duración variada.

Un ciclo de Primer orden tiene una duración de cientos de millones de años y responde a ciclos de agregación y/o separación de continentes y variaciones correlativas del volumen de los océanos.

Los ciclos de Segundo orden tienen una duración de 3 a 50 millones de años y responden a variaciones de la tasa absoluta de subsidencia (cuencas) o de elevación de áreas continentales.

Se denomina secuencia de Tercer orden, al que tiene una duración de 0.5 a 3 millones de años y responde a variaciones eustáticas del nivel del mar (Vail et al. 1991) y/o deformaciones del basamento de la cuenca sedimentaria por esfuerzos intra-placa (Cloetingt, 1988).

Un ciclo de Cuarto orden o parasecuencia tiene una duración de 0.1 a 0.5 millones de años y representa un episodio individual de somerización entre períodos de gradual profundización y responde a procesos autocíclicos en zonas concretas de la cuenca sedimentaria.

Sin embargo, Muti en 1981 presenta una forma de ver las categorías de los ciclos que difiere a la descrita anteriormente.

Este autor establece que los ciclos de primer orden se deben a causas como movimientos tectónicos o variaciones eustáticas del nivel del mar. Los ciclos de segundo orden se pueden distinguir en el interior de los de primer orden y están constituidos al menos por la asociación de los sedimentos de dos medios de sedimentación. Los de tercer orden están formados por los de un medio o sistema deposicional y los de cuarto orden por un submedio o ambiente deposicional.

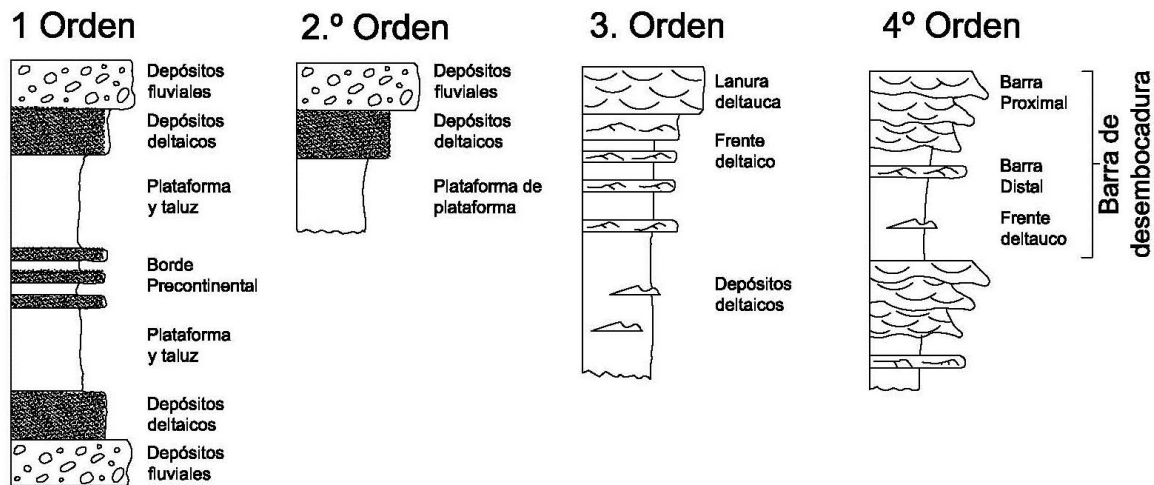


Figura 1.10 Categoría de ciclos, modificado por Mutti, 1981. Arche, 2010.

1.7. CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS

La descripción de características y asociaciones se ha basado en la observación directa de afloramientos y medios actuales a partir de 1980, actualmente es fácil obtener reconstrucciones tridimensionales de las asociaciones, de un mosaico de medios sedimentarios y de la tectónica sin-sedimentaria a partir de las observaciones indirectas que de los datos directos de la superficie, aunque ambos métodos sean complementarios para una buena interpretación final.

Las limitaciones de los métodos indirectos de observación en profundidad se derivan de las diferentes escalas de los datos sísmicos, medidos en decenas de metros pero de gran extensión lateral y vertical.

Las características sísmicas se definen de acuerdo con la configuración de las reflexiones su continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad, así como por la forma externa de cada unidad; esta característica se puede cartografiar de manera bidimensional o tridimensional de forma indirecta, con respecto a los cuerpos rocosos en superficie.

La característica sísmica más sencilla de observar es la forma de las reflexiones figura 1.11, que indican el tipo de estratificación, procesos de sedimentación y erosión, geometría de cuerpos sedimentarios y procesos de acumulación y deformación sedimentaria.

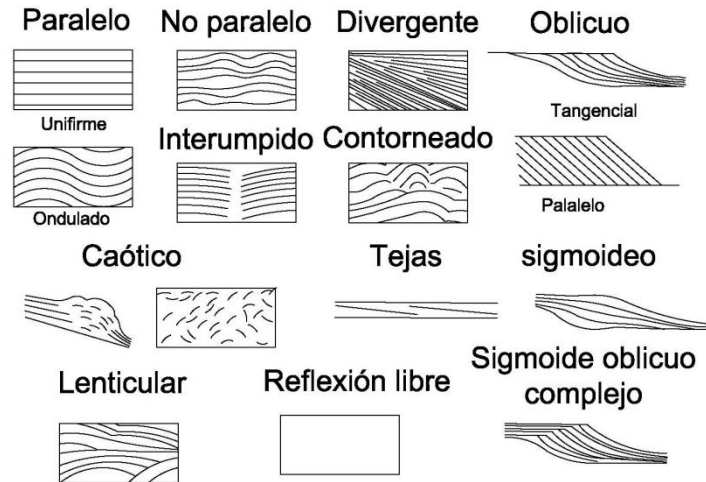


Figura 1.11 Configuraciones básicas de las reflexiones sísmicas. Modificado de Mitchum et al. 1977. Arche, 2010.

Los registros electrónicos miden propiedades eléctricas, radiactivas y acústicas de las rocas mediante instrumentos que cada vez son más precisos, de estos registros se deducen litografías, porosidades y tamaño de grano. Los registros eléctricos tienen que ser continuos para que proporcionen información vertical detallada. Aunque algunos se pueden utilizar individualmente, siempre es mejor utilizarlos conjuntamente figura 1.12. Es importante limpiar los registros de interferencias producidas por fluidos naturales, como lodos de perforación, así como otras interferencias.

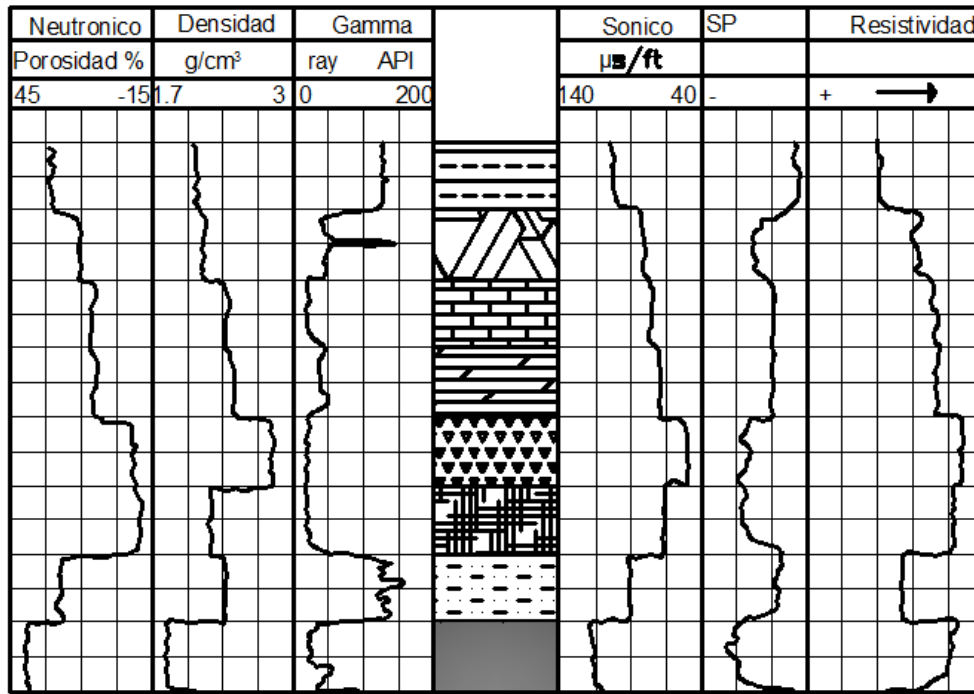


Figura 1.12. Respuestas típicas de cada litología en registros eléctricos. Arche, 2010.

Algunas de las técnicas de registro electrónico se presentan en la tabla 1.2.

Registros Eléctricos	Descripción
Neutrónico	Refleja el contenido de hidrógeno y tiene valores negativos en presencia de porosidad elevada rellena por agua, petróleo o gas, o bien en los niveles ricos en materia orgánica. Los valores positivos indican rocas sin porosidad por compactación o cementación, o bien anhidrita o halita.
Densidad	Refleja la densidad de electrones en la roca, es decir, la densidad de las partículas y de los fluidos presentes. Utilizado conjuntamente con el neutrónico es el método más fiable y sensible para la identificación de litologías.
Sónico	El registro sónico mide la velocidad de las ondas sónicas, compresivas y de cortante a través de la roca. Este registro puede indicar la compactación de los materiales y es muy sensible para detectar discontinuidades verticales en el registro sedimentario.

Tabla 1.2 Descripción breve de técnicas de registro electrónico.

Registros Eléctricos	Descripción
Rayos Gama espectral	Separar las tres fuentes de radiación Gama antes mencionadas; con él se pueden separar los niveles ricos en arcillas (ricos en potasio) de los depósitos residuales («lagdeposits»), ricos en minerales con uranio y torio.
Potencial espontáneo	La permeabilidad de la roca, pero las areniscas cementadas, dolomías, calizas y arcillas compactas tienen la misma respuesta, por lo que es difícil de interpretar de forma aislada.
Resistividad	Indica la resistencia de la roca a la transmisión de una corriente eléctrica. Las arcillas y las areniscas porosas tienen baja resistividad, mientras que las rocas impregnadas de hidrocarburos y los carbones tienen resistividades altas. La resolución es muy alta.
Calibre («caliper»)	Indica el diámetro del pozo durante el avance puede diferenciar entre capas cementadas o resistentes (areniscas, carbonatos y no cementados) o blandas (arcillas, evaporitas). Reconstruye el ángulo y dirección de buzamiento de superficies en las paredes del pozo por comparación de medidas de resistividad simultánea en una circunferencia horizontal.
Buzamiento («dipmeter»)	Su interpretación es difícil a veces, pero puede indicar presencia de estructuras sedimentarias internas menores como estratificación cruzada y ripples y, en consecuencia, indicaciones sobre paleocorrientes.
Rayos Gama	Registra la radiación natural de este tipo emitida por la roca, cuyas fuentes pueden ser los elementos potasio, uranio y torio. Refleja el contenido en arcillas de la roca (mayor cuanto más alto el valor del registro).

Tabla 1.2 (continuación) Descripción breve de técnicas de registro electrónico.

Recientemente se han diseñado nuevos registros que dan imágenes reales de las rocas y fluidos que se encuentran en las paredes de un pozo, aunque su costo es mayor en comparación de registros convencionales figura 1.13.

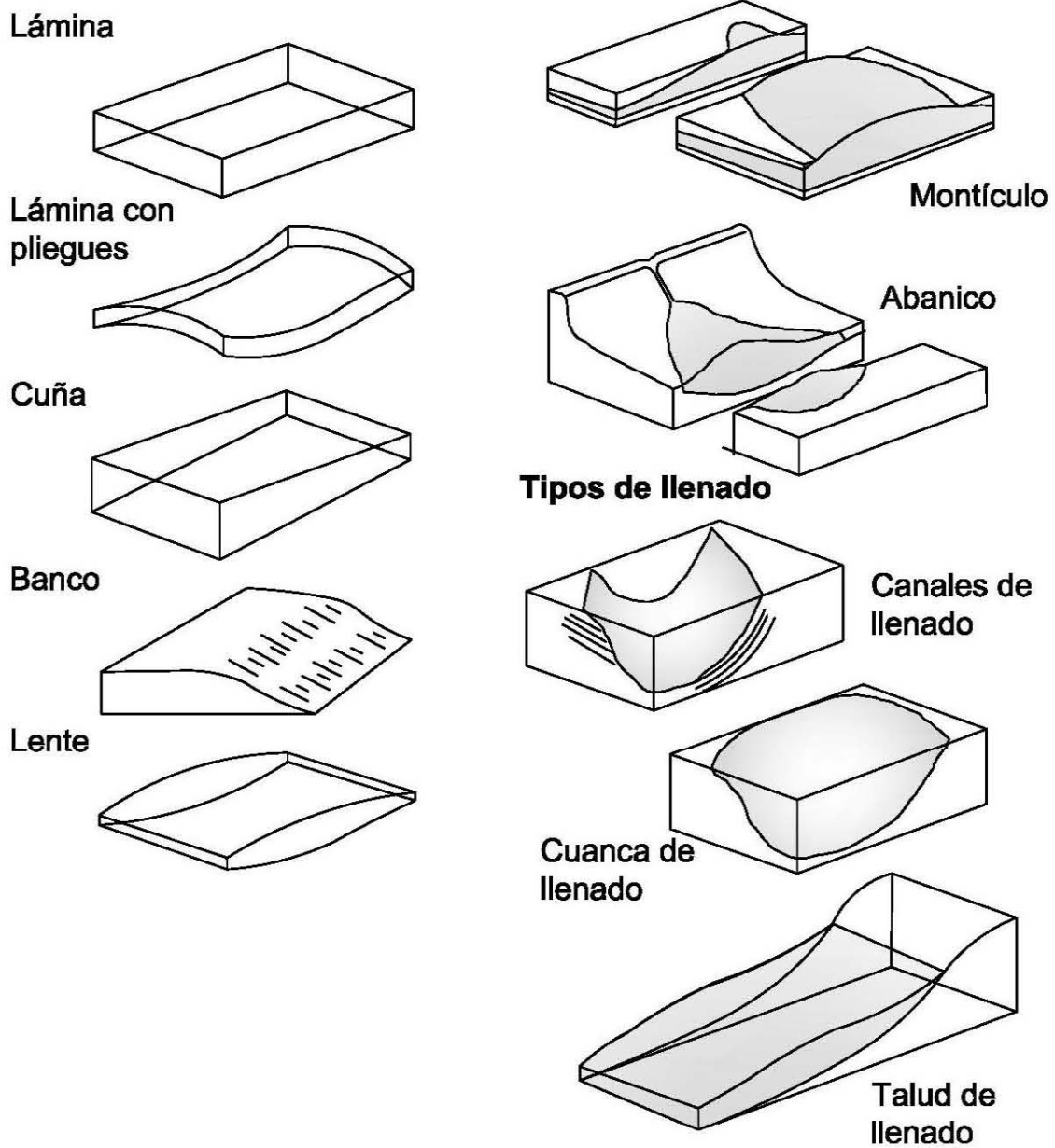


Figura 1.13 Formas externa de algunas unidades de facies sísmicas. Modificado de Mitchum et al. 1977. Arche, 2010.

1.8. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Con el fin de realizar las interpretaciones paleoambientales de manera más exactas se deben realizar estudios detallados de las estructuras sedimentarias, es decir ajustar la interpretación con observaciones constantes de los procesos de formación.

Las estructuras sedimentarias siempre se forman in situ y no pueden ser trasladadas o reelaboradas en un laboratorio. Estas estructuras son elementos clave para la comparación del sedimento antiguo con los actuales y la experimentación bajo condiciones controladas.

La interpretación hidrodinámica de las estructuras sedimentarias es fundamental en el análisis de las características, especialmente en sedimentos siliciclásticos.

El concepto de régimen de flujo es la base teórica de esta interpretación. Dicho concepto establece que un flujo de cualquier fluido, de una cierta velocidad y profundidad, que actúa sobre un lecho de sedimento no cohesivo produce siempre el mismo tipo de configuración en el lecho para una granulometría determinada y la misma estratificación interna (Alien, 1966, 1981).

Las estructuras pueden predecirse, su presencia indica unas combinaciones de flujo determinados, es decir, son guías confiables de interpretación hidrodinámica.

Numerosos experimentos en ríos bajo condiciones controladas han probado la validez del concepto de régimen de flujo (Harms y Fahnestock, 1965; Southard, 1971; Harmsetal, 1975 y 1982). Posteriormente se realizaron estudios comparativos entre casos actuales y pasados por parte de Collinson y Thompson (1982), Alien (1982, 1993), Leeder (1983, 2005), Julien (1995) y Ashley (1990).

Las estructuras de fondo dependen de tres parámetros fundamentales: tamaño de grano, profundidad y velocidad del flujo.

En general se puede decir que existen dos grupos de estructuras de fondo:

- Formas bidimensionales, que se forman a bajas velocidades y
- Formas tridimensionales, que lo hacen a velocidades más altas, siempre para el mismo tamaño de grano.

Las transiciones entre los dos tipos de estructura son graduales, excepto en la de ripples o dunas y lechos planos de régimen alto, donde se da un cambio brusco en la turbulencia (Leeder, 1983).

Las formas menores de 0.5 m se denominan ripples y las mayores, dunas y su configuración no depende de la configuración superficial del agua; estas estructuras se denominan de régimen de flujo bajo. Al aumentar la velocidad, las estructuras de fondo entran en fase con las ondulaciones de la superficie del agua y se forman las estructuras de régimen de flujo alto, tales como las antidunas.

La transición de una configuración a otra se realiza mediante un estudio intermedio de condiciones de lecho plano de régimen alto figura 1.14.

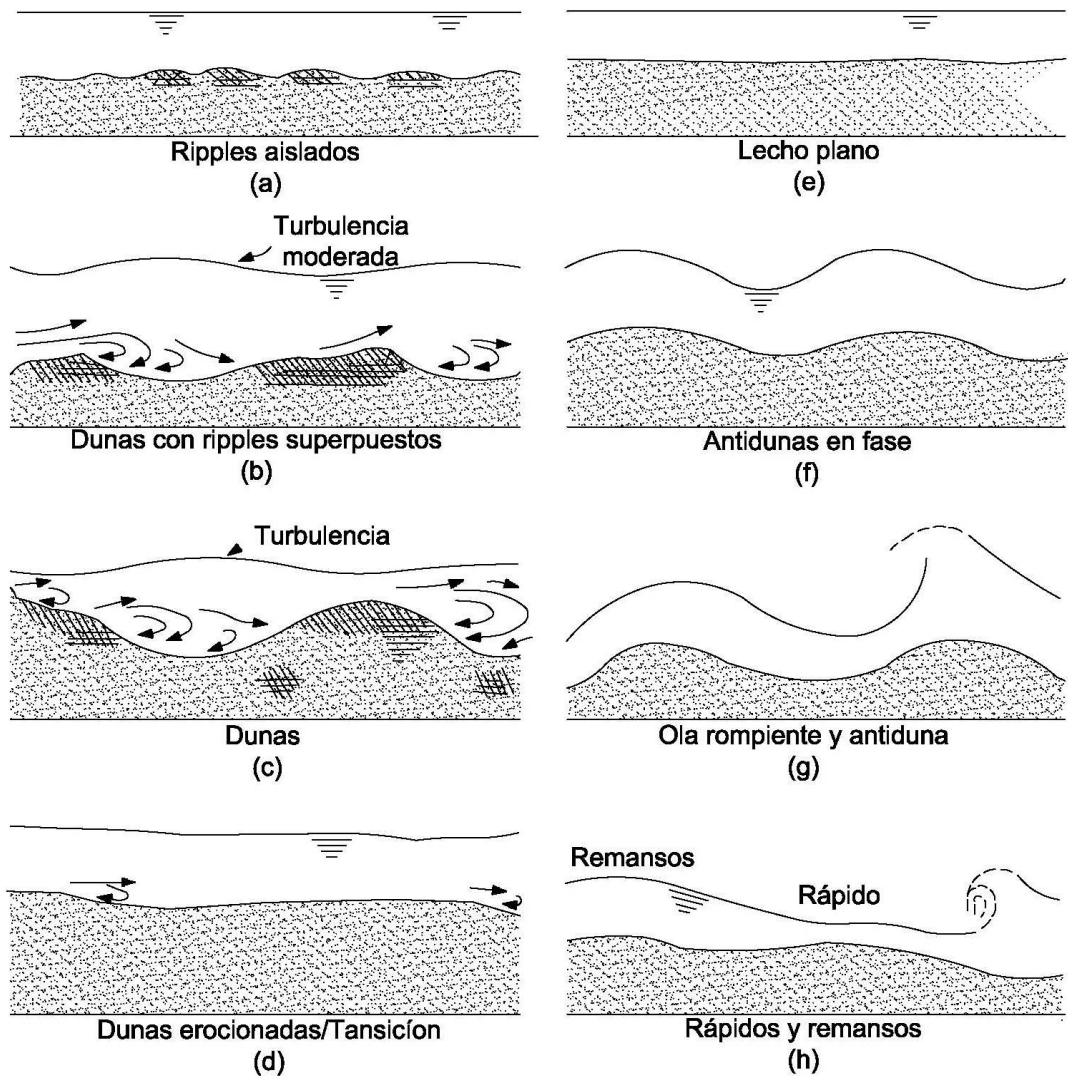


Figura 1.14 Tipos de estructuras de fondo observadas bajo flujo constante en lechos arenosos de canales naturales (a). En régimen de flujo bajo de (a) hasta (d) y de (e) hasta (h) en régimen de flujo alto. Modificado de Blatt et al. 1982. Arche, 2010.

Estos datos experimentales se pueden utilizar en la interpretación hidrodinámica de sedimentos; por ejemplo, se ha demostrado que la estratificación cruzada planar tabular se produce por la migración de megaripples de cresta recta y que la de surco lo hace por la migración de dunas tridimensionales. También se pueden aplicar estos datos para interpretar sucesiones verticales de estructuras sedimentarias, que responden a variaciones del flujo.

El reciente trabajo de Rubín y Cárter (2007) reconstruye con animaciones el origen y evolución de muchas estructuras sedimentarias y su aplicación a la reconstrucción de flujos, transporte de sedimentos y procesos deposicionales.

Las estructuras sedimentarias se dividen en tres categorías:

1.8.1. Estructuras Pre-sedimentarias

Las estructuras pre-sedimentarias se forman en el basamento antes de que se depositen los sedimentos. Por lo tanto, son siempre erosivas, y no deben confundirse con procesos post-depósito que deforman la base de la capa. Entre otras son los canales, marcas de escurrimiento y turboglifos. Suelen observarse mucho mejor los modelos en la capa superior que las estructuras dando buenas indicaciones sobre la dirección y/o el sentido de las corrientes que las originaron.

1.8.2. Estructuras Sin-sedimentarias

Las estructuras sin-sedimentarias son de tres tipos fundamentales:

- Estratificación planar,
- Estratificación cruzada, con sus variedades de surco y planar, y
- Microlaminación de ripples.

Cuando un sedimento granular se ve sometido a una corriente de velocidad ascendente, desarrolla configuraciones externas que se reflejan en una estructura interna con una secuencia regular ripples o capas planas, dunas, capas planas de alta energía y antidunas.

Hay que destacar que la aparición o desaparición de cada tipo no está ligada a una velocidad única, sino que depende de la granulometría del sedimento y de la profundidad del agua.

En un sedimento fino, alcanzará la configuración de capas planas de alta energía, cuando para la misma velocidad de corriente otro más grueso conservará aún la configuración de dunas. Toda interpretación hidrodinámica de estructuras no tendrá validez si no se considera el tamaño de grano del sedimento.

Estas estructuras dan información sobre la velocidad de la corriente que la originó, pero poca sobre el medio en que se formaron.

La interpretación hidrodinámica de las formas de fondo resultará complicada si se tiene en cuenta que casi todos los estudios realizados suponen un equilibrio entre un flujo estable y dichas formas, pero los flujos naturales rara vez son estables y pueden variar mucho en períodos cortos de tiempo.

1.8.3. Estructuras Post-sedimentarias

Estas estructuras se pueden dividir en dos grupos:

- Las que significan una organización en la vertical de la estratificación, como los modelos de carga («load casts») y pseudonódulos, formados cuando capas de arenas se hundían en capas arcillosas inferiores por

diferencias de densidad y carga y las diversas estructuras de fluidificación, producidas por movimientos de fluidos en el interior de sedimentos no consolidados por carga diferencial o al cambio de viscosidad causada por sacudidas bruscas debidas a terremotos u otras vibraciones.

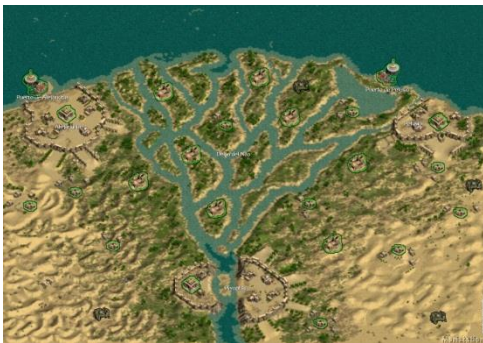
- Las que significan una reorganización horizontal de la estratificación, como los pliegues recumbentes y fallas causadas por un deslizamiento a favor de la inclinación de la antigua superficie del terreno.

Ninguno de los dos grupos tiene significado ambiental. Es importante destacar que ningún tipo de estructura sedimentaria es exclusivo de un medio, por lo que deben emplearse en conjunto con otros criterios en la interpretación sedimentológica.

1.9. DELTAS

Un delta, desde el punto de vista geográfico, (Barba) es una superficie de forma triangular determinada por las bifurcaciones mayores de un río en su desembocadura, dando lugar a una fuerte sedimentación más o menos estable dentro del cuerpo de agua.

Un delta, en el sentido geológico, se define como un depósito de sedimentos mayormente subaéreos y producida por una corriente a la entrada en un cuerpo permanente de agua (Barrell, 1912 y Twenhofel, 1939 citados en Barba). La mayor parte de los sedimentos deltáicos se depositan en consecuencia en el cuerpo de agua donde las olas y las corrientes ayudan a transportar y a depositar materiales.



Río Nilo



Río Orinoco

Figura 1.15 Desembocadura deltáica. (Internet)

Los procesos deltáicos incluyen la acción fluvial la cual aporta sedimentos procedentes de la erosión aguas arriba, el retoque por parte del oleaje que moldea la costa controlando el avance de los canales o ríos distribuidores y el transporte costero que redistribuye los sedimentos y la acción de la marea, que elimina buena parte de los aportes sedimentarios fluviales dejando desembocaduras abiertas conocidas como estuarios.



Figura 1.16 Proceso deltaico por acción fluvial. (internet)

La pendiente del delta varía en un rango de 1 a 2° y está formada por materiales finos (usualmente limos); el más distante prodelta está dominado por sedimento más fino.

1.9.1. Ambientes deltáicos

Los ambientes deltáicos son zonas entre lo fluvial lo costero.

Las relaciones de densidad entre la carga de sedimentos del flujo fluvial y del medio receptor varía, pudiéndose clasificar como:

- Hiperpícnico (H): el agua que entra tiene mayor densidad que el agua de la cuenca, originando corrientes de densidad dominadas por la inercia.
- Hipopícnico (h): el agua que entra tiene menor densidad que el agua de la cuenca (flotación), dando lugar a la separación entre carga de fondo y en suspensión.

1.9.2. Llanura deltáica

Está caracterizada por la presencia de ríos distribuidores y por áreas de interdistribuidores (interdistributaryareas)

La llanura deltaica superior carece de influencia marina y tiene grandes superficies de inundación, frecuentemente con turberas de agua dulce y depósitos lacustres.

La llanura deltaica inferior tiene influencia marina (p.ej., mareas, intrusiones de agua salada) y contiene bahías de interdistribuidores salobres a salinas (p.ej., lagunas costeras someras, marismas salinas, manglares y llanuras mareales).

Las áreas de interdistribuidores suelen cambiar a favor de la pendiente de ambientes de agua dulce a ambientes de agua salina pasando por ambientes de agua salobre (p.ej., transición desde pantanos a marismas).

El abandono de canales, transgresiones marinas, etc., da lugar a la formación de cuerpos sedimentarios de geometría variable, en ocasiones con baja o nula continuidad lateral. Cuando los distribuidores entran en lagos o en lagunas costeras se forman deltas menores (secundarios).

Los distribuidores tienen una extensión comparable a los ríos, si bien se encuentran en el nivel final del espectro de baja energía siendo de meandriformes a rectos/anastomosados.

Los distribuidores de la llanura deltáica se caracterizan por estrechos diques naturales y numerosos abanicos de desbordamiento.

La avulsión, es decir, el cambio de canal en el lóbulo deltaico es frecuente debido a las altas subsidencias, así como al rápido gradiente de reducción, asociado a la progradación del canal.

En climas húmedos, las llanuras deltaicas pueden tener una importante presencia de materia orgánica turba que, finalmente da lugar a la formación de carbón.

Las turbas son aguas abajo los equivalentes a paleosuelos, y representan periodos prolongados de influjo de sedimento clástico.

La morfología deltaica refleja la importancia relativa de los procesos fluvial, mareal y del oleaje, así como el gradiente y el aporte sedimentario.

1.9.3. Tipos de deltas

Los **deltas con dominio fluvial**, aparecen en ambientes micromareales con limitada energía del oleaje, donde la progradación de los lóbulos deltáicos es significativa, con restringida redistribución por parte del oleaje.

Los **deltas dominados por el oleaje** presentan barras de desembocadura retrabajadas, dando lugar a cordones arenosos y playas paralelos a la línea de costa.

Los **deltas dominados por la acción de las mareas** muestran llanuras de fango mareales y barras de desembocadura retrabajadas dando lugar a cuerpos arenosos alargados perpendicularmente a la línea de costa.

Los **deltas de aguas someras** desarrollan cuerpos de menos espesor, pero de mayor extensión que los de aguas más profundas.

1.9.4. Procesos de formación

Los procesos de deformación son muy frecuentes en los deltas, ya que se trata de áreas de gran tasa de sedimentación asociadas a altas presiones de poro; algunas de las estructuras de deformación que se producen son:

Fallas de crecimiento (Growthfaults), que se originan al aumentar pendiente abajo la velocidad de sedimentación; se desarrollan simultáneamente a la sedimentación.

Diapiros de fango (muddiapirs), que se pueden desarrollar cuando los potentes depósitos del prodelta son cubiertos por las arenas de las barras de desembocadura.

Deslizamientos (slumping), que puede conducir a una aparición anómala de facies de aguas someras en los depósitos de prodelta.

2. TIPOS DE MATERIALES Y TRANSPORTE DE SEDIEMNTOS

2.1. CLASIFICACIÓN DE SEDIMENTOS

El transporte de sedimentos puede (Bathurst 2000) clasificarse según el origen del material y los mecanismos mediante los cuales se produce.

2.1.1. Clasificación según el origen

El sedimento que se transporta en cualquier tramo de un río tiene principalmente dos orígenes:

Material del fondo: es la parte del caudal sólido total que se compone de partículas de tamaño tal que se hallan en el fondo del río;

Material de lavado: es el material compuesto por partículas de tamaños menores que las que constituyen el fondo del río; está condicionado por la disponibilidad y suministro de los productos de la erosión que afectan las márgenes y las áreas de pendiente pronunciada, aguas arriba del sitio considerado. El material de lavado, en general, presenta una pobre correlación con el gasto debido a su dependencia con la disponibilidad de material que proviene de zonas de suministro externas al río.

No existe una división abrupta entre los dos materiales en términos del tamaño del sedimento, pero el diámetro de partícula de 0,0625 mm (límite entre arena y limo) se cita habitualmente como el tamaño divisorio.

2.1.2. Clasificación según el mecanismo de transporte

El sedimento se transporta mediante dos mecanismos dominantes:

Material de fondo: sedimento que se mueve en contacto con el fondo por saltación (movimiento constituido por una sucesión de saltos y rebotes, característico del transporte de arenas), rodamiento o deslizamiento. Típicamente, es el material más grueso que se transporta;

Material en suspensión: el sedimento que se sostiene en el seno del fluido por la acción de las componentes ascendentes de las corrientes turbulentas permaneciendo en suspensión durante un tiempo considerable. Es el material más fino que se transporta.

La carga o material de fondo es aproximadamente el 5-25% del material en suspensión para grandes ríos de profundidad considerable. Sin embargo, puede igualar o exceder la carga suspendida en ríos de montaña, más pequeños, con fondos de gravas y cantos rodados.

2.1.3. Clasificación en función del tipo de sedimentos

El sedimento puede clasificarse mediante el uso de términos como arcilla y arena. Estos vocablos de uso extendido tienen una aplicación generalizada fuera del vocabulario científico, pero refieren a rangos de tamaño específico. Se conoce una gran cantidad de criterios de clasificación, diferenciando unos de otros en cuestiones de menor consideración. De estas clasificaciones, se presenta una típica en la Tabla 2.1

Los materiales más finos de las fracciones arcilla y limo presentan comportamiento cohesivo lo que implica que las partículas individuales tienen la propiedad de adherencia. Pueden adherirse unas con otras para formar partículas de mayor tamaño, proceso que se conoce como floculación. Los contaminantes son preferentemente adsorbidos por las partículas de tamaños menores del sedimento, las que de esta manera proveen un importante mecanismo para su transporte.

Rango de tamaño (mm)	Tipo	Características
0,00024 - 0,004 0,004 - 0,062	Arcilla Limo	Cohesivo. Se mueven en suspensión. Constituyen la carga de lavado.
0,062 - 2	Arena	No cohesivo. Se mueven como carga suspendida y de fondo. Forman la carga de material de fondo (en algunos casos, también carga de lavado).
2 - 64 64 - 250 250 - 2000	Grava Gujarros Cantos rodados	No cohesivo. Se mueven como carga de fondo. Forman la carga de material de fondo.

Tabla 2.1 Clasificación del tipo de Sedimento EPIC FORSE, 2000.

2.2. SISTEMAS ALIVIALES

Los ríos son esencialmente sistemas de transferencia que recogen y transportan sedimentos hasta las grandes cuencas lacustres o marinas. Una gran parte de la precipitación caerá sobre la cuenca formando ríos (intermitentes o efímeros) o alimentándolos (permanentes), sea cual sea el tipo de drenaje, el escurrimiento irá hacia las zonas más bajas y de menor energía potencial. Muchos de estos ríos alcanzaran el nivel del mar figura 2.1.

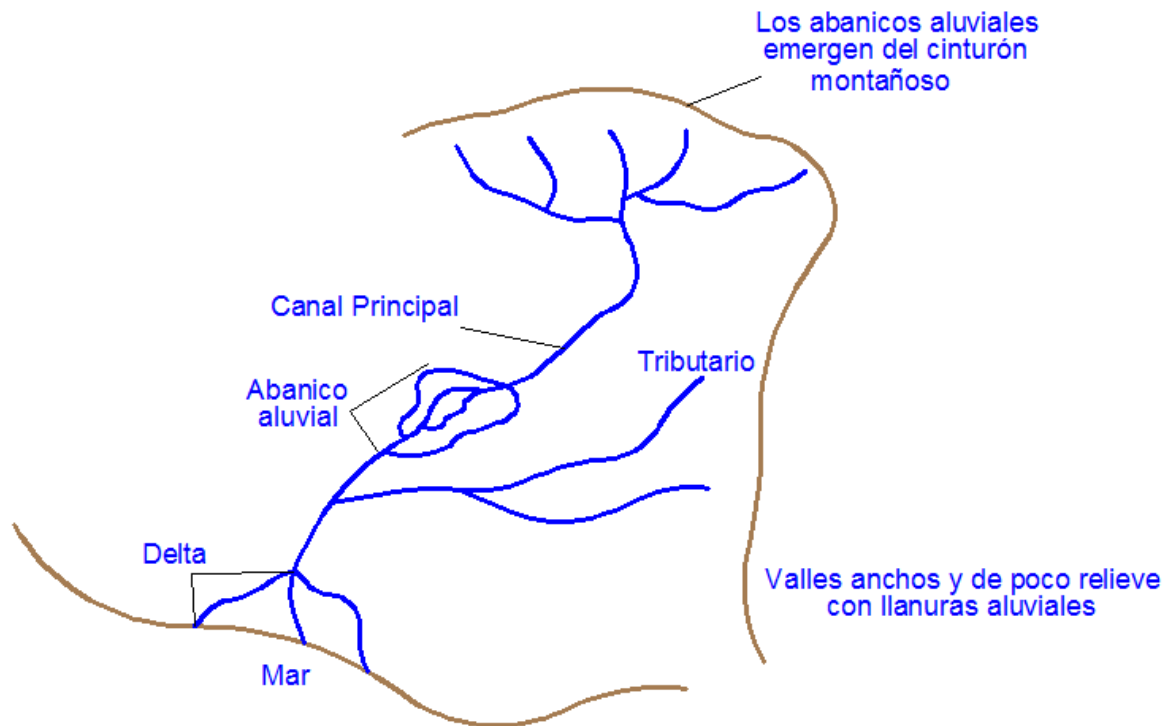


Figura 2.1 Sistema de drenaje en cuencas exorreicas

El aporte de sedimentos en casi todo el sistema sedimentario, está controlado por los ríos y, por lo tanto, el estudio detallado de las redes de drenaje y de los sistemas fluviales proporciona gran cantidad de información sobre la evolución geológica y geomorfológica de una región, los depósitos de sedimentos pueden ser la componente dominante del relleno de una cuenca. Volúmenes considerables de sedimentos pueden acumularse en poco tiempo.

Los sistemas fluviales operan en el tiempo y en el espacio y están regidos por la fuerza de gravedad, en los que el agua se desplaza hacia abajo creando un flujo unidireccional. La mayor parte de la energía potencial del sistema se transformará en energía cinética actuando de manera directa sobre la superficie del río modificándola.

Si el lecho del río es de material cohesivo, se formaran "gargantas" y cañones y la sedimentación tendrá lugar en zonas muy localizadas, donde el flujo presenta poca velocidad (flujo subcrítico). Como ejemplos de este comportamiento se tendrán los remansos, desembocaduras de canales laterales y zonas con obstáculos rocosos.

Si el material del lecho del río es no cohesivo, la superficie de la interface agua-sedimento sufre modificaciones sustanciales para conseguir un equilibrio con las condiciones hidrodinámicas. El resultado es un río o sistema de ríos por los que

circularen grandes cantidades de agua durante la mayor parte del año y una llanura de inundación que solo recibe aporte de agua y sedimento en los momentos en que se presenta una avenidas.

La morfología del río será consecuencia del balance entre el poder erosivo de la corriente, la resistencia del lecho aluvial y los materiales de las orillas. Los cambios en la forma de un río ocurrirán por la variación del caudal, el tirante, el tipo de sedimentos transportado y la pendiente del cauce.

2.3. CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS ALUVIALES

En las clasificaciones de los sistemas aluviales, se han diferenciado tradicionalmente dos enfoques, el primero ha sido manejado, sobre todo, por geólogos e ingenieros hidráulicos basándose principalmente en la geometría del río empleando el valor de algún parámetro físico para determinar las características del mismo.

El segundo enfoque considera la geometría de los depósitos aluviales es decir estudia las formas de los cuerpos sedimentarios que generan los sistemas de drenaje, el tamaño de la partícula y su disposición espacial (este término se ha llamado por algunos autores como arquitectura fluvial).

2.3.1. Clasificación de acuerdo a Miall y Rust

Según Miall (1977) y Rust (1978), los cuatro tipos básicos de ríos en los sistemas de drenaje serán:

- Rectos
- Entrelazados
- Meandriiformes
- Anastomosados

Esta clasificación se basa en la sinuosidad (S) y el índice de entrelazamiento (BP) lo anterior se muestra en la figura 2.2.

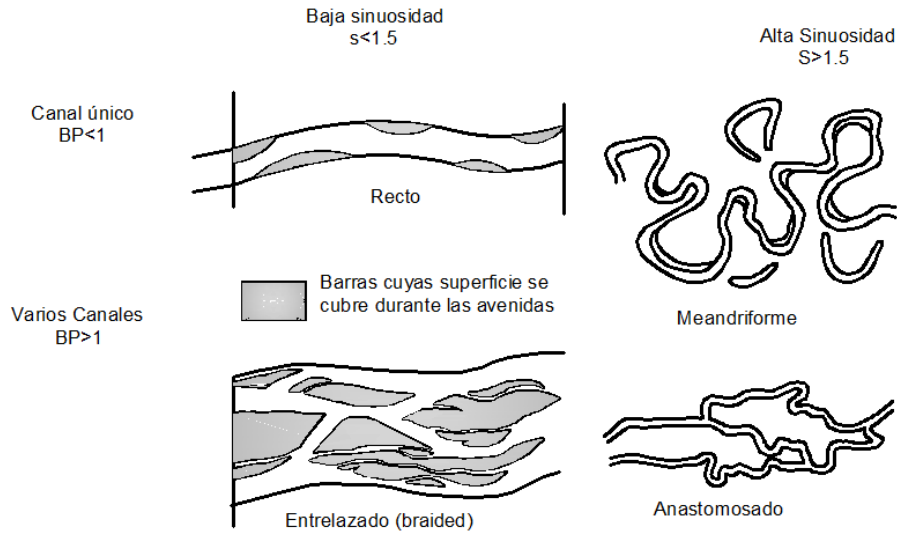


Figura 2.2 Tipos de ríos de acuerdo a Miall. Arche, 2010.

La sinuosidad es el cociente entre la longitud del río y la distancia entre dos puntos homólogos medidos en línea recta a lo largo de la corriente (figura 2.3). Algunos autores como Friend y Sinha (1993), emplean la longitud de la línea media del canal para definir la sinuosidad.

El índice de entrelazamiento (figura 2.3b), se establece en función del número de ríos perennes o intermitentes o barras e islas presentes a lo largo de un tramo determinado. Su cálculo es complejo y varía según el criterio de los investigadores.

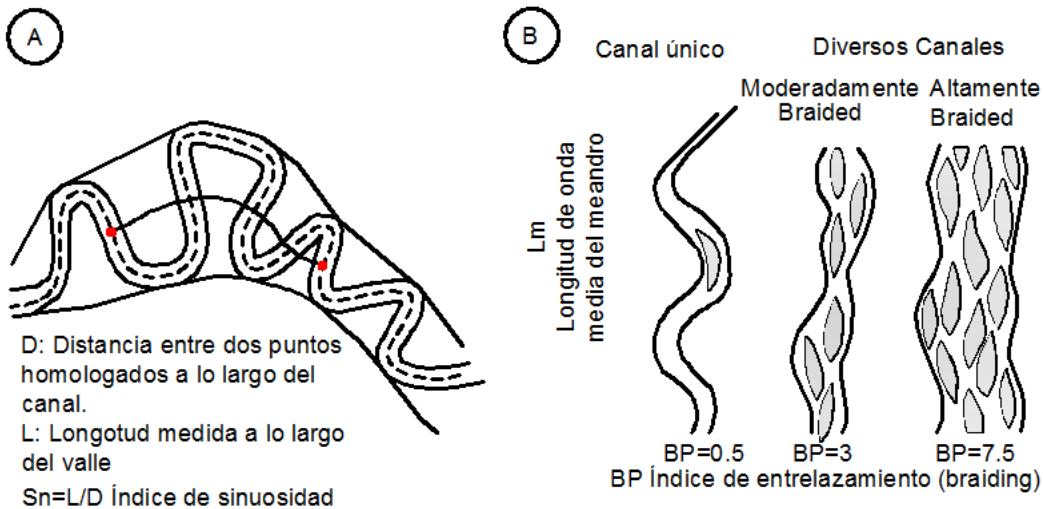


Figura 2.3 Determinación de la sinuosidad de un río (a) y determinación del parámetro de entrelazamiento (b) de acuerdo a Rust (1978). Arche, 2010.

Se ha demostrado que existe una relación entre la carga de presión o tirante que transporta el río y su geometría (Wilson, 1973). En general, los ríos que llevan de forma preferente material en suspensión son más estrechos, profundos y sinuosos. En contraste con los que arrastran materiales gruesos, que son más anchos y con poca profundidad figura 2.4.

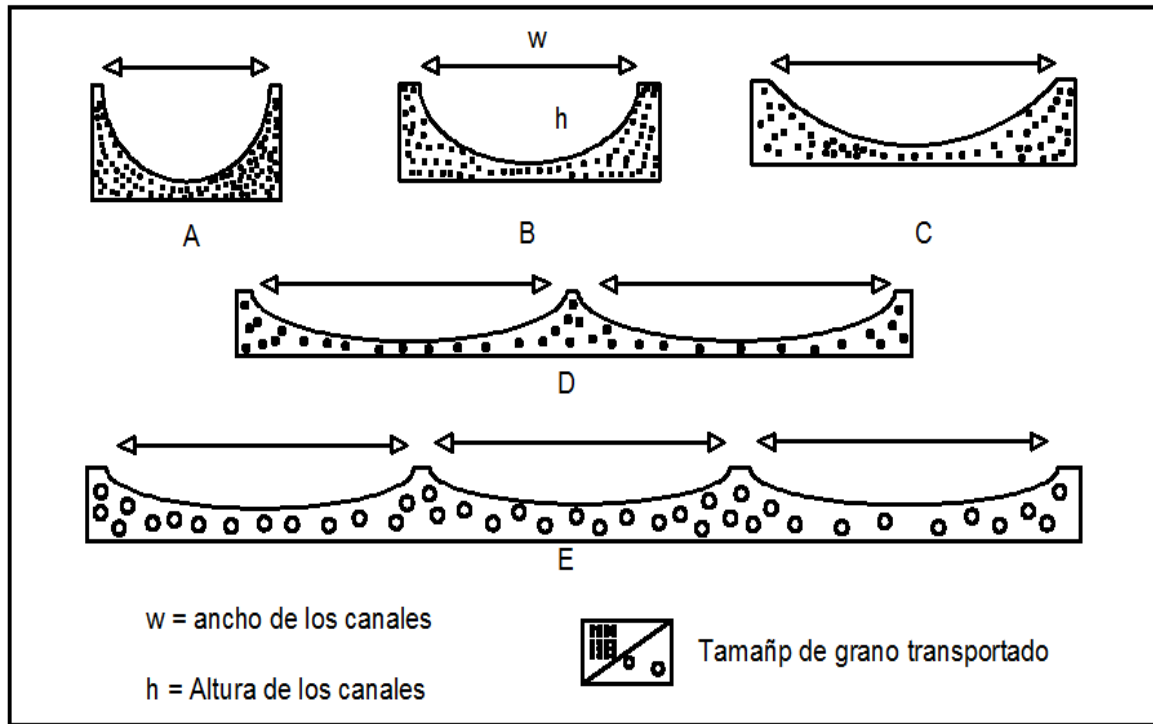


Figura 2.4 Variación en las secciones transversal del río según el tipo de material transportado. El tamaño de la partícula aumenta gradualmente desde A hasta E. Wilson (1973). Arche, 2010.

2.3.2. Clasificación de acuerdo a Schumm

Schumm estableció una clasificación en función de la proporción del material de fondo, de la relación ancho/profundidad, de la pendiente y de la movilidad del sistema, distinguiéndose tres tipos de cargas (figura 2.5):

- Carga en suspensión.
- Carga o material mixta.
- Carga de fondo.

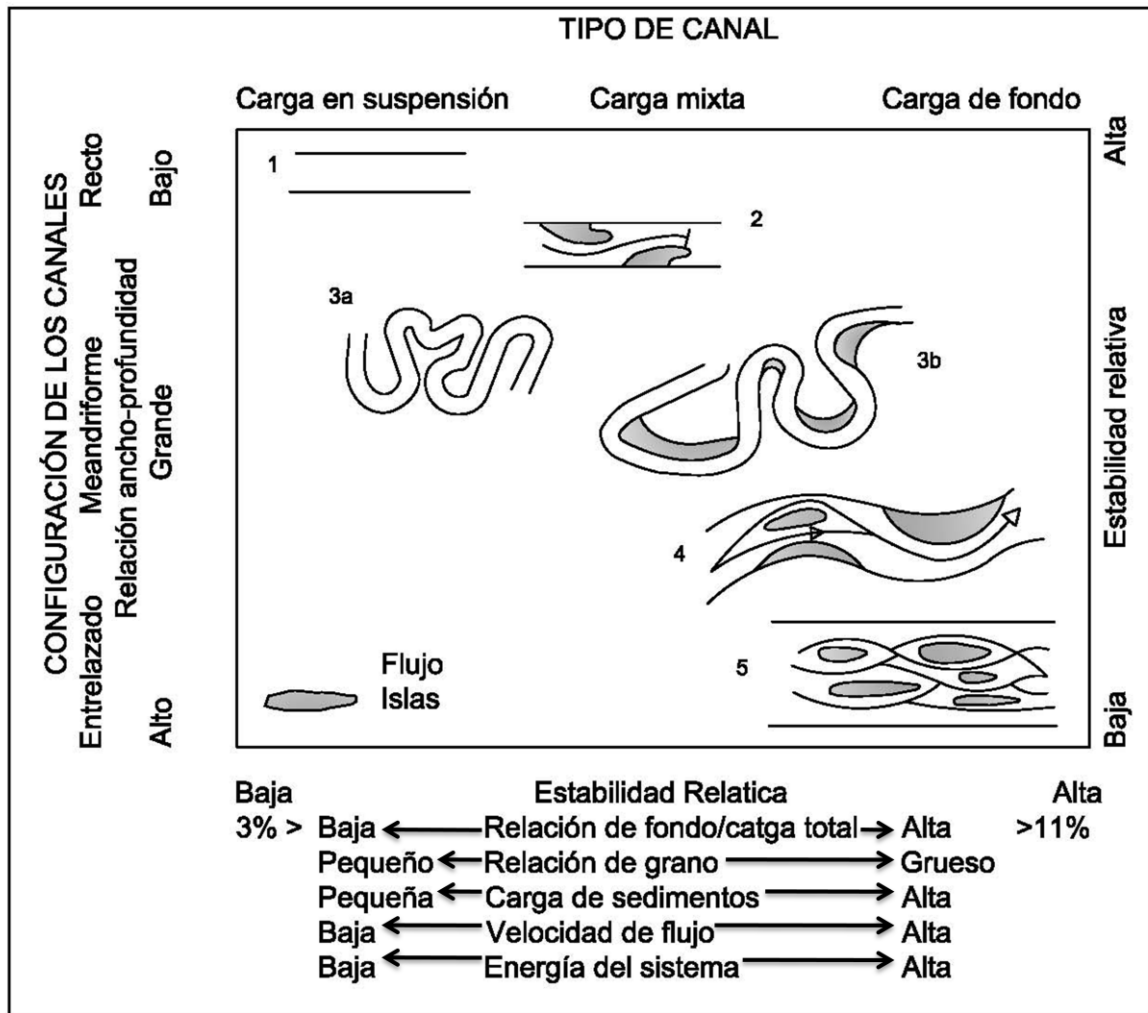


Figura 2.5 Clasificación de Schumm (1981 y 1985). Arche, 2010.

Siendo los más estables los que transportan carga en suspensión mientras que los que transportan carga de fondo son los de menor estabilidad.

Partiendo de la relación que existe entre la carga y la forma del río, se estableció una clasificación de las características fluviales, teniendo en cuenta el tamaño de la partícula y el medio de transporte.

2.3.3. Clasificación de Galloway

Otro tipo de clasificaciones las que consideran la forma de los ríos y la geometría de los cuerpos sedimentarios Galloway (1981). Su clasificación relaciona la geometría, la composición y la organización interna de los sedimentos, con los diferentes tipos de sistemas aluviales en función de la carga transportadas (figura 2.6).

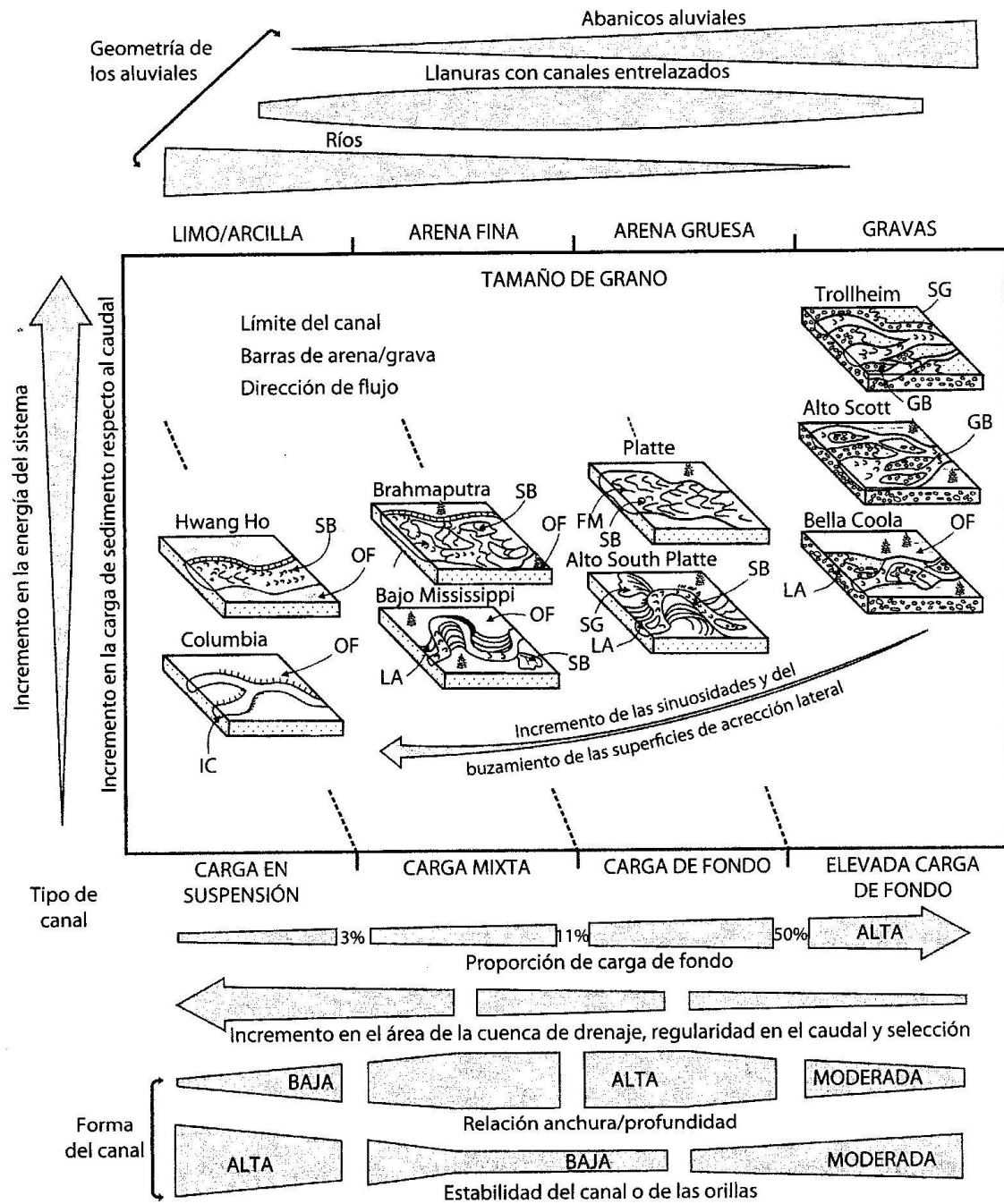
	Composición del relleno del canal	Sección transversal	Geometría		Estructura interna		Relaciones laterales
			Planta	Isolíneas de arena	Formación	Secuencia vertical	
CANALES CON CARGA DE FONDO	 Predominio de arena	 Alta relación Ancho/altura Base erosiva	 Recto a ligeramente sinuoso	 Sinuoso	 Acreción verticas. Preservación de los canales	 Secuencias irregulares	 canales amalgamados
CANALES CON CARGA MIXTA	 Arena, limo y arcilla	 Relación anchura/altura moderada Base muy erosiva	 Sinuoso	 Sinuoso	 Preservación de los canales y de la llanura de inundación	 Secuencias decrecientes	 Canales multiépisdicos en llanura de inundación
CANALES CON CARGA EN SUSPENSIÓN	 Predominio de limo y arcilla	 Relación ancho/altura muy baja Base muy erosiva	 Alta sinuosidad Anastomasado	 Anastomasado	 Alta Preservación de la llanura de inundación	 Secuencias mal definidas	 Canales multiépisdicos en llanura de inundación

Figura 2.6 Clasificación de Galloway (1981), para diferentes tipos de ríos. Arche, 2010. Arche, 2010.

2.3.4. Clasificación de Orton y Reading

A pesar de la dificultad que supone incluir un número de variables grande, Orton y Reading (1993) proponen una clasificación (figura 2.7). La diferencia con otras clasificaciones es notable y sobre todo, porque proponen ríos con gran contenido de material de fondo.

La clasificación de Orton y Reading es, por lo tanto, la única donde se incluyen de forma explícita los abanicos aluviales. Debido a su morfología y a sus características particulares, los abanicos aluviales siempre se tratan de forma separada. Aunque están bien definidos, su relación con los sistemas entrelazados es estrecha y se han confundido con bastante frecuencia con otros sistemas.



Donde: GB, Barras y formas de gravas; SB, Formas de fondo arenosas; FM, Macroformas con cara de avalancha; LA, Acreción lateral; SG, Flujos de gravedad; OF, Finos de llanura de inundación; IC, Canales aislados.
 Figura 2.7 Clasificación de Orton y Reading (1993). Arche, 2010.

Actualmente Bridge y otros investigadores estudian sobre todo medios sedimentarios recientes y dedican un gran esfuerzo al avance del conocimiento de las condiciones hidráulicas en las que se generan y evolucionan las diferentes formas y características fluviales lográndose resultados muy útiles para el avance del conocimiento de la geología de los sedimentos depositados por ríos.

2.4. ABANICOS ALUVIALES

Los ríos de montaña se caracterizan (EPIC FORCE) presentar lechos con sedimentos heterogéneos, como consecuencia, por un lado, de la variabilidad en los fenómenos que actúan como aportes de material, y, por otro, de los procesos de erosión y depósito que ocurren en el cauce, y que están vinculados al transporte de los sedimentos que componen el lecho. Los sedimentos son transportados por la acción del flujo, en forma de arrastre en el fondo en una capa de cierto espesor, en suspensión formando parte de la corriente, y como carga de lavado.

Para modelar la dinámica morfológica de este tipo de ríos debe tenerse en cuenta una serie de fenómenos relacionados con el transporte de la mezcla de sedimentos del lecho, tales como la mayor movilidad intrínseca de las partículas finas, que hace que los sedimentos del lecho sean más gruesos en relación a la composición del material transportado; el efecto de protección-exposición, que incrementa la movilidad de las partículas más gruesas y disminuye la de las más finas en comparación con las correspondientes a material uniforme y, reduciendo la diferencia entre la composición del lecho y del material transportado; y el efecto de acorazamiento dinámico del fondo que produce una protección vertical contra la erosión.

Los abanicos aluviales constituyen unos cuerpos muy característicos con forma de cono y corresponden a una acumulación sedimentaria de materiales detríticos. Se encuentran localizados generalmente en una zona donde se produce un cambio significativo de pendiente y están constituidos en su mayoría por materiales clásticos de granulometría gruesa, que muestran paleocorrientes dispersivas radiales.

Los ejemplos de abanicos funcionales en la actualidad muestran que generalmente se han constituido al pie de un relieve montañoso que actúa como área fuente del material clástico de granulometría gruesa.



Figura 2.8 Abanico Aluvial, Valle de la muerte. Internet

En la zona de ruptura de pendiente, la corriente surge del macizo y pierde bruscamente su confinamiento, los materiales detríticos se acumulan bruscamente, produciéndose una dispersión radial del flujo principal. La pérdida del confinamiento del flujo implica una reducción rápida de velocidad y de la capacidad de transporte del flujo, de manera que éste tiende a depositar los materiales acarreados. La deposición rápida implica una mala graduación del material depositado.

Resulta difícil distinguir, sólo por algunas características, cuando se trata de depósitos originados por abanicos aluviales o por otros tipos de sistemas distributivos parecidos, como los ríos trenzados que transportan grandes cantidades de gravas.

Cuando se produce el relleno de la sección transversal del cauce por parte del sedimento transportado, se puede originar el abandono del río. En la mayoría de los casos, estos depósitos mostrarán una tendencia a ser monoepisódicos o presentar pocos episodios sedimentarios.

La movilización y el transporte de los sedimentos granulares mediante el flujo de ríos, se realiza en función de las pendientes topográficas longitudinales de los canales (gradiente), de la profundidad y de la velocidad del flujo. La sedimentación se produce cuando las condiciones del flujo disminuyen de tal manera que se detiene el transporte de los sedimentos y estos empiezan a acumularse en función de su granulometría y de su densidad.

Las características como son la velocidad de la corriente, el régimen de flujo y los efectos de fricción (esfuerzo cortante) se mantendrán mientras el cauce no rebase la sección transversal (corriente confinada).

Todo esto dependerá de la interacción de un conjunto de variables entre las que destacan:

- El gradiente
- La profundidad del flujo
- La resistencia a fluir causada principalmente, por la rugosidad de los materiales del lecho

Los efectos de la gravedad sobre el régimen del flujo quedan reflejados por la relación entre las fuerzas de inercia respecto a las fuerzas gravitacionales conocido como el número de Froude el cual se expresa como:

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot H}} \quad \text{Ecuación (2.1)}$$

Donde:

- v Velocidad media, m/s
- g Aceleración de la gravedad en condiciones estándar (9.81m/s²)
- H Profundidad media del flujo m.

La velocidad se obtiene con la ecuación de Manning:

$$V = \frac{1}{n} \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \quad \text{Ecuación (2.2)}$$

Donde:

- n Factor de rugosidad de Manning,
- Rh Radio hidráulico
- S Pendiente de fricción

Cuando el valor del número de Froude se iguala a la unidad (valor crítico), la pendiente crítica (Sc) para un valor dado del coeficiente de Manning y con una profundidad conocida del flujo, se expresa como:

$$S_c = \left[\frac{n \cdot Q^{\frac{2}{3}}}{A \cdot R_h^{\frac{2}{3}}} \right]^2 \quad \text{Ecuación (2.3)}$$

La diferencia de pendiente entre los abanicos y los ríos anchos (relación ancho/profundidad mayor de 10) afecta significativamente al esfuerzo de cortante del lecho del río (τ_0) existiendo una relación directa entre la pendiente y la profundidad del flujo.

El esfuerzo cortante es una variable importante ya que afecta la granulometría y el transporte del volumen de sedimentos.

Por otro lado las consideraciones sobre la velocidad del flujo y su capacidad para transportar las partículas, difieren en función de que las partículas se encuentren en movimiento o estén asentadas en el fondo.

En algunos casos se producen episodios excepcionales, como los ocasionados por la presencia de avenidas o la operación de una obra de excedencias, caracterizándose por que el flujo lleva una gran cantidad de materiales producto de la erosión hídrica avanzando a gran velocidad comportándose en la parte frontal como una ola de grandes dimensiones. Las relaciones entre el gasto de la avenida, el lecho del río y el material transportado hacen que el sedimento se comporte de manera especial, ya que se arrastran bloques inmensos de materiales de todo tipo de granulometría. En el momento del gasto máximo extraordinario, el material se transporta en forma de oleadas y el flujo rebasa la sección transversal (corrientes no confinadas)

2.5. INCREMENTO DE LA CANTIDAD DE SEDIMENTOS POR AVALANCHAS.

2.5.1. Avalanchas de agua

Estas corresponden a grandes masas acuosas que se movilizan de una forma brusca y repentina (Houston, 2006). Se generan a partir del aporte de grandes cantidades de agua. Usualmente se originan como consecuencia de rupturas de presas naturales o artificiales. Esto implica la súbita remoción de la gran masa de agua que estaba retenida, que va incrementando su velocidad de circulación a medida que desciende a través del cauce.

Actualmente se cree que esos cambios en los "tapones" sedimentarios podrían corresponder a algunas variaciones bruscas en el área origen pero sin descartar totalmente algún tipo de actividad tectónica asociada. Así, por ejemplo, en sectores concretos del área fuente podrían existir algunos desprendimientos en los márgenes de los valles que implicaran la generación de bloqueos naturales (diques, presas). Estos diques irían reteniendo las aguas de escurrimiento hasta que éstas empezaran a desbordar y, por tanto, se produjera la brusca ruptura de ese dique y los clastos serán arrastrados por corrientes excepcionales, de gran energía y corta duración.

Un ejemplo de lo anterior se presentó en México en 2007 en los estados del sureste se presentaron gastos extraordinarios por los efectos del frente frío número 4, los registros de la estación hidroclimatológica, localizada en Ocoatepec, indicaron una precipitación acumulada de 1077 mm en un periodo comprendido entre el 28 de Octubre y el 3 de Noviembre. La saturación del suelo y la estratificación de la roca, con un evidente ángulo de fricción bajo entre los estratos de lutita, produjo un deslizamiento en la margen derecha de la ladera.

Como consecuencia se deslizó un volumen aproximado de 20 millones m³ de tierra y roca de los cuales aproximadamente 5 a 6 millones se encuentran dentro del lecho del río. La presa natural que se formó de tierra y roca alcanzó una altura aproximada de 60 m, sobre el lecho del río, y una longitud de 800 m con una distancia entre las dos márgenes del río de aproximadamente 300 m. El impacto del volumen deslizado sobre el embalse creó una ola (de hasta 50m) arrasando la

comunidad de Juan de Grijalva localizada en la margen derecha del río, la obstrucción del Río Grijalva y la alteración de la operación del sistema hidroeléctrico localizado en este.

En otros casos, cuando las descargas de agua son muy importantes y ocurren en una zona desértica donde el volumen precipitable en general es muy bajo, se puede producir efectos muy particulares sobre los sedimentos clásticos. En esas zonas, la falta de vegetación es incapaz de retener el escurrimiento y acentúa los efectos hidráulicos de las avenidas.

2.5.2. Avalanchas rocosas

Las avalanchas de este tipo consisten predominantemente en la caída de bloques a partir del desmoronamiento de una pendiente topográfica pronunciada e inestable y/o de un cantil.

En algunos casos, cuando se desploma un macizo rocoso, éste puede atrapar aire abajo (Shreve, 1966) lo que le proporciona un deslizamiento a alta velocidad, así como una baja fricción sobre el suelo. Este evento tiene una duración muy pequeña (entre 1 y 3 minutos), tiempo suficiente como para que el aire confinado y situado en la parte inferior, tienda a desplazarse violentamente hacia arriba contribuyendo a la fragmentación de la roca. Estos procesos no son únicos sino que pueden llegar a repetirse varias veces en una misma zona.

La existencia de una avalancha rocosa implica necesariamente la movilización de gran cantidad de detritos que se acumulan de acuerdo a morfologías concretas.

Las formas características de las avalanchas de rocas se pueden agrupar en tres tipos (figura 2.9):

Forma de reloj de arena alargado. Se genera cuando la zona de desplome tiene una morfología en anfiteatro que comunica con un estrecho valle en el que los detritos quedan confinados. Estos se mueven canalizados hasta la zona donde el valle se ensancha y ahí se expanden (Sorriso-Valvo, 1988), figura 2.9a.

Forma trapezoidal. Se genera cuando la avalancha circula sobre una pendiente ancha y sin confinamientos topográficos importantes. Se detiene cuando llega a un valle más ancho o a una llanura situada al pie, figura 2.9b.

Forma de T deformada. Se genera cuando la avalancha cruza más o menos ortogonalmente un valle estrecho, el flujo impacta sobre la pendiente contraria y ocasiona una partición de la avalancha distribuyendo a lo largo del valle, figura 2.9c.

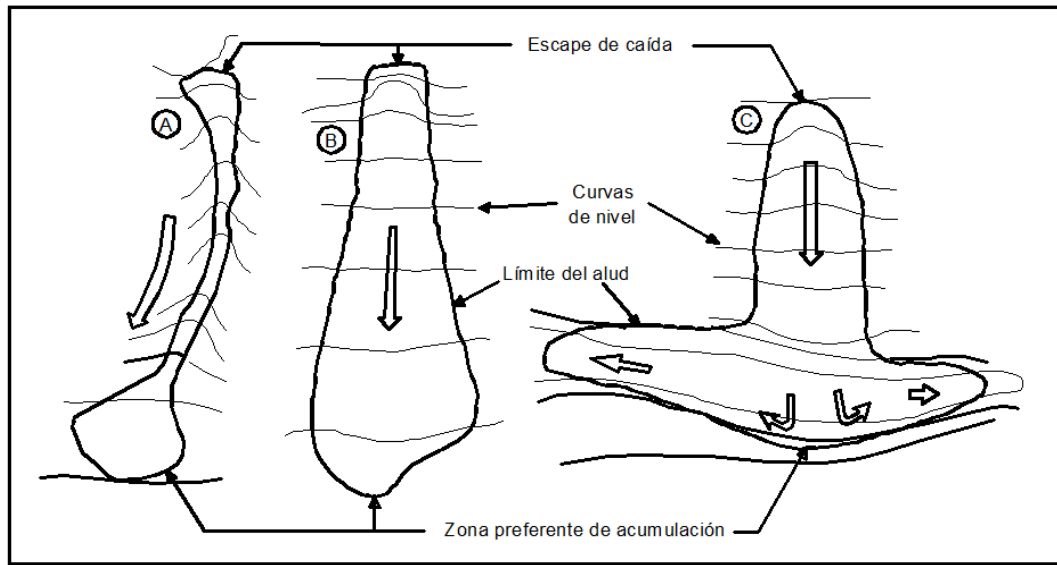


Figura 2.9 Configuraciones planimétricas características de avalanchas rocosas condicionadas por controles geomórficos: A) Avalancha rocosa de alta movilidad que aprovecha un valle torrencial previo lo que implica una baja disipación de energía. B) Avalancha rocosa de movilidad intermedia y con una moderada disipación de energía. C) Avalancha rocosa con condicionantes geomórficos que implican una elevada disipación de energía. La avalancha al chocar con la pared contraria del valle principal se diversifica y mientras que una porción mayor descende por el valle, otra porción menor asciende valle arriba. Las flechas indican el sentido de transporte. Modificado de Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991. Arche, 2010.

Estas masas se van moviendo cuando la energía potencial se va transformando en energía cinética deteniéndose cuando la energía se va disipando durante el recorrido aguas abajo. La energía no se pierde solo se estará transformando en otras formas de energía tales como energía acústica, energía térmica y energía de deformación no elástica por citar algunas.

2.6. SISTEMAS ALUVIALES DE BAJA SINUOSIDAD

Los sistemas aluviales de este tipo se forman en cuencas que presentan una variación temporal del gasto drenado.

Los sistemas entrelazados o trenzados se caracterizan por ríos amplios y poco profundos, y durante el periodo de estiaje se pueden observar múltiples venas líquidas que se bifurcan y reagrupan en torno a islas Figura 2.10.

Se han producido avances significativos en el conocimiento de los ríos entrelazados mediante la utilización de metodologías nuevas y tecnología como:

- El georadar o GPR (Ground Penetrating Radar)
- Fotogrametría digital
- Doppler acústico

La nueva tecnología ha permitido obtener información sedimentaria tridimensional y estudiar los procesos durante periodos de inundación a diferentes escalas espaciales y temporales.

El uso de modelos teóricos y experimentales ha incrementado el conocimiento sobre comportamiento del flujo y la evolución de los ríos.

Para comprobar que un sistema de ríos es entrelazado, hay que definir el segmento del cauce que se empleará y el estado del flujo que se presenta en el río. La dificultad inherente al reconocimiento de los cambios en la geometría y las modificaciones de las islas con el transcurso del tiempo, producen con frecuencia errores en la precisión del tipo de río.

El modelo del río se define normalmente empleado mapas o fotografías aéreas que muestran el sistema fluvial en un determinado momento en el tiempo. Lo ideal es disponer de información de todas las características del río para los diferentes tirantes durante un período de tiempo suficiente. Tradicionalmente, para definir este tipo de ríos y su grado de complicación, se ha empleado un parámetro conocido como índice de entrelazamiento o índice braiding, establecido en función de las islas o barras dentro del río. Sin embargo, su cálculo no es inmediato y la jerarquía de los elementos a considerar es confusa.



Figura 2.10 Río trenzado, Alaska. Internet

2.6.1. Definición de islas y barras

Las barras son unidades detríticas de geometría y composición variable que bifurcan la corriente de agua en cauces separados. Las barras tienden a ser largas y lineales. Está compuesta básicamente de arena, pero pueden ser de otro

material más grueso que es arrastrado por la corriente de agua. El tamaño del material depende de la erosión que provoca el agua con olas y corrientes, pero también depende de la disponibilidad de este. A veces la barra se forma a cientos de kilómetros a lo largo de la costa, a esto se le llama isla barrera generalmente no presentan vegetación y son inundables en las temporadas de avenidas, acumulan e intercambian sedimento con el río.



Figura 2.11 Barra. Internet

Por otro lado las islas son terrenos que presentan vegetación permanentemente y no son inundables durante la época de lluvias.



Figura 2.12 Isla del Delta de Panama. Internet

2.6.2. Cinturón de ríos en los sistemas entrelazados

En un río entrelazado el cinturón de ríos se define como el área ocupada por el gasto en estado de río lleno y comprende los cauces activos, los parcialmente abandonados, las barras unitarias y/o compuestas y las asociaciones de barras. El resultado estratigráfico es un cuerpo sedimentario complejo, con una superficie erosiva y numerosas superficies de orden inferior que delimitan distintos tipos de barras y cauces.

Como consecuencia de la variación del caudal, las barras que migran dentro del cinturón de ríos sufren cambios morfológicos importantes. Durante la etapa de tirante máximo, se produce gran erosión, sobre todo, en las zonas de máxima profundidad del canal, en las zonas de confluencia y en los extremos aguas arriba de las barras (cabecera o cabeza de la barra). En estas áreas hay sedimentación neta durante los momentos de mínimo tirante. También las orillas y los márgenes de las barras sufren transformaciones y procesos de erosión o sedimentación.

En los sistemas entrelazados tienen especial importancia los procesos en las zonas de confluencia y bifurcación del flujo entre las barras (Bridge y Demicco, 2008), puesto que a partir de aquí se generan las principales modificaciones y cambios del sistema durante las avenidas. Bridge (2003), resume las zonas y elementos más importantes que son: el ángulo de confluencia, la orientación relativa de los cauces que confluyen, su ancho y profundidad, la velocidad de flujo y el gasto, la existencia de más de dos ríos, la profundidad máxima, el ancho y la longitud de la zona erosiva de confluencia y el carácter de los laterales de las barras adyacentes a la zona de convergencia.

2.7. ÍNDICE DE ENTRELAZAMIENTO

Este índice es una medida del grado de entrelazamiento que presenta un sistema fluvial de baja sinuosidad. Se puede expresar de dos formas: por medio de medidas basadas en el número medio de ríos activos o barras por sección del cinturón de ríos, o utilizando la relación entre la suma de la longitud del río en un tramo respecto a la longitud del valle.

En la tabla 2.2 Bridge (1993) resumió las fórmulas más empleadas por los diferentes autores para la determinación del índice de entrelazamiento. A pesar del grado de complicación al que se ha llegado en apariencia para este tipo de cálculos, la distinción entre sistemas no es tan difícil. Casi todos los autores están de acuerdo en considerar entrelazados o trenzados a los ríos de múltiples tributarios con sinuosidad menor de 1.5. Si el valor de la sinuosidad es superior se denominan anastomosados (Rust, 1978a). Cuando el río es único, se le nombra meandriforme.

ÍNDICE DE ENTRELAZAMIENTO BP	
AUTOR	FÓRMULA
Brice (1960 y 1964)	$BP = \frac{2(\sum \text{longitud de las islas en un tramo})}{\text{Longitud de la línea media del tramo}}$
Mosley (1981)	$BP = \frac{\text{Longitud total de los ríos}}{\text{Longitud del río principal}}$
SINUOSIDAD	
AUTOR	FÓRMULA
Hong y Davies (1979)	$S = \frac{\text{Longitud de los segmentos del río}}{\text{Longitud del valle}}$
Richards (1982)	$S = \frac{\text{Longitud total del río}}{\text{Longitud del valle}}$

Tabla 2.1 Ecuaciones para medir el índice de entrelazamiento y sinuosidad. Bridge (1993)

2.7.1. Control del patrón fluvial en sistemas entrelazados

Como el caudal y la pendiente son variables fácilmente medibles constituyen la base para la determinación del límite entre sistemas entrelazados y meandriformes, mientras que el aporte de sedimento es más difícil de cuantificar.

Se ha observado que los ríos con caudales muy variables muestran tendencia al desarrollo de un patrón entrelazado. En general las fluctuaciones rápidas van acompañadas de tasas de aporte de sedimentos altas ya que se generan condiciones de erosión de los márgenes del canal y movimiento episódico e irregular de la carga de fondo.

La distribución del tamaño de la partícula también juega un papel importante. El sedimento de pequeño diámetro (arenas), ofrece menor resistencia al movimiento y, por tanto, permite el desarrollo de sistemas entrelazados con pendientes y caudales más pequeños. En general, los sistemas entrelazados que transportan de forma preferente arenas, se desarrollan en áreas de menor pendiente que aquellos que transportan grava.

Para describir, analizar y comprender los depósitos que dan origen a los sistemas de ríos entrelazados se han desarrollado diversos modelos de tipo cuantitativo y cualitativo. Estos han experimentado un desarrollo importante y la aplicación de métodos informáticos permite manejar un número mayor de variables. Para el desarrollo de modelos de sistemas entrelazados se utilizan la geometría y mecanismos de migración. El primer modelo tridimensional y dinámico de este tipo se debe a Bridge (1993) tomando como referencia las condiciones de flujo y la morfología del río Calamus en Canadá (Bridge y Gabel, 1992) el modelo

predice la geometría, tamaño de la partícula y estructuras sedimentarias de las secuencias producidas por la migración de una barra sencilla, las simulaciones son aún muy esquemáticas y por ello los modelos más empleados siguen siendo los de tipo cualitativo.

La mayoría de los modelos de sistemas entrelazados se han establecido por comparación con ríos actuales. Con independencia de la escala o el diámetro de la partícula que transportan, este tipo de ríos tienen características comunes como son orillas inestables, alta variabilidad en el caudal y similitudes en cuanto a la geometría, los procesos sedimentarios y los depósitos que generan.

Tradicionalmente se han dividido según la litología predominante en sistemas aluviales entrelazados de gravas y sistemas aluviales entrelazados de arenas. Este criterio de diferenciación está en relación directa con el modo de transporte.

2.7.2. Modelos de sistemas entrelazados con predominio de gravas

El modelo de arquitectura estratigráfica denominado entrelazado somero de gravas (shallow gravel braided) JJE1, es el representado en el diagrama de la figura 2.13a. Se caracteriza por múltiples ríos inestables de baja sinuosidad y poca profundidad, cuyos bordes son difíciles de identificar en sedimentos antiguos.

El modelo de ríos entrelazados profundos que transportan gravas (figura 2.13b) también denominado de «tipo Donjek» se caracteriza por una sinuosidad desde baja a moderada, un índice de entrelazamiento desde alto a moderado, un predominio de las gravas y un pequeño volumen de finos. Lo que distingue a este tipo de río del anterior es que la profundidad y el tamaño, estabilidad y complejidad de las barras que se desarrollan dentro del cinturón de ríos es mayor.

La secuencia vertical presenta como elementos arquitecturales característicos las barras de gravas (GB) compuestas. En este caso son macroformas que pueden resultar muy difíciles de separar en los afloramientos, puesto que es necesario disponer de un campo de observación suficiente que permita reconocer la secuencia completa de la migración de la barra, su base y su techo.

Otros elementos que aparecen en la secuencia vertical son las gravas con estratificación cruzada planar (Gp), de surco (Gt), formas arenosas (SB) con estratificación cruzada de surco (St), planar (Sp), macroformas de acreción frontal (DA) que pueden representar progradación de pequeños deltas al frente de canales de corte de las barras y sedimentos finos de llanura de inundación (FF).

Finalmente Miall (1999) separa un modelo de sistema de gravas con propiedades intermedias (figura 2.13c) entre los entrelazados y los meandriformes clásicos (Chruch, 1983; Desloges y Chruch, 1987) que denomina sistema inestable de gravas (gravel tuandering). Se caracteriza porque presenta de forma simultánea tramos de alta sinuosidad, rectos y de baja sinuosidad. Su índice de entrelazamiento es desde bajo a moderado, sus propiedades sedimentológicas presentan características similares a las de los ríos entrelazados profundos que transportan gravas y a los meandriformes de gravas. La principal característica distintiva son las superficies de acreción lateral (LA) ya que en este tipo de

sistemas pueden desarrollarse barras de punta y, por tanto, secuencias complejas de granulometría decreciente entremezcladas con otras propias de los sistemas entrelazados. Es decir, fases de gravas con estratificación horizontal (Gh), planar (Gt) o de surco (Gt), típicas de barras unitarias y compuestas.

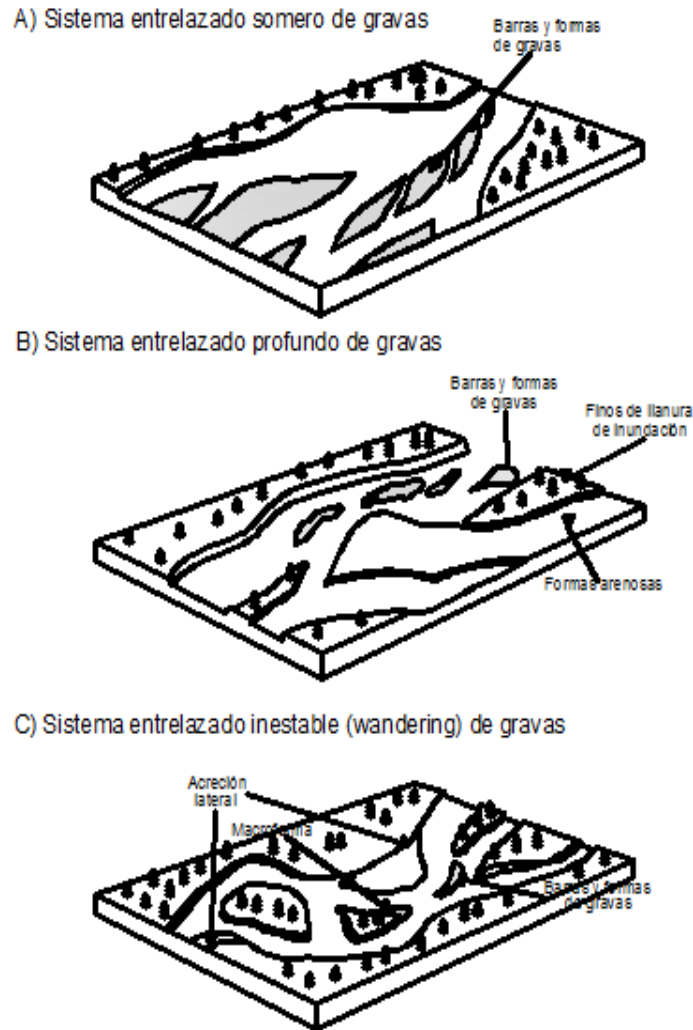


Figura 2.13 Modelos de ríos entrelazados con predominio de gravas Maill 1999. Arche, 2010.

2.7.3. Modelos de sistemas entrelazados de arenas.

En los esquemas clásicos, a los ríos que transportan gravas les suceden aguas abajo los de carga arenosa. El cambio en el tamaño de la partícula suele venir acompañado por un cambio en la forma de acumulación de los cuerpos sedimentarios arenosos, con un aumento en la complejidad de las formas. Los elementos morfológicos de estos sistemas varían dentro de un amplio rango que comprende desde formas simples de pequeña escala, hasta formas compuestas o macroformas de gran tamaño y complejidad. El flujo circula por encima de todas estas acumulaciones arenosas durante los momentos de máxima descarga,

o entre ellas, en los momentos de poco tirante, dando lugar a un sistema entrelazado con múltiples bifurcaciones, reagrupamientos de ríos y cortes sobre las barras. Los materiales más finos (limos y arcillas) se transportan en suspensión sin llegar a acumularse nada más que en ambientes muy concretos como ríos secundarios abandonados, áreas de flujo inefectivo o remansos.

Según Miall (1999), entre los ríos entrelazados que transportan de forma preferente carga arenosa se pueden reconocer cinco modelos diferentes. Tres de ellos son de ríos perennes. Los otros dos son sistemas con alta variabilidad en el caudal y tienen carácter efímero.

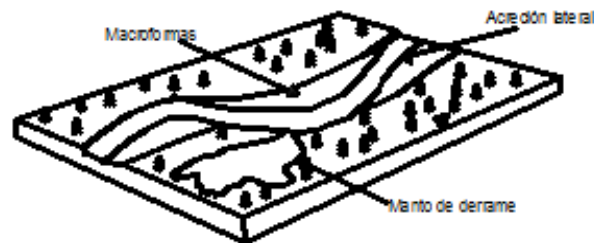
El modelo más sencillo es el de ríos de baja sinuosidad con barras alternas (figura 2.13a); es el equivalente arenoso del modelo inestable de gravas, pero en este caso su característica más distintiva es el desarrollo de barras alternas. Presenta un río principal de baja sinuosidad y un índice de entrelazamiento bajo. Los materiales en la vertical son principalmente arenas con estratificación cruzada planar (Sp), acompañadas de forma ocasional por estratificación cruzada de surco (St) y por ripples (Sr).

Miall (1999), estableció dos categorías de sistemas entrelazados arenosos perennes. El primer tipo corresponde a los entrelazados someros (figura 2.13b), también denominado de tipo «Platte» (Smith, 1970) mientras que el segundo es de aguas profundas. En el modelo de ríos someros la sinuosidad es desde baja a moderada y el índice de entrelazamiento es alto. Las formas principales que componen la arquitectura estratigráfica son las barras arenosas formadas, sobre todo, por superposición de estratificación cruzada en apariencia planar. En la secuencia vertical también puede incluir lechos horizontales de gravas (Gh), estratificación cruzada de surco (St), ripples (Sr) y sedimentos finos de decantación (Fl).

El modelo de aguas profundas (figura 2.13c) es comparable con el actual río «South Saskatchewan» de Canadá descrito por Cant y Walker (1978).

En este caso el índice de entrelazamiento es desde alto a moderado y predominan las barras arenosas compuestas, es decir, formas complejas de avance frontal pero en las que también pueden producirse crecimientos laterales importantes. La complicación que puede presentar la organización interna de las barras, los rellenos de los ríos que las circundan y los ríos de corte que pueden surcar sus techos producen secuencias verticales constituidas por una mayor variedad de caras que en los casos anteriores. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas de surco (St) de distintos tipos y tamaños que pueden alcanzar anchuras y espesores.

A) Sistema de baja sinuosidad con barras alternas



B) sistema entrelazado perenne somero



C) sistema entrelazado perenne profundo

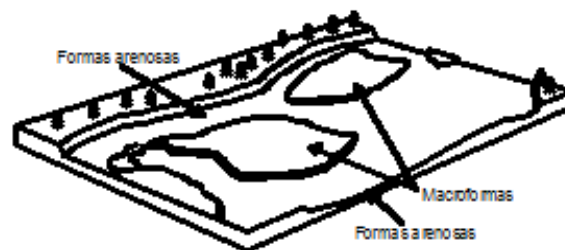


Figura 2.14. Modelos de ríos entrelazados con predominio de arenas Maill (1999). Arche, 2010.

2.8. SISTEMAS ALUVIALES DE ALTA SINUOSIDAD.

La relación que existe entre la morfología del río y el tipo de material que transporta permite clasificar a los sistemas aluviales en tres grandes grupos, esta clasificación es descrita por Schumm 1999:

- Ríos con carga en suspensión (transportan menos a 3% del total de la carga como carga tractiva)
- Ríos con carga mixta (transportan entre un 3 y un 11% del total como carga tractiva)
- Ríos con carga tractiva (transportan más a 11% del total como carga tractiva)

En función de la sinuosidad, los ríos pueden ser de baja < 1.5 , o de alta sinuosidad > 1.5 . Y combinando los dos parámetros indicados (sinuosidad y trenzamiento) se diferencian dos tipos de ríos de alta sinuosidad: los de río único o meandriformes y los de ríos múltiple o anastomosados.

2.8.1. Ríos Meandriiformes.

Los ríos meandriiformes son sistemas de río único y sinuosidad superior a 1,5, y pertenecen mayoritariamente a los tipos 1 y 2 de Schumm figura 2.15. El valor de la sinuosidad resulta arbitrario, por lo que otros autores toman valores ligeramente inferiores: 1.25 o algo superiores, 1.7. Además se debe tener en cuenta las condiciones de caudal, pues existen ríos que a caudales altos presentan morfología meandriiforme, pero a caudales bajos pueden mostrar una morfología de tipo trenzado.

Los ríos meandriiformes se desarrollan mejor sobre pendientes bajas, con corrientes que transportan una relación carga en suspensión/carga en tracción elevada y con materiales cohesivos en sus márgenes. Muestran un modelo más organizado de procesos de ríos y una separación más clara de los ambientes de cauce y de desbordamiento que los de baja sinuosidad.

Los ríos meandriiformes pueden transportar una amplia gama de sedimentos desde gravas a lodos y son transicionales entre trenzados y anastomosados.



Figura 2.15 Rio Amazonas como ejemplo de río meandriiforme. Internet

2.8.1.1. Sedimentación en ríos Meandriiformes

En cualquier corriente fluvial natural, el agua, al fluir pendiente abajo, encuentra algún obstáculo que provoca su desviación de la línea de máxima pendiente del valle. El thalweg (línea que une los puntos de menor altura del valle) empieza a dibujar una trayectoria no rectilínea dentro de un río que da lugar a la aparición de una sección transversal asimétrica dentro del mismo, conduciendo a la generación de curvas se conocen con el nombre de meandros. Debido a esta asimetría que se produce en la sección transversal de los tramos curvos, el agua transcurre a una velocidad muy diferente según los puntos del cauce. En una curva la máxima velocidad se presenta en las proximidades del margen externo (cóncavo), creando un exceso de presión en la parte más profunda de esta zona, que se resuelve con la generación de una componente del flujo hacia el

margen convexo. La combinación de esta componente lateral del flujo con la componente aguas abajo da lugar a una trayectoria que dibuja un helicoide. Este helicoide tiene una trayectoria superficial hacia el margen externo (cóncavo), donde continúa con sentido descendente y un recorrido ascendente por el margen interno (convexo).

La velocidad máxima del agua en las proximidades del margen externo (cóncavo) del río, hace que dominen aquí procesos erosivos, produciéndose la sedimentación en el margen opuesto del canal (margen interno o convexo). En los ríos meandriformes normalmente domina la carga en suspensión, sin embargo suele existir una cierta proporción de carga de fondo, considerándose entonces como sistemas de carga mixta.

El sedimento más grueso, como carga de fondo, transcurre por la parte más profunda del cauce, mientras que la fracción algo más fina de la carga de fondo puede ser movida en saltación o arrastre por la componente lateral del flujo hasta alcanzar niveles de menor profundidad. La fricción que genera la parte interna de la curva del meandro reduce la velocidad del agua y los detritos se depositan.

En un sistema meandriforme relativamente evolucionado, a una curva del río sucede otra de orientación contraria. Así, en casi todo el río domina el patrón de flujo helicoidal, especialmente cuando el nivel del agua es alto. De este modo se va a producir un patrón de sedimentación muy especial y casi exclusivo, pues los detritos se depositan en una capa inclinada dispuesta sobre el margen de acreción (margen interno) del meandro. Se genera así dentro del río una estratificación cruzada, que a diferencia de otros tipos se ocasiona por un flujo ascendente, y que fue bautizada por Allen (1965) como estratificación cruzada épsilon, cuyo reconocimiento en el registro fósil ha sido utilizado durante muchos años como elemento diagnóstico del modelo fluvial meandriforme. La acumulación de sedimento en el margen de acreción provoca la excavación en el margen contrario.

Así, el río se desplaza lateralmente y de este modo se mantiene la sección transversal aproximadamente invariable. Por tanto, dentro del cauce se produce sedimentación principalmente por acreción lateral.

Por el contrario, en las avenidas, el agua que transporta sedimento en suspensión en la parte alta del cauce puede superar los márgenes del mismo y al dejar de estar confinada pierde velocidad y deposita su carga en la llanura adyacente al canal. Este fenómeno se reproduce en cada situación de desbordamiento, dando lugar a una llanura de inundación en la que se producirá principalmente acreción vertical.

2.8.1.2. Ambientes productores de sedimentación en sistemas Meandriformes y Tipos de depósitos

Conocidos los principales procesos que operan en el sistema meandriforme como consecuencia de la existencia del modelo de flujo helicoidal y de un río de sección transversal asimétrica que eventualmente se desborda, se puede deducir

que van a operar procesos de sedimentación muy diferentes en el río y en su llanura de inundación. Dentro de estos ambientes, la dinámica del sistema fluvial meandriforme permitirá que se produzcan diferentes situaciones darán lugar a la aparición de cuerpos sedimentarios y secuencias de litofases específicas de las características del río en: plena actividad, en fase de abandono, depósitos de sedimentos cuando se presenta desbordamiento y canales de chute, figura 2.16. A continuación se explicarán algunas de estas características.

a) Depósitos de canal activo.

Como consecuencia del modelo de flujo descrito, en el río meandriforme existe un margen, el cóncavo o externo, sometido principalmente a erosión y otro, el convexo o interno, donde se produce la sedimentación. No obstante, en ambos márgenes operan procesos erosivos y deposicionales.

a.1) Margen de erosión.

Los procesos erosivos en el margen cóncavo dependen de las características geotécnicas del material sobre el que se encaje el río. Cuando se trata de sedimentos lutíticos de llanura de inundación, éstos suelen presentar una gran cohesividad, haciéndose así resistentes a la erosión.

Suelen disgregarse en una serie de bloques separados por superficies curvas orientadas sub-paralelamente al margen. Estos bloques caen al fondo del cauce, donde son reelaborados por el agua, dando lugar a un depósito de abandono. Con el desplazamiento lateral del río hacia el margen de erosión, los bloques deslizados acaban por disgregarse totalmente.

a.2) Margen de acreción lateral: la Barra de Meandro.

En el margen interno y convexo de la curva de un meandro se produce la principal acumulación de sedimentos debido al proceso de acreción lateral, dando lugar a lo que se conoce como una barra de meandro o barra en punta (point bar) donde se genera una situación teórica de máxima descarga con desarrollo del patrón de flujo helicoidal a lo largo de toda la curva fluvial.

La disminución paulatina de energía que experimenta el flujo al ir ascendiendo sobre el margen convexo del canal va generando sobre éste un depósito de energía decreciente hacia arriba, que se traduce en una disminución vertical del tamaño de la partícula y en la aparición de estructuras sedimentarias que indican un régimen de flujo cada vez con menor capacidad de fricción hacia arriba.

Al presentarse el gasto máximo, una parte del agua puede canalizarse a través de una de estas depresiones, arrastrando parte de carga de fondo y erosionando parcialmente la parte alta de la barra. Generándose así un río de menor curvatura que la depresión sobre la que se inicia, conociéndose como canal de chute (también llamado canal subsidiario), figura 2.16. Al conectarse de nuevo con el río principal aguas abajo, puede depositar la carga que arrastra, dando lugar al desarrollo de una barra de chute.



Figura 2.16 Cinturón de meandros en el río Williams, Alaska. En situación de crecida que muestra la fotografía parte del flujo transcurre por canales de Chute. (Foto, N. D. Smith)

b) Mecanismos de abandono.

Alien (1965) propuso dos mecanismos a través de los cuales se suele producir el abandono de un río meandriforme de un modo gradual o brusco.

b.1) Abandono gradual.

La primera posibilidad, conocida como chute cut off desencadena cuando, después de una avenida, parte del flujo empieza a transcurrir por una de las depresiones situadas entre los cordones de meandro de la parte alta de la isla y, progresivamente, un mayor volumen de flujo se va trasladando a este nuevo canal (canal de chute) con la disminución gradual del flujo en el antiguo río principal, que se va abandonando progresivamente hasta quedar inactivo.

Por encima de los depósitos de canal activo descritos en el apartado anterior aparece un paquete de espesor considerable formado por arena con estructuras sedimentarias que indican claramente una menor energía, frecuentemente ripples de corriente, figura 2.17. Cuando el río se vuelve totalmente inactivo pasa a constituir un lago en la llanura de inundación denominado lago en yugo (oxbowlake), que se rellena por un paquete lutítico de sedimento de decantación procedente del desbordamiento del río activo en su nueva ubicación. Esta capa lutítica, cuya base dibuja la morfología del fondo del río residual, recibe el nombre de tapón de arcilla (clayplug).

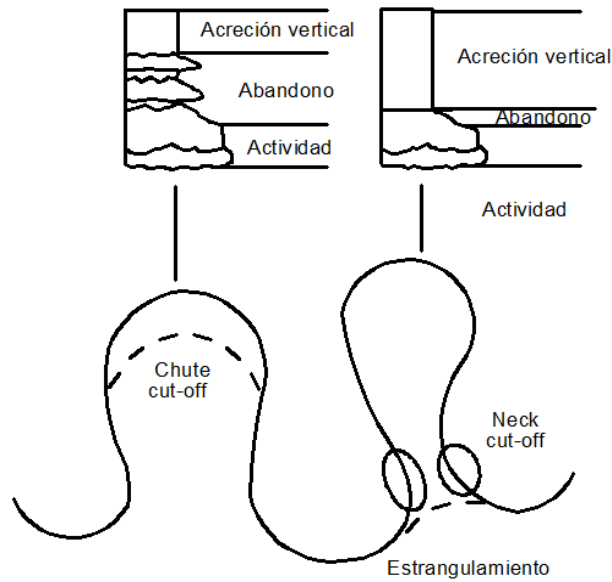


Figura 2.17 Modalidades de abandono del río meandriforme y secuencias resultantes de su relleno progresivo. Walker 1984. Arche, 2010.

b.2) Abandono brusco.

El abandono brusco ocurre normalmente cuando dos meandros del mismo canal orientados en el mismo sentido llegan a conectar entre sí. Esto puede ocurrir al progresar el desplazamiento lateral de los ríos, y en general cuando la curva de un meandro supera los 180°. Se produce así un estrangulamiento del río (neckcut off) y la curva completa entre las dos que conectan queda abandonada, formándose al igual que en el caso anterior, un lago de oxbow, aunque en este caso más grande. En el proceso de abandono brusco, la velocidad del flujo en el tramo del río abandonado disminuye hasta cero de manera muy rápida.

Existe otra posibilidad de abandono brusco: el proceso de avulsión (Kraus, 2001; Stouthamer, 2001). La permanencia durante un periodo prolongado de tiempo del cinturón de meandros en una misma posición del valle hace que los desbordamientos pequeños del río, acumulen sedimento especialmente en sus orillas. Esto permite también la acreción vertical sobre el fondo del canal, hasta el punto de que puede llegar a situarse más alto que la superficie de la llanura de inundación. Así, después de un desbordamiento importante se puede producir una avulsión, con instalación del cinturón de meandros en la posición más deprimida de la llanura de inundación, quedando totalmente inactivo el antiguo cinturón aguas abajo del punto de avulsión y en una situación topográfica más elevada (figura 2.18).

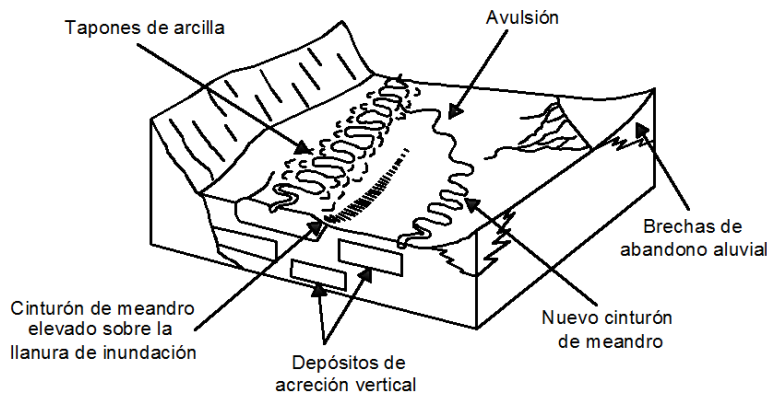


Figura 2.18 Agradación de la llanura de inundación en ríos sinuosos. Allen, 1965. Arche, 2010.

2.8.1.3. Variaciones al modelo sedimentario Clásico

Muchos ríos meandriiformes difieren en su funcionamiento del modelo clásico anteriormente descrito. Dicho modelo se estableció para condiciones de descarga, desarrollo completo de flujo helicoidal y transporte de carga tractiva arenosa y carga en suspensión lutítica. Los cambios en estas condiciones se reflejan tanto en la morfología del cauce como en la distribución del tamaño de la partícula y de las formas del lecho, y en consecuencia de las secuencias resultantes. Las variaciones al modelo clásico más destacables son:

- Muchos ríos meandriiformes sufren modificaciones periódicas en la descarga, quedando reflejadas en la morfología del cauce y en sus depósitos. De este modo algunas islas de meandro desarrollan perfiles escalonados relacionados con distintas situaciones en la descarga. En este caso se diferencian dos niveles topográficos separados por un río somero. La estratificación cruzada en surco domina la secuencia por encima y por abajo del escalón, el limo depositado durante la etapa de caída de la descarga cubre la base del río somero y los tamaños mayores de partículas se depositan hacia la parte alta de la barra de meandro. Todo ello produce algunas diferencias respecto de la secuencia partícula-decreciente descrita como característica del modelo clásico figura 2.19.

Los aspectos antes citados cobran especial significado en ríos meandriiformes que transportan una carga de sedimento de partícula gruesa (coarse-grained meandering rivers). Estos presentan barras de meandro complejas, con varios niveles topográficos, disectadas por ríos subsidiarios (ríos de chute). Estos ríos aparecen sobre la barra de meandro y son, por tanto, más activos en alta descarga, cuando el flujo se divide a través de la barra. Algunos de estos ríos se

van encajando en sucesivas fases de inundación hasta que capturan la descarga de forma permanente y el río principal queda abandonado.

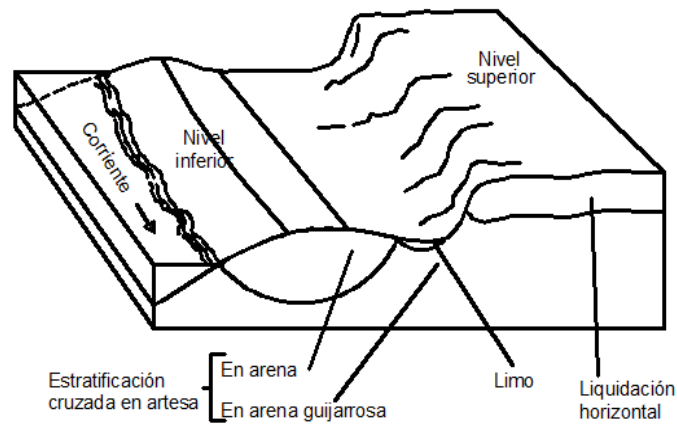


Figura 2.19 Barra de meandro escalonada con dos niveles topográficos Río Red (Lousiana). Tomado de Harms et al 1963. Arche, 2010.

En su extremo de aguas abajo o distal, los ríos de chute se hacen más someros, terminando en una rampa que forma parte de la superficie principal de la barra de meandro (figura 2.20) (Jordán y Prior, 1992), o en una barra de chute en estos ríos. Durante los períodos de avenidas, el flujo circula siguiendo dos trayectorias principales: una que sigue el thalweg y otra que atraviesa la superficie de la barra de meandro, excavando ríos subsidiarios. La expansión del flujo a la salida de estos ríos produce el depósito y la formación de barras de chute con caras de avalancha bien definidas de hasta 2-6 m. de altura.

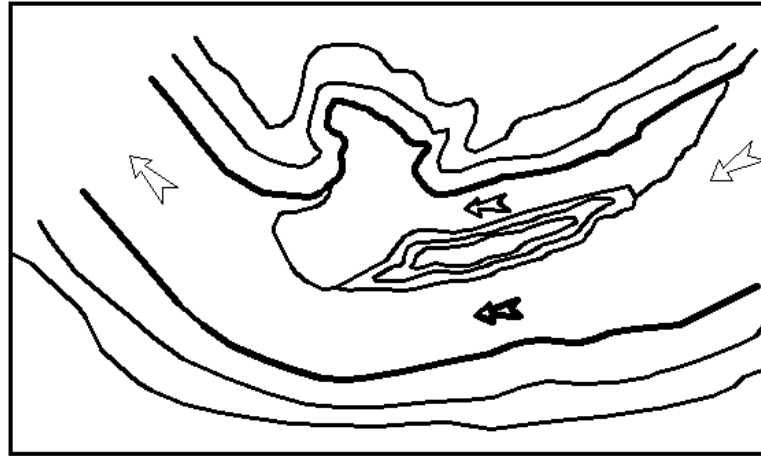


Figura 2.20 Barra de meandro en el río Mississippi mostrando un río de chute, su rampa de chute asociada y un cauce abandonado. En la sección se observa la relación entre el río de chute, su rampa y la estructura interna resultante. También se puede observar el lodo depositado en la parte alta de la barra de meandro y en el cauce chute. Tomado de Jordan y Prior, 1992. Arche, 2010.

- Desde la aparición de los trabajos de Bagnold (1960) y de Leeder y Bridges (1975) existen dudas sobre la aplicabilidad del modelo de flujo helicoidal simple en la curva del meandro. Para curvaturas elevadas :

$$\frac{r m}{w} < 2 \quad \text{Ecuación (2.4)}$$

Donde:

r m radio de curvatura de la línea media del canal
w ancho del río

Se produce una separación de flujo en el extremo situado aguas abajo de la barra de meandro. Este fenómeno es el responsable del depósito de parte de la carga transportada en suspensión (arena fina, limo y arcilla) en el interior del cauce, ya sea en forma de bancos cóncavos o de barras de scrolla. La formación de este tipo de depósitos contradice la idea de que los depósitos de ríos están exclusivamente formados por carga tractiva. Además, la existencia de sedimentación en los márgenes cóncavos contradice el esquema teórico de la dinámica de los meandros, demostrando que la acreción lateral no se produce exclusivamente en los márgenes convexos.

Seguendo a Jackson (1978), el grado de aplicabilidad del modelo clásico, y especialmente la secuencia partícula-decreciente depende en gran manera de

la granulometría de la carga de sedimento transportada, pudiendo diferenciarse cuatro tipos de corrientes meandriformes (Miall, 1985) (figura 2.21):

- ✓ Ríos meandriformes con una carga esencialmente lutítica (muddy, fine-grained meandering rivers).
- ✓ El modelo clásico de río meandriforme, con carga tractiva arenosa y carga en suspensión lutítica (mixed-load meandering rivers).
- ✓ Ríos meandriformes con una carga tractiva integrada por arenas gruesas y gravas (coarse-grained meandering rivers).
- ✓ Ríos meandriformes con una carga tractiva dominada por grava (gravelly meandering rivers).

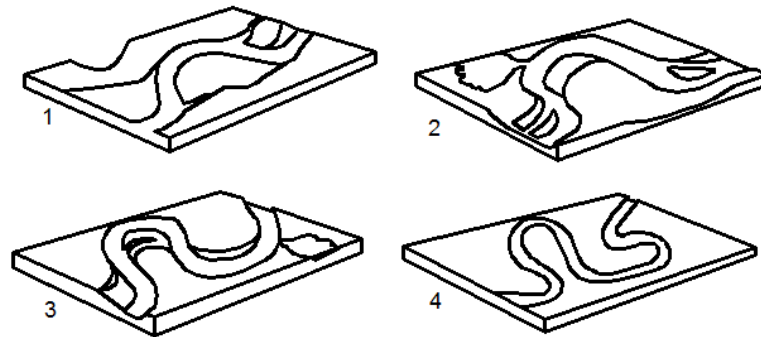


Figura 2.21 Modelos de corrientes meandriformes: 1) con carga tractiva dominada por grava; 2) con carga tractiva integrada por arena gruesa y grava; 3) modelo clásico con carga tractiva dominada por arena y carga en suspensión lutítica; 4) con carga esencialmente lutítica. Tomado de Miall 1985. Arche, 2010.

Los ríos meandriformes del primer tipo se caracterizan por una carga de sedimento integrada por arena fina, limo y arcilla. Las formas del lecho más abundantes son los ripples.

Los ríos meandriformes que transportan grava tienden a desarrollar valores de sinuosidad más bajos que los arenosos y pueden llegar a ser gradacionales con los de baja sinuosidad caracterizado por el desarrollo de barras laterales.

2.8.2. Ríos Anastomosados

Las corrientes fluviales anastomosadas, se caracterizan por presentar un entramado de estrechos ríos que se conectan y desconectan entre sí. A diferencia de los sistemas trenzados, estas bifurcaciones y confluencias se suceden valle abajo a distancias que superan en muchas veces el ancho de los cauces. Un rasgo característico de estos sistemas, a diferencia de los trenzados y de los meandriformes, es la gran estabilidad de los ríos, que suelen desarrollar diques muy continuos en ambos márgenes (figura foto río).

Los cauces anastomosados normalmente aparecen en zonas de muy poca pendiente de las cuencas aluviales, tales como ciénagas, marismas o llanuras deltaicas, donde se dan condiciones de gran humedad, lo que mantiene activos a muchos ríos y permite al mismo tiempo un gran desarrollo de vegetación, que ayuda a estabilizar sus márgenes no obstante, Rust y Legun (1983) describen la aparición de un patrón fluvial anastomosado en un contexto climático árido, como consecuencia de una importante disminución de la descarga en un sistema aluvial que previamente fue trenzado.



Figura 2.22 Río Anastomosado. Internet

3. AFORO Y CÁLCULO DE SEDIMENTOS

Las obras hidráulicas son elementos estructurales construidos por el hombre con objetivos en específico, pudiéndose clasificar en dos grandes tipos:

- Conductos.
- Presas.

En el caso de los conductos su objetivo es trasladar el agua desde un punto A hasta un punto B, cumpliendo las necesidades de:

- Irrigación de una zona de plantación.
- Abastecimiento de agua potable o susceptible de potabilización a una población.
- Desalojo de agua residual de una población.
- Desvío de cauce de manera temporal o permanente
- Conducción de agua excedente de alguna zona.

En el caso de las Presas:

- Almacenamiento de agua para riego y consumo humano
- Generación de energía eléctrica.
- Derivación del agua de un cauce.
- Proporcionar protección y control de corrientes.
- Formación de lagos artificiales.

Para ambas estructuras, se estudia la posible sedimentación ya que la acumulación del mismo provocará una pérdida de área hidráulica, por lo que se vuelve importante prever la cantidad de sedimentos que serán retenidos, el tipo, las características granulométricas, la composición, la distribución espacial en el tiempo y su comportamiento.

La cantidad de sedimentos aportados depende de la cubierta vegetal en la zona, la granulometría de las partículas sujetas a erosión y tipo de suelo. Estos parámetros estarán en función de la cuenca en estudio. La cantidad de aporte al cauce puede variar dentro de la misma cuenca ya que los factores que contribuyen a la producción son variables.

Son muchos los estudios previos para determinar la prefactibilidad de un proyecto pero resulta esencial la estimación teórica de los mismos que serán aportados durante la vida útil del proyecto. Actualmente se cuenta con modelos matemáticos y representaciones tridimensionales, de la aportación de sedimentos en el futuro, así como su distribución temporal y espacial, sin embargo, estos modelos necesitan ser alimentados con datos medidos para la correcta calibración obteniéndose resultados cercanos a la realidad.

3.1. MEDICIÓN DE SEDIMENTOS

Es importante conocer el tipo de erosión, movimiento de las partículas, depósito de los mismo en el suelo, corrientes, y almacenamientos, para ello será necesario aforar el sedimento transportado.

El aforamiento permitirá:

- Evaluar el volumen de sedimento arrastrado en una cuenca, considerando las diferentes condiciones de geología, suelo, clima, precipitación, topografía, cobertura vegetal, densidad de drenaje y uso del suelo.
- Estimar en el tiempo la concentración del sedimento y el grado de transporte de las corrientes.
- Evaluar la erosión y depósito del sedimento en el sistema de drenaje.
- Conocer la cantidad y granulometría del sedimento que entra a un cuerpo de agua para diferentes condiciones del flujo.
- Encontrar la relación entre el sedimento y la calidad del agua.

Para poder cumplir con lo señalado, se requiere de un conocimiento detallado de las técnicas para el aforo del sedimento, del análisis y preparación de los registros para su posterior uso. La obtención de esta información es costosa, si se compara con otra clase de datos, por lo que es esencial utilizar el instrumento y la técnica de aforo ideales para el caso en estudio.

Los sedimentos son trasportados por una corriente desde el origen hasta una zona de sedimentación.

3.1.1. Concepto de carga Total, carga de fondo y carga en suspensión.

Se definirá como carga total a la cantidad de sedimentos trasportados, dividiéndose en dos:

- Carga de suspensión que está compuesta por la carga de lavado que se encuentra totalmente en suspensión y el material arrastrado cerca del fondo pero que se encuentra suspendido, generalmente es del tipo cohesivo.
- Carga de fondo compuesta de arenas y gravas que son trasportadas cerca del fondo del río o almacenamiento.

La suma de la carga de suspensión y la de fondo dan la carga total trasportada.

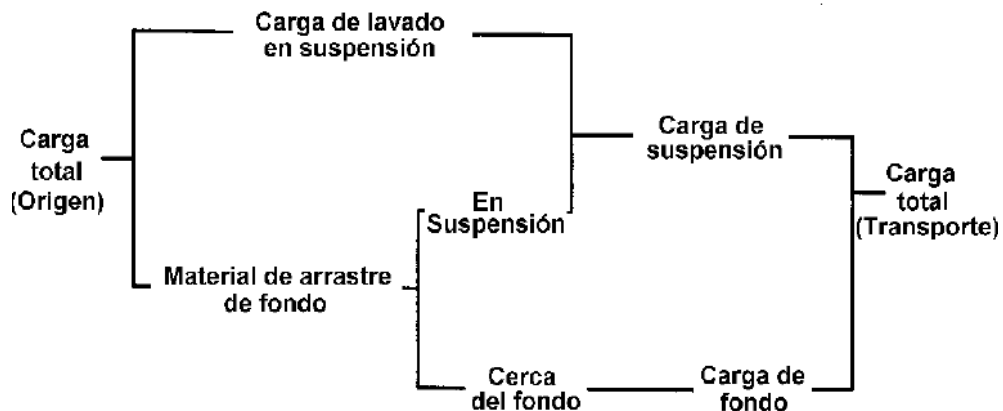


Figura 3.1 Clasificación de cargas de los sedimentos.

3.1.2. Velocidad local.

En un corte transversal del cauce se sabe que la velocidad es altamente cambiante, dependiendo principalmente del área y gasto transportado, por lo que no existe una sola velocidad en toda la sección, por ello los sedimentos son transportados en diferentes zonas y cantidades.

Para la medición del sedimento transportado en una sección se tomará en cuenta la distribución de velocidades, siendo directamente proporcional la cantidad de sedimento y su tipo a la velocidad de la sección como se puede ver en la figura 3.2.

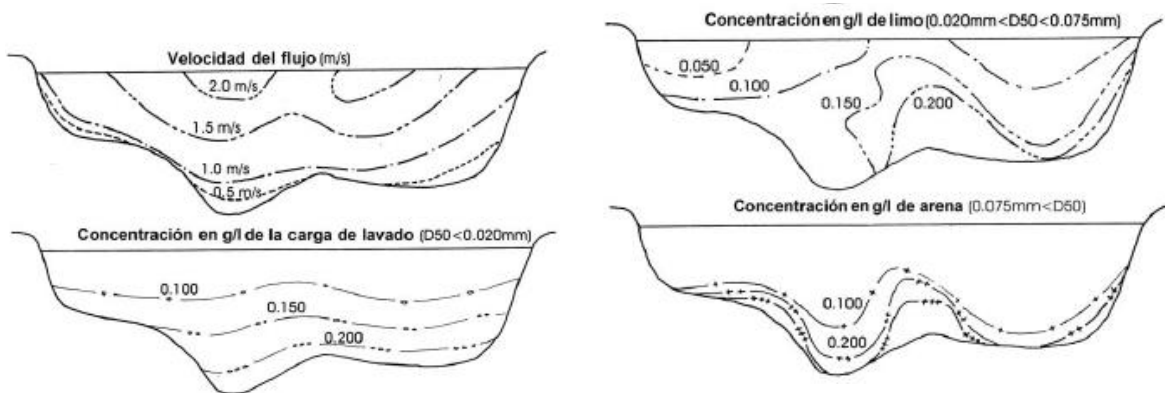


Figura 3.2 Distribución de velocidades en la sección transversal del río.

Para evaluar el efecto de la velocidad local se tendrá que medir la misma en toda la sección transversal del sitio de estudio, además es necesario conocer las áreas y gasto de cada dovela con el fin de realizar una representación de las líneas de igual velocidad y para que posteriormente sean correlacionarlas con los sedimentos medidos.

La metodología recomendada para obtener las variables antes citadas, es la de Sección-Velocidad la cual en términos generales plantea el dividir el área total de la sección transversal en dovelas, en cada una de las cuales se medirá la velocidad con ayuda de un molinete, el cual se colocará al 60% del tirante o al 20 y 80% del mismo si el ancho de la dovela lo permite.

Finalmente se podrá conocer el gasto empleando la ecuación de continuidad.

Una vez que se determine la velocidad, se continuará con la medición de los sedimentos.

3.2. MEDICIÓN DE CARGA DE LAVADO

En general, se componen por una boca, un contenedor y un cuerpo exterior hidrodinámico. Dependiendo de la zona y el tipo de sedimento que se desea medir serán las formas y dimensiones.

La carga de lavado se mide desde la superficie y puede tener dos tipos de mediciones: instantáneas e integradas.

a) Mediciones instantáneas.

Estas mediciones se caracterizan por tomar la muestra en un periodo corto de tiempo, su finalidad es atrapar en un volumen de la mezcla agua-sedimento. Es útil en estudios donde las velocidades y fluctuaciones turbulentas son bajas.

El principio de operación es muy sencillo (Brea, Balochi, 2010). Consiste en descender un recipiente abierto, en posición vertical u horizontal, al sitio donde se va a muestrear e inmediatamente se acciona algún mecanismo que cierre el recipiente y por tanto se captura un volumen de 1 a 5 litros. Para descender el equipo en aguas de poca profundidad se utilizan barras, mientras que en aguas de mayor profundidad se requiere de cables o cuerdas.

Un muestreador horizontal típico es el presentado por Jakuschoff en 1932, el cual consiste de un cilindro hueco de dos placas y de un dispositivo que accione las placas y de barras para su operación. Este tipo de muestreadores ha sido utilizado en Suiza; otro de diseño similar presentado por Joukowsky ha sido utilizado en Rusia y el Sonde de Collet en Francia.

Un muestreador vertical típico es el presentado por Jakuschoff en 1932, con un arreglo similar al del aforador horizontal en 1940. Otros diseños similares son el "muestreador Eakin", descrito por Johnson (1940), y el "Polish Hydrographical Institute", mencionado por Jarocki en 1963.

b) Mediciones integradas.

Estas mediciones toman un volumen de la mezcla agua-sedimento a lo largo de una distancia o período de tiempo. Estas mediciones son las indicadas cuando las variaciones de velocidad y turbulencia pueden causar alteraciones importantes en el sedimento transportado en un periodo de tiempo corto. Se efectúan en un punto o a lo largo de una línea vertical.

La muestra se toma moviendo el instrumento recolector a velocidad constante sobre una vertical. Se hace descender y ascender a través de la corriente a velocidad constante hasta alcanzar el fondo; luego se sube hasta la superficie. El resultado es una muestra cuya cantidad en cualquier profundidad está proporcionalmente relacionada con la velocidad (o caudal) en esa profundidad. La duración de la operación se determina por el tiempo requerido para llenar el instrumento recolector. En general, la velocidad de descenso del equipo de muestreo no debe exceder el 40% de la velocidad media del flujo, para evitar que se formen ángulos pronunciados entre la boquilla y el flujo.

En una sección transversal al escurrimiento se obtiene un determinado número de muestras a partir de las cuales se afora la carga total de sedimentos suspendidos en dicha sección.

3.2.1. Aforadores

La Interagency Committee on Water Resources (1963), desarrolló los muestradores US-U, US-P y US-D.

a) Aforadores tipo US-U.

El muestreador más sencillo es el US-U, consta de un recipiente de 1/8 de galón; con orificios de admisión de la muestra y expulsión del aire de 3/16" de diámetro interno. Están fabricados de cobre y orientados de manera horizontal o vertical en cuanto a la dirección de sus conductos.

Cuando la admisión del flujo está dispuesta de manera vertical ocurren menos fallas por la posible obstrucción de desechos y depósitos de sedimentos, que cuando está orientada de forma horizontal, por lo que se recomienda utilizar conductos dispuestos horizontalmente cuando la corriente transporta tamaño de sedimento superior a 0.062 mm. A pesar de sus limitaciones, los muestreadores US-U, se utilizan para tomar muestras integrales en sitios donde no se cuenta con una estación de aforo.

Las limitaciones que presenta este instrumento son:

- a) En su operación, la velocidad del flujo y la turbulencia alteran la presión efectiva en la entrada de la boquilla.
- b) En el muestreo, al realizarse en sitios cercanos a la superficie del flujo, en los márgenes, pilas o estribos, los ajustes teóricos de la distribución de la concentración de sedimentos verticales y horizontales no son del todo confiables debido a la presencia de esos obstáculos.

b) Aforador tipo US-P.

Los muestradores del tipo US-P pueden ser utilizados para capturar una muestra que represente la concentración media del sedimento en cualquier punto de la corriente y que el sitio no esté cercano al lecho, también son útiles para el muestreo continuo. Conforme es capturada la muestra a través de una boquilla, el aire contenido en el recipiente es expulsado al funcionar la cámara compensadora de presión alojada en el muestreador.

Este muestreador está equipado de un juego de boquillas que han sido calibradas para un determinado tipo y serie de muestreadores que tienen características físicas similares. Las boquillas son torneadas interna y externamente para garantizar que la velocidad de entrada del agua en el muestreador no difiera más allá del tres al cinco por ciento con respecto a la velocidad que la corriente tiene en el sitio de muestreo. Se ha visto que cuando se modifica la

velocidad se provoca un error en la concentración de la muestra, especialmente para tamaños de partículas en el rango de las arenas.

La importancia de utilizar una boquilla adecuada en el muestreador es relevante, el no poder emplearla obedecerá a:

Las trayectorias de las líneas de corriente para el agua y aire son diferentes, produciendo una resistencia al flujo diferente.

La carga hidráulica diferencial entre la boquilla, por la que pasa la muestra, y el conducto para liberar el aire del recipiente son diferentes.

Por lo anterior, se recomienda no intercambiar boquillas, ya que en caso de hacerlo dará lugar a que la velocidad en el muestreador sea incorrecta, y por tanto también los datos de la concentración del sedimento y su distribución granulométrica no será confiable.

En general las boquillas de diferente diámetro y longitud, se escogen en función de la velocidad y profundidad de la corriente. En ocasiones, la selección puede hacerse en función de la capacidad del recipiente.

c) Aforadores tipo US-D.

Estos muestreadores son similares a los puntuales, la diferencia entre ambos estriba en que este aforador no dispone de una válvula de control, es decir, está diseñado para acumular agua-sedimento solo libera el aire contenido, conforme desciende hasta alcanzar el fondo y posteriormente cuando asciende hasta la superficie. El dispositivo solo es útil para cubrir las distancias con una velocidad constante. Para profundidades menores de 4.5 m, la integración de la profundidad se realiza en los dos sentidos; para profundidades entre 4.5 y 9.0 m la integración de la profundidad se realiza en un sentido; cuando la profundidad es mayor a los 9.0 m se requiere que la integración de la profundidad se realice por partes con un muestreador que disponga de una válvula de control. Para cada una de las condiciones de muestreo será necesario seleccionar la boquilla indicada, a efecto de que la velocidad en su entrada sea similar a la del flujo.

d) Muestreador delft.

Un equipo diferente a los del tipo US-D es el conocido como "Botella de Delft" (Figura 6), diseñada en el laboratorio del Delft, Holanda. El equipo presenta la menor resistencia posible al flujo por su forma aerodinámica, permitiendo a través de su boquilla con diámetro de 0.022 m el paso de la muestra, reteniendo en su interior el sedimento y liberando al exterior el agua. El sedimento atrapado es a su vez medido en una probeta.

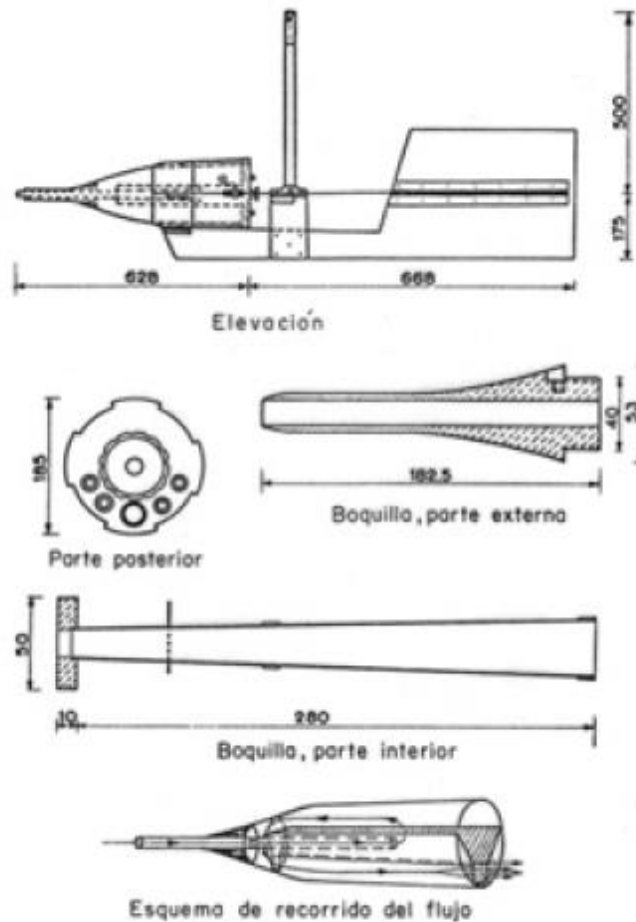


Figura 3.3 Muestreador integral de profundidad, botella de delft.

e) Muestreadores integrales de registro continuo.

La presencia de partículas sólidas en suspensión da lugar a que el agua sea menos translúcida; este efecto ha dado origen al diseño de muestreadores automáticos y de registro continuo en donde, los más recientes son los desarrollados en Inglaterra por el Research Department of the British Transport Docks Board (1969) para emplearse en campo y en laboratorio.

Sin embargo, no es posible medir directamente la concentración de un modo continuo. Las mediciones más típicas que se realizan se basan en la presencia de cambios:

- a) En la intensidad de la luz.
- b) En la conductividad eléctrica.
- c) En el sonido.

Estas mediciones se correlacionan con la concentración de sedimentos.

El instrumento más utilizado generalmente es el medidor de turbiedad o "turbidímetro", cuyo funcionamiento se basa en la suposición que el agua con alta concentración de sedimentos es menos transparente. La turbiedad es una medida de esta propiedad óptica que inhibe la transmisión de la luz a través de la mezcla agua-sedimento por los fenómenos de dispersión y absorción, operan generalmente mediante una célula fotoeléctrica.

Los turbidímetros de atenuación miden la pérdida de intensidad de un rayo delgado paralelo que pasa a través de una longitud conocida en la mezcla agua-sedimento. Estos instrumentos suelen subestimar el efecto de atenuación. Los turbidímetros nefelométricos miden la luz dispersada en un cierto ángulo (habitualmente de 90° o 180°) con respecto al rayo emitido. Los registros resultantes necesitan ser calibrados contra valores medidos de concentración puntual antes de que puedan ser transformados en un registro continuo. Es probable que esta calibración se modifique con el paso del tiempo.

Otro instrumento empleado es a través de una bomba automática, este instrumento permite tomar muestras automáticamente en intervalos durante un período de tiempo; habitualmente se instala en una estación de aforo, cuando se desean obtener registros de largo plazo. El equipo bombea muestras de la mezcla agua-sedimento desde el río a un conjunto de botellas (normalmente 24 para un único instrumento). La operación de bombeo puede programarse para que se produzca a intervalos de tiempo determinados, o en respuesta a cambios de la altura hidrométrica.

Oportunamente las botellas se retiran y reemplazan por otras vacías, y las muestras se llevan a laboratorio para su análisis. Como las muestras se captan en un punto, puede ser necesario calibrar el resultado contrastando con muestras obtenidas a lo ancho de la sección transversal para que se pueda aplicar un factor de corrección. Este equipo requiere de mantenimiento periódico, el cual incluye el reemplazo de la batería.

En el laboratorio las muestras de la mezcla agua-sedimento se filtran, y el sedimento se seca. La concentración de sedimentos se calcula normalmente como la relación entre el peso seco de las partículas y el peso o volumen total de la mezcla. Las unidades estándar en que se expresa la concentración son mg/l y ppm, relacionadas entre sí mediante la siguiente expresión:

$$C(\text{ppm}) = \frac{(\gamma_{\text{agua}})(10^6)}{r} \quad \text{Ecuación (3.1)}$$

Donde:

r Peso específico de la mezcla agua-sedimento expresada en las mismas unidades

En grandes ríos, en los que la concentración cambia poco a lo largo del día, una muestra única instantánea puede transformarse en descarga diaria de sedimentos en suspensión usando la expresión:

$$Q_{ss} = 0.0864(Q_d)(C_t)$$

Ecuación (3.2)

Donde:

Q_{ss} Gasto sólido en suspensión (toneladas/día),

Q_d Gasto medio diario (m³/s)

C_t Concentración de sedimentos en suspensión (mg/l).

También suelen realizarse otros análisis que incluyen distribución de tamaños de granos, velocidad de caída y composición mineralógica.

3.3. MEDICIÓN DE LA CARGA DE FONDO

El objetivo es medir el peso o volumen de sedimento que pasa a través de una sección transversal de la corriente, por unidad de tiempo y por unidad de ancho. El peso requerido es habitualmente el peso seco, pero inicialmente puede determinarse como peso seco, húmedo o peso sumergido. El volumen generalmente es el global (es decir, volumen de granos y poros), mientras que el peso se refiere sólo al de las partículas.

Las mediciones directas del transporte de carga de fondo son complejas por lo que no se ha estandarizado un procedimiento. La medición precisa no es posible debido al movimiento de la arena en el fondo, a la naturaleza episódica del movimiento de las partículas individuales (y en realidad del transporte mismo de sedimentos) y a la dificultad de captar todas las fracciones de tamaño presentes (arena, grava, guijarros) con el 100% de eficiencia.

Las técnicas disponibles en general han sido diseñadas para los extremos de los rangos de tamaño de partículas o grueso (grava) o fino (arena), pero no para mezclas de las mismas. En consecuencia existen dificultades particulares en el muestreo de cargas de fondo, en las cuales las proporciones de arena, grava y guijarros varían constantemente. Además, la fracción de arena puede moverse como carga de fondo bajo determinadas condiciones del escurrimiento, y como carga en suspensión bajo otras.

Los sitios de medición deben elegirse para que el sedimento obtenido sea representativo tanto de la cantidad como del tamaño de los materiales que son transportados a lo largo del cauce. El mayor transporte de carga de fondo se produce durante la ocurrencia de los máximos gastos, y por lo tanto requiere ser medido durante esos períodos.

Un esquema de muestreo adecuado (por ejemplo para construir curvas de descarga) involucra mucho tiempo además de los altos costos, por lo que suele

ser reemplazado por estimaciones más sencillas. Una de ellas consiste en calcular el transporte de carga de fondo como el 10% de la carga en suspensión en ríos de llanura con fondos de arena. Sin embargo ese valor podría ascender a 50% en ríos de montaña con lechos de material grueso (Bathurst).

Un instrumento que capte la carga de fondo ideal debería atrapar partículas grandes y pequeñas con la misma eficiencia, sin alterar el patrón natural del flujo ni el movimiento de las partículas. Sin embargo se considera satisfactoria una eficiencia entre el 60-70%.

El valor de los sedimentos de fondo se puede obtener a través de: mediciones directas, indirectas o aplicación de fórmulas.

3.3.1. Mediciones directas.

a) Muestras o trampas.

Este tipo de medidor se utiliza en estructuras relativamente pequeñas como son, por ejemplo, los desarenadores que atrapan el material que se mueve en el fondo, mediante unas muescas, ranuras o trampas construidas en el fondo del canal. El producto del material atrapado, será removido hidráulicamente por gravedad o por bombeo para su cuantificación.

b) Muestreadores de sedimento.

El arrastre de fondo variará rápida y erráticamente tanto en el tiempo como en el ancho del cauce debido a que no es constante la geometría a lo largo del río. Por lo que resulta necesario manejar numerosos muestreos a lo largo del tiempo y espacio. Sin embargo, se presenta el inconveniente que durante este periodo las condiciones del flujo pueden cambiar considerablemente por lo que medir durante periodos cortos de tiempo no proporcionará registros representativos.

Los dispositivos de este tipo desarrollados hasta la fecha, están limitados en su uso ya que permiten muestrear sólo un rango de tamaños dentro de ciertas condiciones hidráulicas. Esto debido a que no pueden orientarse y mantenerse en una posición estable dentro del flujo lo cual ocasiona que se modifiquen las líneas de corriente del mismo. Ante tales efectos se hace necesario determinar el coeficiente de ajuste del equipo. Esto no es fácil de obtener, si no se dispone en el laboratorio de un canal de pendiente variable.

Los muestreadores de arrastre de fondo pueden ser clasificados de acuerdo a su diseño o principio de operación en dispositivos de canasta, de paneles y de foso a cárcava.

b.1) Dispositivo de canasta.

Están formados por un recipiente permeable, captando el material de arrastre una vez que el dispositivo hace contacto con el lecho, accionando una compuerta que al izarse el equipo se cierra, una vez que se ha registrado el

tiempo que dura el muestreo. El agua y el material sólido, al pasar por la entrada del muestreador, experimentan una reducción en su velocidad que ayuda a que el material sea depositado en su interior.

Este tipo de muestreadores presentan una alta resistencia al flujo, así como un incremento en la entrada y una reducción en su velocidad. Por ello también se les conocen como muestreadores de presión diferencial.

Un muestreador típico es el conocido con el nombre de muestreador de Muhlohofer, diseñado y utilizado en Austria por Muhlhofer para medir el arrastre de la capa de fondo en ríos; en donde este equipo tiene una eficiencia del 40 al 60%. Existe también el muestreador de Arnhem, diseñado en el laboratorio del Delft, Holanda (1968) para arenas y gravas. Otro muestreador desarrollado por Vinckers (1953) en Holanda es el conocido con el nombre de muestreador Sphinx. La eficiencia de los últimos dos muestreadores, según Novak (1969) es alta, y en ciertos casos llega a ser del 100%.

b.2) dispositivos de paneles.

Los muestreadores de este tipo presentan longitudinalmente una sección en forma de cuña (Figura 12a), y se colocan en el lecho de la corriente exponiendo la menor área de la cuña, al flujo consiguiendo con ello una menor resistencia al mismo. En su operación el material que penetra al moverse por la parte superior del mismo, va llenando los paneles por el peso propio del material. Este tipo de muestreador causa obstrucción al flujo, y por tanto se recomienda utilizarlo en corrientes con baja velocidad y poco arrastre. Para usarlo se hace previamente una determinación de su eficiencia mediante su calibración en el laboratorio.

El muestreador diseñado por el Scientific Research Institute of Hydrotechnics (1968) en Rusia (Figura 12b), es similar al diseñado por Polyakov, la diferencia consiste en que en la parte superior del muestreador lleva una guía que coayuda en el atrape del material arrastrado en el fondo. Shamov (1968) reporta que la eficiencia de éste muestreador alcanza un valor del 75%, mientras que con el propuesto por Polyakov sólo es del 46%.

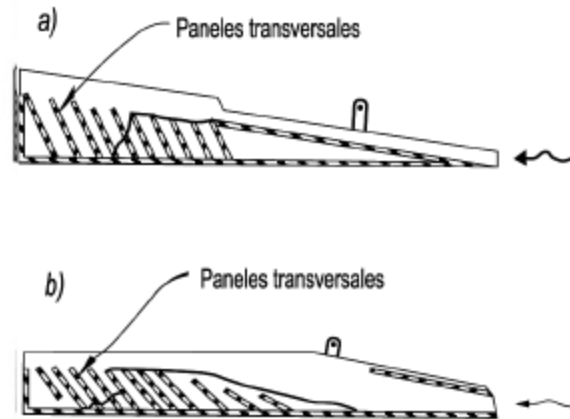


Figura 3.4 Muestreador de a) fondo (polyakov) y b) de paneles Scientific Research Institute of Hydrotechnics

b.3) Dispositivo de foso a cárcava.

En ocasiones es conveniente muestrear el fondo en forma continua, para ello conviene construir un foso o cárcava que capte y acumule el material arrastrado, y posteriormente extraerlo mediante algún mecanismo (por ejemplo, con un equipo de bombeo) para cuantificarlo en el tiempo. Un muestreador semi-portátil de este tipo fue sugerido por Hubbell.

Los muestreadores desarrollados por la Interagency Committee on Water Resources son del tipo US BM, permiten obtener el material dos pulgadas por arriba del lecho sin perder material fino.

3.3.2. Mediciones indirectas.

a) Métodos convencionales.

Métodos como el de Einstein (1950), el de Einstein modificado, presentado por Colby y Hembree (1955), y el de Laursen (1958), sirven para calcular el arrastre de fondo como una parte del transporte total. Otros criterios como el de Kalinske (1947), Meyer Peter y Müller (1948) y el de Colby (1957), evalúan sólo el arrastre de fondo, pero requieren del conocimiento de la composición del material que forma el lecho lo cual, se hace por medio de muestras que se toman del lecho del cauce.

Los muestreadores convencionales o nucleadores utilizados para obtener las muestras del lecho difieren de aquellos que permiten cuantificar el arrastre de fondo. Los de cucharón y de draga, presentan el inconveniente de que el material se pierde al izarlos a la superficie del agua. En cambio con el desarrollado por la Interagency Committee on Water Resources, es posible muestrear penetrando en el lecho a diferentes profundidades.

b) Método sonoro.

Al producirse el arrastre de fondo entre las partículas, se produce una fricción o choque que provoca la formación de ondas sonoras. Instrumentos acústicos han sido diseñados para registrar dichas ondas, al colocar bajo el agua micrófonos a cierta distancia del lecho del cauce, un amplificador y un registrador de señales. El sonido producido por el choque entre las partículas es registrado por el micrófono, pasando por el amplificador que transmite la señal a un registrador de señal.

El muestreador ultrasónico presentado por Smoltcsyk para medir el arrastre de fondo, registra la cantidad de energía que absorbe el equipo al paso del flujo sedimento-agua entre un receptor y un transmisor. La cantidad de energía se incrementa conforme aumenta la concentración de sedimento. Debski (1965) obtuvo resultados satisfactorios utilizando muestreadores de este tipo.

c) Rastreo de lecho.

Es posible hacer la cuantificación del arrastre de fondo mediante el cálculo del número de Froude menores o iguales a uno (régimen inferior), rastreando el movimiento de la configuración del fondo en la dirección del flujo, y empleando la ecuación:

$$q_{BT} = (1 - m)C_B \frac{\Delta\bar{H}}{2} + C \quad \text{Ecuación (3.3)}$$

Donde:

- q_{BT} Arrastre de fondo total, expresado en volumen
- C_B Velocidad media del traslado de la ondulación del fondo
- m Porosidad del lecho
- $\Delta\bar{H}$ Altura media de la ondulación del fondo
- C Constante de integración, que se considera igual a cero

En aguas claras y someras la velocidad de las ondulaciones del fondo C_B puede ser observada directamente y la altura media de ellas es registrada. En aguas con un tirante mayor, requiere que se lleve un registro continuo de la profundidad.

Para conocer la porosidad del lecho m se necesita obtener una muestra del mismo.

3.4. OBTENCIÓN DEL TRANSPORTE TOTAL

Existen varios métodos para determinar el transporte total, g_{BT} , en una corriente. A continuación se mencionarán algunos de ellas.

3.4.1. Material en suspensión por flujo turbulento.

En ocasiones y tratándose de estudios experimentales realizados en campo o laboratorio, es posible evaluar el transporte total, si todo el material es puesto en suspensión por turbulencia, con una serie de dispositivos (por ejemplo, tanques amortiguadores, caídas, etc). Bajo estas condiciones podrá ser medido el transporte total con algún muestreador de sedimento en suspensión.

a) Instalación de vertedores.

La Tennessee Valley Authority cuantifica el transporte total en cuencas pequeñas, por una parte, midiendo el sedimento que el flujo lleva en suspensión, canalizando una parte del flujo captado por el vertedor a un muestreador automático de sedimento en suspensión; y por otra parte estimando en forma periódica el sedimento depositado aguas arriba del vertedor. Adicionalmente, se analiza la densidad y granulometría de los sedimentos.

b) Instalación de contenedores.

El transporte total de una corriente puede ser estimado del volumen depositado en un contenedor, a partir de sondeos y del peso específico del sedimento muestreado. Si el tiempo de retención es corto y el sedimento no logra depositarse, se requerirá cuantificar el sedimento en suspensión.

El peso específico del sedimento depositado será función del tamaño y distribución de las partículas, de la consolidación que alcance en el tiempo al estar sujeto el material a una carga de presión, y a un estado alternado de humedecimiento y secado, lo cual se presenta si el material está expuesto a la atmósfera como consecuencia de la variación de los niveles de agua en el almacenamiento.

Al extraer las muestras del sedimento con los métodos tradicionales, se tiene el inconveniente de alterarlas, por lo que la determinación de su peso específico se ve afectado. El Bureau of Reclamation ha utilizado energía nuclear para cuantificar la densidad de los sedimentos depositados bajo agua, al dispersar rayos gama de una fuente de cobalto contenida dentro de una sonda metálica que se introduce en el sedimento depositado.

Otra técnica utilizando energía nuclear es la empleada por el Beach Erosion Board, Corps of Engineers, al dispersar rayos gama de una fuente de radio de tres milicurries. Es evidente que estas técnicas resultan ser muy sofisticadas y caras.

c) Levantamientos batimétricos.

El obtener la configuración del fondo de un vaso de almacenamiento con cierta periodicidad, permitirá en el tiempo estimar la cantidad de sedimentos depositados. La configuración del fondo deberá de levantarse cubriendo las áreas sumergidas y no sumergidas usando los métodos idóneos (topográficos e hidrográficos) para su determinación.

d) Uso de trazadores.

El rastrear partículas marcadas del sedimento permite obtener información sobre el movimiento de los mismos. El movimiento de las partículas marcadas es estudiado y medido. De esta serie de datos una determinación cualitativa o cuantitativa de todo el transporte es deducida. La técnica de los trazadores ofrece una aproximación para estudiar el movimiento de las partículas. Eventualmente con este método se puede obtener una buena concepción del proceso del transporte del sedimento.

La operación para obtener registros con cualquier método de rastreo incluye entre otros puntos los siguientes: seleccionar el trazador apropiado dependiendo del tipo de sedimentos por estudiar e introducir en el flujo el material marcado.

Después de un cierto periodo de tiempo el trazador se diseminará por lo que la recabación de datos deberá realizarse.

Para el rastreo de las partículas se pueden utilizar trazadores radioactivos, pinturas, trazadores fluorescentes y trazadores densos; los que se aplican al sedimento en movimiento que se desea estudiar. Si el arrastre de fondo es el que se desea estudiar, el trazador deberá ser colocado lo más cerca posible del lecho a efecto de poder registrar su diseminación en el tiempo. Si el transporte en suspensión es el que se va a investigar, en una primera aproximación, se suministra el trazador en una concentración similar a la del flujo.

3.4.2. Métodos con base en medición directa.

Estos métodos están sustentados en la obtención directa de datos hidrológicos, hidráulicos y sedimentarios en la sección o zona de estudio.

a) Registro de la descarga diaria de sedimentos.

Se obtiene de comparar los hidrogramas con los registros de concentración diaria de sedimentos. Los registros expresan la concentración de los sedimentos en mg/l, que pueden convertirse a Ton/día, por medio de la Ecuación 3.4 (USACE, 1995):

$$Q_s = 0.0864QCK \quad \text{Ecuación (3.4)}$$

Donde:

- Qs Descarga de sedimentos [ton/día]
- Q Gasto diario de descarga [m³/s]
- C Concentración de sedimentos por día [ppm]
- k Constante.

0.0864 Factor de conversión de [m³/s] a [ton/día]

Para C < 16 000 [ppm];

K=1

Para C ≥ 16000 [ppm];

$$K = \frac{10^6}{\frac{A-B}{C}} \quad \text{Ecuación 3.5}$$

Donde:

$$A = \frac{10^6}{CS_w} \quad B = \left(\frac{S_w + 1}{S_s} \right)^{-1}$$

Ss Peso específico de la partícula de sedimento

Sw Peso específico del agua

Normalmente, solo la carga de sedimentos medida es registrada. Sin embargo, cuando por alguna razón los muestreadores no miden los últimos 10-15 cm de columna de agua, la concentración de sedimentos en esas zonas se estima entre el 5-15% de la concentración. Este valor es añadido a la carga suspendida para obtener el total. (USACE, 1995).

b) Método de curva de descarga de sedimentos y duración de flujo.

El método consiste en una simple integración de la curva de duración de flujo con la curva de descarga de sedimentos en un punto a la salida de la cuenca. Es el método más usado por el Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos (USACE, 1995).

La curva de duración de flujo relaciona el gasto medio de descarga de líquido con la duración adimensional en un punto de control, mientras que la curva de

descarga de sedimentos relaciona el gasto líquido con la producción de sedimentos diaria. Si se tienen estos registros en un mismo punto de aforo, se puede estimar la cantidad de material sólido que pasará durante un año al obtener la cantidad de sedimentos promedio diaria (USACE, 1995).

La ventaja de este método es la obtención de la producción de sedimento sobre el cauce con fundamento en mediciones de caudal y sedimentos. Toma en cuenta la variación de flujo, duración y descarga de sedimentos, pudiéndose estimar la producción de sedimentos anual.

c) Curva de producción de sedimentos y volumen de agua anual.

En algunos lugares se llevan a cabo batimetrías periódicamente. La cantidad de sedimento depositado se puede calcular por sustracción entre batimetrías. En E.U.A. los resultados de todas las presas y represas son publicados y actualizados cada 5 años. Por otro lado, si se conoce el volumen de agua que llega al embalse para un cierto periodo es posible comparar gráficamente los sedimentos depositados con el volumen de agua generado para un periodo común y observar como ha ido evolucionando (USACE, 1995).

Los sedimentos depositados en el embalse están relacionados con la producción de los mismos en una cuenca por medio del concepto de eficiencia de atrapamiento de sedimentos. Esta expresa el porcentaje de sedimentos que son retenidos por la presa. Se obtiene de la diferencia entre la cantidad de sedimentos que entra y la que sale del embalse, dividido entre la cantidad de sedimento que entra al vaso, ecuación 3.8.

$$T_e = \frac{q_{in}^s - q_{out}^s}{q_{in}^s} \quad \text{Ecuación (3.8)}$$

Donde:

T_e Eficiencia de atrapamiento

q_{in}^s Carga de sedimentos que entra al embalse

q_{out}^s Carga de sedimentos que sale del embalse

Una de las metodologías más aceptadas para calcular la eficiencia de atrapamiento de sedimentos es la de Bruñe (1953) donde la producción de sedimentos que entra al vaso (S_a) será el volumen de material azolvado (S_R) entre la eficiencia de atrapamiento de sedimentos (T_e) ecuación 3.9 (USACE, 1995):

$$S_a = \frac{S_R}{T_e} \quad \text{Ecuación (3.9)}$$

Donde:

SR Material depositado en el embalse

Sa Producción de sedimentos que entra en el embalse

Comparar la concentración de sedimentos de dos o más puntos sobre una misma corriente puede arrojar resultados erróneos, debido a que la velocidad del flujo será diferente alterando la concentración. Para este caso se recomienda comparar la producción de sedimentos acumulada para un mismo periodo, por ejemplo un año (USACE, 1995).

Para cuencas que no cuenten con información, el Servicio de Conservación de Suelos de E.U.A (Soil Conservation Service of the U.S.A., SCS) propone algunas recomendaciones para transferir datos de una cuenca a otra ecuación 3.10. Se recomienda que el área de la cuenca en estudio esté entre 0.50 y 2 veces la superficie de la cuenca de donde se tomarán los datos. De ninguna manera se transferirán datos si la cuenca es menor que 0.1 veces la original o mayor de 10 veces (USACE, 1995).

Así:

$$Y_e = Y_m \left(\frac{A_e}{A_m} \right)^{0.80} \quad \text{Ecuación (3.10)}$$

Donde:

Ye Producción estimada de sedimentos en la cuenca de estudio

Ym Producción de sedimentos en la cuenca a transferir

Ae Área de la cuenca en estudio

Am Área de la cuenca a transferir

Estas recomendaciones no aplican para zonas montañosas ni para cuencas cuyas corrientes aporten un porcentaje considerable de producción de sedimentos (USACE, 1995).

El método se fundamenta en las batimetrías de los embalses, por lo que la información es bastante confiable en cuanto a la cantidad de sedimento que se deposita en el embalse. Para estimar la producción de sedimentos que llega al embalse se recurre al concepto de eficiencia de atrapamiento de sedimentos (Te).

Por otro lado, la densidad de los sedimentos azolvados varía con el tiempo. Para tener un valor acertado es necesario contar con muestras de azolves. Las batimetrías en México no se llevan a cabo regularmente, sino son aisladas y sólo en algunos embalses.

d) Tasa de descarga de sedimentos.

La tasa de descarga de sedimentos (DR) consiste en la relación que existe entre la producción de sedimentos en un punto (Y_s) y la erosión superficial de la cuenca en el mismo punto (A) (Brooks et al., 1997). La relación se describe en la ecuación 3.11

$$DR = \frac{Y_s}{A} \quad \text{Ecuación (3.11)}$$

El DR es afectado por la textura del material erosionado, el uso del suelo, clima, corrientes locales y el relieve. Generalmente a mayor área de la cuenca, el DR decrece (USACE, 1995). Tal relación sólo arroja valores de muy baja aproximación, ya que la erosión y las concentraciones de sedimentos pueden variar enormemente para cada cuenca (Brooks et al., 1997).

Varios investigadores emplean diferentes relaciones para calcular el DR y así al conocer la erosión en la cuenca se determina la producción de sedimentos. Algunos de ellos son:

Vanoni $DR = 0.001(Fm)^{-0.125}$ Ecuación (3.12)

Williams y berndt $DR = 0.627SLP^{0.403}$ Ecuación (3.13)

Kothyari $DR = C_1 \frac{F_i}{F_{i-1}} + C_2 \frac{SLP_i}{SLP_{i-1}} + C_3 \frac{FA_i}{FA_{[\infty]}}$ Ecuación (3.14)

Rivera y Arellano $DR = 0.03$ Ecuación (3.15)

3.5. MODELACIÓN MATEMÁTICA

Los métodos con base en modelación matemáticas se dividen en: métodos empíricos o de agrupación de variables, métodos estocásticos y métodos de simulación de procesos físicos. De los cuales, por su simplicidad los más empleados son los métodos empíricos, pero los que arrojan resultados más acertados son los métodos de procesos físicos.

3.5.1. Ecuación Universal de Pérdida de Suelo USLE

La Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo (USLE), desarrollada en los años 70 por Wischmeier y Smith (1978), es largamente utilizada en el mundo, incluso en los trópicos. La USLE, calcula la pérdida de suelo promedio anual en laderas bajo usos y manejos de suelo específicos, es una ecuación estocástica, dado por el producto de seis factores independientes.

Su buena precisión en la estimación de la pérdida de suelo promedio anual, como su sencillez de aplicación y la relativa disponibilidad de datos en distintas regiones, permiten una utilización prácticamente universal (González del Tánago, 1991; Chaves, 1996).

Con base en promedios anuales, la eficiencia predictiva de pérdida de suelo de la USLE a nivel vertiente es mejor que la de otros modelos más complejos y, sus coeficientes de eficiencia varían de 0.75 (Risse et al., 1993) a 0.80 (Tiwari et al., 2000).

La USLE sólo predice la cantidad de la pérdida de suelo que resulta de la erosión en surcos con pendiente constante, sin tomar en cuenta las pérdidas de suelo adicionales que podría ocurrir por la presencia de una barranca, erosión eólica o la labranza.

La Ecuación Universal de Pérdida de Suelos (USLE) predice a largo plazo la tasa promedio anual de la erosión en una pendiente del terreno basado en el patrón de precipitación, tipo de suelo, sistema de cultivo topografía, y prácticas de gestión.

Los factores principales que se utilizan para calcular la pérdida de suelo para un sitio dado son seis. Cada factor es la estimación numérica de una condición específica que afecta a la gravedad de la erosión del suelo en un sitio particular de ubicación. Los valores de erosión que reflejan estos factores pueden variar considerablemente debido a la variación del tiempo. La ecuación de USLE quedará definida como:

$$A = RKLSCP \quad \text{Ecuación (3.16)}$$

Donde:

- A Pérdida de suelo promedio anual t/ha/año
- R Factor de erosión de las lluvias, MJ/ha*mm/hr
- K Factor de erodabilidad del suelo t/ha.MJ*ha/mm*hr
- LS Factor topográfico (función de longitud-inclinación-forma de la pendiente), adimensional
- C Factor de cubierta vegetal, adimensional
- P Factor de prácticas de conservación (conservación de la estructura del suelo, adimensional)

a) Factor de erosión de las lluvias (R).

Es el potencial erosivo de la lluvia que afecta el proceso de erosión del suelo. La erosión por gota de lluvia se incrementa con la intensidad de la lluvia.

Cuando la energía se combina con la intensidad de la lluvia, el resultado es un buen indicador del potencial erosivo (EI: energía por intensidad). Siendo EI el valor de la precipitación total por el valor de la intensidad máxima en 30 min. El término indica como el desprendimiento de las partículas es combinado con la capacidad de transporte.

Su cálculo se realiza con la ecuación:

$$R = \sum \frac{(EI_{30})_i}{N} \quad \text{Ecuación (3.17)}$$

$$E = 0.29(1 - 0.72 \exp(-0.50(I))) \quad \text{Ecuación (3.18)}$$

Donde:

- E Energía cinética de 1 mm de lluvia (MJ/ha*mm)
- R Erosividad anual
- I30 Intensidad máxima para 30 min
- N Tormentas erosivas (ej. P> 10 mm) en un periodo de N años.

Clase	R (MJ/ha*mm/hr)
Muy baja	<500
Baja	500-1000
Mediana	1000-3000
Alta	3000-6000
Muy alta	>6000

Tabla 3.1 Clasificación del factor R.

b) Erodabilidad del suelo (K).

Se define como la facilidad con la cual el suelo es desprendido por el salpicamiento, durante una lluvia o por flujo superficial. Esta propiedad del suelo está relacionada con el efecto integrado de la lluvia, escurrimiento e infiltración.

El factor K representa el efecto de las propiedades del suelo y de las características del perfil en la pérdida de suelo. Los valores de K son asignados usando el nomograma (figura 3.12) de erodabilidad del suelo, que combina el efecto del tamaño de las partículas, código de la estructura del suelo y la clase de permeabilidad del perfil.

Suelos de textura fina con alto contenido de arcilla tienen bajos valores de K (0.05-0.15), ya que son resistentes al desprendimiento.

Suelos de textura gruesa tales como suelos arenosos, tiene valores bajos de K (0.15-0.2), debido al bajo escurrimiento, aunque estos suelos son fácilmente desprendibles.

Suelos de textura mediana (franco limoso) tienen valores de K moderados (0.25-0.4), porque son moderadamente susceptibles al desprendimiento y producen moderados escurrimientos. (Mannaerts, 1999).

El factor de erodabilidad del suelo se calcula con la ecuación del nomograma de Wischmeier citado por Mannaerts (1999).

$$K = \left(\frac{1}{7.594} \right) \frac{\left[\left((2.1 \times 10^{-4}) (12 - OM) (M^{1.14}) \right) + 3.25(s - 2) + 2.5(P - 3) \right]}{100} \quad \text{Ecuación (3.19)}$$

Donde:

- K Factor de erodabilidad del suelo (t./ha.MJ*ha/mm*hr)
- OM Materia orgánica (%)
- s Código de la estructura del suelo
- p Código de permeabilidad
- M Producto de las fracciones del tamaño de las partículas primarias ó (% limo + % arena muy fina)*(100 - % arcilla)

En la tabla 3.4 se presenta los datos de agua del suelo para las clases principales de textura de suelo (Mannaerts, 1999).

c) Factor topográfico (LS).

La longitud de pendiente (L) es definida como la distancia horizontal desde el origen de un flujo hasta el punto, donde:

El gradiente de la pendiente se reduce lo suficiente para que la deposición comience.

El escurrimiento llega a ser concentrado en un canal definido.

Para su cálculo se utiliza la fórmula: (Mannaerts, 1999).

$$l = \left(\frac{\lambda}{72.6} \right)^m \quad \text{Ecuación (3.20)}$$

Donde:

- l Factor de longitud de pendiente
- λ Longitud de la pendiente, en pies
- m Exponente de la longitud de la pendiente
- 72.6 Longitud de parcela unitaria

La longitud de pendiente λ , es la proyección horizontal, no la distancia paralela a la superficie del suelo.

Textura clase	Permeabilidad código	Conductividad hidráulica saturada [mm/hr]	SCS Grupo Hidrológico de suelo
Arcilla, franco arcilloso	6	<1	D
Arcillo arenoso, franco arcillo limoso	5	1-2	C-D
Franco arcillo arenoso, franco arcilloso	4	2-5	C
Franco limoso, franco	3	5-10	B
Areno francoso, franco arenoso.	2	10-60	A
Arena	1	>60	A

Tabla 3.2 Códigos de permeabilidad y estructura del suelo en función de su textura

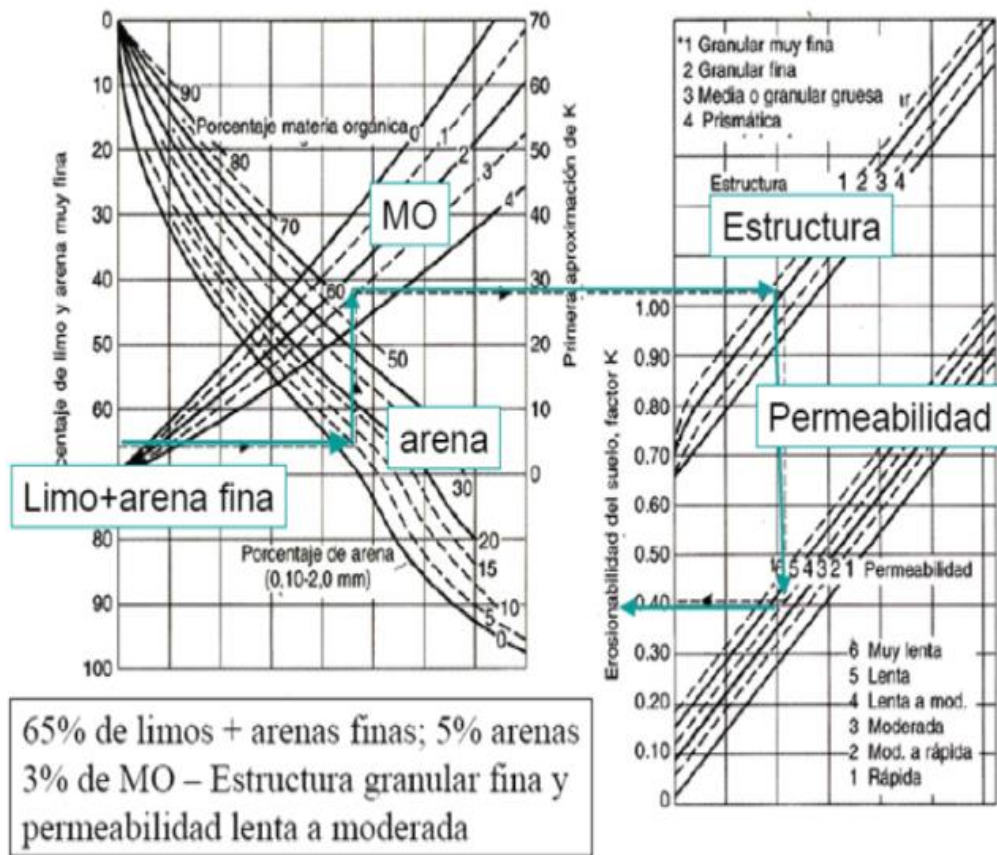


Figura 3.5 Nomograma de Erodabilidad del suelo

El exponente de longitud de pendiente m , determina la relación entre erosión en surcos (causada por flujo) y erosión entre surcos (causado por impacto de gotas de lluvia), puede ser calculado con la ecuación:

$$m = 0.1342(\ln(\theta)) + 0.192 \quad \text{Ecuación (3.21)}$$

Donde:

m Exponente de la longitud de la pendiente

θ Angulo de pendiente (%)

El factor de inclinación de la pendiente (S) refleja la influencia del gradiente de la pendiente en la erosión. El potencial de erosión se incrementa con la inclinación de la pendiente.

Para pendientes con longitudes mayores a 5 m se debe usar las siguientes ecuaciones:

Cuando $s < 9\%$:

$$S = 10.8(\text{sen}(\theta)) + 0.03 \quad \text{Ecuación (3.22)}$$

Cuando $s \geq 9\%$:

$$s = 16.8(\text{sen}(\theta)) - 0.5 \quad \text{Ecuación (3.23)}$$

Donde:

S Factor de inclinación de pendiente

s Inclinación de pendiente (%)

θ Angulo de pendiente

La pendiente y la longitud de la misma son medidas perpendiculares a las curvas de nivel.

d) Factor de manejo de cobertura (C).

El factor C es usado para reflejar el efecto del cultivo y las prácticas de manejo en las tasas de erosión. Este factor mide como el potencial de pérdida de suelo será distribuido en el tiempo durante la construcción de actividades, rotación de cultivos, y otros esquemas de manejo.

El factor C (tabla 3.3) está basado en el concepto de desviación estándar, siendo el estándar un área bajo condiciones de barbecho con cultivo limpio. El valor de C para condiciones estándar es 1.

Cultivo	Factor C
Suelo desnudo	1
Bosque, matorral denso o cultivo con acolchado	0.001
Sabana o pradera herbácea en buen estado	0.01
Sabana o pradera herbácea sobrepastada	0.1
Maíz o similar intensivo con laboreo	0.7
Maíz o similar intensivo sin laboreo	0.35
Maíz o similar extensivo sin laboreo	0.06
Algodón	0.55
Trigo	0.25
Arroz	0.15
Patata	0.25
Hortícolas	0.33

Tabla 3.3 Valores de C para algunos cultivos.

e) Prácticas de control de la erosión (P).

Es la relación de pérdida de suelo con prácticas de soporte a la pérdida correspondiente con labranza en pendiente, la cual tiene un valor de 1.

Estas prácticas de control (soporte) combate la erosión, puesto que modifica los patrones de flujo y el grado o dirección de superficie de escurrimiento. Para las prácticas de soporte de tierras cultivadas, generalmente incluye contorno, cultivos en faja, terrazas y drenaje subsuperficial.

A pesar de su relativa robustez predictiva, la USLE es muchas veces mal utilizada en los trópicos, generando predicciones incorrectas. Los principales problemas de utilización de la ecuación son:

- I. Aplicación en situaciones donde sus factores no pueden ser determinados de datos con razonable precisión;
- II. Aplicación de la ecuación en cuencas complejas utilizando los promedios de longitud e inclinación de laderas y valores promedios de K y C;
- III. Utilización indiscriminada de los factores C y P sin considerar las limitaciones de longitud de laderas; y
- IV. Utilización de la ecuación en situaciones donde hay cárcavas y/o depósitos de sedimentos (Wischmeier, 1976).

Como en cualquier modelo, las limitaciones predictivas de la USLE se deben a su estructura, o incertidumbre de conocimiento (Wischmeier, 1976), y a las incertidumbres resultantes de errores de estimación de sus factores, o variabilidad estocástica, debido a la variabilidad del ambiente natural (McIntosh et al., 1994). Esta última puede ser dividida en variabilidad temporal y variabilidad espacial (Hession et al., 1996).

El efecto de la variabilidad espacial de los factores de la USLE, que son aleatorios (Hession et al., 1996), y su impacto en la incertidumbre de la predicción de pérdida de suelo fue examinada por algunos autores. Rogowski et al. (1985) verificaron que, en un área minera de 150 ha con un grid de 25m, el coeficiente de variación de los factores K, L y S fue de 6%, 12% y 19%, respectivamente.

Para la pérdida de suelo, los autores obtuvieron un coeficiente de variación de 57%, indicando una significativa propagación de incertidumbre en la ecuación.

Analizando la estructura espacial de la variancia, Rogowski et al. (1985) obtuvieron un alcance geoestadístico (la distancia necesaria para la estabilización de la variancia) de 800 m, 500 m, 400 m, y 400 m para los factores L, S, K de la USLE y para la pérdida de suelo, respectivamente.

En otro estudio sobre la variabilidad espacial de la erodibilidad de la USLE, donde K fue obtenido a partir de propiedades físico-químicas del suelo, Wang et al. (2001) encontraron un coeficiente de variación de 27.5%. En términos de la variación del porcentaje de cobertura del suelo y de la biomasa vegetal, ambos relacionados al factor C de la USLE, algunos estudios indican que el alcance geoestadístico varía de 10 a 150 m (Reichert et al., 2008; Jaynes y Colvin, 1997).

La correlación entre el tamaño de la celda (grid) del mapa y la pérdida de suelo calculada por la USLE en una micro-cuenca norteamericana fue estudiada por Wu et al. (2005). Estos autores concluyeron que el factor LS de la ecuación y la pérdida de suelo disminuye exponencialmente con el aumento de la celda utilizada, siendo que la pérdida de suelo promedio con celdas de 10 m es dos veces más grande usando una de 200 m.

Hession et al. (1996) examinaron la propagación de incertidumbre de los factores de la USLE hasta la variable dependiente (A) utilizando el método de Monte Carlo. Estos autores concluyeron que mientras la pérdida de suelo promedio en la vertiente era de 7.5 kg/ m² año, con límites de confianza del 90% de probabilidad de 1.8 kg/ m² año (inferior) y 17.4 kg /m² año (superior), indicaron una significativa propagación de incertidumbre en la predicción de la erosión con la ecuación.

De la misma forma en que la pérdida de suelo es una variable aleatoria, la tolerancia a la erosión, que es el límite máximo que un suelo puede ser erosionado sin degradación permanente (Bertoni y Lombardi Neto, 1990), es también aleatoria, con un valor esperado y una desviación estándar. Este hecho tiene importantes implicaciones agronómicas, ambientales y políticas, requiriendo la incorporación de las incertidumbres en el diseño y planeamiento de conservación de suelos (Mclsaac, 1990).

3.5.2. Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada ULSE-M

Kinnell y Risse (1998) propusieron una modificación a la USLE de Wischmeir (1965 y 1978). Una de las modificaciones principales que sufre la ecuación radica en el factor de erosividad de lluvia (R), al que se le añade una tasa de escurrimiento (Q_r). Debido a que la USLE es un modelo empírico, modificar R tiene consecuencias en el factor de erosionabilidad del suelo (K) y de cobertura vegetal (C), ya que las unidades de K están referidas a las de R y C depende de R . Por ende la USLE-M se escribe como, ecuación 3.24:

$$A = R_{UM} k_{UM} L S C_{UM} P_{UM} \quad \text{Ecuación 3.24}$$

$$R_{UM} = Q_R E I_{30} \quad \text{Ecuación (3.25)}$$

$$Q_R = \frac{Q_e}{d} \quad \text{Ecuación (3.26)}$$

Donde:

UM Indica variación de la fórmula original ULSE

Q_e Volumen del escurrimiento por evento de lluvia

La energía por cantidad de lluvia se expresa como E dividida por la lámina de lluvia (d):

$$R_{eUM} = Q_e \left(\frac{E}{d} \right) I_{30} \quad \text{Ecuación (3.30)}$$

Finalmente:

$$A = (Q_R E I_{30}) K_{UM} L S C_{UM} P_{UM} \quad \text{Ecuación (3.31)}$$

Kinnell y Risse (1998) proponen valores para K_{UM} , la cual varía de 1.40 a 3.90 veces la K de la USLE. Mientras que C_{UM} varía de 1.10 a 32.3 veces la C de la USLE. Los mismos autores presentan procedimientos para obtener K_{UM} y C_{UM} . Además aseguran que debido a la consideración del escurrimiento que hace la USLE-M se estima la pérdida de suelo mejor que la USLE. La USLE y la USLE-M son igualmente efectivas en la estimación de la erosión cuando $Q_r=1$ (Kinnell y Risse, 1998).

Sin embargo las ecuaciones anteriores no consideran el depósito de sedimentos en el trayecto ni la erosión en el cauce. Por lo que se recurre al concepto de tasa

de descarga (DR). Los métodos de la USLE y MUSLE predicen la carga de lavado, pero olvidan la carga de fondo para lo que se emplea la teoría de transporte de sedimentos. Entonces para determinar la carga total se debe considerar tanto la carga de fondo como la de lavado. Para la carga de fondo se emplean las ecuaciones de Meyer-Peter y Müller y la integración de la ecuación de Einstein para la carga suspendida, donde se consideran las fracciones de tamaño del material.

Existen otros modelos de regresión similares a los anteriores, su planteamiento es más o menos parecido así como sus limitaciones, ya que dependen de la disponibilidad de datos.

3.5.3. RUSLE

En 1987 se inició una revisión de la última versión de la USLE, tanto de criterios como de datos, lo que dio origen a la RUSLE de Renard et al. (1997). La RUSLE conserva los 6 factores de la versión de Wischmeir y Smith (1965 y 1978) para calcular la pérdida de suelo de un terreno. Sólo que se mejoró la metodología para evaluar los factores y se añadieron datos de campo.

Ahora, se dispone de datos para sitios que antes no se tenía, para un mayor número de tipos de cultivos y distintas técnicas de cultivo (Mays, 2001).

Se mejoraron los factores para bosques y pastizales (Mays, 2001), además de incrementarse la flexibilidad para aplicar la RUSLE a distintos tipos de ecosistemas y prácticas de conservación.

El factor LS combinado en RUSLE representa la proporción de pérdida de suelo de una longitud e inclinación dada. Valores mayores que 1 representan condiciones más erosivas que la condición de referencia.

Básicamente el RUSLE toma en cuenta:

- I. Las diferencias entre pendientes muy cortas (<5 m) y pendientes más largas.
- II. Susceptibilidad a la erosión en surcos contra entre surcos y pendiente (3 clases).
- III. Efecto de las temperaturas mínimas de invierno y congelamiento/deshielo de suelos.
- IV. Forma de la pendiente como perfiles de suelo complejos (Mannaerts, 1999).

En cuanto al manejo de la cobertura vegetal la relación de pérdida de suelo por vegetación y manejo de residuos de cultivo se calcula en base de 5 subfactores (es decir prácticas parcelarias), como:

$$SLR = (PLU)(CC)(SC)(SR)(SM) \quad \text{Ecuación (3.29)}$$

Donde:

SLR Relación de pérdida de suelo debido a la vegetación, cultivos y prácticas de arado de suelo.

a) Subfactor de uso de suelo previo (PLU).

Expresa la influencia de la erosión de suelo de los efectos residuales del subsuelo de cultivos previos y el efecto de las prácticas de labrado en la consolidación del suelo.

RUSLE evalúa el efecto de la biomasa subsuperficial (raíces y residuos enterrados en la superficie a 4 pulgadas) para resistir la erosión. Además localiza la descomposición de la biomasa en la superficie y en la subsuperficie, los cuales son calculados para cada periodo semimensual.

En general el subfactor PLU se refiere a:

- I. Disturbios con respecto a la superficie del suelo anterior, y
- II. Residuos orgánicos del suelo.

Su cálculo se la realiza de la siguiente manera:

$$PLU = (0.951)(C_f)(\exp(-C_{ur})B_{ur}) + C_{us} \left(\frac{B_{us}}{C_f^{0.5}} \right) \quad \text{Ecuación (3.30)}$$

Donde:

PLU	Subfactor de uso anterior del suelo (rango 0-1).
C _f	Factor de consolidación del suelo (1-0.45).
C _{ur} , u _s	Coefficientes dependiente en la efectividad de la cobertura del suelo para reducir erosión.
B _{ur}	Densidad de masa de raíces vivas y residuos enterrados (incluye raíces muertas) en la capa superior del suelo (lb/acre.in)
B _{us}	Residuo orgánico incorporado por operación de arado del cultivo actual en (lb/acre.in).

b) Subfactor de cobertura de dosel (CC).

Expresa la efectividad de la cobertura del dosel para reducir la energía de la lluvia que golpea la superficie del suelo.

Aunque la mayor parte de la lluvia eventualmente alcanza la superficie del suelo, la lluvia interceptada por el dosel alcanza la superficie del suelo con menor energía.

RUSLE usa una base de datos de cultivo que monitorea constantemente el crecimiento de los cultivos para calcular el % de cobertura del dosel y el promedio de la altura de caída desde la hoja del cultivo.

Se calcula como:

$$CC = (1 - F_c) \exp(-0.1(H)) \quad \text{Ecuación (3.31)}$$

Donde:

CC Subfactor de cobertura de dosel.

F_c Fracción de la superficie terrestre cubierta por dosel.

H Distancia de caída de las gotas de lluvia después de ser interceptados por el dosel (ft).

c) Subfactor de cobertura de la superficie (SC).

RUSLE asigna tasas de descomposición específicas a los residuos y monitorea cuanto residuo es enterrado por cada tipo de labranza ajustando proporción de descomposición por encima y por debajo del residuo superficial. Este subfactor usa la siguiente expresión:

$$SC = \exp \left[-b(s_p) \left(\frac{0.24}{R_u} \right)^{0.08} \right] \quad \text{Ecuación (3.32)}$$

Donde:

SC Subfactor de cobertura superficial.

b Coeficiente que describe la efectividad de la cobertura superficial.

S_p Área de tierra con cobertura superficial (%).

R_u Rugosidad de la superficie antes de ser alterada y rugosidad de la porción no alterada de la superficie.

d) Subfactor de rugosidad de la superficie (SR).

Una superficie rugosa tiene muchas depresiones y barreras. Durante un evento de lluvia, estas trampas de sedimento y agua causan superficies rugosas a erosionar a bajas tasas que las superficies lisas bajo condiciones similares.

El SR está definida por condiciones base por unidad de parcela que está limpio de cultivos, suave y expuesta a lluvia de moderada intensidad.

Se expresa como:

$$SR = \exp[-0.66(R_u - 0.24)] \quad \text{Ecuación (3.33)}$$

$$R_u = 0.24[D_r(R_i - 0.24)] \quad \text{Ecuación (3.34)}$$

$$D_r = \exp(-0.14P_t) \quad \text{Ecuación (3.35)}$$

$$R_i = 0.24 + \left[\frac{(R_n - 0.24)}{D_e} \right] \quad \text{Ecuación (3.36)}$$

Donde:

- SR Subfactor de rugosidad de superficie.
- Ru Rugosidad de la superficie anterior y rugosidad de la porción de la superficie no alterada (in).
- Dr Coeficiente de disminución de la rugosidad.
- Ri Rugosidad inicial calculada inmediatamente después de la operación de parcela previa.
- Pt Precipitación total desde la más reciente operación de parcela (in)
- Rn Rugosidad aleatoria.
- De Coeficiente de disminución de rugosidad equivalente.

e) Subfactor de humedad del suelo (SM).

La humedad antecedente del suelo tiene una influencia substancial en la infiltración y el escurrimiento y así de este modo en la erosión del suelo.

La humedad del suelo es usualmente alta durante el estadio de cultivos susceptibles en primavera y al principio del verano cuando la mayor parte de la erosión ocurre.

Un factor de agotamiento de la humedad del suelo, está incluido en el RUSLE, que toma en cuenta el efecto de la humedad del suelo en la erosión, por lo tanto:

Perfil del suelo cerca de capacidad de campo, SM=1 (parcela continua-tierra de barbecho).

Perfil del suelo cerca de punto de marchitez permanente (a 6 ft de profundidad), SM = 0 (no se espera escurrimiento ni erosión).

En cuanto a las prácticas de control de la erosión la RUSLE calcula el factor P basado en porcentajes de pendiente, longitud de pendiente, rugosidad, altura de bordes, distribución del "Ei", grupo de suelos hidrológicos y el efecto de terrazas contra la pendiente.

Las prácticas de apoyo con las que trabaja el RUSLE son: (Mannaerts, 1999).

A. Surcos en contorno.

- Camellones.
- Contornos a desnivel.
- Longitud de pendiente crítica, gradiente.

B. Terrazas.

- Terrazas en gradas.
- Deposición.

C. Cultivos en fajas.

- Fajas de amortiguación.
- Fajas perpendiculares a la pendiente.

D. Drenaje subsuperficial.

- Drenes.

E. Medidas de conservación en tierras silvopastoriles.

- Prácticas de manejo silvopastoril.

La guía del usuario del RUSLE (1993), sugiere las siguientes prácticas mínimas de conservación de suelos, poniendo a consideración los valores del factor P para diferentes condiciones:

Altura entre surcos	Factor P mínimo
Muy baja	0.5
Baja	0.3
Moderado	0.15
Alto	0.08
Muy alto	0.05

Tabla 3.4 Valores de P mínimos para prácticas de contorno.

Grado de la terraza	Subfactor de entrega de
---------------------	-------------------------

(%)	sedimentos
Al final de la salida	0.05
Nivel Cero	0.1
0.1	0.13
0.2	0.17
0.4	0.29
0.6	0.49
0.8	0.83
0.9	0.9
>1	1

Tabla 3.5 Valores de P para terrazas en función a su grado de pendiente RUSLE ha sido implementado en sistemas de información geográfica (GIS), ofreciendo un mejor manejo y análisis de las base de datos.

Sin embargo, RUSLE al igual que sus predecesores fueron diseñadas para estimar la erosión hídrica, producto del promedio de muchas tormentas registradas a través de los años. Sin olvidar que la pérdida de suelo representa el promedio sobre una zona y no en un solo.

3.5.4. RUSLE-2

La segunda versión de la RUSLE estima la pérdida de suelo, la producción de sedimentos y las características de los sedimentos provenientes de erosión en canalillos y entre canalillos producida por la lluvia y asociada con el flujo superficial. La RUSLE-2 emplea factores que representan efectos erosivos del clima, topografía, manejo de la cobertura y proporciona un programa computacional para calcular la erosión (McCool et al, 2004).

También puede ser usada como guía en la conservación, planeación, estimación de la erosión en superficies extensas y para estimar la producción de sedimentos de una cuenca. Se puede emplear en cultivos, pastizales, zonas de pastoreo, bosques alterados, sitios de construcción, minas, áreas militares y prácticamente cualquier zona donde el suelo este expuesto a las gotas de lluvia y donde se genere un flujo superficial. Puede operar en unidades inglesas o con el sistema internacional (McCool el al., 2004).

La RUSLE-2 considera el desprendimiento, transporte y depósito del suelo a lo largo del flujo superficial. La ecuación supone que el desprendimiento se produce debido al impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo y por el escurrimiento superficial que se produce cuando se satura el mismo. Su base de datos permite calcular la pérdida de suelo por día, empleando la ecuación 3.32 de la misma naturaleza que a la USLE (McCool et al., 2004):

$$a_i = r_i k_i l_i S c_i p_i \quad \text{Ecuación (3.37)}$$

Donde:

- a_i Pérdida promedio para el día i
- r_i Factor de erosividad de lluvia para el día i
- k_i Factor de erosionabilidad del suelo para el día i
- l_i Factor de longitud pendiente para el día i
- S Factor de pendiente para el día i
- c_i Factor de cobertura vegetal para el día i
- p_i Factor de prácticas de cultivo para el día i

La ecuación 3.32 supone que el desprendimiento producido por un evento de lluvia es directamente proporcional al producto de la energía cinética de la tormenta (E) y la intensidad máxima en 30 min. (I_{30}). Entonces, se puede obtener el EI_{30} para cada día, semana o mes del año que se requiera (McCool et al., 2004).

La RUSLE-2 calcula los sedimentos transportados y depositados por medio de la técnica del escurrimiento y número de curva de la NRCS. Para el escurrimiento se considera un periodo de retorno de 10 años y 24 h de intervalo. El modelo toma en cuenta que existe un depósito cuando la carga de sedimentos excede la capacidad de transporte en el segmento del flujo superficial, lo que suele presentarse cuando la pendiente decrece (McCool et al., 2004).

El programa computacional que considera el planteamiento teórico del modelo RUSLE-2 consiste en un arreglo de ruta que sigue un flujo superficial sobre una pendiente. Entendiéndose como ruta del flujo el punto desde donde se origina el flujo superficial hasta que se alcanza un escurrimiento bien definido o el cauce (McCool et al., 2004).

4. ACCIONES DE PROTECCIÓN Y RETENCIÓN DE SUELOS

La reforestación es una de las principales medidas proactivas para la recuperación y protección de suelos. Como antecedente de estas acciones se sabe que en el centro de Europa existe una marcada vocación forestal. Así, en Europa se han promulgado disposiciones destinadas a la restauración de montañas en países del entorno alpino, como en Suiza (1848), Francia (1882), Austria (1884) y fuera de él, España (1888).

En la actualidad, algunos países han visto frenadas las labores de restauración en las cuencas. Generalmente se tiende a actuar cuando ocurre un evento extraordinario y pocas veces se han adelantado las actividades preventivas, entre otras razones porque no son claras de prever y las inversiones que se requieren son importantes.

Muchas de las obras de protección de cauces en la actualidad se encuentran en un estado de deterioro tal que podrían acarrear problemas serios, si ante las mismas se presentara de nuevo un evento torrencial importante, aunque no fuera extraordinario. Esto tiene que ver con la falta de revisiones de los proyectos y la escasa dedicación de fondos al mantenimiento de obras hidráulicas de corrección.

4.1. ACCIONES INTERNACIONALES.

En el campo científico, es posible que uno de los textos más influyentes entre los ingenieros encargados de este contexto en la Europa meridional sea el de E. Thiery *Restauration des montagnes, Corrections des torrents et Reboisement* (1891). La obra dedica una parte importante de su contenido al análisis del escurrimiento como un elemento significativo dentro del ámbito de la dinámica del agua en los cauces, sintetizando con gran maestría la necesidad de conjugar las obras hidráulicas de corrección en los cauces de gran aforo con la restauración de sus cuencas; para lo segundo propone la repoblación forestal de éstas. Entre los ingenieros pioneros en la restauración de montañas, es suya la frase: "No se puede corregir un cauce, si conjuntamente, o mejor previamente, no se ha restaurado su cuenca".

En la Unión Europea se ha delimitado dos grandes grupos de medidas correctivas agrupadas en: medidas estructurales y no estructurales.

Son medidas estructurales las que tienen que ver con:

- Instauración de cubierta vegetal protectora y fijadora de suelos, tolerante a condiciones de aridez extrema, mayor economía hídrica y tensiones ecológicas derivadas del posible cambio climático.

- Tratamientos silvícolas adecuados para mejorar la calidad y diversidad de las masas forestales protectoras para garantizar su estabilidad biológica asegurando la resistencia y funcionalidad edafogenética en un medio climático y ambiental cambiante.
- Adecuación de infraestructuras hidrológicas para la estabilización y corrección de cauces y cuencas clasificadas como de mayor peligro, con altos índices de erosiones lineales y problemas de desestabilización de lechos.
- Realización de prácticas de conservación de suelos suficientes para controlar la erosión.
- Implantación y mantenimiento de una infraestructura forestal adecuada o la conservación, la mejora y ordenación de pastizales en áreas de riesgo.
- Fijación de suelos inestables.
- Atenuación de otros impactos ambientales causados por la construcción de grandes obras públicas o la propia protección de tales obras frente a procesos de inestabilidad del terreno.

Entre las medidas no estructurales se pueden citar:

- Profundización en la investigación y experimentación de tecnologías "blandas" para la aplicación de medidas correctivas.
- Selección genética de plantas forestales resistentes a condiciones ecológicas extremas.
- Inventario y selección de los cauces y subcuencas más problemáticas con especial atención a aquellas en que se den una o varias de las siguientes circunstancias: zonas productoras de agua, cuencas alimentadoras de embalses, superficies que se erosionen de manera importante y cuencas de montaña potencialmente peligrosas sobre núcleos urbanos o infraestructuras públicas.

4.1.1. Proyectos de restauración de cuencas.

Al hacer el planteamiento del proyecto de preservación de la cuenca hidrográfica, la vegetación resulta imprescindible, por todo lo que representa como elemento estabilizador de la misma ante los mecanismos de corriente, pues contribuye tanto a incrementar la infiltración, como a disminuir la velocidad de la lámina de escurrimiento superficial y, además, favorece el flujo sub-superficial del agua en los períodos de precipitaciones abundantes. A estos aspectos hay que añadir su gran capacidad para defender al suelo contra los fenómenos erosivos; tanto del impacto de las gotas de lluvia sobre el terreno, como de los derivados del arrastre de las partículas de suelo disgregadas por los escurrimientos.

La aparición del modelo de erosión USLE marca un punto importante en la aplicación del mismo a los proyectos. Como se mencionó en el capítulo tres, el modelo en cuestión establece la erosión potencial del suelo en cada unidad homogénea de la cuenca, es decir, define para cada una las diferentes zonas un valor de su erosión hídrica superficial potencial expresada en t/haaño . Con el paso del tiempo aparece el modelo modificado MUSLE, con el que se puede distinguir la tasa de sedimentos que se emiten fuera de la cuenca, al adoptar dos

parámetros hidrológicos como, el volumen de escurrimiento y el caudal generado por la misma para diferentes periodos de retorno.

En los proyectos de restauración la integración de los modelos matemáticos han dado solución a los objetivos que tienen que ver con la estimación de caudales líquidos y sólidos, ya que permiten estimar el valor del posible aporte de sedimentos y/o potencial erosivo en la cuenca.

a) Planteamiento de Objetivos en la Restauración

En el planteamiento del proyecto de restauración es de vital importancia el diagnóstico básico de la cuenca antes de abordar las acciones de protección, para esto se sugiere incluir los siguientes puntos de análisis para el planteamiento de los objetivos

- I. Elaboración de los mapas del estado erosivo de la cuenca así como el de los usos del suelo en la misma, aplicando el modelo USLE y/o posteriores.
- II. La degradación específica de la cuenca (es decir, la emisión de sedimentos fuera de la cuenca para un año medio por unidad de superficie de ésta).
- III. La formación de las pendientes de compensación (o de equilibrio) en los ríos por la ubicación de determinadas obras transversales en los cauces.
- IV. La delimitación de las zonas de inundación en las áreas dominadas y el consiguiente esquema de protección de las mismas.

Realizado lo anterior, los objetivos básicos de la restauración Hidrológico-Forestal serán:

- I. El control de la erosión. La retención del suelo mediante el control de la erosión, tratando al mismo tiempo de aprovechar este recurso.
- II. La regulación de las avenidas y los caudales que se generan
- III. La provisión hídrica
- IV. Seguimiento en las medidas de protección planteadas y ejecutadas

Estos objetivos involucran básicamente el relieve, la silvicultura a aplicar y los de carácter hidrológico (tanto los relacionados con la generación de los caudales de avenida o los vinculados con las necesidades hídricas en las diferentes zonas de la cuenca).

El conocimiento de las cubiertas vegetales presentes en la cuenca en el momento de efectuar la restauración, supone un indicador útil para interpretar las futuras medidas de protección, que se esperan con la incorporación de las nuevas cubiertas vegetales permanentes a la cuenca.

En un esquema lógico, la operación previa a todo proyecto de restauración hidrológico-forestal de una cuenca es su planificación agro-hidrológica. Con lo anterior se establecerá el uso al que deben dedicarse los diferentes terrenos que

constituyen la cuenca, para conseguir el mejor aprovechamiento hídrico de la misma.

b) Planificación

Establecidos los objetivos de la restauración de la cuenca, éstos incidirán de modo diferente dependiendo del escenario de actuación. La retención del suelo y la mejora de los aprovechamientos hídricos están íntimamente relacionadas con el comportamiento de cuenca a restaurar repercutiendo también en el control de las avenidas, al incidir en la formación de sus caudales; que aunque sean consecuencia directa de precipitaciones de gran intensidad, están condicionadas también por la respuesta de la cuenca.

Para realizar la planificación, se deberán tomar en cuenta los siguientes pasos:

- I. Estudiar la cuenca con el fin de obtener toda la información descriptiva de la misma a nivel de los factores fundamentales como son el clima, el suelo, la vegetación y el relieve.
- II. Conocer la respuesta de la cuenca ante los diferentes eventos torrenciales, para estimar o prever los efectos causados o que se puedan esperar de ellos.
- III. Planificar una ordenación agro-hidrológica de la cuenca atendiendo sobre todo a sus posibilidades físicas y los objetivos que se pretendan con el proyecto.
- IV. Describir, justificar y calcular las obras y trabajos proyectados para la restauración hidrológico-forestal de la cuenca. Además de establecer un programa o calendario de trabajo para la realización de las obras y trabajos.
- V. Elaborar los presupuestos necesarios para la ejecución de las obras y trabajos consignados en el proyecto.

Para realizar una planificación agro-hidrológica es recomendable tomar en cuenta los factores que se presentan en la tabla 4.1, para que a partir de ellos se establezca una clasificación de las actividades en cada una de las zonas que serán objeto de restauración.

FACTOR	ACTIVIDADES
1. Altitudes según las zonas de la cuenca	1.1 Áreas dominantes (zonas altas)
	1.2 Áreas dominadas (zonas bajas)
2. Cubierta vegetal	2.1 Estado actual de la vegetación
	2.2 Procedencia
	2.3 Uso de suelo
3. Morfología de la cuenca	3.1 Pendientes (dependiendo de las zonas de la cuenca)
	3.2 Orientación (horas luz)
4. Geología	4.1 Áreas con erosiones superficiales
	4.2 Áreas con erosiones importantes
5. Edafología	5.1 Tipos de suelo en las diferentes zonas de la cuenca
6. Modelos de protección del suelo	6.1 Índices de protección del suelo por la vegetación
	6.2 Aplicación de ecuaciones paramétricas (tipo USLE o RUSLE)
	6.3 Otros modelos de erosión
7. Índices fito-sociológicos	7.1 Índices bio-climáticos
	7.2 Índices de potencialidad de una estación
8. Actuaciones en el territorio	8.1 En la cuenca vertiente (alternativas posibles y selección de la opción de proyecto)
	8.2 En los cauces (alternativas posibles y selección de la opción de proyecto)
9. Clasificación del área de proyecto	9.1 Zonas que necesitan intervención
	9.2 Zonas de recomendaciones
	9.3 Zona sin necesidad de intervención

Tabla 4.1 Recomendación de factores para el planteamiento de proyectos de reconstitución y preservación de cuencas.

Para conseguir los objetivos previstos en el proyecto de restauración, una de las actividades importantes se enfocará a la creación, control y mejora de la cobertura vegetal permanente. Esta actividad deberá involucrar:

- I. Técnicas de preparación del suelo
- II. Elección de especies
- III. Polígonos de actuaciones y rodajes
- IV. Mediciones de las actividades propuestas

De estos cuatro puntos, el primero debe garantizar unas condiciones del terreno aptas para permitir el desarrollo inicial de las plantas que se incorporan al suelo; teniendo un contenido mecánico-hidráulico importante. El segundo debe atender al temperamento (auto-ecología) de las especies y a las garantías de la calidad de la planta; ambos encierran campos de investigación específicos. Por último, el tercero y cuarto responden básicamente al pliego de condiciones técnicas del proyecto.

Además, existen actividades complementarias como: la construcción de una red de transporte con el fin de tener acceso a las distintas zonas de trabajo y como medida de evacuación frente a incendios forestales, planteamiento de drenajes en caminos y otros puntos de interés, cortafuegos, balsas de agua y otros puntos de toma de agua con diferentes objetivos. Siempre puede haber otras obras alternativas que pueden coadyuvar a la buena realización del proyecto en determinadas situaciones y escenarios.

4.2. CUBIERTA VEGETAL EN LA REPÚBLICA MEXICANA.

En casi dos millones de kilómetros cuadrados que constituyen el territorio nacional, se albergan casi todos los paisajes naturales que son posibles de encontrar en el planeta. Desde las condiciones más áridas representadas en las zonas desérticas hasta las selvas más exuberantes de las zonas húmedas, desde los matorrales tropicales más cálidos hasta los paramos de altura casi en contacto con nieves perpetuas. Lo anterior producto de la localización geográfica de nuestro país, en una zona de transición entre la región tropical de Centroamérica y el subtropical y templado de Norteamérica.

A través de los años la cubierta vegetal de México ha presentado grandes cambios en su distribución original y en su composición florística, en algunos casos drásticamente, sin embargo si se lleva a cabo un análisis multitemporal se observarían principalmente aquellos que son ocasionados por la influencia del hombre, entre estos, la deforestación como uno de los más importantes. La deforestación actualmente continúa avanzando y la salud ecológica del país está más amenazada que nunca. Los patrones climatológicos son más erráticos, los desastres naturales son más frecuentes y severos, los bosques cada vez están más fragmentados, por ende muchos habitats de especies animales están desapareciendo.

En la actualidad se desconoce la extensión que ocuparon los diferentes tipos de cubierta vegetal antes de ser sometidos a la explotación por la actividad

humana; en el país no se cuenta con un documento de referencia que hable sobre la distribución original de la vegetación, por lo que es necesario elaborar un documento cartográfico que sirva para conocer como fue la vegetación antes de la aparición e intervención del hombre. Este documento permitirá conocer el comportamiento de la vegetación a través de los años, como fue y como está en la actualidad, además de poder obtener estadísticas que sirvan como herramienta para una mejor planeación y aprovechamiento de los recursos naturales.

Por los constantes cambios que presenta hoy en día la cubierta vegetal en algunos casos es difícil determinar lo que pudo existir, sin embargo por revisión de literatura especializada y con la información recabada en campo se puede deducir que tipo de vegetación se desarrolló en épocas pasadas.

En respuesta a la necesidad de conocer cuál fue el estado natural de las comunidades vegetales antes de los grandes cambios antropogénicos del Siglo XIX y Siglo XX, el INEGI lleva a cabo el proyecto de la carta de Vegetación Primaria a escala 1/1 000 000, con un cubrimiento total de la República Mexicana, con el cual se pretende apoyar los estudios de la distribución de plantas y animales, conservación de hábitat únicos, análisis de impacto ambiental, proyectos de conservación y rescate de corredores biológicos, áreas ecológicas, zonas protegidas y en proyectos de aprovechamiento sustentable, así como participar en la protección de la biodiversidad de México y la biota mesoamericana, entre muchos más trabajos que se pueden derivar y/o apoyarse en esta aportación.

4.2.1. Sistemas de Clasificación de la vegetación.

El sistema de clasificación de la vegetación utilizado es el denominado SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DEL INEGI PARA COMUNIDADES VEGETALES PRIMARIAS DE MÉXICO, adaptado a partir del sistema de clasificación convencional de la carta de Uso del Suelo Serie II y versión digital de Serie I, del INEGI el cual a la vez fue desarrollado a partir de los trabajos de Miranda y Hernández X., Flores et al. Y Jerzy Rzedowski. Este sistema utiliza una combinación variable de criterios para clasificar y describir comunidades vegetales y parte de un punto de vista descriptivo del paisaje, dando más peso a diferentes aspectos para caracterizar cada tipo representativo de comunidad vegetal. Por ejemplo, para bosques el criterio más importante es el florístico, mientras que para selvas, matorrales y pastizales, los criterios determinantes son respectivamente fenológico-estructurales, fisonómicos y fisiográfico-edafológicos, y para el agrupamiento de otras comunidades se aplican varios criterios ecológicos y/o florísticos dependiendo de la individualidad de la comunidad en estudio.

Se define **Vegetación primaria** como la vegetación que se desarrollaría en un área, en condiciones ambientales similares a las actuales, sin la influencia humana. La definición anterior trata de explicar en forma sencilla la complejidad de establecer una visión de la cubierta vegetal original del país a partir de la información proporcionada por la Carta de Uso del Suelo y Vegetación escala 1/1 000 000.

Si ha ocurrido alguna perturbación considerable y se ha removido parcial o totalmente la cobertura vegetal primaria, la vegetación que se recupera en esos sitios se conoce como **vegetación secundaria** y puede ser estructural y funcionalmente muy diferente a la original.

En términos generales y para un manejo más claro, la información contenida en la Carta de Vegetación Primaria es fundamentada de la siguiente manera:

- Agrupación de Tipos de Vegetación relacionados ecológica y/o florísticamente a las cuales se les denomina Formaciones.
- Caracterización de comunidades vegetales por su afinidad ecológica y composición florística denominados como Tipos de vegetación.
- Las zonas que no presentan cubierta vegetal visible por condiciones climáticas o presencia de factores edáficos o geológicos que impiden su desarrollo se denominan Áreas sin cubierta vegetal.

El sistema es esencialmente descriptivo y no se aplican directamente criterios evolutivos, regionalización ecológica, ni aspectos de fitogeografía a escala continental, sin embargo es posible derivar la información por medio del reagrupamiento de las formaciones vegetales propuestas.

La información esta agrupada en dos niveles jerarquizados que agrupan los tipos de vegetación en formaciones, con el objeto de permitir la visualización de las características ecológicas y florísticas generales de las comunidades vegetales descritas.

La vegetación primaria se agrupa en 12 grupos definidos tanto desde el punto de vista florístico, fisonómico como ecológico. Considerados en el sistema de clasificación del INEGI para hacer la correspondencia al sistema de clasificación de Rzedowski (1978), así:

- 1.- Bosque de Coníferas
- 2.- Bosque de Encino
- 3.- Bosque Mesófilo
- 4.- Selva Perennifolia
- 5.- Selva Subcaducifolia
- 6.- Selva Caducifolia
- 7.- Selva Espinosa
- 8.- Pastizal
- 9.- Matorral Xerófilo
- 10.- Vegetación Hidrófila
- 11.- Otros Tipos de Vegetación
- 12.- Sin Vegetación Aparente (no exactamente un tipo de vegetación).

En la tabla 4.2 se muestra la superficie ocupada por cada uno de los 12 grupos de vegetación primaria

(Hectáreas) Grandes biomas, Biomas y Tipo de vegetación	Superficie km ²
Total	151 483 194.5
Bosque	
Bosque de coníferas	
Bosque de táscate	170 921.4
Bosque de táscate con vegetación secundaria	145 986.2
Bosque de oyamel (incluye ayarín y cedro)	166 549.1
Bosque de oyamel (incluye ayarín y cedro) con vegetación secundaria	24 237.5
Bosque de pino	5 682 283.1
Bosque de pino - encino	6 662 928.5
Matorral de coníferas	649.4
Bosque de coníferas y encinos	
Bosque de pino - encino con vegetación secundaria	2 106 953.5
Bosque de pino con vegetación secundaria	1 555 738.2
Bosque de encino - pino	3 292 422.3
Bosque de encino - pino con vegetación secundaria	874 064.2
Bosque de encino	
Bosque de encino	8 714 844.7
Bosque de encino con vegetación secundaria	3 282 573.4
Bosque mesófilo de montaña	
Bosque mesófilo de montaña	1 024 884.4
Bosque mesófilo de montaña con vegetación secundaria	798 800.4

Tabla 4.2 Distribución de la vegetación primaria en el territorio Nacional. SEMARNAT 2003

Selva	
Selva perennifolia y subperennifolia	
Selva alta y mediana perennifolia	1 701 979.3
Selva alta y mediana perennifolia con vegetación secundaria	2 130 139.6
Selva baja perennifolia	53 668.3
Selva baja perennifolia con vegetación secundaria	528.5
Selva alta y mediana subperennifolia	1 736 913.1
Selva alta y mediana subperennifolia con vegetación secundaria	4 360 297.0
Selva baja subperennifolia	485 699.8
Selva baja subperennifolia con vegetación secundaria	674 456.5
Selva subcaducifolia	
Selva mediana subcaducifolia	483 526.8
Selva mediana subcaducifolia con vegetación secundaria	4 093 967.0
Selva baja subcaducifolia	46 832.2
Selva baja subcaducifolia con vegetación secundaria	25 151.4
Selva caducifolia	
Selva baja caducifolia	6 802 698.7
Selva baja caducifolia con vegetación secundaria	8 049 228.4
Selva mediana caducifolia	142 861.1
Selva mediana caducifolia con vegetación secundaria	60 878.0
Matorral subtropical	1 439 426.2
Matorral subtropical con vegetación secundaria	1 315 308.9

Tabla 4.2 (continuación) Distribución de la vegetación primaria en el territorio Nacional. SEMARNAT 2003

Selva	
Selva baja espinosa	186 788.3
Selva baja espinosa con vegetación secundaria	439 094.2
Matorral	
Matorral xerófilo	
Matorral crasicale	1 201 932.6
Matorral crasicale con vegetación secundaria	414 716.0
Matorral sarcocrasicale	2 343 639.0
Matorral sarcocrasicale con vegetación secundaria	24 075.5
Matorral sarcocrasicale de neblina	581 588.4
Matorral sarcocrasicale de neblina con vegetación secundaria	1 847.9
Matorral sarcocale	5 288 371.2
Matorral sarcocale con vegetación secundaria	141 750.9
Matorral desértico micrófilo	19 993 227.3
Matorral desértico micrófilo con vegetación secundaria	2 011 684.2
Matorral desértico rosetófilo	10 276 364.6
Matorral desértico rosetófilo con vegetación secundaria	356 757.6
Matorral rosetófilo costero	465 888.9
Matorral rosetófilo costero con vegetación secundaria	26 037.5
Matorral espinoso tamaulipeco	2 596 650.1
Matorral espinoso tamaulipeco con vegetación secundaria	854 027.1
Matorral submontano	2 370 450.0
Matorral submontano con vegetación secundaria	437 403.0

Tabla 4.2 (continuación) Distribución de la vegetación primaria en el territorio Nacional. SEMARNAT 2003

Mezquital	
Mezquital (incluye huizachal)	2 669 590.4
Mezquital (incluye huizachal) con vegetación secundaria	516 285.7
Chaparral	
Chaparral	2 702 156.4
Chaparral con vegetación secundaria	313 738.2
Pastizal	
Pastizal inducido (no cultivado)	
Pastizal inducido	6 665 165.7
Pastizal natural	
Pastizal natural	6 468 282.7
Pastizal natural con vegetación secundaria	3 218 458.9
Otro tipos de vegetación	
Vegetación de desiertos arenosos	
Vegetación de desiertos arenosos	2 170 631.8
Vegetación de desiertos arenosos con vegetación secundaria	1 391.9
Vegetación halófila	
Vegetación de dunas costeras	169 927.2
Vegetación halófila y gipsófila	4 857 661.8
Vegetación halófila y gipsófila con vegetación secundaria	255 889.9

Tabla 4.2 (continuación) Distribución de la vegetación primaria en el territorio Nacional. SEMARNAT 2003.

Vegetación hidrófila	
Manglar	948 643.8
Manglar con vegetación secundaria	7 222.4
Popal - Tular	1 081 407.9
Vegetación de galería (incluye bosque y selva de galería)	208 707.0
Palmar	
Palmar	126 559.3
Palmar con vegetación secundaria	1 300.1
Plantaciones	
Bosque cultivado	25 465.2
Áreas sin vegetación aparente	955 017.5

Tabla 4.2 (continuación) Distribución de la vegetación primaria en el territorio Nacional. SEMARNAT 2003

4.2.2. Pérdida de la cubierta vegetal en la República Mexicana

De acuerdo a Sánchez, 2009, se tiene la siguiente pérdida de cubierta vegetal:

Pérdida Histórica neta hasta el año 2000

Superficie km ²	Cubierta vegetal
103,289	Selvas húmedas
94,223	Selvas subhúmedas
129,000	Bosques templados
91,000	Matorrales xerófilos
59,000	Pastizales

Tabla 4.3 Pérdida Histórica neta hasta el año 2002.

Pérdidas en las últimas décadas (1970-2002)

Superficie km ²	Cubierta Vegetal	Superficie ha/año
22,972	Selvas húmedas	88,000
10,622	Selvas subhúmedas	40,800
9,000	Bosques	34,000
34,919	Matorrales	134,000
3,300	Pastizales	13,000

Tabla 4.4 Pérdidas en las últimas décadas (1970-2002)

5. APLICACIÓN

5.1. SITUACION DE MÉXICO

Una región hidrológica es la agrupación de varias cuencas hidrológicas con niveles de escurrimiento superficial muy similares. México está dividido en 37 regiones hidrológicas (Tabla 5.1).

Clave	Región Hidrológica
1	Baja California Noroeste
2	Baja California Centro – Oeste
3	Baja California Sur – Oeste
4	Baja California Noreste
5	Baja California Centro – Este
6	Baja California Sureste
7	Río Colorado
8	Sonora Norte
9	Sonora Sur
10	Sinaloa
11	Presidio - San Pedro
12	Lerma - Santiago
13	Río Huicicila
14	Río Aneca
15	Costa de Jalisco
16	Armería - Coahuayana
17	Costa de Michoacán
18	Balsas
19	Costa Grande de Guerrero
20	Costa Chica de Guerrero
21	Costa de Oaxaca
22	Tehuantepec
23	Costa de Chiapas
24	Bravo - Conchos
25	San Fernando - Soto La Marina

Tabla 5.1 Regiones Hidrológicas en la República Mexicana CONAGUA (2007), Estadística del Agua en México, SEMARNAT.

Clave	Región Hidrológica
26	Panuco
27	Norte de Veracruz (Ríos Tuxpan - Nautla)
28	Papaloapan
29	Catzacoalcos
30	Grijalva - Usumacinta
31	Yucatán Oeste
32	Yucatán Norte
33	Yucatán este
34	Cuencas Cenadas del Norte
35	Mapiiní
36	Nazas - Aguanaval
37	El Salado

Tabla 5.1 (Continuación) Regiones Hidrológicas en la República Mexicana CONAGUA (2007), Estadística del Agua en México, SEMARNAT.

Solo dos instituciones se han dado a la tarea de realizar mediciones (programa hidrológico internacional, 2009):

- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA)
- Comisión Nacional de Electricidad (CFE).

El número de estaciones con datos sobre sedimentos es de 398, es decir, solo el 17.15% de los sitios de medición tienen información disponible. Es importante destacar que el número de estaciones es insuficiente para representar el fenómeno a nivel nacional, en la tabla 5.2 se muestran las Regiones Hidrológicas que cuentan con aforo de sedimentos.

Región Hidrológica	No. de estaciones aforadoras
Panuco	59
Lerma - Santiago	53
Balsas	47
Grijalva - Usumacinta	35
Papa loa pan	30
Bravo	20
San Fernando - Soto La Marina	19
Costa Chica - Rio Verde	14
Sonora Sur	13
Sinaloa	13
Tehuantepec	12
Presidio - San Pedro	10
Costa Grande	10
Armería - Coahuayana	9
Nazas - Agua Naval	7
Costa De Oaxaca (Puerto Angel)	6
Coatzacoalcos	6
Sonora Norte	5
Ameca	5
El Salado	5
Baja California N (Ensenada)	4
Costa De Jalisco	4
Costa De Chiapas	4
Tuxpan - Nautla	3
Huicicila	2
Cuencas Cerradas Del Norte	2
Costa De Michoacan	1

Tabla 5.2 Número de estaciones aforadoras por región hidrológica.

Representando gráficamente la tabla anterior se observará que la medición está concentrada en el centro y sur del país figura 5.1.

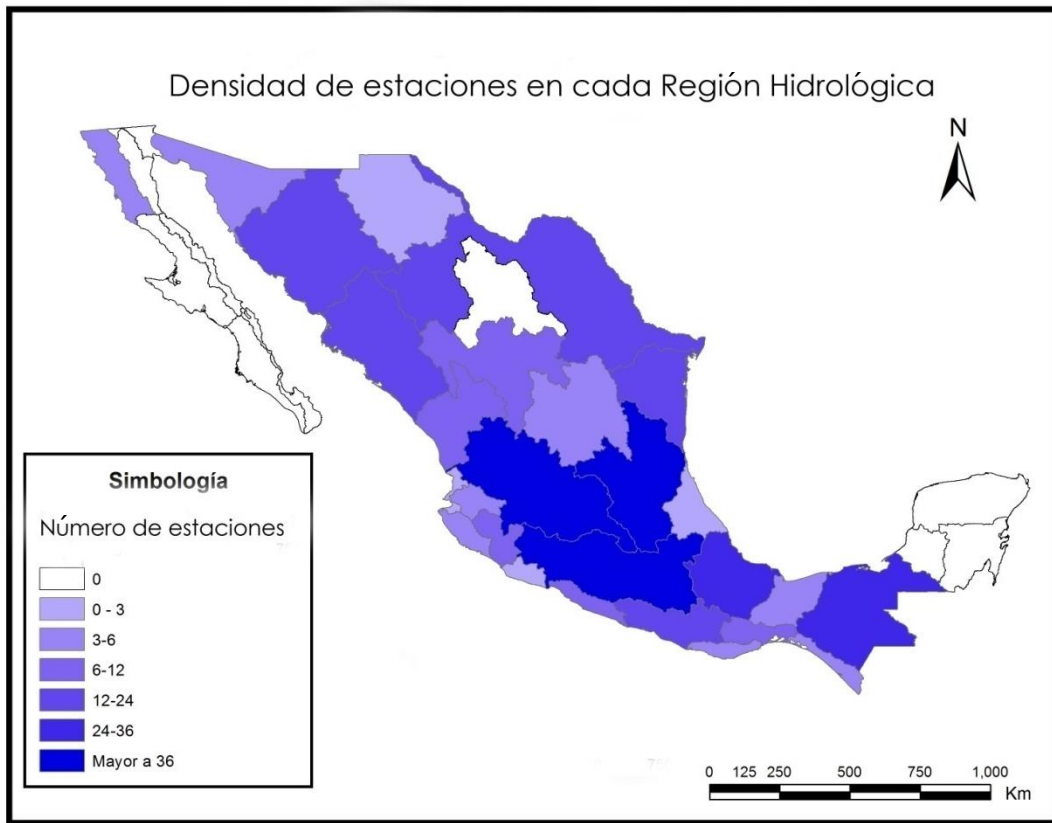


Figura 5.1 Número de estaciones Hidrométricas por región hidrológica.

5.2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

En México, las regiones hidrológicas con mayor precipitación histórica (figura 5.2) son las del sureste: la número 30, llamada región del sistema Grijalva-Usumacinta; la número 29 o región del Coatzacoalcos; la número 28 o región del Papaloapan; y la número 23, llamada también región de la Costa de Chiapas.

Las regiones: 26-Panuco, 12-Lerma-Santiago, 18-Balsas y 30-Grijalva-Usumacinta son las regiones que cuenta con la mayor cuantificación de los sedimentos transportados.

La región 30 tiene una importancia fundamental ya que en esta se ubican las presas hidroeléctricas, y en la parte baja de la cuenca se encuentra la ciudad de Villahermosa, que ha sido afectada por inundaciones en los últimos años.

Esta región cuenta con 67 estaciones hidrométricas de las cuales solo 17 (25%) cuentan con información sobre sedimentos. Los nombres de las estaciones así como los años de registro se muestran en la tabla 5.3.

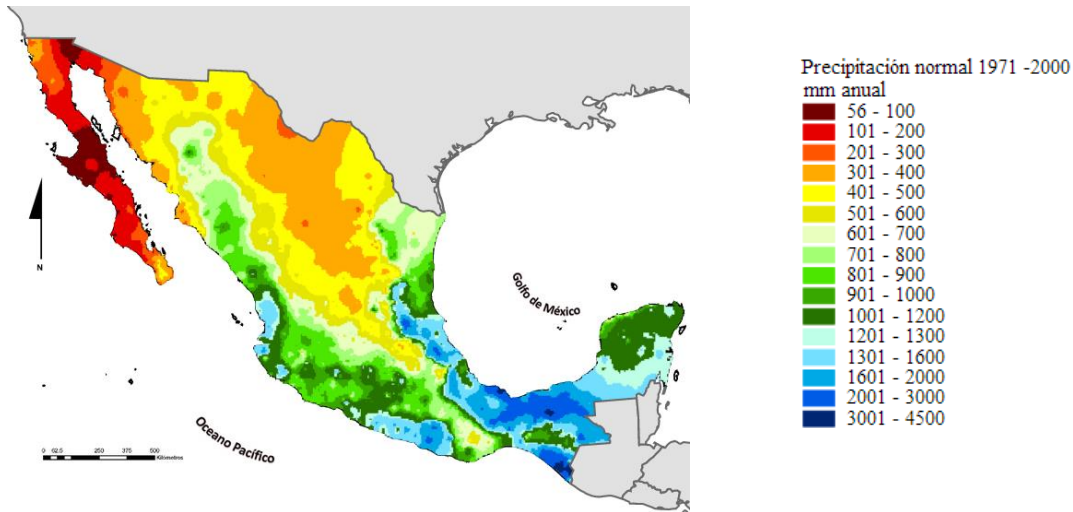


Figura 5.2 Distribución de la precipitación anual en México 1971-2000 (Conagua,2010)

Clave	Nombre de la estación	Corriente	Periodo de registro	
			Año inicio	Año final
30014	PUENTE COLGANTE	RIO GRIJALVA	1948	1963
30015	LAS PEÑITAS	RIO MEZCALAPA	1950	1979
30016	PUEBLO NUEVO	RIO DE LA SIERRA	1950	1980
30030	ARCO DE PIEDRA	RIO GRIJALVA	1950	1973
30040	ARGELIA	RIO SAN MIGUEL	1956	1974
30048	EL SALVADOR	RIO SAN GREGORIO	1962	1973
30049	EL TORO	RIO DE LA VENTA	1954	1965
30053	SANTA ISABEL	RIO EL DORADO	1956	1973
30055	MACUSPANA	RIO MACUSPANA	1973	1982
30056	LA CONCORDIA	RIO LA CONCORDIA	1960	1973
30057	PICHUCALCO	RIO PICHUCALCO	1966	1974
30062	GONZALEZ	RIO CARRIZAL	1963	1973

Tabla 5.3 Estaciones con información disponible de la región 30 Rio Grijalva.

Clave	Nombre de la estación	Corriente	Periodo de registro	
			Año inicio	Año final
30076	MALPASO II	RIO GRIJALVA	1961	1969
30083	LAS GAVIOTAS II	RIO GRIJALVA	1964	1978
30089	PUENTE COLGANTE II	RIO GRIJALVA	1963	1980
30093	TAPIJULAPA	RIO TACOTALPA	1968	1980
30094	PLATANAR	RIO PLATANAR	1967	1977

Tabla 5.3. Continuación. Estaciones con información disponible de la región 30 Rio Grijalva.

Para este trabajo se decidió trabajar con las estaciones: PUEBLO NUEVO, MACUSPANA, GONZALEZ, LAS GAVIOTAS II, TAPIJULAPA en la figura 5.3 se muestran las ubicaciones de las mismas.

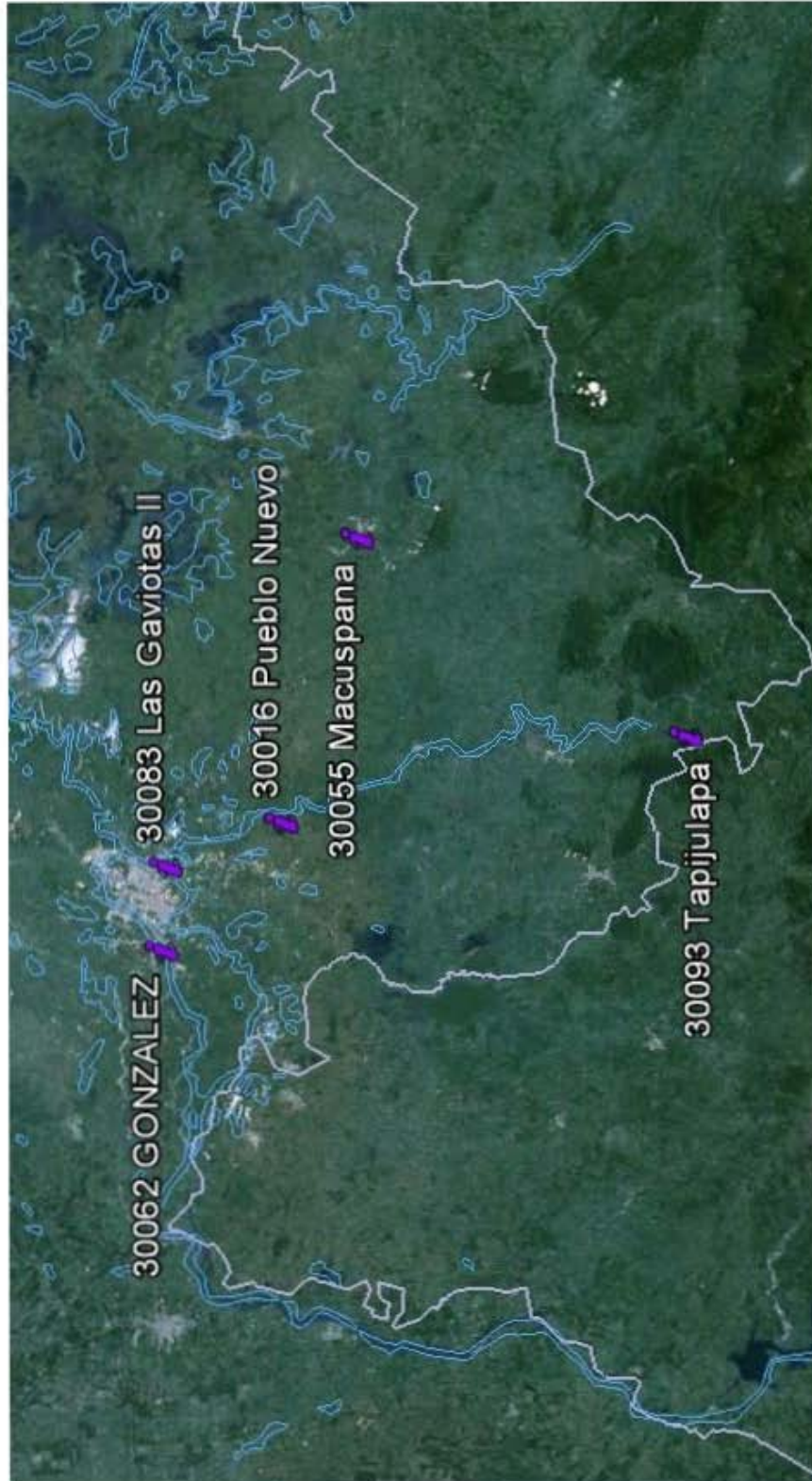


Figura 5.3 Localización de las estaciones en estudio.

La información general de las estaciones se describe a continuación.

5.2.1. Estación 30016 Pueblo Nuevo

La estación Pueblo Nuevo está situada a 26 kilómetros al sur de Villahermosa, Tabasco y a 800 metros aguas abajo de Pueblo Nuevo de las Raíces, en el municipio Centro del estado de Tabasco. Sus coordenadas son:

Latitud (G,M,S):	16°, 16", 00'
Longitud (G,M,S):	92°, 53", 00'

Se instaló para conocer el volumen aportado por el Río de La Sierra, al río Grijalva o Mezcalapa. Tiene una área drenada se 4 779.0 km². El río de la Sierra tiene su origen en el altiplano central de Chiapas, uniéndosele a lo largo de su trayectoria importantes ríos y arroyos; en su parte alta se le conoce sucesivamente como río Almendro, Oxolotán y Tapijulata. Pasa al estado de Tabasco por su margen izquierda a las aguas unidas de los ríos Teapa y Puyacatengo y a unos cuatro kilómetros antes de Villahermosa, Tabasco, confluye al río Grijalva.

El tramo comprendido entre las estaciones hidrométricas Tapijulapa y Pueblo Nuevo tiene una longitud aproximada de 63 Kilómetros, es muy sinuoso y toca numerosas poblaciones ribereñas siendo las de más importancia Tacotalpa y Jalapa en el estado de Tabasco.

El tramo de aforo, perpendicular al eje de la corriente, es recto en 300 metros. La sección es irregular, sus márgenes y el fondo del cauce están formados por material limo-arenoso.

La estación cuenta con laboratorio de sedimentos, habiendo datos para el período de junio de 1948 a diciembre de 1983.

5.2.2. Estación 30055 Macuspana

La estación hidrométrica Macuspana está situada a 200 m aguas arriba de la población Macuspana, en el municipio de Macuspana, estado de Tabasco. Tiene un área drenada de 1739.0 km². Sus coordenadas son:

Latitud (G,M,S):	17°, 46", 00'
Longitud (G,M,S):	92°, 36", 00'

Fue instalada para conocer el régimen de la corriente y su aportación al Tepetitán. El río Macuspana está formado por los ríos Puxcatán y Chinal, ambos bajan de las estribaciones norte de la Meseta Central de Chiapas. El río Puxcatán nace en las cercanías del poblado de Petalcingo, Chiapas, baja en dirección noroeste hasta la altura de la población de Puxcatán, donde cambia la dirección de su curso dirigiéndose hacia el noreste, hasta confluir con el río Chinal para cambiar nuevamente su curso hacia el noroeste, ya en la planicie costera del Golfo de México; pasa junto a la población de

Macuspana Tabasco, de donde toma en este tramo el nombre de río Macuspana y siguiendo un curso con numerosos meandros, dirigiéndose hacia el este hasta confluir con el río Tulijá, junto a la población de San Antonio Tabasco.

Se encuentra la estación en un tramo de la corriente con trayectoria recta en aproximadamente 200 m y de sección rectangular. Predominan en él los materiales arcillosos y arenosos encontrándose tanto en las márgenes como en el fondo del cauce.

Se practican análisis de sedimentos a partir del año 1962; se toman muestras superficiales.

5.2.3. Estación 30062 González

La estación hidrométrica González se localiza a 400.00 m aguas arriba de donde termina el bordo de defensa de Zavala, frente al poblado de González en el municipio Centro, del estado de Tabasco. Sus coordenadas son:

Latitud (G,M,S):	17°, 58", 30'
Longitud (G,M,S):	93°, 00", 00'

La estación hidrométrica González fue instalada para conocer el escurrimiento en el río Carrizal, antes de llegar a Boca de Zavala, sitio en el cual el río desagua cuando el tirante excede de cierto nivel.

La sección es trapezoidal y perpendicular a la corriente. Tiene una longitud en línea recta de 140.00 m, sus márgenes son limo-arcillosas. El fondo del río es limo arenoso.

Se analizan muestras de sedimentos en el laboratorio instalado en la estación hidrométrica, desde el 3 de julio de 1962. Se toman muestras de tipo superficial.

5.2.4. Estación 30083 Las Gaviotas II

La estación hidrométrica Las Gaviotas II se localiza aproximadamente a 5 Km al sureste del centro de la ciudad de Villahermosa, Tabasco, en el municipio Del Centro, Tabasco a unos 300 m aguas abajo de la confluencia del Río de la Sierra. En este mismo sitio en el período comprendido entre el día 1o. de enero de 1944 y el 31 de octubre de 1947, se estuvieron efectuando aforos, dándosele a este lugar el nombre de estación hidrométrica Las Gaviotas y cambiándose posteriormente por el de Gaviotas I. Se suspendieron en aquella época las observaciones al cambiarse éstas al Puente La Majahua. Sus coordenadas son:

Latitud (G,M,S):	17°, 58", 00'
Longitud (G,M,S):	92°, 55", 00'

Se instaló para conocer las aportaciones de los ríos Viejo Mezcalpa, Pichucalco y del Río de la Sierra. El río Grijalva se origina de numerosos arroyos y ríos que bajan de la Sierra Cuchumatanes en Guatemala; toma el nombre de Grijalva a partir de la confluencia de los ríos San Gregorio y San Miguel, atraviesa el Valle de Chiapas con el nombre de río Grijalva o río Grande de Chiapas; sus aguas son almacenadas y regularizado su régimen en la presa Netzahualcóyotl construida aguas abajo de la confluencia del río La Venta. El río cambia la dirección de su curso de noroeste que traía para seguir con tendencia al norte hasta entrar a la planicie costera del Golfo de México, en donde ya con el nombre de Mezcalapa se bifurca primero con el de Samaria y cambia nuevamente la dirección de su curso hacia el este, vuelve a bifurcarse saliendo por su margen izquierda el río Carrizal y por la margen derecha el Viejo Mezcalapa, más adelante recibe por su margen derecha las aportaciones del río Pichucalco y del Río de la Sierra.

Aguas abajo de la confluencia de estos ríos está localizada la estación hidrométrica Gaviotas II. El río Grijalva va finalmente a desembocar en el Golfo de México por la barra de Frontera, después de recibir las importantes aportaciones del río Usumacinta.

Tiene una longitud en línea recta de 250.00 m, las dos márgenes del río son arcillosas, el fondo es de arena fina y limo.

Se practican análisis de sedimentos en el laboratorio instalado en la propia estación hidrométrica, desde el 19 de octubre de 1963. Se toman muestras superficiales.

5.2.5. Estación 30093 Tapijulapa

Está situada sobre el río Tacotalpa, a dos kilómetros aguas abajo de la población de Tapijulapa, a unos 70 Km al sureste de Villahermosa, Tabasco y a 15 Km aguas abajo de la estación hidrométrica Oxolotan, en el municipio de Tacotalpa, estado de Tabasco.

El río Tacotalpa es uno de los principales formadores del río de la Sierra, nace en la meseta Central de Chiapas, con el nombre de río Chacté, en las inmediaciones de los poblados de Oxchuc y Pantelho, pasa junto a la población de Sitalá y se dirige hacia el noroeste, recibiendo las aportaciones del río Plátanos a la altura de Simojovel, Chis. y un poco más adelante las del río Zacatic, a esta altura se le conoce como río Almendro; continúa su curso y atraviesa el límite entre Chiapas y Tabasco en Oxolotán para pasar junto a Tacotalpa, Tabasco, en donde toma el nombre de río Tacotalpa, hasta su confluencia con el río Teapa.

Tiene un área drenada de 3219 km². Las coordenadas son:

Latitud (G,M,S): 17°, 28", 00'
Longitud (G,M,S): 92°, 49", 00'

Se instaló para Conocer el régimen del río Tacotalpa, para posibles aprovechamientos hidráulicos.

La sección de aforos es de forma trapezoidal. El tramo es recto en una longitud de 160 m, con cauce profundo labrado en material areno arcilloso y el fondo del cauce cubierto con acarreos gruesos y grava.

Se practican análisis de sedimentos a partir del 1o de septiembre de 1966; se toman muestras superficiales.

5.3. CONSTRUCCIÓN DE SEDIMENTOGRAMAS

El sedimentograma es la representación gráfica del comportamiento de los sedimentos a lo largo del tiempo.

Al ser una representación gráfica permite una mejor visualización del comportamiento de los mismos a lo largo de los años.

Para la obtención de los Sedimentogramas se trabajará con los valores de gasto medio diario y el porcentaje de volumen de sólidos proporcionados por el BANDAS para cada una de las cinco estaciones elegidas.

Para la estación 30016 se seleccionaran dos años para mostrar de forma gráfica el comportamiento del sedimentograma. Los mismos se presentan en la figura 5.4. Mientras que los valores de los volúmenes de sólidos en millones de m³ se muestran en el Anexo A.

De dicha figura se puede observar que la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos para el año de 1951 se incrementó a lo largo del año y que los meses de mayor aporte fueron de Agosto a Noviembre.

Mientras que para el año de 1968 la tendencia del comportamiento casi se mantiene, pero sin embargo se presentaron para los meses de Enero, Septiembre y Octubre un valor alto (alrededor de 5 a 6 millones de m³) por mes de volumen de sólidos.

En la tabla 5.4 se presentará la tendencia del comportamiento, la ecuación y los meses de mayor aporte de sedimentos para cada uno de los años trabajados en dicha estación.

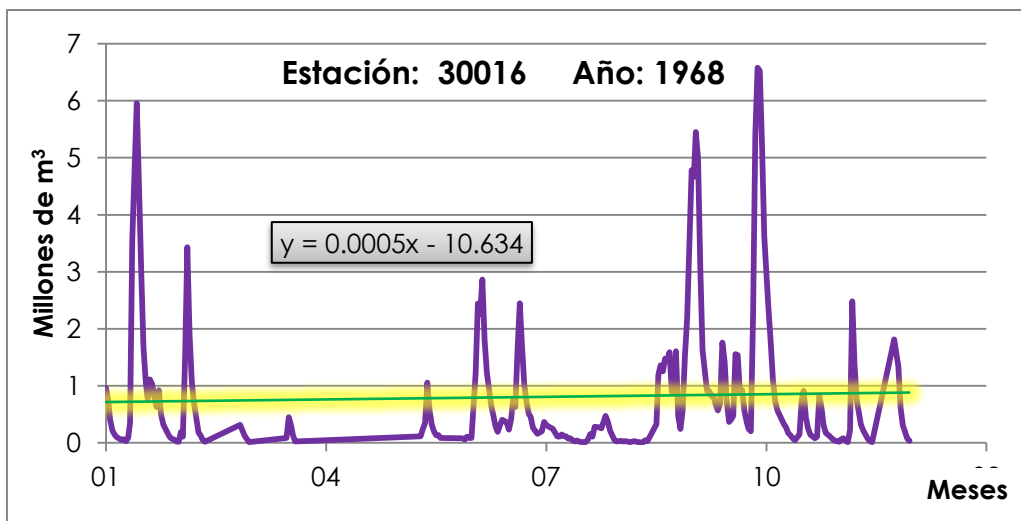
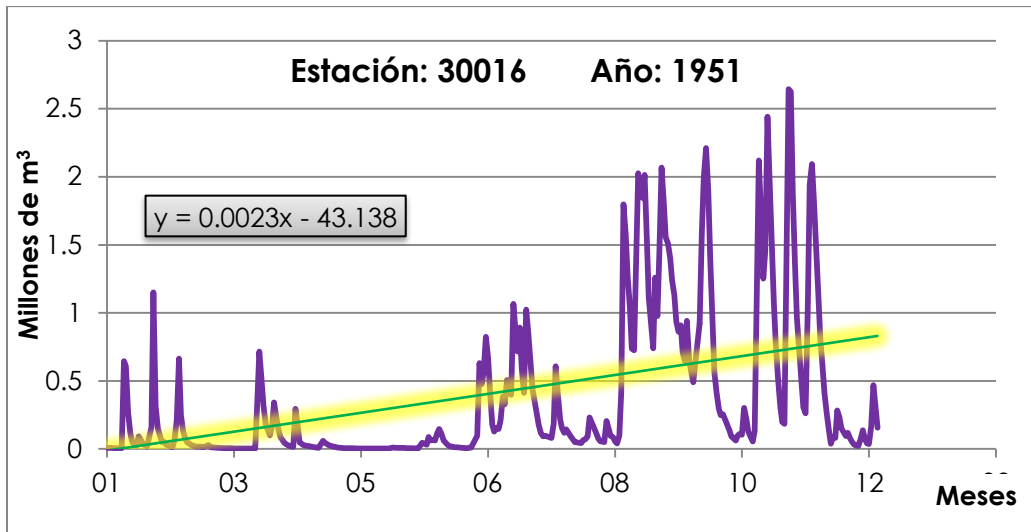


Figura 5.4. Sedimentogramas para el año 1951 y 1968 de las estación 30016.

Estación 30016			
Año	Ecuación	Tendencia	Meses con mayor movimiento de sedimentos
1949	$y = 0.0017x - 29.893$	Creciente	Noviembre*
1950	$y = 0.0009x - 16.706$	Creciente	Octubre*
1951	$y = 0.0023x - 43.138$	Creciente	Septiembre-Noviembre
1952	$y = 0.0059x - 112.73$	Creciente	Septiembre-Noviembre
1953	$y = 0.004x - 78.248$	Creciente	Noviembre*; Diciembre*
1954	$y = 0.0015x - 28.404$	Creciente	Junio-Julio; Septiembre
1955	$y = 0.0041x - 82.966$	Creciente	Febrero*; Julio; Septiembre-Diciembre
1956	$y = 0.002x - 39.922$	Creciente	Septiembre-Octubre; Junio
1957	$y = 0.0039x - 81.423$	Creciente	Septiembre; Diciembre
1958	$y = 0.004x - 84.114$	Creciente	Junio-Diciembre
1959	$y = 0.0037x - 79.001$	Creciente	Enero*; Abril; Junio; Octubre-Noviembre
1960	$y = 0.0025x - 55.393$	Creciente	Enero; Julio-Septiembre; Diciembre
1961	$y = 0.0044x - 98.238$	Creciente	Agosto; Octubre-Noviembre
1962	$y = 0.0039x - 89.123$	Creciente	Septiembre-Octubre
1963	$y = 0.0029x - 66.877$	Creciente	Julio; Septiembre
1964	$y = 0.0027x - 62.249$	Creciente	Junio-Julio; Septiembre-Octubre; Diciembre
1965	$y = 0.002x - 48.078$	Creciente	Enero; Febrero; Octubre; Diciembre
1966	$y = 0.0023x - 55.625$	Creciente	Junio*; Septiembre; Octubre*
1967	$y = 0.0049x - 120.47$	Creciente	Junio; Septiembre-Octubre
1968	$y = 0.0005x - 10.634$	Creciente	Enero*; Febrero*; Septiembre; Octubre*
1969	$y = 0.0051x - 128.75$	Creciente	Agosto-Octubre; Noviembre
1970	$y = 0.006x - 153.03$	Creciente	Julio; Agosto-Noviembre
1971	$y = 0.0023x - 60.154$	Creciente	Agosto-Septiembre; Octubre*; Noviembre*
1972	$y = 0.0002x - 5.0157$	Creciente	Diciembre*
1973	$y = 0.0049x - 131.25$	Creciente	Agosto*; Noviembre*
1975	$y = 0.0064x - 175.88$	Creciente	Septiembre; Noviembre
1976	$y = 0.003x - 84.327$	Creciente	Julio*; Agosto*; Octubre*; Noviembre-Diciembre
1977	$y = 0.0025x - 69.986$	Creciente	Agosto*; Noviembre*; Diciembre*
1978	$y = 0.0036x - 101.71$	Creciente	Octubre*
1979	$y = 0.0063x - 182$	Creciente	Septiembre-Octubre

Tabla 5.4. Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30016.

Año	Ecuación	Tendencia	Meses con mayor movimiento de sedimentos
1981	$y = 0.0086x - 254.81$	Creciente	Agosto-Octubre
1982	$y = -0.0385x + 1167.8$	Decreciente **	Septiembre; Octubre
1983	$y = 0.0027x - 80.801$	Creciente	Agosto-Octubre
*Meses que presenta un solo día con un volumen importante de sedimentos. **En este año solo se contó con información de cinco meses (Agosto a Septiembre)			

Tabla 5.4. (Continuación). Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30016.

Ahora para la estación 30055, se ejemplificará en la figura 5.5 los sedimentogramas para dos años y en la tabla 5.5 se resumen los resultados. Los valores de los sedimentos en millones de m^3 se muestran en el Anexo B.

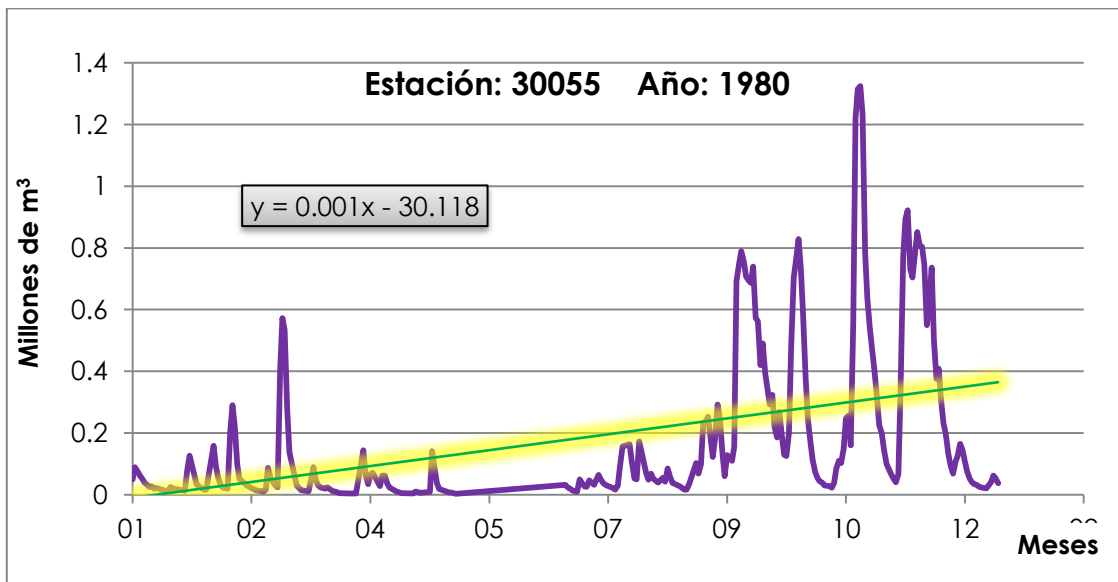
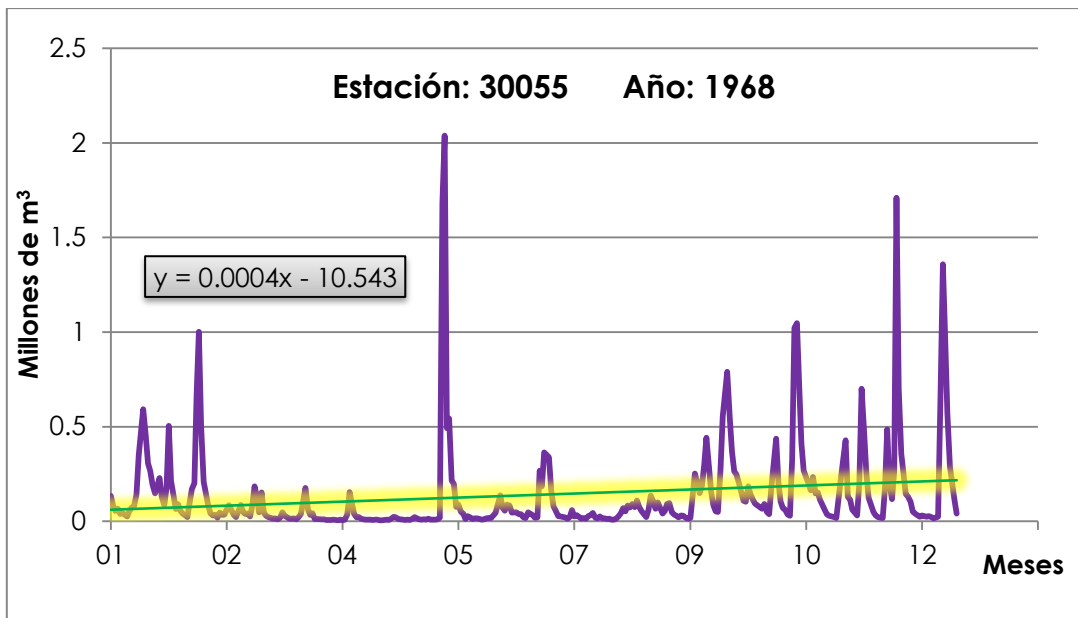


Figura 5.5. Sedimentogramas para los años de 1968 y 1980 para la estación 30055

Estación 30055			
Año	Ecuación	Tendencia	Meses con mayor movimiento de sedimentos
1962	$y = 0.0003x - 5.6332$	Creciente	Septiembre-Octubre
1963	$y = 0.0007x - 15.468$	Creciente	Febrero*; Agosto-Septiembre; Noviembre*; Diciembre*
1964	$y = 0.0003x - 6.023$	Creciente	Enero*; Junio-Julio; Diciembre*
1965	$y = 0.0002x - 4.3413$	Creciente	Febrero*; Marzo*; Octubre-Noviembre
1966	$y = 0.0002x - 4.4003$	Creciente	Enero-Abril; Junio; Julio; Septiembre; Octubre*; Noviembre*; Diciembre*
1967	$y = 0.0006x - 14.002$	Creciente	Septiembre*; Octubre*
1968	$y = 0.0004x - 10.543$	Creciente	Enero-Febrero; Mayo*; Septiembre- Diciembre
1969	$y = 0.0007x - 16.756$	Creciente	Enero*; Junio-Diciembre
1970	$y = 0.0003x - 7.1462$	Sin cambio	Enero*; Mayo-Noviembre
1971	$y = -0.0001x + 3.9349$	Decreciente	Marzo; Junio*
1975	$y = 0.0007x - 18.616$	Creciente	Enero; Septiembre-Noviembre
1977	$y = 0.0006x - 15.918$	Creciente	Junio*; Agosto-Octubre; Noviembre-Diciembre
1978	$y = 0.0001x - 3.3475$	Sin cambio	Enero*
1979	$y = 0.0005x - 14.79$	Creciente	Enero*
1980	$y = 0.001x - 30.118$	Creciente	Marzo*; Septiembre-Diciembre
1982	$y = 0.0007x - 21.544$	Creciente	Febrero; Septiembre-Diciembre
1983	$y = 0.0005x - 15.326$	Creciente	Enero; Septiembre-Diciembre
1984	$y = 0.0002x - 7.4107$	Creciente	Enero; Agosto-Octubre

*Meses que presenta un solo día con un volumen importante de sedimentos.

Tabla 5.5. Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30055.

Se realizará lo mismo para el resto de las estaciones en estudio y los valores de sedimentos en millones de m³ se muestran en los Anexos C, D y E.

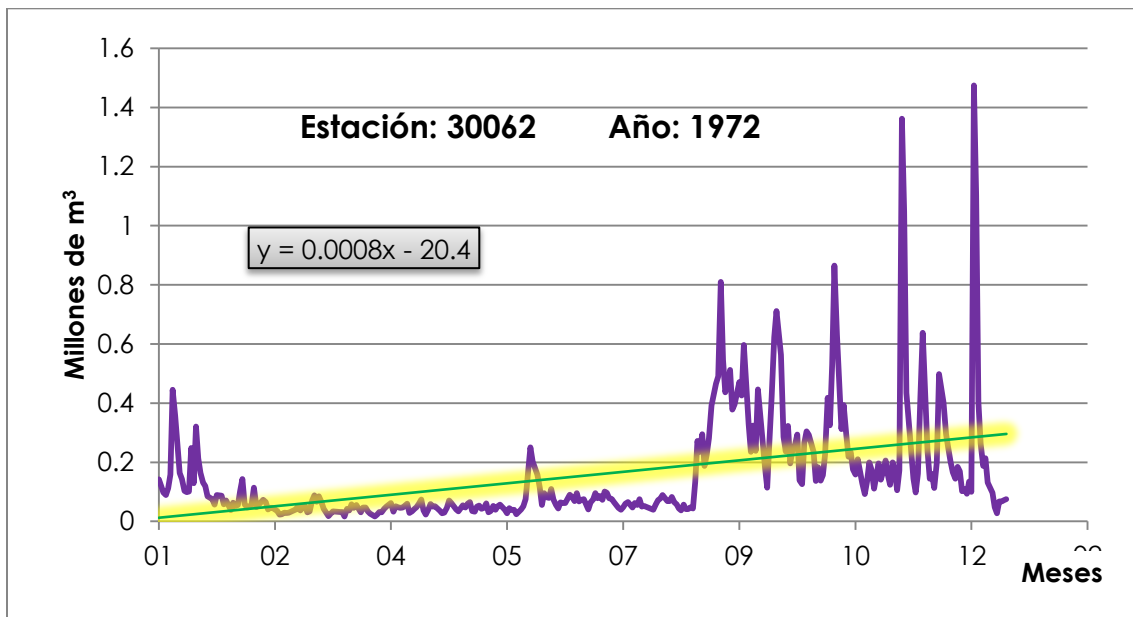
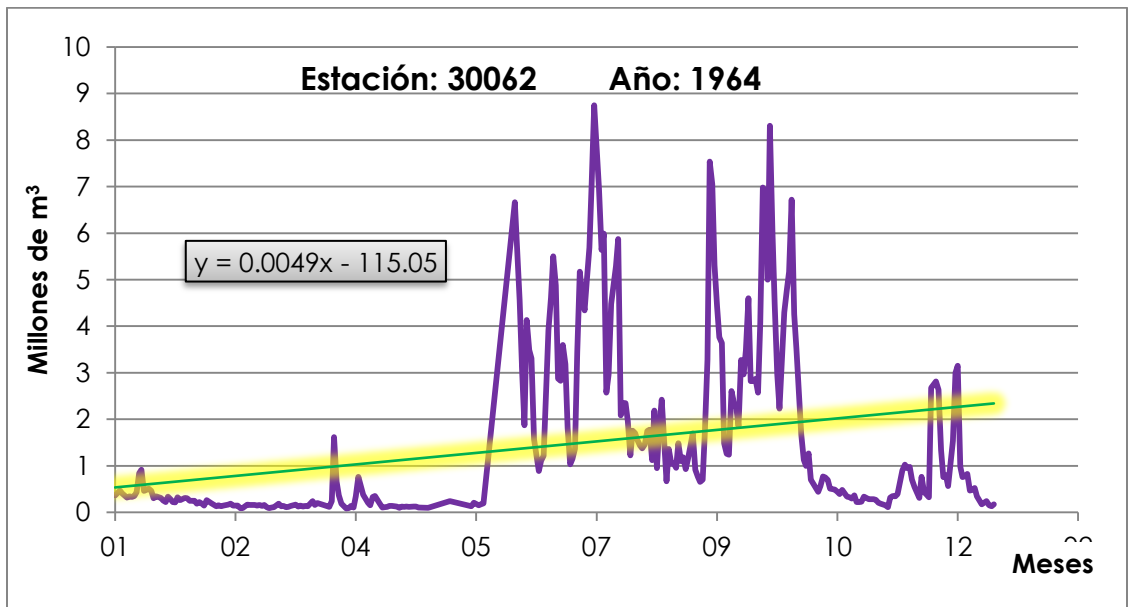


Figura 5.6. Sedimentogramas para los años de 1964 y 1972 para la estación 30062.

Estación30062			
Año	Ecuación	Tendencia	Meses con mayor movimiento de sedimentos
1962	$y = -0.0169x + 389.66$	Decreciente**	Septiembre-Octubre
1963	$y = 0.006x - 137.66$	Creciente	Julio; Septiembre-Octubre; Noviembre
1964	$y = 0.0049x - 115.05$	Creciente	Junio-julio; Septiembre-Octubre
1965	$y = 0.0048x - 114.62$	Creciente	Febrero*; Julio-Agosto; Octubre
1966	$y = 0.0005x - 12.036$	Creciente	Septiembre-Octubre
1967	$y = 0.0007x - 16.274$	Creciente	Septiembre*; Octubre*; Diciembre*
1968	$y = 0.0011x - 27.778$	Creciente	Enero*; Septiembre-Octubre
1969	$y = 0.0016x - 40.34$	Creciente	Agosto-Octubre; Noviembre
1970	$y = 0.0013x - 33.334$	Creciente	Julio*; Agosto- Octubre
1971	$y = 0.0005x - 12.361$	Creciente	Marzo; Agosto- Noviembre
1972	$y = 0.0008x - 20.4$	Creciente	Agosto-Diciembre
1973	$y = 0.0013x - 35.174$	Creciente	Agosto; Noviembre*
1975	$y = 0.0003x - 7.2429$	Creciente	Enero*; Septiembre-Noviembre
1976	$y = 0.0004x - 11.514$	Creciente	Enero*; Septiembre-Noviembre
1977	$y = 0.0003x - 7.5864$	Sin cambio	Julio*; Noviembre*
1980	$y = 0.0004x - 12.207$	Creciente	Octubre-Noviembre
1984	$y = -0.0039x + 121.64$	Decreciente**	Septiembre; Noviembre; Diciembre
1985	$y = 0.0018x - 56.454$	Sin cambio	Octubre*

*Meses que presenta un solo día con un volumen importante de sedimentos.
**En este año solo se contó con información de cinco meses

Tabla 5.6. Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30062.

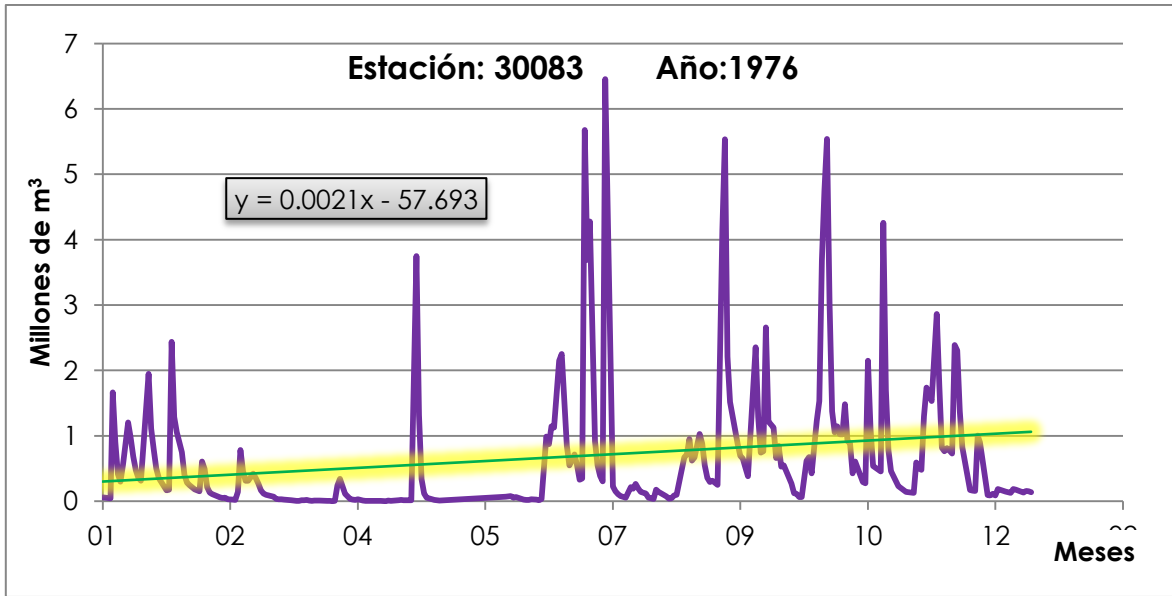
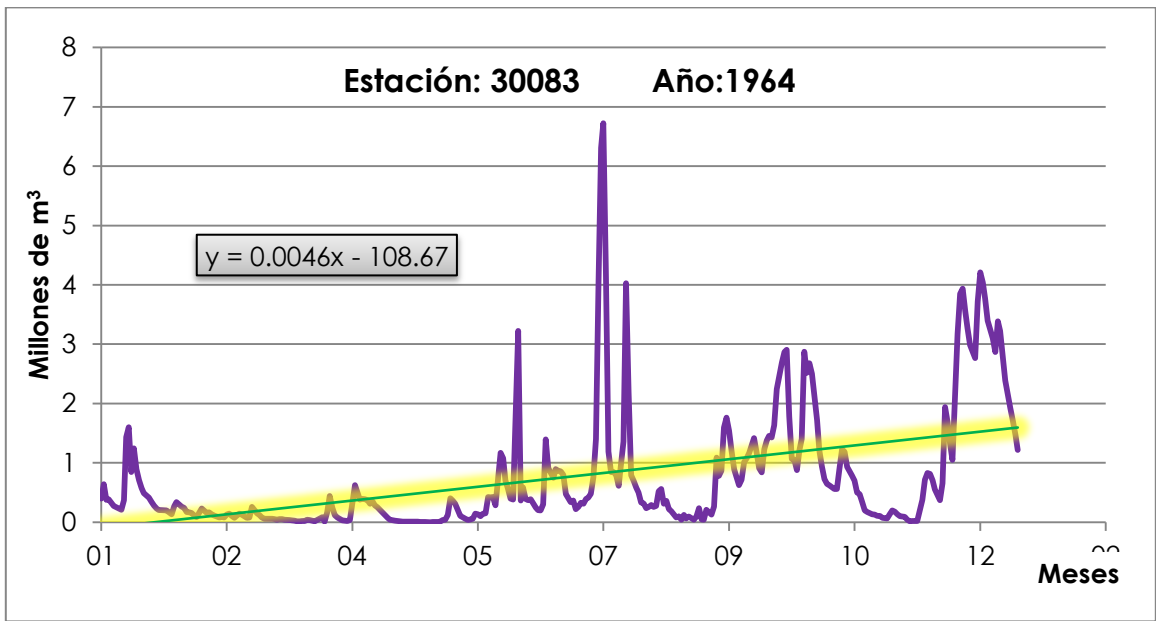


Figura 5.7. Sedimentogramas para los años de 1964 y 1976 para la estación 30083.

Estación 30083			
Año	Ecuación	Tendencia	Meses con mayor movimiento de sedimentos
1964	$y = 0.0046x - 108.67$	Creciente	Junio*; Julio; Septiembre- Octubre
1965	$y = 0.0008x - 19.68$	Creciente**	Julio-Octubre
1966	$y = -0.0015x + 36.462$	Decreciente**	Septiembre-Noviembre
1968	$y = 0.0014x - 35.234$	Creciente	Septiembre; Octubre*
1969	$y = 0.0008x - 18.793$	Creciente	Junio-Diciembre
1970	$y = 0.0018x + 47.96$	Decreciente**	Julio-Noviembre
1971	$y = 0.0024x - 63.43$	Creciente	Septiembre-Noviembre
1972	$y = 0.0013x - 33.885$	Creciente**	Diciembre
1973	$y = 0.0068x - 180.98$	Creciente	Agosto-Octubre
1975	$y = 0.0042x - 114.44$	Creciente	Septiembre-Noviembre
1976	$y = 0.0021x - 57.693$	Creciente	Mayo*; Julio-Noviembre
1977	$y = 0.005x - 141.46$	Creciente	Octubre-Diciembre
1978	$y = 0.0039x - 110.31$	Creciente	Enero*; Agosto-Diciembre
1980	$y = 0.0039x - 112.73$	Creciente	Marzo*; Noviembre
1981	$y = 0.0019x - 55.17$	Creciente	Mayo; Agosto
1984	$y = -0.0079x + 247.52$	Decreciente**	Septiembre-Octubre
1985	$y = 0.0003x - 10.125$	Sin cambio	Agosto*
*Meses que presenta un solo día con un volumen importante de sedimentos.			
**En este año solo se contó con información de cinco meses			

Tabla 5.7. Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30083.

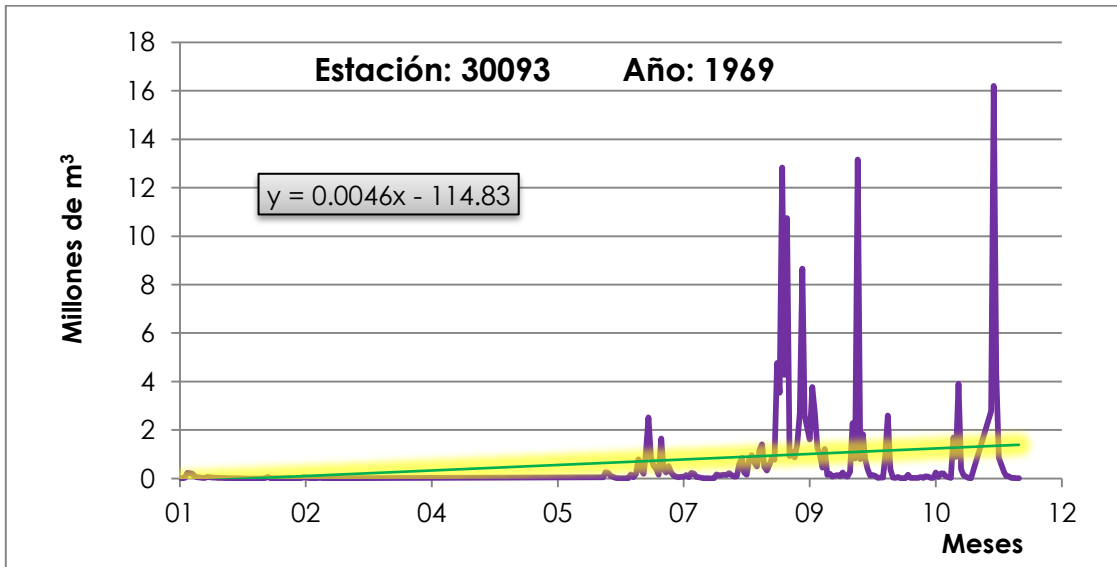
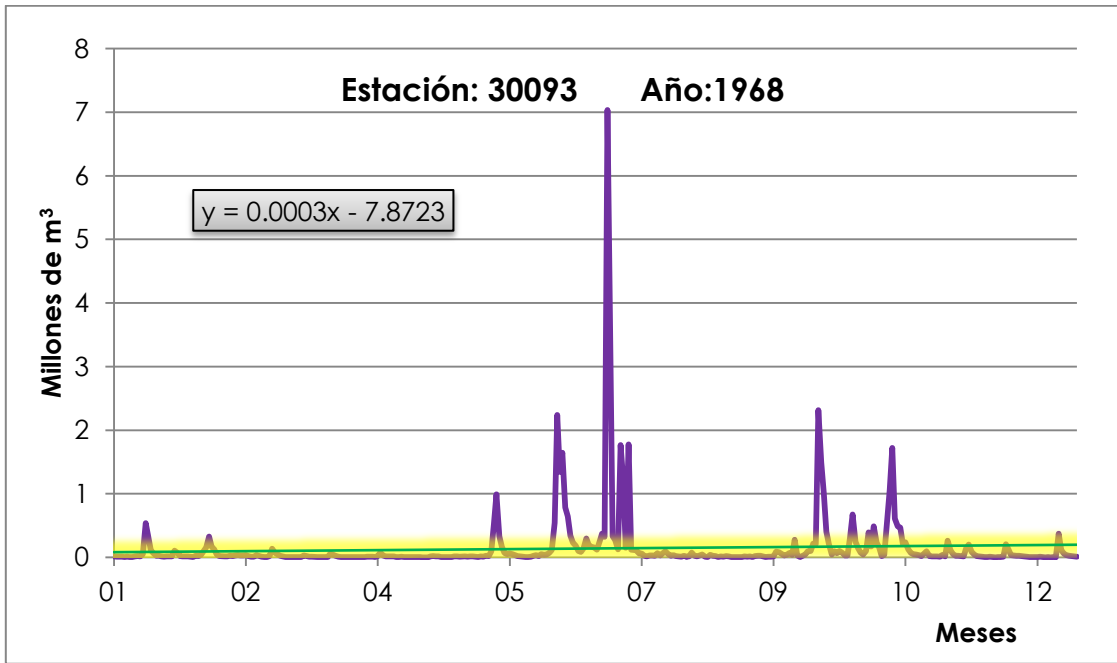


Figura 5.8. Sedimentogramas para los años de 1968 y 1969 para la estación 30093.

Estación 30093			
Año	Ecuación	Tendencia	
1966	$y = -0.0153x + 374.66$	Decreciente**	Septiembre-Octubre ⁽²⁾
1967	$y = 0.0064x - 157.86$	Creciente	Septiembre ^{*(2)} ; Octubre
1968	$y = 0.0003x - 7.8723$	Creciente	Mayo; Junio; Julio ^{*(2)} ; Septiembre; Octubre
1969	$y = 0.0046x - 114.83$	Creciente	Agosto-Septiembre; Noviembre
1970	$y = 0.0025x - 62.928$	Creciente**	Julio- Septiembre
1971	$y = 0.0121x - 315.57$	Creciente**	Septiembre; Octubre; Noviembre
1972	$y = -0.0027x + 72.783$	Decreciente**	Julio
1973	$y = -0.0047x + 129.17$	Sin cambio**	Agosto ^{*(2)}
1974	$y = 0.0058x - 156.74$	Creciente**	Septiembre ^{*(2)}
1975	$y = 0.0373x - 1029.9$	Creciente	Septiembre-Noviembre
1976	$y = -0.0087x + 243.42$	Decreciente**	Julio; Agosto; Octubre ^{(2)*} ; Noviembre*
1979	$y = 0.0093x - 269.84$	Creciente**	Septiembre ^{*(2)} ; Octubre ^{*(2)}
1980	$y = 0.0042x - 123.51$	Creciente**	Julio; Septiembre; Octubre-Noviembre
1981	$y = -0.018x + 538.92$	Decreciente**	Agosto-Octubre
1982	$y = -0.0067x + 203.15$	Decreciente**	Septiembre ^{*(2)} ; Octubre
1983	$y = -0.0034x + 105.53$	Decreciente**	Septiembre ^{*(2)} ; Octubre ^{*(2)}
1984	$y = 0.0073x - 225.29$	Creciente**	Septiembre-Octubre ⁽²⁾
1985	$y = -0.0089x + 278.26$	Decreciente**	Septiembre; Octubre; Diciembre
*Meses que presenta un solo día con un volumen importante de sedimentos.			
**En este año solo se contó con información de cinco meses			
⁽²⁾ Valor fuera del rango de comportamiento			

Tabla 5.8. Ecuación de la tendencia del comportamiento del volumen de sólidos así como los meses de mayor aporte para la estación 30093.

En la figura 5.9 se agrupan los sedimentogramas de las cinco estaciones, para ver el comportamiento del volumen sólido en los años comunes. En dicha figura se observa que la estación 30093 es la que presenta el mayor manejo de volumen de sólidos.

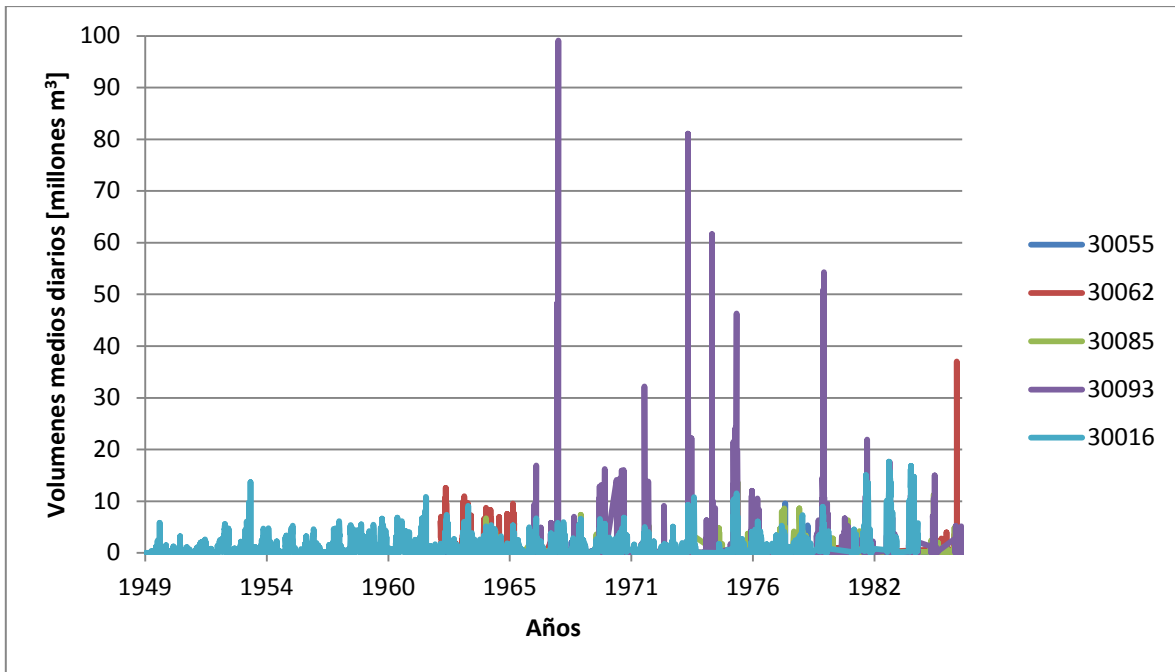


Figura 5.9. Sedimentogramas desde 1949 a 1985 para las cinco estaciones en estudio.

5.4. ASOCIACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS CON LA VARIABLE METEOROLÓGICA PRECIPITACIÓN

A continuación se determinará la posible existencia, de una relación entre el crecimiento del volumen de sedimentos aforado y la variable precipitación. Este estudio se hará con la estación 30016 ubicada en la subcuenca Río de la Sierra dado que es la que cuenta con la mayor longitud de registro.

Las estaciones climatológicas cercanas a la estación hidrométrica en estudio son:

CLAVE	NOMBRE	AÑOS DE REGISTRO
27042	Tapijulalpa	1950-2010
27045	Tiapa	1950-2010

Con los valores registrados se obtuvo la precipitación media anual para la subcuenca en estudio. Los valores se muestran en la tabla 5.9.

Año	Hp media mm/año	Año	Hp media mm/año
1950	2126.9	1981	5256.1
1951	2973.1	1982	3937.1
1952	4090.5	1983	3214.9
1953	2911.1	1984	3457.0
1954	3683.9	1985	3284.5
1955	3354.6	1986	2813.6
1956	3776.7	1987	3213.3
1957	2938.7	1988	3721.9
1958	3146.3	1989	3507.2
1959	2968.4	1990	3396.8
1960	2820.2	1991	2914.1
1961	3620.3	1992	3596.5
1962	2818.6	1993	3083.2
1963	3796.0	1994	2858.9
1964	4035.2	1995	4057.3
1965	3441.9	1996	3757.6
1966	3626.2	1997	3058.0
1967	3559.9	1998	2594.7
1968	4109.0	1999	3644.5
1969	3428.7	2000	3200.1
1970	4392.0	2001	3317.2
1971	2808.2	2002	2853.8
1972	3050.6	2003	3321.3
1973	4093.2	2004	3197.5
1974	4028.3	2005	2682.9
1975	3390.4	2006	3651.4
1976	4127.1	2007	3513.3
1977	2739.9	2008	4252.6
1978	4485.1	2009	2344.7
1979	4441.7	2010	3438.4
1980	4122.3		

Tabla 5.9. Valores de hp media para la subcuenca Río de la Sierra.

Ahora, obteniendo la tendencia del registro de la precipitación solo para los años de 1950 a 1983 ya que es el periodo del registro de los sedimentos, se obtuvo que existió un incremento en el patrón de registro de la precipitación, tal como se muestra en la figura 5.10, en dicha figura se observa una línea de tendencia positiva.

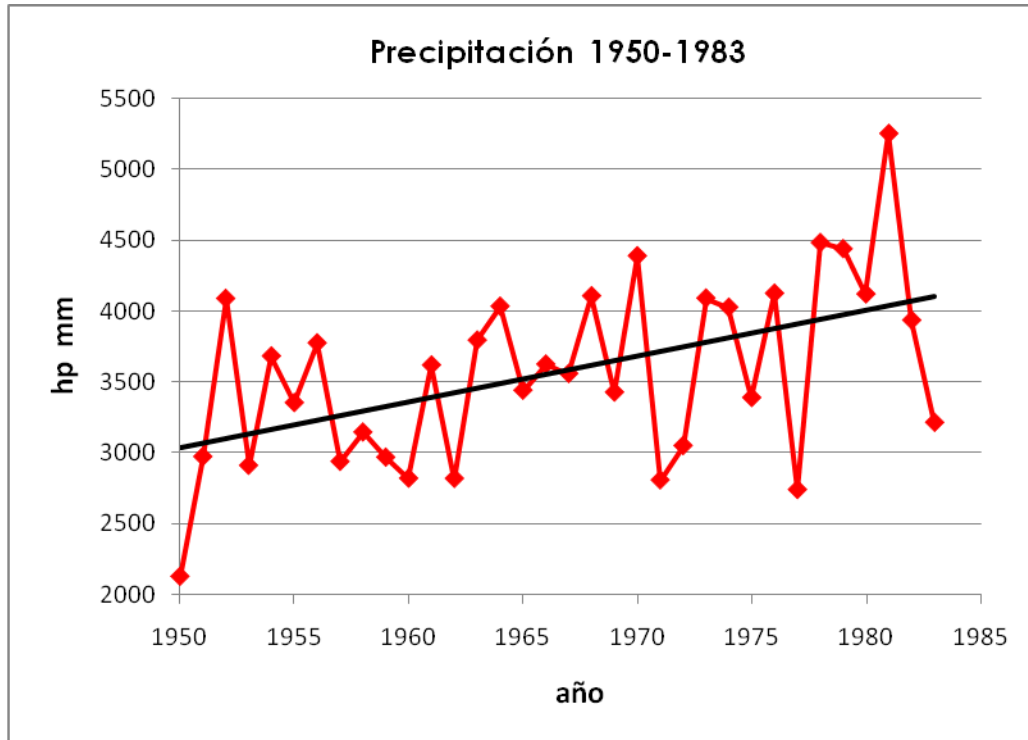


Figura 5.10. Tendencia del registro de precipitación media anual para el periodo de 1950 a 1983.

Realizando una comparación simultánea entre los registros de la lluvia y del volumen de sedimento se observó que la tendencia para ambas variables fue de crecimiento, figura 5.11.

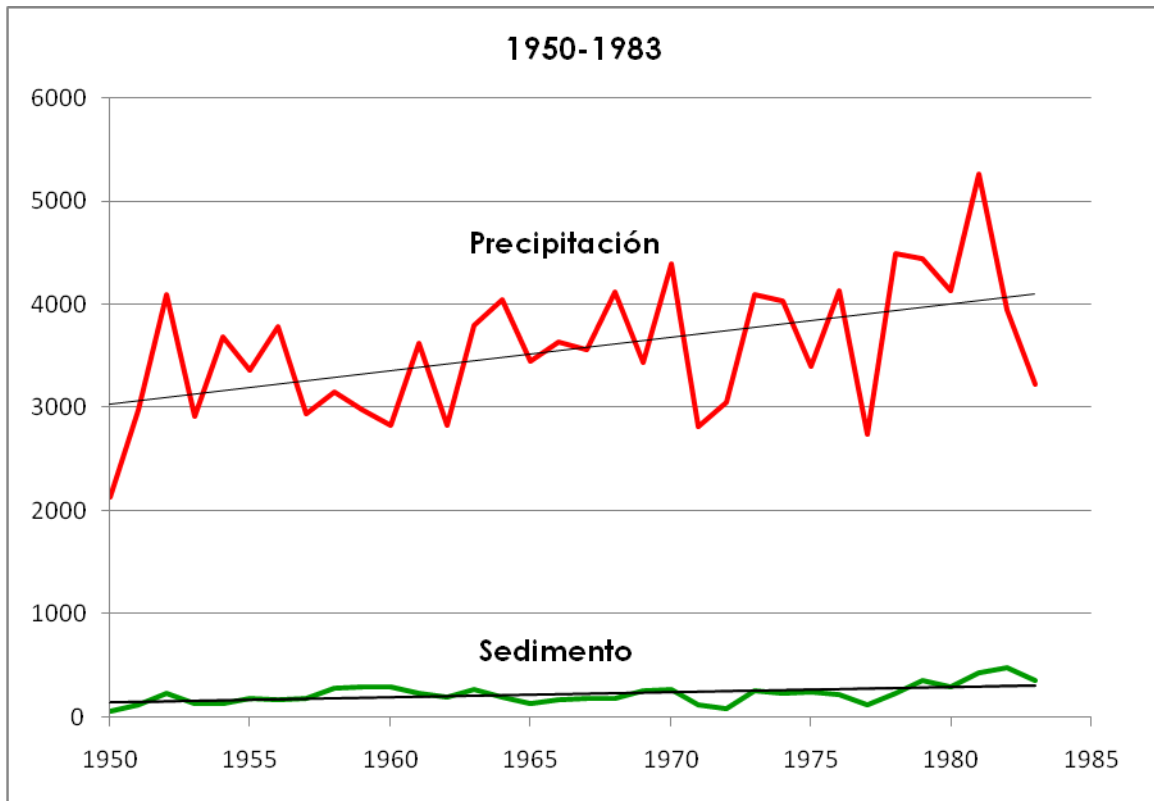


Figura 5.11. Tendencia de los registros de precipitación y volumen de sedimentos para el periodo común.

Considerando ahora el periodo total del registro de precipitaciones (1950-2010) para ver si efectivamente la tendencia se mantiene como en el periodo anterior (1950-1983) se observó que la línea de tendencia se mantuvo casi constante tal como se muestra en la figura 5.12, es decir no existió un incremento ni decaimiento dentro del patrón de los registros.

Por lo anterior resulta necesario conocer el aforo de los sedimentos para los años de 1984 al 2010, para obtener la tendencia de los mismos y así poder comparar simultáneamente ambas variables logrando establecer, si es que existe, la influencia de una variable con respecto a la otra.

Sin embargo las graficas anteriores no son concluyentes en cuanto al comportamiento de las variables, para determinar cambios en los patrones de comportamiento de ambas variables se emplearán los modelos matemáticos que permiten detectar cambios existentes en la media y desviación estándar, la aplicación de estas pruebas se presentan en el apartado 5.4.1.

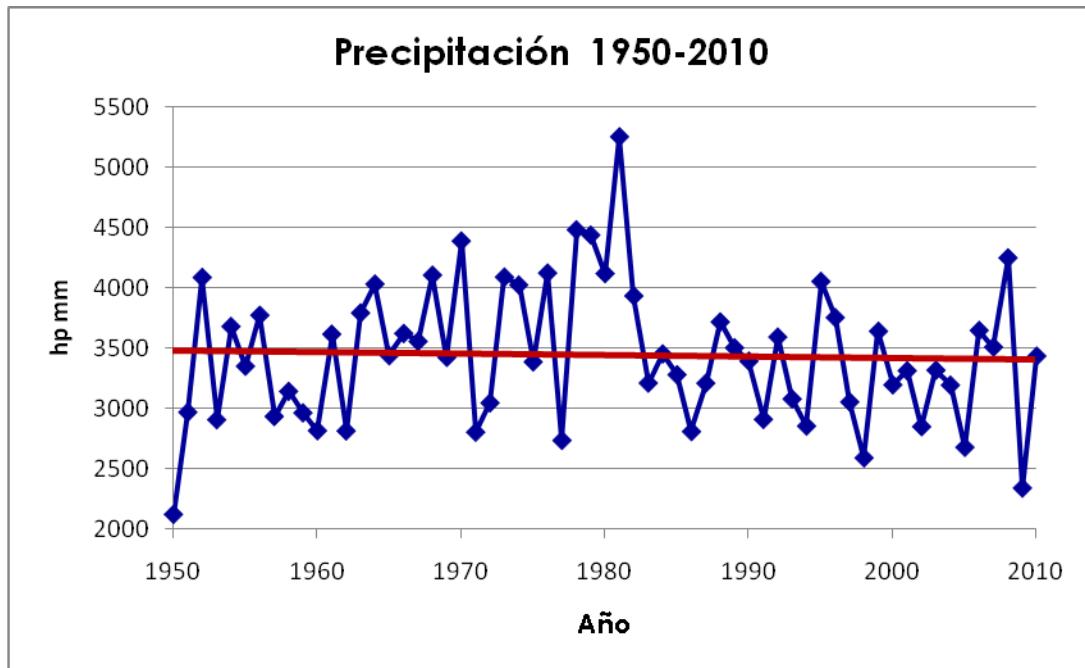


Figura 5.12. Tendencia del registro de la lluvia durante el periodo 1950-2010 en la subcuenca Río de la Sierra.

5.4.1. Análisis de homogeneidad de la precipitación y volumen de sedimentos

La homogeneidad indica el cambio en la tendencia del comportamiento de la media o desviación estándar de la serie de datos, así cuando un muestra es HOMOGÉNEA implicará que no existe cambio en el patrón del comportamiento de la variable en estudio, mientras que en el caso de resultar NO HOMOGÉNEA indicará que existe un cambio en la media y desviación estándar.

Para este estudio se manejarán las pruebas (Escalante 2013):

- Prueba de Pettitt
- Prueba de Homogeneidad Normal Estandar (SNHT)
- Prueba Buishand
- Prueba von Neumann

Los resultados obtenidos para el volumen de sedimento considerando las muestras anteriores fueron:

PRUEBA	RESULTADO
Pettitt	No Homogénea
Normal Estandar	No Homogénea
Buishand	No Homogénea
Von Neumann	No Homogénea

Mientras que para el análisis de lluvia los resultados fueron:

PRUEBA	RESULTADO
Pettitt	Homogénea
Normal Estandar	Homogénea
Buishand	Homogénea
Von Neumann	Homogénea

Los resultados confirman que la lluvia es un proceso estacionario mientras que los sedimentos no lo son.

5.4.2. Determinación de la mejor función de ajuste para los volúmenes de sedimentos

Adicionalmente se realizó el estudio de determinación de la función de mejor ajuste para la muestra de sedimentos, las funciones en competencia fueron:

Chi- Cuadrado, Erlang, Exponencial, Fisher-Tippett, Gamma, General de Valores Extremos, Gumbel, Log-normal, Logística, Normal, Normal Estandar, PERT, Student, Triangular, Trapezoidal, Uniforme, Weibull.

Resultando la función Logística la de mejor ajuste. En la figura 5.13 se muestra de forma gráfica el ajuste entre los valores observados y calculados.

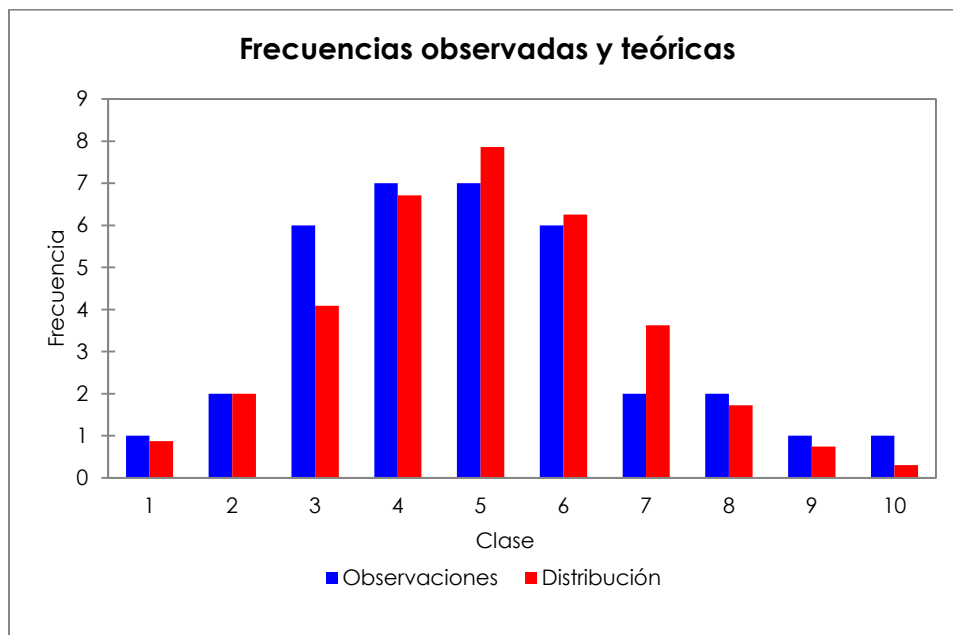


Figura 5.13. Comparación de los valores observados y calculados con la distribución Logística para los volúmenes de sedimentos de la estación 30016.

5.5. ASOCIACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS CON ALTERACIONES DE TIPO ANTROPOGÉNICO

Se entiende por cambios antropogénicos los debidos a las actividades humanas. En los siguientes subcapítulos se mostrará la información obtenida en las diversas dependencias federales sobre la existencia de cambios en el uso de suelo, tipo de vegetación, cubierta vegetal y si es que existe, programas de protección y/o reforestación en el estado de Tabasco con el objetivo de poder establecer si el incremento del volumen de sedimentos se debió a la alteración en los ecosistemas de la cuenca en estudio.

5.5.1 Degradación del suelo

Analizando la información que presenta la Comisión Nacional Forestal, 2010, con respecto al tipo de degradación del suelo que se experimenta a nivel nacional, figura 5.14 se observa que el estado de Tabasco presenta una degradación de tipo biológica, figura 5.15.

Entendiéndose por degradación biológica del suelo, la que consiste principalmente en la reducción de los contenidos de materia orgánica, humus y de la población de sus organismos vivientes. También se puede producir una disminución de la tasa de mineralización de la materia orgánica cuando en los suelos se producen anegamientos y problemas de anaerobiosis.

En México, las actividades agropecuarias son la principal causa de la pérdida de bosques y selvas, seguidas por los desmontes ilegales y los incendios forestales.

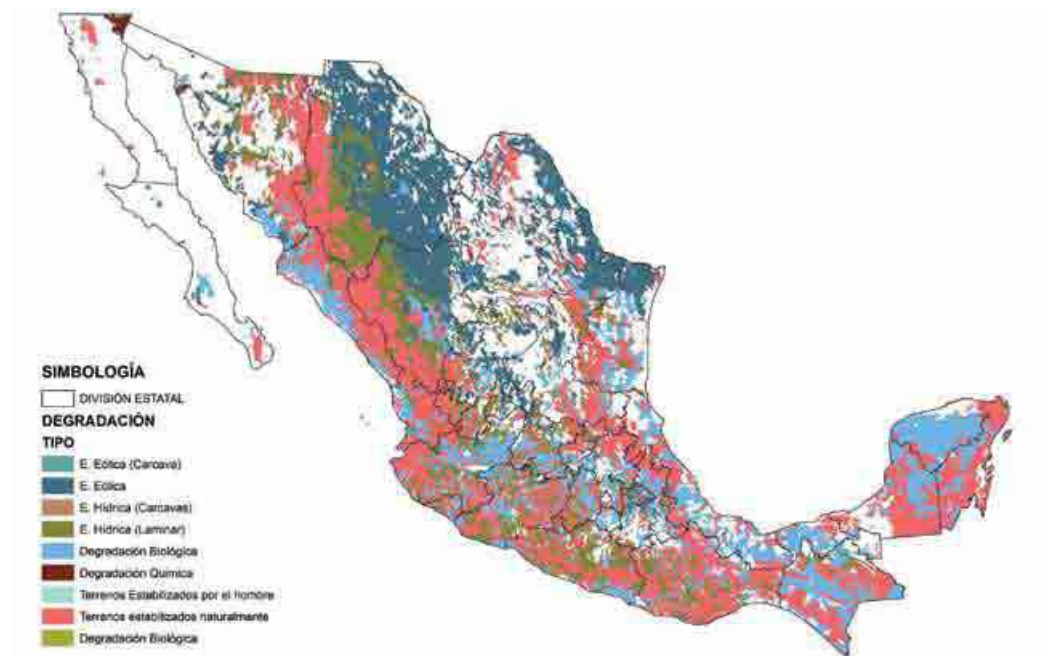


Figura 5.14. Degradación del Suelo a nivel Nacional Comisión Nacional Forestal 2010.



Figura 5.15. Degradación del suelo en el estado de Tabasco. Comisión Nacional Forestal. 2010.

5.5.2 Cambios en el uso de suelo

La transformación de la cubierta vegetal en México y el mundo ha sido impulsada, en gran parte, por el crecimiento de la población y algunas de sus consecuencias, tales como la demanda de alimentos y la ampliación de la infraestructura. Entre las consecuencias más importantes del cambio de uso del suelo están las alteraciones en los ciclos biogeoquímicos (e. g., agua y carbono), la pérdida de la biodiversidad y sus servicios ambientales asociados y el cambio climático global. Según la *Carta de Uso Actual del Suelo y Vegetación serie III*, para el 2002 aún se conservaba poco más de 70% de la superficie original de bosques, 56% de las selvas, 77% de los matorrales y sólo 55% de los pastizales, lo que en teoría representaría una pérdida histórica neta de aproximadamente 250 mil kilómetros cuadrados de selvas, 129 mil kilómetros cuadrados de bosques templados, 155 mil kilómetros cuadrados de matorrales y más de 83 mil kilómetros cuadrados de pastizales SEMARNAT, 2005. Trabajando con datos del INEGI de la *Carta de vegetación primaria, escala 1: 1 000 000 Serie I, II y III*. México. 2001 en la figura 5.16 se muestran los cambios presentados hasta el 2002.

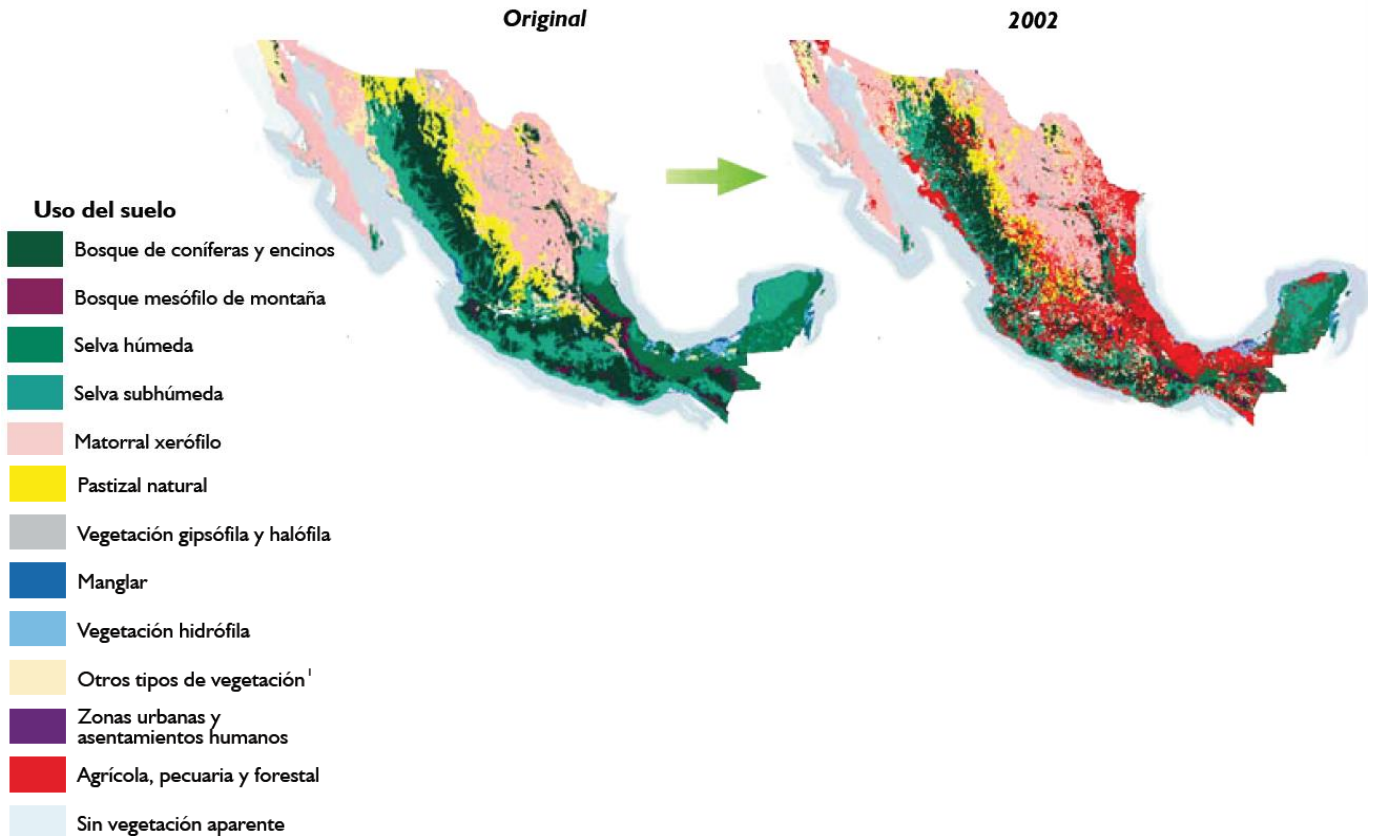


Figura 5.16. Cambios en el Uso de Suelo a nivel Nacional, SEMARNAT, 2010.

Entre **1993 y el año 2002**, alrededor de 2.8 millones de hectáreas en el país cambiaron de ser bosques, selvas, matorrales y pastizales para convertirse a otros usos, todo ello a un ritmo de cerca de **306 mil hectáreas por año**. En términos netos, los ecosistemas más afectados entre esas fechas fueron las selvas (se perdieron alrededor de 1.3 millones de hectáreas), seguidas por los matorrales (cerca de 953 mil hectáreas) y los bosques templados (aproximadamente 370 mil hectáreas).

En ese mismo periodo, las entidades que mayor porcentaje de su vegetación natural perdieron (entre selvas, bosques, matorrales, pastizales y otros tipos de vegetación) fueron Veracruz (cerca de 19%), **Tabasco (alrededor de 11%)** y Chiapas (8%), mientras que Nayarit, Durango, Baja California Sur y Querétaro perdieron menos del 0.5% de su superficie remanente de vegetación natural.

En 2002, cerca de 73% de la superficie nacional estaba cubierta por vegetación natural, mientras que el restante 26% lo ocuparon zonas agropecuarias, de plantaciones forestales, urbanas y cuerpos de agua, figura 5.17.

Los matorrales xerófilos constituyen la formación vegetal predominante (26% de la superficie nacional), seguidos por los bosques templados (17%) y las selvas (16%).

Los estados del país que conservaban en 2002 una mayor superficie de vegetación natural remanente fueron Baja California, Baja California Sur, Chihuahua, Coahuila, Quintana Roo y Sonora (más de 80% de su territorio). En contraste, en el Distrito Federal, Estado de México, Michoacán, Morelos, Tabasco, Tlaxcala y Veracruz la vegetación natural no cubría más del 35% de su territorio.

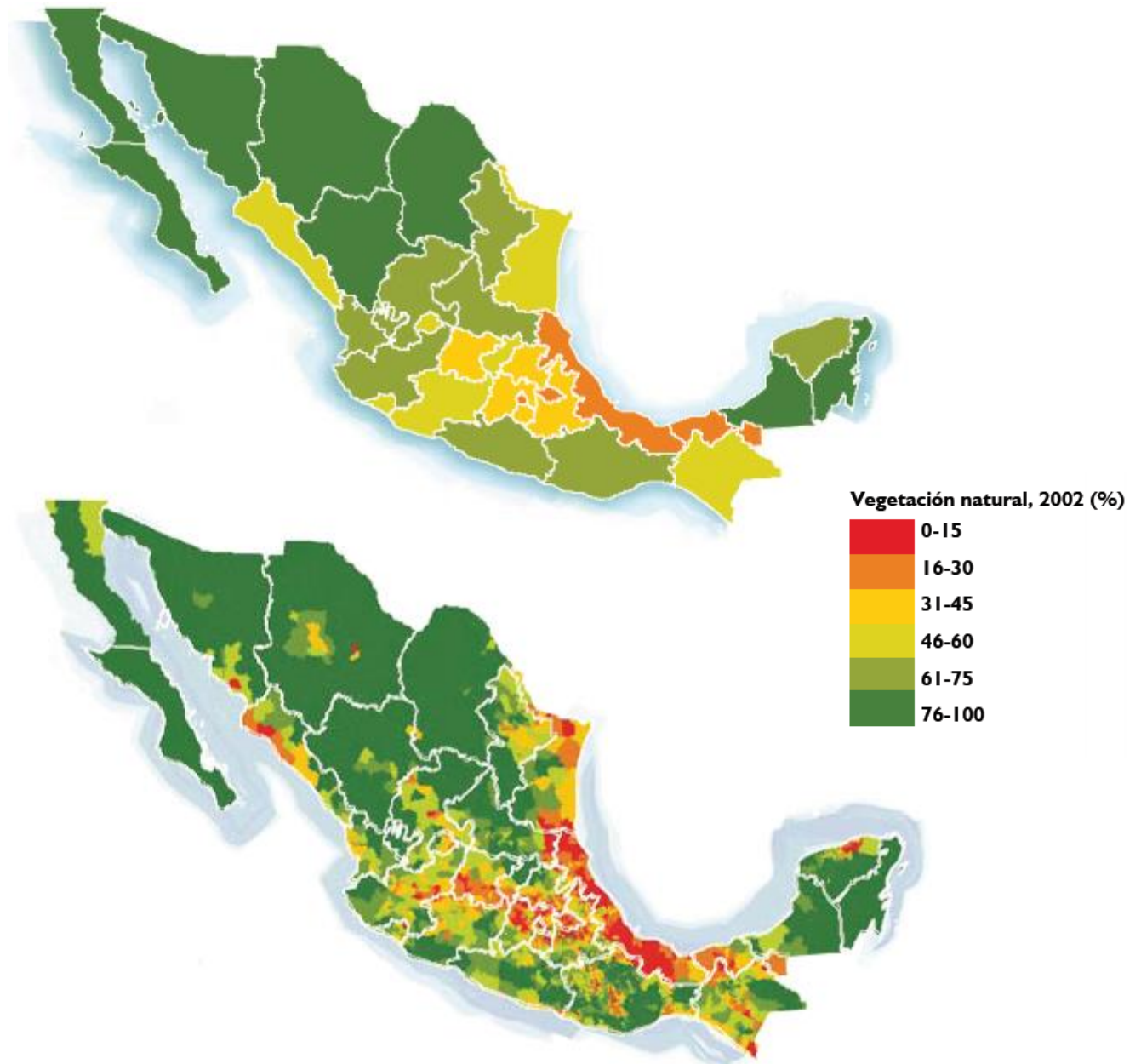
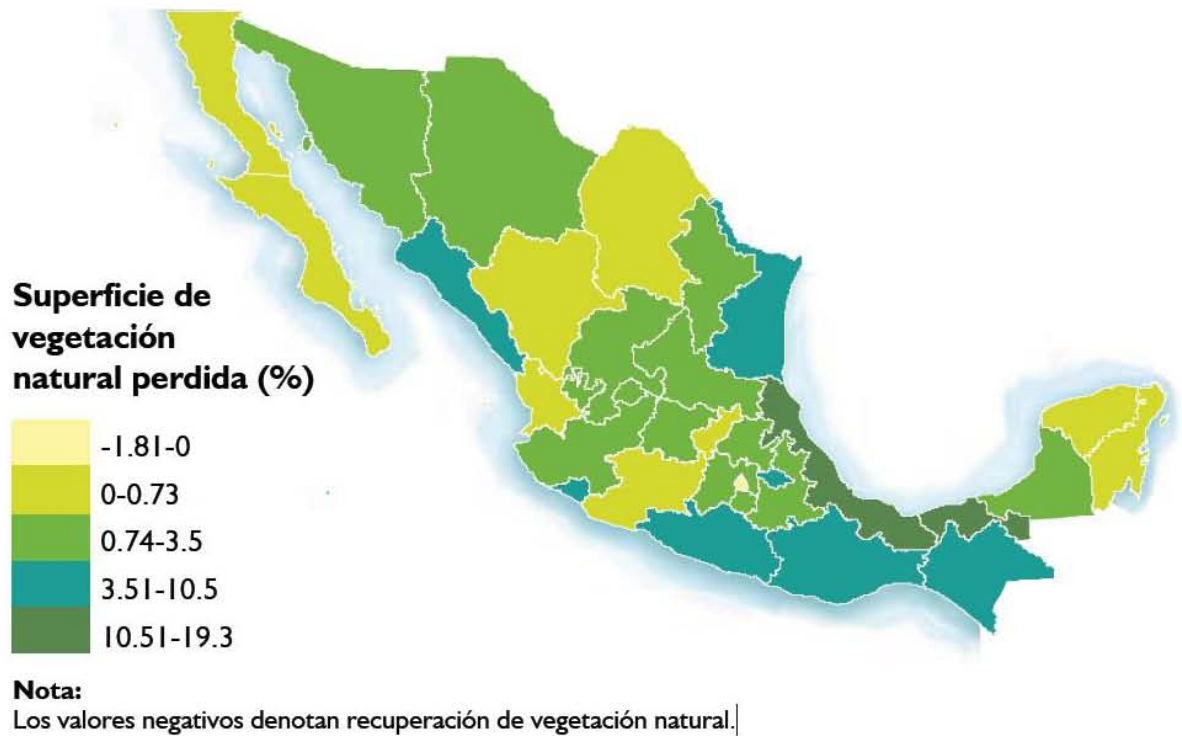


Figura 5.17. Distribución de la vegetación Natural a nivel nacional, SEMARNAT, 2005.

Uso actual del suelo II



Vegetación natural perdida, 1993-2002

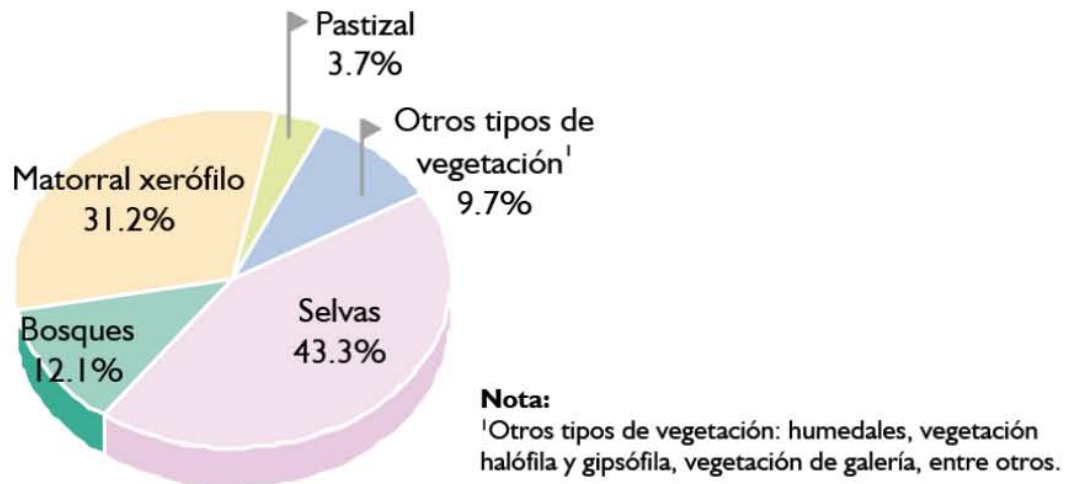


Figura 5.18. Vegetación Natural perdida a nivel Nacional. SEMARNAT, 2005

5.4.3. Afectación de la cubierta vegetal por actividades ganaderas

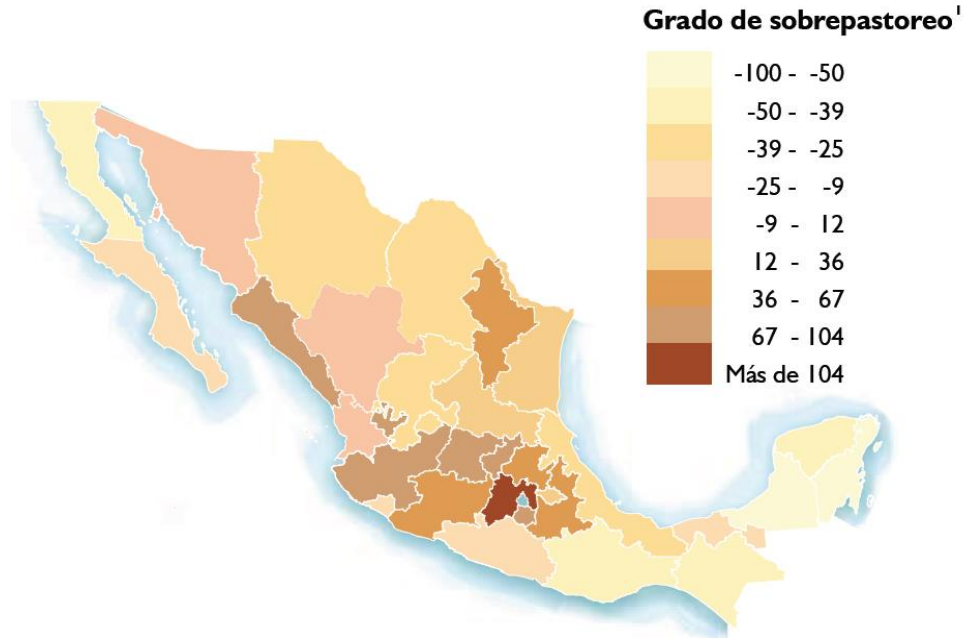
La ganadería es otra de las actividades productivas que tiene un impacto importante sobre el estado y la calidad de la cubierta vegetal en el país. El número de cabezas se ha reducido notablemente en las últimas décadas, pasando de 50.7 a 46.9 millones entre 1980 y 2002. La ganadería se practica en cerca de 1.09 millones de kilómetros cuadrados, es decir, en 56% de la superficie del país y en 44% de la superficie nacional que corresponde a vegetación natural.

La superficie destinada a esta práctica (es decir, la de los pastizales) **creció al menos 4 millones de hectáreas de 1993 al 2005**. No obstante lo anterior y la reducción de la población ganadera, en 24 estados el número de cabezas de ganado supera la capacidad de los ecosistemas, siendo particularmente alto en el Estado de México, Sinaloa y Jalisco.

Manejando los datos reportados por las instituciones:

- Sagarpa, Comisión Técnica Consultiva de Coeficientes de Agostadero. México. 2004.
- Cotecoca-Sagar, con base en: Cotecoca-SARH. *Monografías de coeficientes de agostadero, años 1972-1981*. México.
- INEGI. *Carta de uso actual del suelo y vegetación Serie III*. México. 2005.
- Cotecoca. México. 2004. Elaborado con base en *Monografías de Coeficientes de Agostadero, años 1972-1981*.

SEMARNT elaboró los mapas nacionales presentados en las figuras 5.19 y 5.20



Nota: ¹ Los valores positivos indican un exceso de animales.

Figura 5.19. Grado de sobrepastoreo a nivel Nacional, SEMARNAT, 2005.

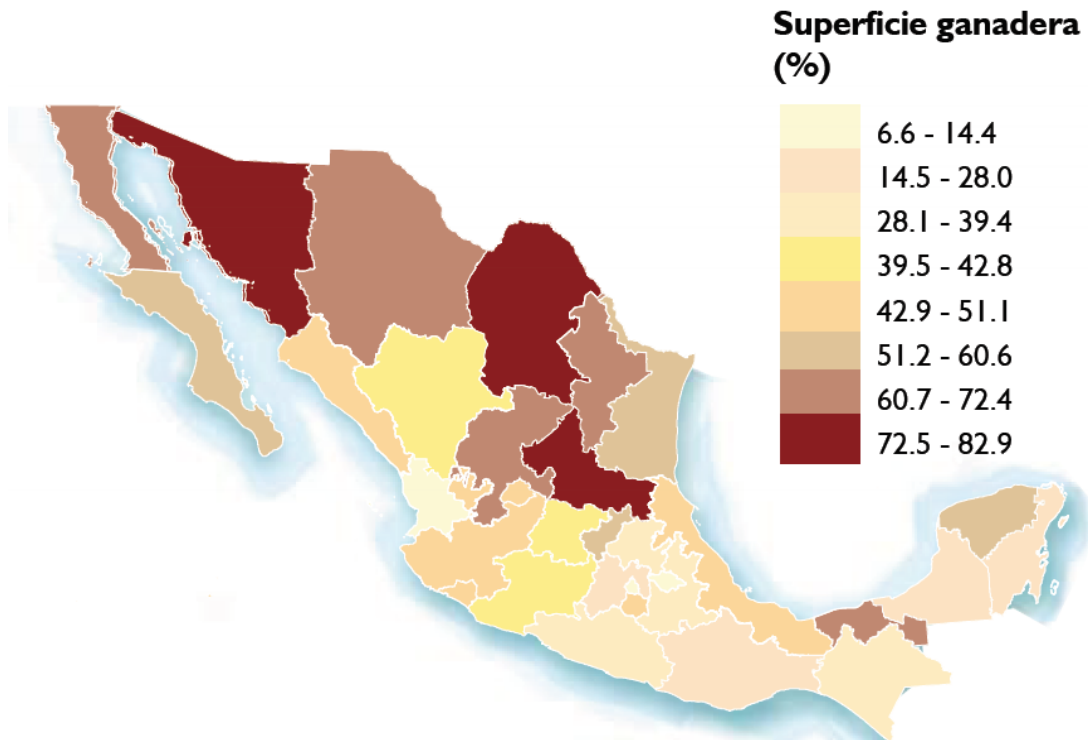


Figura 5.20. Superficie Ganadera a nivel Nacional, SEMARNAT, 2005.

5.4.4. Acciones de protección y reforestación de bosques

La pérdida y degradación de los ecosistemas naturales ha motivado la implementación de programas y acciones gubernamentales encaminadas a la protección y restauración de la cubierta vegetal nacional. Uno de ellos es el Programa para la Prevención y Combate de Incendios Forestales, que ha permitido reducir la duración promedio de los incendios forestales en el país. Por otro lado, la Procuraduría Federal de Protección al Ambiente (Profepa) inspecciona periódicamente las zonas consideradas como prioritarias para evitar la deforestación, entre las que se incluyen áreas naturales protegidas, zonas de aprovechamientos forestales autorizados y zonas donde la destrucción de la vegetación natural ha sido importante. A partir del año 2001, la Profepa ha rebasado las 6 mil inspecciones en materia forestal por año en estas áreas. Otra estrategia para detener y revertir el deterioro de la cubierta forestal del país ha sido la reforestación. En 1995 se creó el Programa Nacional de Reforestación (Pronare). Para 2004 se había reforestado 1.75 millones de hectáreas con un total de 2 mil 476 millones de árboles plantados.

Los estados que reforestaron una mayor superficie fueron Veracruz, Estado de México, Michoacán, Jalisco, Puebla y Morelos. Recientemente, el Pronare fue integrado, junto con otros programas para la conservación y restauración de suelos y sanidad forestal, en un nuevo programa conocido como Programa de Conservación y Restauración de Ecosistemas Forestales (Procoref) figura 5.21.

Reforestación acumulada por entidad federativa, 1993-2004



Figura 5.21. Reforestación a nivel Nacional, SEMARNAT, 2005.

5.6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

De acuerdo a lo planteado en los subcapítulos 5.4 y 5.5 es importante determinar si el incremento en el volumen de los sedimentos fue por el aumento en la precipitación o se debió a causas antropogénicas.

Estudiando el patrón de registro de las lluvias se observó que el mismo se mantuvo constante a lo largo de los años de registro, la realización de las pruebas de homogeneidad permitió establecer que las lluvias a lo largo de los 60 años de registro son homogéneas, es decir se trata de un proceso estacionario, no se registran cambios en el comportamiento de la media y desviación. Por lo que se descarta que el incremento del volumen de sedimentos se deba a la presencia de un incremento en las lluvias.

Como resultado de lo reportado por las dependencias federales (subcapítulo 5.5) se observó que han existido cambios tanto en el uso de suelo como en el tipo de vegetación, todo esto debido al incremento de pastizales empleados en el sector ganadero, el cual, aunque el índice de pastoreo se reporta como adecuado, la extensión de pastizales se encuentra en un rango entre el 60 y 72%.

Lo anterior ha originado que se tenga una degradación de tipo biológica afectando los elementos naturales de "sujeción" del mismo originando que este se desplace ante la presencia de lluvias de baja intensidad.

Por lo anterior se concluye que el incremento del volumen de sedimentos se debe a los cambios de origen antropogénico en la cuenca del Río de la Sierra.

6. CONCLUSIONES Y/O RECOMENDACIONES

La fuente oficial para la extracción de información de escurrimientos superficiales es el la base de dato BANDAS del cual se obtuvo la información sobre los sedimentos para este trabajo, sin embargo se observo que existió carencia en la información ya que solo se conto con datos hasta 1983 para las estaciones en estudio.

Trabajando con la información existente y haciendo un análisis del comportamiento de los sedimentos para la **estación 30016** a lo largo de los años de registro se observa que en los meses de marzo y mayo no existe incremento en el movimiento de los mismos mientras que para los meses de septiembre, octubre y noviembre se presenta el mayor volumen de sólidos. En la tabla 6.1 se muestra la frecuencia de los meses en que se presenta un incremento del volumen de sedimentos.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
FRECUENCIA	4	3	0	1	0	7

MES	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FRECUENCIA	8	11	22	23	15	10

Tabla 6.1. Frecuencia mensual donde se registra el mayor movimiento de sólidos para la estación 30016.

Para la **estación 30055** los meses de menor incremento de sedimentos son abril y mayo mientras que el mayor movimiento se presentó en los meses de septiembre, octubre, noviembre y enero. En la tabla 6.2 se muestra la frecuencia de los meses en que se presenta un incremento del volumen de sedimentos.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
FRECUENCIA	10	5	4	1	2	6

MES	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FRECUENCIA	4	5	13	12	11	9

Tabla 6.2. Frecuencia mensual donde se registra el mayor movimiento de sólidos para la estación 30055.

Para la **estación 30062** los meses de menor movimiento de sedimentos son abril, mayo, febrero, marzo y junio, mientras que el mayor movimiento se presentó en los meses de octubre, septiembre y noviembre. En la tabla 6.3 se muestra la frecuencia de los meses en que se presenta un incremento del volumen de sedimentos.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
FRECUENCIA	3	1	1	0	0	1

MES	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FRECUENCIA	5	6	13	15	10	3

Tabla 6.3. Frecuencia mensual donde se registra el mayor movimiento de sólidos para la estación 30055.

Para la **estación 30083** los meses de menor incremento de sedimentos son febrero, abril, marzo y enero mientras que el mayor movimiento se presentó en los meses de septiembre, octubre, noviembre y agosto. En la tabla 6.4 se muestra la frecuencia de los meses en que se presenta un incremento del volumen de sedimentos.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
FRECUENCIA	1	0	1	0	2	2

MES	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FRECUENCIA	5	8	12	13	9	4

Tabla 6.4. Frecuencia mensual donde se registra el mayor movimiento de sólidos para la estación 30055.

Finalmente para la **estación 30093** no se puede establecer una frecuencia ya que fue la estación con el mayor número de datos faltantes sin embargo trabajando con la información disponible se observó el siguiente comportamiento:

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
FRECUENCIA	S/D	S/D	S/D	S/D	S/D	S/D

MES	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FRECUENCIA	5	5	15	13	5	1

S/D: Sin Datos.

Tabla 6.5. Frecuencia mensual donde se registra el mayor movimiento de sólidos para la estación 30055.

En esta estación resulto común para los años de registro la falta de información para los primeros seis meses del año, sin encontrarse dentro de los registros alguna razón de esto.

Haciendo un análisis global con las cinco estaciones, los meses en común de mayor movimiento de sólidos fueron: Septiembre, Octubre, Noviembre y Diciembre.

Se planteo también la necesidad de conocer si el comportamiento de los sedimentos estaba asociado a dos causas:

1. Incremento en el volumen precipitable
2. Alteraciones de origen antropogénicos

Al realizar el estudio del **comportamiento de la precipitación**, se pueden resaltar los siguientes puntos:

1. La longitud de los registros de las estaciones climatológicas con las que se trabajo contaban con un periodo que abarcó los años de 1950 a 2010 (60 años).
2. Para estudiar el comportamiento de los patrones de lluvia se aplicaron cuatro pruebas de medición de homogeneidad en función de la media y desviación estándar los resultados arrojados mostraron un comportamiento homogéneo en todas las pruebas por lo que se concluye que la precipitación presenta un comportamiento estacionario a lo largo de los 60 años de registro.
3. De lo anterior se concluye que el incremento del volumen de sedimentos no está asociado a un incremento del volumen precipitable

Analizando ahora si el incremento de sedimento se debe a las **actividades humanas (cambios antropogénicos)**, principalmente aquellas que alteren de manera directa al suelo se pueden señalar los siguientes puntos:

1. Como resultado de lo reportado por las dependencias federales se observo que han existido cambios en el uso de suelo como en el tipo de vegetación
2. Tabasco presenta, en promedio un rango entre el 11% y 19% de pérdida de vegetación natural
3. La actividad ganadera a generado que el estado de Tabasco cuente en promedio con una superficie entre 60 y 72% de pastizales. Originalmente el estado presentaba un tipo de vegetación que correspondía a Selvas húmedas
4. Por lo anterior el suelo presenta una degradación de tipo biológica afectando los elementos naturales de "sujeción" del mismo originando que este se desplace ante la presencia de lluvias de baja intensidad.
5. Como dato adicional, consultando los anuarios estadísticos proporcionados por la SEMARNAT se observa que las cifras recientes establecen que en el estado de Tabasco la pérdida de suelo se puede considerar todavía como nula ya que es menor a 5 ton/ha/año. Lo anterior invita a aplicar medidas preventivas para la recuperación del suelo.

La conclusión que se establece de los puntos anteriores es que el incremento del aporte de sedimentos se debe a los cambios de tipo antropogénicos.

Como recomendación este trabajo plantea:

- 1.** La necesidad de mantener un monitoreo constante de los ríos donde se sabe que existe una degradación de suelos importante así como una pérdidas de cubierta vegetal.
- 2.** Monitoreo constante de los sitios con aforos ya existentes ya que la carencia de información incrementa la incertidumbre en el diseño y revisión de las obras hidráulicas.
- 3.** Aplicación de medidas preventivas para la pérdida de suelo en los sitios donde el volumen de sedimento es pequeño y medidas correctivas en las subcuencas donde se tengan los mayores volúmenes de sedimentos.

REFERENCIAS

Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, 60, 160-172.

Beerbower, J. R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, 31-42.

Bertoni, J.; Lombardi Neto, F. 1991. *Conservacao do Solo, fcone*, Sao Paulo, 355 p.

Brady, N.; Weil, R. 2000. *Elements of the nature and properties of soils*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. 559 p.

Bridge, J. S. (1993): The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers*. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 75, 13-71. (2003): *Rivers and Floodplains*. Blackwell, Oxford.

Bridge, J. S. y Demicco, R. V. (2008): *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge.

Bridge, J. S. y Gabel, S. L. (1992): Flow and sediment dynamics in a low sinuosity, braided river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology*, 39, 125-142.

Brooks, K.; Ffolliott P.; Gregersen, H.; DeBano, L. 2003. *Hydrology and trie management of watersheds*. Iowa State Press. 574 p.

Cant, D. J. y Walker, R. G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.

Carter, C; Creer, J.; Braud, H.; Floyd, J. 1974. Raindrop characteristics in south central United Status. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 17:1033-1037.

Chaves, H. 1996. Modelagem matemática da erosão hídrica: Passado, presente e futuro, in Alvarez et al., (1996): O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. S.Bras. de Ciência do Solo, Vigosa, p. 731-750.

Church, M. (1983): Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), Modern and ancient fluvial systems. IAS Sp. Publ, 6, 301-312.

Cloetingh, S. (1986): Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level change. *Geology*, 14, 617-620.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B. (1982): Sedimentary Structures. Georges Allen, Unwin, Boston.

Comisión Nacional Forestal. 2010. Programas y Acciones en Reforestación, Conservación y Restauración de Suelos, Incendios Forestales y Sanidad Forestal, fue elaborado por la Coordinación General de Conservación y Restauración.

Coppin, N.; Richards, I. 1990. Use of vegetation in civil engineering. CIRIA/Butterworths, London.

Desloges, J. R. y Church, M. (1987): Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. En F. G., Ethridge, R. M. Flores y M. D. Harvey (eds.), Recent developments in fluvial sedimentology. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ, 39, 99-109.

Duval, B.; Cramez, U. y VAIL, P. R. (1992): Types and hierarchies of stratigraphic cycles. Abstracts Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins Symposium, Dijon, 44-45.

Escalante Sandoval Carlos A. (2013). Apuntes Clase Técnicas estadísticas en Hidrología. UNAM

Foster, G.R.; Yoder, D.C.; Wccsics, G.A.; McCool, D. K.; McGregor, K.C. y Binger, R.L. Revised Universal Soil Loss Equation Version 2. USDA-Agricultural Research Service, Washington. D.C. 2003.

Fournier, F. 1972. Soil conservation. Nature and environment series. Council of Europe. 194 p.

Friend, P. F. y Sinha, R. (1993): Braiding and meandering parameters. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), Braided Rivers. Geol. Soc. London, Sp. Publ, 75, 105-111.

Galloway, W. E. (1981): Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ, 31, 127-155.

Garcia-Chevesich, P. 2008. Procesos y control de la erosion. Outskirts Press. Denver, CO. 276 p.

Harms, J. C. (1965): Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 12, 84-115.

Hession, W.; Storm, D.; Haan, C. 1996. Two-phase uncertainty analysis: An example using the Universal Soil Loss Equation. Trans, of the ASAE, vol. 39(4): 1309-1319.

Houston, J. (2006): The great Atacama flood of 2001 and implications for Andean hydrology. Hydrological Processes, 20, 591-610.

Hudson, N. 1963. Raindrop size distribution in high intensity storms. Rhodesian Journal of Agricultural Research 1:6-11.

Hjulstrom, F. 1935. The morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Bulletin of Geological Institute of Uppsala 25: 221-527

Jaynes, D.; Colvin, T. 1997. Spatiotemporal variability of corn and soybean yield. Agron. J. 89:30-37.

Jordan, D. W. y Pryor, W. A. (1992): Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippi River meander belt and application to reservoir systems. Bull. Am. Assoc. petrol. Geol, 76, 1601-1624.

Juliem, P. Y. (1995): Erosion and Sedimentation. Cambridge University Press.

Kenard, K.G.; Foster, G.R.; Veessies, G.A. ; McCool, O.K. y Yoder, D.C. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA-ARS, Agriculture Handbook No. 703. 1997.

Kinnell, P. 1981. Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. Soil Science Society of America Journal 45: 153-155.

Kinnell, P.I.A. y Risse, L.M. USLE-M: Empirical Modeling Rainfall Erosion through Runoff and Sediment Concentration. Soil Science Society of America Journal, 62, 1998.

Kraus, M. J. (2001): Sedimentology and depositional setting of the Willwood Formation in the Big-horn and Clark's Fork basins. Papers on Paleontology, 33, 15-28.

Laws, J.; Parsons, D. 1943. The relationship of raindrop size to intensity. Transactions of American Geophysical Union 24:452-460.

Leeder, M. R. (1983): On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelled flows. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6, 5-18. (2005): Sedimentology and Sedimentary Basins. Blackwell, Oxford.

Leeder, M. R. y Bridges, P. H. (1975): Flow separation in meander bends. *Nature*, 253, 338-339.

Mc Isaac, G. 1990. Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy. *Journal of Soil and Water Conservation* 45: 663-666.

Miall, A. D. (1977): *Fluvial Sedimentology: Fluvial lecture series notes*. Can. Soc. Petrol. Geol., 111 pp. — (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308.

Mitchum, R. M.; Vail, P. R. y Sangree, J. B. (1977a): Stratigraphic interpretation of seismic reflection A patterns in depositional sequences. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 117-134.

Morgan, R. 2005. *Soil erosion and conservation*. National Soil Resources Institute. Cranfield University. Blackwell Science Ltd. Oxford, UK. 304 p.

Mutti, E. (1981): Analisi di facies. En F. Ricchi-Lucchi (ed.), *Sedimentologia*. Cooperativa Libreria Universitaria Editriche, Bologna, 3, 22-29.

Nicoletti, P. G. y Sorriso-Valvo, M. (1991): Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 1365-1373.

Orton, G. J. y Reading, H. G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.

Reichert, J.; Dariva, T.; Reinert, D.; Silva, V. 2008. Variabilidade espacial de planossoloe produtividade desojaem varzeasistematzada: analise geoestatfsjca e analise de regressao. *Ciencia rural*, 38(4): 981-988.

Risse, L.; Nearing, M.; Nicks, A.; Laflen, J. 1993. Error assessment in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* vol. 57:825-833.

Rogowski, A; Khambilvardi, R; DeAngelis, R. 1985. Estimating erosion on plot, field and watershed scales, in El-Swaify et al. (Eds.): *Soil erosion and conservation*. Soil Cons. Soc. Am., Ankeny, p. 149-166.

Rubin, D. M. y Carter, C. L. (2007): *Bedforms and Cross-Bedding in Animation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series, 2, DVD E-Book.

Rust, B. R. (1978): A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 187-198.

Rust, B. R. (1978a): A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 187-198.

Rust, B. R. y Legun, A. S. (1983): Modern anastomosing fluvial deposits in arid central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 6, 385-392.

Schumm, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ, 31, 19-29.

SEMARNAT. 2005. *El Medio Ambiente en México: En resumen*. México. ISBN 968-817-777-6

Shreve, R. L. (1966): Sherman landslide, Alaska. *Science*, 154, 1639-1643.

Slack, D.; Martin, E.; Sheta, A.; Fox Jr., F; Clark, L.; Ashley, R 1996. Crop coefficients normalized for climatic variability with growing-degree-days. In: *Proceedings of the International Conference on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*. San Antonio, TX. Pp. 892-898.

Smith, N. D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2993-3014.

Sorriso-Valvo, M. (1988): Landslide-related fans in Calabria. *Catena*, suppl, 13, 109-121.

Southard, J. B.; Young, R. A. y Hollister, C. D. (1971): Experimental erosion of calcareous ooze. *Geophys. Res.*, 76, 5903-5909.

Stouthamer, E. (2001): Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, the Netherlands. *Sedimentary Geology*, 145, 73-92.

Terrence, J.; Foster, G.; Renard, K. 2002. Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control. John Wiley and Sons, New York, NY. 338 p.

USACE. Sedimentation Investigations of Rivers and Reservoirs, Engineer Manual 1110-2-4000. U.S. Army Corps of Engineers. Washington, DC 20314-1000. 1995.

Van Dijk, P.; Bruijnzeel, L.; Rosewell, C. 2002. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature review. *Journal of Hydrology* 261: 1-23.

Walker, R. G. (ed.) (1984): Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series, 1.

Wilson, I. G. (1973): Equilibrium Cross-section of meandering and braided Rivers. *Nature*, 241, 393-394.

ANEXO A

Estación 30016

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/03/1949	0.00000	16/04/1949	0.01244	27/05/1949	0.00540
10/03/1949	0.00000	17/04/1949	0.01112	28/05/1949	0.00626
10/03/1949	0.01341	18/04/1949	0.02157	29/05/1949	0.00620
11/03/1949	0.01305	19/04/1949	0.01782	30/05/1949	0.00611
12/03/1949	0.01376	22/04/1949	0.00603	31/05/1949	0.00854
13/03/1949	0.01532	23/04/1949	0.00689	01/06/1949	0.00621
14/03/1949	0.01301	25/04/1949	0.00617	02/06/1949	0.00530
15/03/1949	0.01585	26/04/1949	0.00416	03/06/1949	0.00319
16/03/1949	0.02504	27/04/1949	0.00291	04/06/1949	0.00629
17/03/1949	0.03578	28/04/1949	0.00564	06/06/1949	0.02287
18/03/1949	0.02566	29/04/1949	0.00515	07/06/1949	0.01479
19/03/1949	0.02837	30/04/1949	0.00571	08/06/1949	0.02713
20/03/1949	0.01668	01/05/1949	0.00604	09/06/1949	0.02396
21/03/1949	0.02787	02/05/1949	0.01346	10/06/1949	0.02764
22/03/1949	0.03397	03/05/1949	0.00721	11/06/1949	0.02335
23/03/1949	0.01550	04/05/1949	0.00519	13/06/1949	0.01676
24/03/1949	0.01081	05/05/1949	0.00426	14/06/1949	0.01299
25/03/1949	0.00803	06/05/1949	0.00793	15/06/1949	0.01720
26/03/1949	0.01763	07/05/1949	0.00606	16/06/1949	0.01979
28/03/1949	0.00551	08/05/1949	0.00996	17/06/1949	0.02315
29/03/1949	0.00712	09/05/1949	0.01170	18/06/1949	0.01926
30/03/1949	0.01272	10/05/1949	0.00553	20/06/1949	0.04350
31/03/1949	0.00770	11/05/1949	0.00873	21/06/1949	0.37514
01/04/1949	0.01131	12/05/1949	0.00919	22/06/1949	0.35643
02/04/1949	0.00800	13/05/1949	0.01065	23/06/1949	0.07690
04/04/1949	0.00612	14/05/1949	0.02405	24/06/1949	0.07223
05/04/1949	0.01057	16/05/1949	0.01160	25/06/1949	0.04270
06/04/1949	0.01756	17/05/1949	0.01029	27/06/1949	0.05372
07/04/1949	0.01466	18/05/1949	0.00818	28/06/1949	0.04463
08/04/1949	0.02656	19/05/1949	0.00512	29/06/1949	0.03440
09/04/1949	0.01171	20/05/1949	0.00484	30/06/1949	0.03152
11/04/1949	0.00983	21/05/1949	0.00406	01/07/1949	0.03232
12/04/1949	0.00919	23/05/1949	0.01105	02/07/1949	0.03636
13/04/1949	0.01703	24/05/1949	0.00771	04/07/1949	0.06553
14/04/1949	0.02947	25/05/1949	0.00569	05/07/1949	0.27735
15/04/1949	0.02502	26/05/1949	0.00458	06/07/1949	0.18318

Tabla A1. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1949.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
07/07/1949	0.11459	11/08/1949	0.00700	17/09/1949	0.13629
08/07/1949	0.09851	12/08/1949	0.00828	19/09/1949	0.71584
09/07/1949	0.02404	13/08/1949	0.01033	20/09/1949	0.93961
10/07/1949	0.06710	15/08/1949	0.01102	21/09/1949	1.27169
11/07/1949	0.11314	16/08/1949	0.01213	22/09/1949	0.85268
12/07/1949	0.27925	17/08/1949	0.01871	23/09/1949	0.31565
13/07/1949	0.09032	18/08/1949	0.02237	24/09/1949	0.35727
14/07/1949	0.04839	19/08/1949	0.00990	26/09/1949	1.34487
15/07/1949	0.05145	20/08/1949	0.00842	27/09/1949	1.01153
16/07/1949	0.03997	22/08/1949	0.02002	28/09/1949	1.28238
17/07/1949	0.03780	23/08/1949	0.02986	29/09/1949	2.20702
18/07/1949	0.05054	24/08/1949	0.04909	30/09/1949	2.43141
19/07/1949	0.09943	25/08/1949	0.07377	01/10/1949	1.97248
20/07/1949	0.10547	26/08/1949	0.11243	03/10/1949	1.26374
21/07/1949	0.05423	27/08/1949	0.36820	04/10/1949	0.87400
22/07/1949	0.03655	28/08/1949	0.36345	05/10/1949	0.53020
23/07/1949	0.01666	29/08/1949	0.69672	06/10/1949	0.36402
24/07/1949	0.01125	30/08/1949	0.41991	07/10/1949	0.26071
25/07/1949	0.02322	31/08/1949	0.25911	08/10/1949	0.20175
26/07/1949	0.02373	01/09/1949	0.17246	10/10/1949	0.12878
27/07/1949	0.01224	02/09/1949	0.25638	11/10/1949	0.09377
28/07/1949	0.01437	03/09/1949	0.45606	12/10/1949	0.14422
29/07/1949	0.01502	04/09/1949	0.84503	13/10/1949	0.15033
30/07/1949	0.01052	05/09/1949	1.24036	14/10/1949	0.15867
01/08/1949	0.01868	06/09/1949	0.73764	15/10/1949	0.17004
02/08/1949	0.02391	07/09/1949	0.61154	16/10/1949	0.30511
03/08/1949	0.02477	08/09/1949	0.21494	17/10/1949	0.28153
04/08/1949	0.01785	09/09/1949	0.18518	18/10/1949	0.14057
05/08/1949	0.00840	10/09/1949	0.22398	19/10/1949	0.10101
06/08/1949	0.01050	12/09/1949	0.74793	20/10/1949	0.08269
07/08/1949	0.01430	13/09/1949	0.16747	21/10/1949	0.04908
08/08/1949	0.01328	14/09/1949	0.12914	22/10/1949	0.09569
09/08/1949	0.00688	15/09/1949	0.10958	24/10/1949	0.02930
10/08/1949	0.00873	16/09/1949	0.07035	25/10/1949	0.07845

Tabla A1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1949.

Año	Vol. sólidos millones m ³
26/10/1949	0.11537
27/10/1949	0.12032
28/10/1949	0.05779
29/10/1949	0.04409
31/10/1949	0.08252
01/11/1949	4.67245
02/11/1949	5.82122
03/11/1949	1.02755
04/11/1949	0.52340
05/11/1949	0.31888
06/11/1949	0.28120
07/11/1949	0.24894
08/11/1949	0.23836
09/11/1949	0.20740
10/11/1949	0.12213
11/11/1949	0.09994
12/11/1949	0.09326
13/11/1949	0.08090
14/11/1949	0.08130
15/11/1949	0.08062
16/11/1949	0.04716
17/11/1949	0.02992
18/11/1949	0.03742
19/11/1949	0.02899
21/11/1949	0.02889
22/11/1949	0.01577
24/11/1949	0.01747
25/11/1949	0.01332
26/11/1949	0.01869
28/11/1949	0.01715
29/11/1949	0.01113
30/11/1949	0.00669
01/12/1949	0.00778
03/12/1949	0.00607
05/12/1949	0.00915
07/12/1949	0.00992

Año	Vol. sólidos millones m ³
09/12/1949	0.00905
12/12/1949	0.00703
14/12/1949	0.00675
16/12/1949	0.00763
19/12/1949	0.00452
21/12/1949	0.00708
23/12/1949	0.00588
26/12/1949	0.01355
28/12/1949	0.00813
29/12/1949	0.05119
31/12/1949	0.03357

Tabla A1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1949.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1951	0.00839446	12/02/1951	0.01822946	06/04/1951	0.02098556
03/01/1951	0.00693806	14/02/1951	0.01674	09/04/1951	0.01152248
04/01/1951	0.00477641	15/02/1951	0.01586952	11/04/1951	0.0070836
05/01/1951	0.00484919	16/02/1951	0.01621048	13/04/1951	0.05912715
08/01/1951	0.00555512	18/02/1951	0.02849852	14/04/1951	0.0455943
09/01/1951	0.6456375	19/02/1951	0.01364411	16/04/1951	0.0265954
10/01/1951	0.60763086	21/02/1951	0.01069389	18/04/1951	0.0178537
11/01/1951	0.26359366	23/02/1951	0.00801503	20/04/1951	0.0098841
12/01/1951	0.1133353	26/02/1951	0.00671629	23/04/1951	0.00598788
13/01/1951	0.05049066	28/02/1951	0.00450673	25/04/1951	0.00569703
15/01/1951	0.0219847	01/03/1951	0.00446483	27/04/1951	0.00457291
16/01/1951	0.09282439	02/03/1951	0.00434094	30/04/1951	0.00308026
17/01/1951	0.06626697	05/03/1951	0.00409103	01/05/1951	0.00305421
18/01/1951	0.03580502	07/03/1951	0.00390222	02/05/1951	0.0029876
20/01/1951	0.01810004	09/03/1951	0.00368949	04/05/1951	0.00298726
22/01/1951	0.16109746	12/03/1951	0.00350652	07/05/1951	0.00285326
23/01/1951	1.1499999	13/03/1951	0.30641172	09/05/1951	0.00278531
24/01/1951	0.31373879	14/03/1951	0.71476992	11/05/1951	0.00271769
25/01/1951	0.15241402	15/03/1951	0.50771422	14/05/1951	0.00288842
26/01/1951	0.10230852	16/03/1951	0.3174444	16/05/1951	0.01036883
27/01/1951	0.04938327	17/03/1951	0.1791768	18/05/1951	0.00819992
28/01/1951	0.05254848	19/03/1951	0.0996943	21/05/1951	0.00840643
29/01/1951	0.03185656	20/03/1951	0.17139838	23/05/1951	0.00493789
31/01/1951	0.01764668	21/03/1951	0.34279677	25/05/1951	0.00617446
01/02/1951	0.01467028	22/03/1951	0.234738	28/05/1951	0.00423403
02/02/1951	0.06743847	23/03/1951	0.14201634	30/05/1951	0.04479729
03/02/1951	0.2094498	24/03/1951	0.08721617	01/06/1951	0.03225211
04/02/1951	0.6638509	26/03/1951	0.04216925	02/06/1951	0.08701381
05/02/1951	0.2473632	28/03/1951	0.02094618	03/06/1951	0.06201749
06/02/1951	0.1312254	30/03/1951	0.01537844	04/06/1951	0.06697184
07/02/1951	0.07418844	31/03/1951	0.29403	05/06/1951	0.06256958
08/02/1951	0.04854572	01/04/1951	0.18934458	06/06/1951	0.1164996
09/02/1951	0.03840955	02/04/1951	0.04810706	07/06/1951	0.14664677
10/02/1951	0.0301946	04/04/1951	0.025758	08/06/1951	0.11141347

Tabla A2. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1951.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
09/06/1951	0.06097239	23/07/1951	0.26027568	06/09/1951	0.73777167
11/06/1951	0.02836833	24/07/1951	0.17705952	07/09/1951	0.72409614
12/06/1951	0.02007418	25/07/1951	0.115236	09/09/1951	2.0267632
13/06/1951	0.01665736	26/07/1951	0.09302351	10/09/1951	1.91745187
14/06/1951	0.01218686	27/07/1951	0.09685863	11/09/1951	1.84403259
15/06/1951	0.0120444	30/07/1951	0.0806652	12/09/1951	2.01390727
18/06/1951	0.00869784	31/07/1951	0.18712512	13/09/1951	1.54325568
20/06/1951	0.00598127	01/08/1951	0.608229	14/09/1951	1.11262803
22/06/1951	0.00975079	02/08/1951	0.4023432	16/09/1951	0.7405175
25/06/1951	0.09800326	03/08/1951	0.2162376	17/09/1951	1.25883722
26/06/1951	0.63184536	04/08/1951	0.15174219	18/09/1951	0.97656373
27/06/1951	0.47705573	05/08/1951	0.1192968	19/09/1951	1.42967652
28/06/1951	0.56499444	06/08/1951	0.14535612	20/09/1951	2.06870218
29/06/1951	0.82477764	08/08/1951	0.09353828	21/09/1951	1.80627633
30/06/1951	0.66605027	10/08/1951	0.04984556	22/09/1951	1.55445941
01/07/1951	0.42083712	13/08/1951	0.04441392	23/09/1951	1.51138311
02/07/1951	0.1784322	14/08/1951	0.06437519	24/09/1951	1.40247189
03/07/1951	0.12864489	15/08/1951	0.07177172	25/09/1951	1.23876781
04/07/1951	0.15660444	16/08/1951	0.09304233	26/09/1951	1.12900577
05/07/1951	0.14687165	17/08/1951	0.23154768	27/09/1951	0.93634144
06/07/1951	0.21245869	20/08/1951	0.12018523	28/09/1951	0.8605581
07/07/1951	0.38323225	21/08/1951	0.07887456	29/09/1951	0.90829156
08/07/1951	0.32781345	22/08/1951	0.05691148	30/09/1951	0.70822202
09/07/1951	0.50721968	24/08/1951	0.05056772	01/10/1951	0.6442097
10/07/1951	0.47460312	25/08/1951	0.20668608	02/10/1951	0.94249008
11/07/1951	0.39853058	27/08/1951	0.0953154	03/10/1951	0.65770043
12/07/1951	1.0654627	28/08/1951	0.08868697	04/10/1951	0.56403216
13/07/1951	0.85431741	29/08/1951	0.05428394	05/10/1951	0.489645
14/07/1951	0.715703	30/08/1951	0.04082861	08/10/1951	0.92352597
15/07/1951	0.89107119	31/08/1951	0.097767	09/10/1951	1.59905028
16/07/1951	0.593568	01/09/1951	0.41517559	10/10/1951	1.99491336
17/07/1951	0.41299917	02/09/1951	1.79676942	11/10/1951	2.212515
18/07/1951	1.024434	03/09/1951	1.5767946	12/10/1951	1.8981594
19/07/1951	0.86845954	04/09/1951	1.26937819	13/10/1951	1.40755104
21/07/1951	0.4359204	05/09/1951	1.04239302	15/10/1951	0.56432376

Tabla A2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1951.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
16/10/1951	0.4125924	28/11/1951	1.04735376
17/10/1951	0.29527205	29/11/1951	1.942785
18/10/1951	0.248346	30/11/1951	2.094819
19/10/1951	0.25595136	01/12/1951	1.83372336
22/10/1951	0.13641333	03/12/1951	1.130112
23/10/1951	0.09226115	04/12/1951	0.813564
25/10/1951	0.06313572	05/12/1951	0.60854976
26/10/1951	0.09929304	06/12/1951	0.41358242
27/10/1951	0.11154102	07/12/1951	0.26456245
28/10/1951	0.10520928	08/12/1951	0.1379958
29/10/1951	0.30258792	09/12/1951	0.03968093
30/10/1951	0.2200392	10/12/1951	0.08881833
31/10/1951	0.1278396	11/12/1951	0.08185173
01/11/1951	0.08967689	12/12/1951	0.283284
02/11/1951	0.0547884	13/12/1951	0.23173668
03/11/1951	0.13291128	14/12/1951	0.15119806
05/11/1951	2.119878	16/12/1951	0.0944622
06/11/1951	1.70623929	17/12/1951	0.11888202
07/11/1951	1.25176476	18/12/1951	0.0782136
08/11/1951	1.45219453	19/12/1951	0.053568
09/11/1951	2.44310842	20/12/1951	0.03033234
10/11/1951	2.01582108	21/12/1951	0.02369009
12/11/1951	1.07025408	22/12/1951	0.02208038
13/11/1951	0.76672872	23/12/1951	0.07128
14/11/1951	0.51764184	24/12/1951	0.13752504
15/11/1951	0.31370328	25/12/1951	0.0756063
16/11/1951	0.19948253	26/12/1951	0.04208682
17/11/1951	0.18353628	27/12/1951	0.03513819
19/11/1951	2.64340272	28/12/1951	0.16280339
20/11/1951	2.62508234	29/12/1951	0.46780399
21/11/1951	1.8878238	31/12/1951	0.1566426
22/11/1951	1.35383488		
23/11/1951	0.96092727		
26/11/1951	0.306342		
27/11/1951	0.26170128		

Tabla A2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1951.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1968	0.95765	07/02/1968	3.43247	11/06/1968	2.25690
02/01/1968	0.73887	08/02/1968	1.90295	12/06/1968	2.86412
03/01/1968	0.39380	09/02/1968	1.07824	13/06/1968	1.80348
04/01/1968	0.21211	10/02/1968	0.68966	14/06/1968	1.23775
05/01/1968	0.13905	12/02/1968	0.17690	15/06/1968	0.64276
06/01/1968	0.09624	13/02/1968	0.12531	17/06/1968	0.48863
08/01/1968	0.05265	14/02/1968	0.04827	18/06/1968	0.29267
09/01/1968	0.05946	15/02/1968	0.01814	19/06/1968	0.19080
10/01/1968	0.02834	16/02/1968	0.31689	20/06/1968	0.30634
11/01/1968	0.08263	01/03/1968	0.12435	21/06/1968	0.40316
12/01/1968	0.34508	02/03/1968	0.06625	22/06/1968	0.35876
13/01/1968	3.55991	04/03/1968	0.01327	24/06/1968	0.23190
15/01/1968	5.95983	05/03/1968	0.08677	25/06/1968	0.41963
16/01/1968	4.51197	06/03/1968	0.44962	26/06/1968	0.75702
17/01/1968	2.99872	22/03/1968	0.30861	27/06/1968	0.63082
18/01/1968	1.67255	23/03/1968	0.13455	28/06/1968	1.63478
19/01/1968	1.07563	24/03/1968	0.02426	29/06/1968	2.44798
20/01/1968	0.77357	25/03/1968	0.10964	01/07/1968	1.68840
21/01/1968	1.11192	26/03/1968	0.24020	02/07/1968	1.01382
22/01/1968	1.02496	27/03/1968	0.34436	03/07/1968	0.71612
23/01/1968	0.79969	30/03/1968	1.05315	04/07/1968	0.50337
24/01/1968	0.62743	01/05/1968	0.56851	05/07/1968	0.45598
25/01/1968	0.92230	22/05/1968	0.31624	06/07/1968	0.26435
26/01/1968	0.49198	23/05/1968	0.19422	07/07/1968	0.15548
27/01/1968	0.32231	24/05/1968	0.12611	08/07/1968	0.20175
29/01/1968	0.17267	25/05/1968	0.13547	09/07/1968	0.36364
30/01/1968	0.10166	26/05/1968	0.08219	10/07/1968	0.31285
31/01/1968	0.06840	27/05/1968	0.07775	11/07/1968	0.28846
01/02/1968	0.05397	28/05/1968	0.05721	12/07/1968	0.24554
02/02/1968	0.02485	29/05/1968	0.10385	13/07/1968	0.11483
03/02/1968	0.01779	30/05/1968	0.08405	15/07/1968	0.10549
04/02/1968	0.18809	31/05/1968	0.08311	17/07/1968	0.14820
05/02/1968	0.10833	01/06/1968	1.22075	18/07/1968	0.11305
06/02/1968	1.48464	10/06/1968	2.44400	19/07/1968	0.11239

Tabla A3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
20/07/1968	0.07052	02/09/1968	1.45375	13/10/1968	0.20377
22/07/1968	0.07892	03/09/1968	1.58959	14/10/1968	2.25651
24/07/1968	0.04452	07/09/1968	0.89269	15/10/1968	5.40675
25/07/1968	0.02495	08/09/1968	0.92084	16/10/1968	6.58001
26/07/1968	0.03922	09/09/1968	1.60419	17/10/1968	6.52200
27/07/1968	0.01629	10/09/1968	0.47299	18/10/1968	5.21084
28/07/1968	0.01190	11/09/1968	0.24142	19/10/1968	3.61344
29/07/1968	0.00821	12/09/1968	0.57213	20/10/1968	2.36239
30/07/1968	0.05677	13/09/1968	1.52226	21/10/1968	1.77409
31/07/1968	0.15385	14/09/1968	2.18848	22/10/1968	1.10563
01/08/1968	0.10599	15/09/1968	4.78339	23/10/1968	0.72788
02/08/1968	0.27772	16/09/1968	4.66291	24/10/1968	0.56512
03/08/1968	0.27042	17/09/1968	5.45115	25/10/1968	0.32095
05/08/1968	0.25304	18/09/1968	4.99448	26/10/1968	0.26784
06/08/1968	0.47168	19/09/1968	3.09075	28/10/1968	0.16865
07/08/1968	0.36942	20/09/1968	1.63331	29/10/1968	0.13060
08/08/1968	0.21530	21/09/1968	0.91097	30/10/1968	0.07690
09/08/1968	0.04457	23/09/1968	0.90420	31/10/1968	0.04522
10/08/1968	0.02179	24/09/1968	0.81350	01/11/1968	0.14726
12/08/1968	0.02689	25/09/1968	0.82634	04/11/1968	0.74742
13/08/1968	0.03413	26/09/1968	0.67499	05/11/1968	0.91046
15/08/1968	0.02230	27/09/1968	0.56431	06/11/1968	0.44252
16/08/1968	0.03058	28/09/1968	0.68230	07/11/1968	0.24952
17/08/1968	0.01019	30/09/1968	1.75534	08/11/1968	0.13816
19/08/1968	0.02703	01/10/1968	1.43017	09/11/1968	0.08035
20/08/1968	0.01383	02/10/1968	0.70622	11/11/1968	0.10882
21/08/1968	0.00900	03/10/1968	0.36239	12/11/1968	0.82811
22/08/1968	0.00635	04/10/1968	0.40487	13/11/1968	0.60740
23/08/1968	0.00653	05/10/1968	0.47176	14/11/1968	0.32033
24/08/1968	0.04429	06/10/1968	1.55371	15/11/1968	0.17555
26/08/1968	0.02664	07/10/1968	1.53730	16/11/1968	0.10422
28/08/1968	0.32585	08/10/1968	0.87043	18/11/1968	0.06940
29/08/1968	1.19283	09/10/1968	0.91971	19/11/1968	0.03954
30/08/1968	1.35789	10/10/1968	0.56329	20/11/1968	0.02538
31/08/1968	1.25122	11/10/1968	0.36610	21/11/1968	0.01478
01/09/1968	1.47558	12/10/1968	0.23983	22/11/1968	0.06369

Tabla A3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1968

Año	Vol. sólidos millones m ³
23/11/1968	0.07568
25/11/1968	0.03370
26/11/1968	0.01241
27/11/1968	0.22513
28/11/1968	2.48299
29/11/1968	1.37621
30/11/1968	0.74470
01/12/1968	0.32192
02/12/1968	0.21920
03/12/1968	0.14423
04/12/1968	0.07380
05/12/1968	0.02871
06/12/1968	0.00837
07/12/1968	1.81553
09/12/1968	1.34076
10/12/1968	0.61065
11/12/1968	0.30024
12/12/1968	0.07487
13/12/1968	0.03081
14/12/1968	0.05397
16/12/1968	0.05397
24/12/1968	0.05397
26/12/1968	0.05397
27/12/1968	0.05397
28/12/1968	0.05397
30/12/1968	0.05397
31/12/1968	0.05397

Tabla A3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1983	0.18578	17/08/1983	0.74487	01/10/1983	6.16631
02/01/1983	0.17373	18/08/1983	0.59428	03/10/1983	3.49021
03/01/1983	1.65286	19/08/1983	0.41687	04/10/1983	2.90697
04/01/1983	3.04803	21/08/1983	0.32239	05/10/1983	1.92573
06/01/1983	2.04744	23/08/1983	0.40317	06/10/1983	1.67486
07/01/1983	2.33022	24/08/1983	0.28393	07/10/1983	1.55146
10/01/1983	1.11415	25/08/1983	0.26493	09/10/1983	1.12223
11/01/1983	1.24093	26/08/1983	0.56807	10/10/1983	1.32420
12/01/1983	2.57716	28/08/1983	0.33800	11/10/1983	2.81343
13/01/1983	2.62914	29/08/1983	0.48669	13/10/1983	1.37026
14/01/1983	1.67208	30/08/1983	0.94265	14/10/1983	1.57486
17/01/1983	0.64343	31/08/1983	2.22975	15/10/1983	1.90460
18/01/1983	0.46044	01/09/1983	3.29260	17/10/1983	1.14490
19/01/1983	0.34431	02/09/1983	4.36266	18/10/1983	0.84770
20/01/1983	0.24615	04/09/1983	16.09560	19/10/1983	0.72365
21/01/1983	0.19341	06/09/1983	12.66062	20/10/1983	0.55815
24/01/1983	0.12546	07/09/1983	15.60783	21/10/1983	0.50302
25/01/1983	0.11349	08/09/1983	16.86228	23/10/1983	2.15777
26/01/1983	0.19886	09/09/1983	12.98035	24/10/1983	2.18930
27/01/1983	0.06809	12/09/1983	5.78024	25/10/1983	1.48300
28/01/1983	0.02156	13/09/1983	3.70236	26/10/1983	3.80378
31/01/1983	0.00000	14/09/1983	3.39617	27/10/1983	14.75077
01/08/1983	0.27572	15/09/1983	3.53037	28/10/1983	9.54242
02/08/1983	0.32269	17/09/1983	2.24239	30/10/1983	3.15429
03/08/1983	0.55113	19/09/1983	5.13988	31/10/1983	2.26005
04/08/1983	1.04250	20/09/1983	3.68289	01/11/1983	2.53347
05/08/1983	2.15594	21/09/1983	2.40218	03/11/1983	3.88859
06/08/1983	3.20613	22/09/1983	1.72718	04/11/1983	2.87020
08/08/1983	1.17234	23/09/1983	1.95937	07/11/1983	1.04749
09/08/1983	0.71929	25/09/1983	5.14898	08/11/1983	0.81954
10/08/1983	0.47779	26/09/1983	6.30167	10/11/1983	0.63236
11/08/1983	6.77779	27/09/1983	12.20227	12/11/1983	0.53543
12/08/1983	10.10800	28/09/1983	13.95593	13/11/1983	0.54445
15/08/1983	1.47825	29/09/1983	14.37058	14/11/1983	0.37188
16/08/1983	1.05130	30/09/1983	9.43826	15/11/1983	0.28769

Tabla A4. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1983.

Año	Vol. sólidos millones m ³
16/11/1983	0.23999
17/11/1983	0.21017
18/11/1983	0.16899
21/11/1983	0.10913
22/11/1983	0.07895
23/11/1983	0.58849
24/11/1983	0.04998
25/11/1983	0.53672
26/11/1983	4.34090
28/11/1983	0.75400
29/11/1983	0.60379
30/11/1983	1.90802
01/12/1983	1.26528
02/12/1983	1.11094
05/12/1983	0.38146
06/12/1983	0.31952
07/12/1983	0.37989
08/12/1983	1.05105
09/12/1983	1.62088
12/12/1983	0.57649
13/12/1983	1.11212
14/12/1983	0.80397
15/12/1983	0.53957
16/12/1983	0.39052
17/12/1983	0.35343
19/12/1983	0.73686
20/12/1983	1.02312
21/12/1983	0.88407
22/12/1983	0.60429
23/12/1983	0.58014
26/12/1983	3.64674
27/12/1983	2.71766
28/12/1983	1.84651
29/12/1983	1.37763
30/12/1983	3.90077
31/12/1983	5.79401

Tabla A4. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30016 año 1983.

ANEXO B

Estación 30055

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
02/03/1962	0.00854	05/04/1962	0.48657	11/05/1962	0.04171
03/03/1962	0.00954	06/04/1962	0.31269	12/05/1962	0.03380
05/03/1962	0.00932	07/04/1962	0.21504	13/05/1962	0.02698
06/03/1962	0.01190	09/04/1962	0.11085	14/05/1962	0.02634
07/03/1962	0.01418	10/04/1962	0.11090	15/05/1962	0.02082
08/03/1962	0.01575	11/04/1962	0.07732	16/05/1962	0.02051
09/03/1962	0.01220	12/04/1962	0.04753	17/05/1962	0.02022
10/03/1962	0.00963	13/04/1962	0.04808	18/05/1962	0.01872
12/03/1962	0.00955	14/04/1962	0.20083	19/05/1962	0.01721
13/03/1962	0.00924	16/04/1962	0.33903	20/05/1962	0.02009
14/03/1962	0.00867	17/04/1962	0.36049	21/05/1962	0.01685
15/03/1962	0.00883	18/04/1962	0.35690	22/05/1962	0.01795
16/03/1962	0.01183	19/04/1962	0.39235	23/05/1962	0.01690
17/03/1962	0.06131	20/04/1962	0.36296	24/05/1962	0.01373
19/03/1962	0.15246	21/04/1962	0.32731	25/05/1962	0.01156
20/03/1962	0.10044	23/04/1962	0.23733	26/05/1962	0.00998
21/03/1962	0.04580	24/04/1962	0.15720	28/05/1962	0.00920
22/03/1962	0.03037	25/04/1962	0.08761	29/05/1962	0.00893
23/03/1962	0.02254	26/04/1962	0.08166	30/05/1962	0.00619
24/03/1962	0.01942	27/04/1962	0.06312	31/05/1962	0.00612
25/03/1962	0.01805	28/04/1962	0.04720	01/06/1962	0.00588
26/03/1962	0.01557	30/04/1962	0.03199	02/06/1962	0.00572
27/03/1962	0.01343	01/05/1962	0.02994	04/06/1962	0.00438
28/03/1962	0.01352	02/05/1962	0.02997	05/06/1962	0.00423
29/03/1962	0.01320	03/05/1962	0.03531	06/06/1962	0.00521
30/03/1962	0.01087	04/05/1962	0.05338	07/06/1962	0.00698
31/03/1962	0.01000	05/05/1962	0.10097	08/06/1962	0.01696
01/04/1962	0.00969	07/05/1962	0.23163	09/06/1962	0.02470
02/04/1962	0.01329	08/05/1962	0.18047	11/06/1962	0.01846
03/04/1962	0.25241	09/05/1962	0.10276	12/06/1962	0.01471
04/04/1962	0.48434	10/05/1962	0.05489	13/06/1962	0.01388

Tabla B1. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1962.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
14/06/1962	0.01429	23/07/1962	0.05661	03/09/1962	0.06033
15/06/1962	0.01870	24/07/1962	0.03853	04/09/1962	0.04659
16/06/1962	0.02808	25/07/1962	0.02941	05/09/1962	0.05847
18/06/1962	0.01890	26/07/1962	0.02312	06/09/1962	0.04469
19/06/1962	0.01611	28/07/1962	0.01654	07/09/1962	0.03420
20/06/1962	0.01426	30/07/1962	0.01761	08/09/1962	0.02898
21/06/1962	0.01547	31/07/1962	0.01484	10/09/1962	0.02625
22/06/1962	0.02360	01/08/1962	0.01346	11/09/1962	0.06757
23/06/1962	0.03504	02/08/1962	0.01252	12/09/1962	0.16959
25/06/1962	0.25294	03/08/1962	0.01171	13/09/1962	0.69652
26/06/1962	0.18374	04/08/1962	0.00937	14/09/1962	0.57536
27/06/1962	0.10491	06/08/1962	0.00871	15/09/1962	0.56517
28/06/1962	0.06770	07/08/1962	0.00836	17/09/1962	0.41767
29/06/1962	0.04826	08/08/1962	0.00921	18/09/1962	0.33369
30/06/1962	0.03869	09/08/1962	0.01685	19/09/1962	0.28659
01/07/1962	0.03492	10/08/1962	0.03119	20/09/1962	0.26091
02/07/1962	0.04825	11/08/1962	0.10330	21/09/1962	0.23475
03/07/1962	0.08650	12/08/1962	0.44604	22/09/1962	0.23454
04/07/1962	0.36097	14/08/1962	0.19405	23/09/1962	0.32266
05/07/1962	0.24369	15/08/1962	0.17908	24/09/1962	0.31124
06/07/1962	0.24203	16/08/1962	0.12890	25/09/1962	0.27984
07/07/1962	0.22358	17/08/1962	0.09412	26/09/1962	0.24267
09/07/1962	0.27392	20/08/1962	0.36913	27/09/1962	0.28879
10/07/1962	0.22799	21/08/1962	0.34301	28/09/1962	0.34278
11/07/1962	0.11908	22/08/1962	0.31026	29/09/1962	0.42725
12/07/1962	0.05799	23/08/1962	0.23267	01/10/1962	0.48935
13/07/1962	0.04154	24/08/1962	0.15012	02/10/1962	0.34395
14/07/1962	0.03577	25/08/1962	0.09706	03/10/1962	0.22412
16/07/1962	0.02472	27/08/1962	0.06252	04/10/1962	0.19104
17/07/1962	0.02020	28/08/1962	0.26753	06/10/1962	0.46362
18/07/1962	0.02312	29/08/1962	0.39488	07/10/1962	0.48000
19/07/1962	0.02170	30/08/1962	0.27204	08/10/1962	0.33955
20/07/1962	0.02705	31/08/1962	0.16295	09/10/1962	0.28595
21/07/1962	0.08417	01/09/1962	0.10122	10/10/1962	0.19070

Tabla B1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1962.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
11/10/1962	0.11457	20/11/1962	0.01307	28/12/1962	0.00951
12/10/1962	0.07940	21/11/1962	0.00969	29/12/1962	0.00841
13/10/1962	0.06739	22/11/1962	0.01000	31/12/1962	0.00850
15/10/1962	0.07913	23/11/1962	0.06723		
16/10/1962	0.07162	24/11/1962	0.14633		
17/10/1962	0.05655	26/11/1962	0.13579		
18/10/1962	0.04788	27/11/1962	0.09467		
19/10/1962	0.07834	28/11/1962	0.07727		
20/10/1962	0.08404	29/11/1962	0.05781		
22/10/1962	0.06203	30/11/1962	0.04004		
23/10/1962	0.12175	01/12/1962	0.03140		
24/10/1962	0.19237	03/12/1962	0.02376		
25/10/1962	0.25963	04/12/1962	0.02085		
26/10/1962	0.26360	05/12/1962	0.01983		
27/10/1962	0.41760	06/12/1962	0.02854		
29/10/1962	0.74745	07/12/1962	0.05098		
30/10/1962	0.83167	08/12/1962	0.08317		
31/10/1962	0.85270	10/12/1962	0.05559		
01/11/1962	0.77944	11/12/1962	0.03907		
02/11/1962	0.48198	12/12/1962	0.03213		
03/11/1962	0.31065	13/12/1962	0.02824		
05/11/1962	0.18121	14/12/1962	0.02346		
06/11/1962	0.10513	15/12/1962	0.02004		
07/11/1962	0.07219	16/12/1962	0.01360		
08/11/1962	0.05427	17/12/1962	0.01531		
09/11/1962	0.04295	18/12/1962	0.01467		
10/11/1962	0.03776	19/12/1962	0.01111		
12/11/1962	0.03386	20/12/1962	0.01048		
13/11/1962	0.02785	21/12/1962	0.00999		
14/11/1962	0.02596	22/12/1962	0.00826		
15/11/1962	0.02479	24/12/1962	0.00788		
16/11/1962	0.01870	25/12/1962	0.00774		
17/11/1962	0.01770	26/12/1962	0.00635		
19/11/1962	0.01591	27/12/1962	0.01087		

Tabla B1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1962.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1964	0.18730	07/02/1964	0.02733	13/03/1964	0.01626
02/01/1964	0.32989	08/02/1964	0.02421	14/03/1964	0.01578
03/01/1964	0.20428	10/02/1964	0.15431	16/03/1964	0.01391
04/01/1964	0.14998	11/02/1964	0.10811	17/03/1964	0.01267
06/01/1964	0.07220	12/02/1964	0.07084	18/03/1964	0.01221
07/01/1964	0.06212	13/02/1964	0.05002	19/03/1964	0.01082
08/01/1964	0.05498	14/02/1964	0.04127	20/03/1964	0.01149
09/01/1964	0.05950	15/02/1964	0.03258	21/03/1964	0.01019
10/01/1964	0.10089	17/02/1964	0.02611	23/03/1964	0.00986
11/01/1964	1.01253	18/02/1964	0.02393	24/03/1964	0.00976
13/01/1964	1.14754	19/02/1964	0.02411	25/03/1964	0.00949
14/01/1964	0.65508	20/02/1964	0.02236	26/03/1964	0.01054
15/01/1964	0.50115	21/02/1964	0.02586	27/03/1964	0.01163
16/01/1964	0.37612	22/02/1964	0.02701	28/03/1964	0.01136
17/01/1964	0.27407	23/02/1964	0.02636	30/03/1964	0.01728
18/01/1964	0.28053	24/02/1964	0.03971	31/03/1964	0.40469
20/01/1964	0.17323	25/02/1964	0.05067	01/04/1964	0.67444
21/01/1964	0.12576	26/02/1964	0.03291	02/04/1964	0.44474
22/01/1964	0.08967	27/02/1964	0.02644	03/04/1964	0.28857
23/01/1964	0.06995	28/02/1964	0.02077	04/04/1964	0.20095
24/01/1964	0.05831	29/02/1964	0.04237	06/04/1964	0.06050
25/01/1964	0.05083	01/03/1964	0.22865	07/04/1964	0.04047
27/01/1964	0.04499	02/03/1964	0.26065	08/04/1964	0.03517
28/01/1964	0.05478	03/03/1964	0.15349	09/04/1964	0.03329
29/01/1964	0.07143	04/03/1964	0.07518	10/04/1964	0.16405
30/01/1964	0.12058	05/03/1964	0.05274	11/04/1964	0.17999
31/01/1964	0.16015	06/03/1964	0.03775	12/04/1964	0.16698
01/02/1964	0.12642	07/03/1964	0.03021	13/04/1964	0.09520
03/02/1964	0.07314	09/03/1964	0.02654	14/04/1964	0.06005
04/02/1964	0.05236	10/03/1964	0.02253	15/04/1964	0.04277
05/02/1964	0.03903	11/03/1964	0.01906	16/04/1964	0.03583
06/02/1964	0.03473	12/03/1964	0.01657	17/04/1964	0.03147

Tabla B2. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
18/04/1964	0.02994	28/05/1964	0.17722	07/07/1964	0.13695
20/04/1964	0.02233	29/05/1964	0.16266	08/07/1964	0.11502
21/04/1964	0.01977	30/05/1964	0.09969	09/07/1964	0.10614
22/04/1964	0.01728	31/05/1964	0.06684	10/07/1964	0.08965
23/04/1964	0.01521	01/06/1964	0.07784	11/07/1964	0.06639
24/04/1964	0.01327	02/06/1964	0.27926	13/07/1964	0.05864
25/04/1964	0.01279	03/06/1964	0.26750	14/07/1964	0.04738
27/04/1964	0.01113	04/06/1964	0.22787	15/07/1964	0.08143
28/04/1964	0.01094	05/06/1964	0.19675	16/07/1964	0.30093
29/04/1964	0.01006	06/06/1964	0.12243	17/07/1964	1.02965
30/04/1964	0.00986	08/06/1964	0.62481	18/07/1964	0.75418
01/05/1964	0.00904	09/06/1964	0.45038	19/07/1964	0.79587
02/05/1964	0.00859	10/06/1964	0.24776	20/07/1964	0.28898
04/05/1964	0.00832	11/06/1964	0.17547	21/07/1964	0.22087
05/05/1964	0.00738	12/06/1964	0.09857	22/07/1964	0.16124
06/05/1964	0.00715	13/06/1964	0.15799	23/07/1964	0.19124
07/05/1964	0.00623	15/06/1964	0.49528	24/07/1964	0.14026
08/05/1964	0.00524	16/06/1964	0.61936	25/07/1964	0.10145
09/05/1964	0.00507	18/06/1964	0.32615	27/07/1964	0.51949
11/05/1964	0.00495	19/06/1964	0.19965	28/07/1964	0.33869
12/05/1964	0.00409	20/06/1964	0.13456	29/07/1964	0.24818
13/05/1964	0.00405	22/06/1964	0.08405	30/07/1964	0.17321
14/05/1964	0.01010	23/06/1964	0.07849	31/07/1964	0.09834
15/05/1964	0.04544	24/06/1964	0.06757	01/08/1964	0.06769
16/05/1964	0.07190	25/06/1964	0.14094	03/08/1964	0.03320
18/05/1964	0.16139	26/06/1964	0.36969	04/08/1964	0.03110
19/05/1964	0.21880	27/06/1964	0.46838	05/08/1964	0.02579
20/05/1964	0.23411	29/06/1964	0.52172	06/08/1964	0.01410
21/05/1964	0.16966	30/06/1964	0.45396	07/08/1964	0.00963
22/05/1964	0.09730	01/07/1964	0.47291	08/08/1964	0.01222
23/05/1964	0.04617	02/07/1964	0.31074	09/08/1964	0.01129
25/05/1964	0.02943	03/07/1964	0.29836	10/08/1964	0.01382
26/05/1964	0.02436	04/07/1964	0.24152	11/08/1964	0.02169
27/05/1964	0.04491	06/07/1964	0.17227	12/08/1964	0.03086

Tabla B2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
13/08/1964	0.04774	22/09/1964	0.05518	31/10/1964	0.02117
14/08/1964	0.03391	23/09/1964	0.09856	01/11/1964	0.02072
15/08/1964	0.02526	24/09/1964	0.20301	02/11/1964	0.01723
17/08/1964	0.01398	25/09/1964	0.31672	03/11/1964	0.01874
18/08/1964	0.00885	26/09/1964	0.73462	04/11/1964	0.01475
19/08/1964	0.01949	28/09/1964	0.45071	05/11/1964	0.01859
20/08/1964	0.01990	29/09/1964	0.39995	06/11/1964	0.01722
21/08/1964	0.01673	30/09/1964	0.22565	07/11/1964	0.02038
22/08/1964	0.01911	01/10/1964	0.17851	09/11/1964	0.01394
24/08/1964	0.01537	02/10/1964	0.09895	10/11/1964	0.01133
25/08/1964	0.01750	03/10/1964	0.05765	11/11/1964	0.01079
26/08/1964	0.01765	05/10/1964	0.12776	12/11/1964	0.01965
27/08/1964	0.27482	06/10/1964	0.25877	13/11/1964	0.01518
28/08/1964	0.25149	07/10/1964	0.63108	14/11/1964	0.00936
29/08/1964	0.13690	08/10/1964	0.36772	15/11/1964	0.01408
31/08/1964	0.07787	09/10/1964	0.21074	16/11/1964	0.01288
01/09/1964	0.08639	10/10/1964	0.15046	17/11/1964	0.01004
02/09/1964	0.12643	12/10/1964	0.06017	18/11/1964	0.00659
03/09/1964	0.40477	13/10/1964	0.11700	19/11/1964	0.00447
04/09/1964	0.46170	14/10/1964	0.06962	20/11/1964	0.01191
05/09/1964	0.20915	15/10/1964	0.04538	21/11/1964	0.01315
07/09/1964	0.08544	16/10/1964	0.02715	23/11/1964	0.37875
08/09/1964	0.04475	17/10/1964	0.02049	24/11/1964	0.20881
09/09/1964	0.02737	19/10/1964	0.02139	25/11/1964	0.23925
10/09/1964	0.02200	20/10/1964	0.02288	26/11/1964	0.18892
11/09/1964	0.02245	21/10/1964	0.32779	27/11/1964	0.13707
12/09/1964	0.01848	22/10/1964	0.25733	28/11/1964	0.09473
14/09/1964	0.02424	23/10/1964	0.10010	30/11/1964	0.02669
15/09/1964	0.04941	24/10/1964	0.05479	01/12/1964	0.08732
16/09/1964	0.04697	26/10/1964	0.02715	02/12/1964	0.68976
17/09/1964	0.03461	27/10/1964	0.01750	03/12/1964	0.63689
18/09/1964	0.03148	28/10/1964	0.01818	04/12/1964	0.42110
19/09/1964	0.01572	29/10/1964	0.01443	05/12/1964	0.18188
21/09/1964	0.04371	30/10/1964	0.01140	06/12/1964	0.14100

Tabla B2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³
07/12/1964	0.99335
08/12/1964	1.25104
09/12/1964	1.46045
10/12/1964	1.48144
11/12/1964	1.12019
12/12/1964	0.68818
14/12/1964	0.22008
15/12/1964	0.16582
16/12/1964	0.13083
17/12/1964	0.10948
18/12/1964	0.12158
19/12/1964	0.10005
21/12/1964	0.11103
22/12/1964	0.07899
23/12/1964	0.09247
24/12/1964	0.19237
25/12/1964	0.11772
26/12/1964	0.07643
28/12/1964	0.03525
29/12/1964	0.03201
30/12/1964	0.03133
31/12/1964	0.03323

Tabla B2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1968	0.13398	13/02/1968	0.04300	26/03/1968	0.06340
02/01/1968	0.08206	14/02/1968	0.03171	27/03/1968	0.03503
03/01/1968	0.05536	15/02/1968	0.03405	28/03/1968	0.04350
04/01/1968	0.06721	16/02/1968	0.01925	29/03/1968	0.01206
05/01/1968	0.04049	17/02/1968	0.04564	30/03/1968	0.01343
06/01/1968	0.04516	18/02/1968	0.03413	01/04/1968	0.01035
08/01/1968	0.02660	19/02/1968	0.03611	02/04/1968	0.01144
09/01/1968	0.05414	20/02/1968	0.06359	03/04/1968	0.00724
10/01/1968	0.07372	21/02/1968	0.08563	04/04/1968	0.00702
11/01/1968	0.07550	23/02/1968	0.03527	05/04/1968	0.00824
12/01/1968	0.14295	24/02/1968	0.02205	06/04/1968	0.00954
13/01/1968	0.34984	26/02/1968	0.08687	08/04/1968	0.00618
15/01/1968	0.59330	27/02/1968	0.04914	09/04/1968	0.00890
16/01/1968	0.45153	28/02/1968	0.03905	10/04/1968	0.00596
17/01/1968	0.30656	29/02/1968	0.04090	11/04/1968	0.00851
18/01/1968	0.26691	01/03/1968	0.02615	12/04/1968	0.03874
19/01/1968	0.19452	02/03/1968	0.08430	13/04/1968	0.15519
20/01/1968	0.14771	03/03/1968	0.18581	15/04/1968	0.04041
22/01/1968	0.22974	04/03/1968	0.13464	16/04/1968	0.02159
23/01/1968	0.12873	05/03/1968	0.04851	17/04/1968	0.02356
24/01/1968	0.08491	06/03/1968	0.15223	18/04/1968	0.01456
25/01/1968	0.17880	07/03/1968	0.04685	19/04/1968	0.01088
26/01/1968	0.50480	08/03/1968	0.02922	20/04/1968	0.00896
27/01/1968	0.21396	09/03/1968	0.02244	22/04/1968	0.00968
29/01/1968	0.06521	11/03/1968	0.01506	23/04/1968	0.00679
30/01/1968	0.09076	12/03/1968	0.01641	24/04/1968	0.00925
31/01/1968	0.05641	13/03/1968	0.01180	25/04/1968	0.00912
01/02/1968	0.03958	14/03/1968	0.01999	26/04/1968	0.00522
02/02/1968	0.03336	15/03/1968	0.04872	27/04/1968	0.00643
03/02/1968	0.02298	16/03/1968	0.02911	29/04/1968	0.00871
05/02/1968	0.16936	18/03/1968	0.01514	30/04/1968	0.00805
06/02/1968	0.20264	19/03/1968	0.01419	01/05/1968	0.01425
07/02/1968	0.67562	20/03/1968	0.01543	02/05/1968	0.02394
08/02/1968	1.00191	21/03/1968	0.01071	03/05/1968	0.02126
09/02/1968	0.50166	22/03/1968	0.02335	04/05/1968	0.01260
10/02/1968	0.20831	23/03/1968	0.04010	06/05/1968	0.00853
12/02/1968	0.08612	25/03/1968	0.17617	07/05/1968	0.00799

Tabla B3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
08/05/1968	0.00915	18/06/1968	0.07186	31/07/1968	0.01548
09/05/1968	0.00782	19/06/1968	0.05617	01/08/1968	0.01602
10/05/1968	0.01318	20/06/1968	0.08805	02/08/1968	0.01249
11/05/1968	0.02280	21/06/1968	0.08392	03/08/1968	0.01364
13/05/1968	0.01066	22/06/1968	0.04626	04/08/1968	0.00903
14/05/1968	0.01001	24/06/1968	0.04889	05/08/1968	0.00958
15/05/1968	0.01154	25/06/1968	0.03847	06/08/1968	0.01433
16/05/1968	0.00947	26/06/1968	0.03730	07/08/1968	0.02698
17/05/1968	0.01439	27/06/1968	0.02139	08/08/1968	0.04197
18/05/1968	0.00845	28/06/1968	0.01689	09/08/1968	0.06999
20/05/1968	0.00855	29/06/1968	0.04759	10/08/1968	0.05355
21/05/1968	0.01171	01/07/1968	0.03226	11/08/1968	0.08290
22/05/1968	0.01909	02/07/1968	0.02022	12/08/1968	0.07393
23/05/1968	1.68264	03/07/1968	0.02089	13/08/1968	0.09116
24/05/1968	2.03866	04/07/1968	0.26876	14/08/1968	0.07576
25/05/1968	0.49287	05/07/1968	0.18469	15/08/1968	0.11038
26/05/1968	0.54402	06/07/1968	0.36515	16/08/1968	0.07728
27/05/1968	0.21609	08/07/1968	0.33980	17/08/1968	0.05408
28/05/1968	0.19688	09/07/1968	0.16521	19/08/1968	0.02269
29/05/1968	0.07725	10/07/1968	0.08074	20/08/1968	0.05985
30/05/1968	0.08841	11/07/1968	0.05640	21/08/1968	0.13525
31/05/1968	0.05055	12/07/1968	0.02827	22/08/1968	0.10614
01/06/1968	0.04212	13/07/1968	0.02627	23/08/1968	0.06731
02/06/1968	0.01249	15/07/1968	0.02140	24/08/1968	0.10020
03/06/1968	0.02864	16/07/1968	0.01471	26/08/1968	0.04146
04/06/1968	0.02179	17/07/1968	0.02259	27/08/1968	0.05563
05/06/1968	0.01343	18/07/1968	0.06078	28/08/1968	0.09146
06/06/1968	0.01584	19/07/1968	0.02571	29/08/1968	0.09658
07/06/1968	0.01554	20/07/1968	0.03335	30/08/1968	0.04881
08/06/1968	0.01307	22/07/1968	0.01500	31/08/1968	0.03624
09/06/1968	0.00997	23/07/1968	0.01709	01/09/1968	0.02935
10/06/1968	0.01068	24/07/1968	0.01415	02/09/1968	0.02169
11/06/1968	0.01632	25/07/1968	0.02790	03/09/1968	0.03100
12/06/1968	0.01721	26/07/1968	0.03343	04/09/1968	0.02899
13/06/1968	0.01819	27/07/1968	0.04473	05/09/1968	0.01934
14/06/1968	0.03155	28/07/1968	0.01955	06/09/1968	0.01425
15/06/1968	0.04539	29/07/1968	0.01654	07/09/1968	0.01744
17/06/1968	0.13792	30/07/1968	0.02625	09/09/1968	0.25208

Tabla B3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
10/09/1968	0.20932	23/10/1968	1.04819	06/12/1968	0.70107
11/09/1968	0.14909	24/10/1968	0.71729	07/12/1968	0.35680
12/09/1968	0.18742	25/10/1968	0.41034	09/12/1968	0.14414
13/09/1968	0.29538	26/10/1968	0.26786	10/12/1968	0.13030
14/09/1968	0.44236	28/10/1968	0.20045	11/12/1968	0.10456
16/09/1968	0.15498	29/10/1968	0.16539	12/12/1968	0.05112
17/09/1968	0.08429	30/10/1968	0.23477	13/12/1968	0.04129
18/09/1968	0.05290	31/10/1968	0.14744	14/12/1968	0.03246
19/09/1968	0.04928	01/11/1968	0.15223	15/12/1968	0.02498
20/09/1968	0.27030	02/11/1968	0.11469	16/12/1968	0.03071
21/09/1968	0.55311	04/11/1968	0.05954	18/12/1968	0.02532
23/09/1968	0.79072	05/11/1968	0.03589	19/12/1968	0.02756
24/09/1968	0.54858	06/11/1968	0.02883	20/12/1968	0.02275
25/09/1968	0.36769	08/11/1968	0.02354	21/12/1968	0.01685
26/09/1968	0.26457	09/11/1968	0.01809	23/12/1968	0.02413
27/09/1968	0.24726	11/11/1968	0.22149	24/12/1968	0.69779
28/09/1968	0.20073	12/11/1968	0.33469	25/12/1968	1.35817
30/09/1968	0.10859	13/11/1968	0.42857	26/12/1968	0.97910
01/10/1968	0.10377	14/11/1968	0.12950	27/12/1968	0.57167
02/10/1968	0.18536	15/11/1968	0.11625	28/12/1968	0.28991
03/10/1968	0.14223	16/11/1968	0.06114	30/12/1968	0.11503
04/10/1968	0.11567	18/11/1968	0.03125	31/12/1968	0.04147
05/10/1968	0.09454	19/11/1968	0.20720		
07/10/1968	0.07455	20/11/1968	0.70033		
08/10/1968	0.06691	21/11/1968	0.46674		
09/10/1968	0.09225	22/11/1968	0.25184		
10/10/1968	0.04925	23/11/1968	0.12468		
11/10/1968	0.03829	25/11/1968	0.04992		
12/10/1968	0.18030	26/11/1968	0.03104		
14/10/1968	0.43732	27/11/1968	0.02324		
15/10/1968	0.20725	28/11/1968	0.01937		
16/10/1968	0.10466	29/11/1968	0.01847		
17/10/1968	0.07095	30/11/1968	0.17481		
18/10/1968	0.06102	01/12/1968	0.48673		
19/10/1968	0.03670	02/12/1968	0.20103		
20/10/1968	0.03021	03/12/1968	0.11757		
21/10/1968	0.32869	04/12/1968	0.26553		
22/10/1968	1.02123	05/12/1968	1.70970		

Tabla B3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1980	0.04993	18/02/1980	0.02950	10/04/1980	0.06623
02/01/1980	0.08869	19/02/1980	0.02597	11/04/1980	0.07114
03/01/1980	0.07664	20/02/1980	0.02192	14/04/1980	0.02734
04/01/1980	0.06272	21/02/1980	0.01768	15/04/1980	0.06161
05/01/1980	0.05102	22/02/1980	0.01420	16/04/1980	0.06171
06/01/1980	0.03905	25/02/1980	0.00984	17/04/1980	0.03815
07/01/1980	0.03248	26/02/1980	0.01640	18/04/1980	0.02313
08/01/1980	0.02470	27/02/1980	0.08725	21/04/1980	0.00997
09/01/1980	0.02643	28/02/1980	0.05311	22/04/1980	0.00824
10/01/1980	0.01892	01/03/1980	0.02934	23/04/1980	0.00460
11/01/1980	0.02127	02/03/1980	0.02299	28/04/1980	0.00363
14/01/1980	0.01464	03/03/1980	0.40569	29/04/1980	0.01023
15/01/1980	0.01175	04/03/1980	0.57223	30/04/1980	0.00804
16/01/1980	0.01332	05/03/1980	0.53446	01/05/1980	0.00630
17/01/1980	0.02461	06/03/1980	0.27684	05/05/1980	0.00884
18/01/1980	0.01911	07/03/1980	0.13637	06/05/1980	0.14049
20/01/1980	0.01730	10/03/1980	0.02896	07/05/1980	0.08313
22/01/1980	0.01383	11/03/1980	0.02111	08/05/1980	0.03712
23/01/1980	0.01203	12/03/1980	0.01399	09/05/1980	0.01827
24/01/1980	0.08259	13/03/1980	0.01302	12/05/1980	0.01030
25/01/1980	0.12635	15/03/1980	0.01141	13/05/1980	0.00692
28/01/1980	0.03241	17/03/1980	0.08850	14/05/1980	0.00646
29/01/1980	0.02557	18/03/1980	0.04865	15/05/1980	0.00525
30/01/1980	0.02149	19/03/1980	0.03054	16/05/1980	0.00293
31/01/1980	0.01645	20/03/1980	0.02313	01/07/1980	0.03165
01/02/1980	0.01607	22/03/1980	0.01951	02/07/1980	0.02309
04/02/1980	0.15798	23/03/1980	0.02343	03/07/1980	0.01956
05/02/1980	0.09454	25/03/1980	0.01247	04/07/1980	0.01341
06/02/1980	0.05568	26/03/1980	0.00976	06/07/1980	0.01001
07/02/1980	0.03135	27/03/1980	0.00750	07/07/1980	0.04913
08/02/1980	0.02285	28/03/1980	0.00506	08/07/1980	0.03773
10/02/1980	0.01926	01/04/1980	0.00349	09/07/1980	0.02640
11/02/1980	0.20369	02/04/1980	0.00408	10/07/1980	0.02538
12/02/1980	0.29052	04/04/1980	0.00403	11/07/1980	0.04592
13/02/1980	0.22424	07/04/1980	0.14368	13/07/1980	0.03208
14/02/1980	0.09697	08/04/1980	0.06414	15/07/1980	0.06381
15/02/1980	0.05023	09/04/1980	0.03351	16/07/1980	0.04724

Tabla B4. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1980.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
17/07/1980	0.03677	06/09/1980	0.05982	15/10/1980	0.05413
18/07/1980	0.03039	07/09/1980	0.12806	16/10/1980	0.04294
21/07/1980	0.02166	09/09/1980	0.10940	17/10/1980	0.03875
22/07/1980	0.01630	10/09/1980	0.15470	18/10/1980	0.03013
23/07/1980	0.02893	11/09/1980	0.69240	20/10/1980	0.02759
24/07/1980	0.09201	12/09/1980	0.74822	21/10/1980	0.02288
25/07/1980	0.15642	13/09/1980	0.78974	22/10/1980	0.03785
28/07/1980	0.16340	14/09/1980	0.75532	23/10/1980	0.08449
29/07/1980	0.10667	15/09/1980	0.70750	24/10/1980	0.11013
30/07/1980	0.05300	16/09/1980	0.69515	25/10/1980	0.10217
31/07/1980	0.04978	17/09/1980	0.68667	26/10/1980	0.14934
01/08/1980	0.17283	18/09/1980	0.73939	27/10/1980	0.24725
04/08/1980	0.06896	19/09/1980	0.57372	28/10/1980	0.25630
05/08/1980	0.04817	20/09/1980	0.56251	29/10/1980	0.16013
06/08/1980	0.06803	21/09/1980	0.42006	30/10/1980	0.56159
07/08/1980	0.05140	22/09/1980	0.49059	31/10/1980	1.21915
09/08/1980	0.03857	23/09/1980	0.39222	01/11/1980	1.31510
11/08/1980	0.05493	24/09/1980	0.34159	02/11/1980	1.32469
12/08/1980	0.04179	25/09/1980	0.29190	03/11/1980	1.23342
13/08/1980	0.08454	26/09/1980	0.32318	04/11/1980	0.78662
14/08/1980	0.05846	27/09/1980	0.21905	05/11/1980	0.63568
15/08/1980	0.03758	28/09/1980	0.18567	06/11/1980	0.53702
18/08/1980	0.02755	29/09/1980	0.26795	07/11/1980	0.46960
19/08/1980	0.02286	30/09/1980	0.18878	08/11/1980	0.40449
20/08/1980	0.01674	01/10/1980	0.12917	09/11/1980	0.31608
21/08/1980	0.01627	02/10/1980	0.12545	10/11/1980	0.22630
22/08/1980	0.03401	03/10/1980	0.20083	11/11/1980	0.19895
25/08/1980	0.10220	04/10/1980	0.48366	12/11/1980	0.14643
26/08/1980	0.06780	05/10/1980	0.70395	13/11/1980	0.09878
27/08/1980	0.09777	06/10/1980	0.76014	15/11/1980	0.06706
28/08/1980	0.22983	07/10/1980	0.82877	16/11/1980	0.05113
29/08/1980	0.23828	08/10/1980	0.73600	17/11/1980	0.04058
30/08/1980	0.25279	09/10/1980	0.58545	18/11/1980	0.06735
01/09/1980	0.12240	10/10/1980	0.38157	19/11/1980	0.34983
02/09/1980	0.18077	11/10/1980	0.24812	20/11/1980	0.77204
03/09/1980	0.29198	12/10/1980	0.17219	21/11/1980	0.89390
04/09/1980	0.24859	13/10/1980	0.11258	22/11/1980	0.92175
05/09/1980	0.13612	14/10/1980	0.07343	23/11/1980	0.73223

Tabla B4. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1980.

Año	Vol. sólidos millones m ³
24/11/1980	0.70469
26/11/1980	0.85126
27/11/1980	0.80737
28/11/1980	0.80345
29/11/1980	0.74575
30/11/1980	0.54952
01/12/1980	0.62143
02/12/1980	0.73679
03/12/1980	0.50119
04/12/1980	0.37536
05/12/1980	0.40859
06/12/1980	0.30992
07/12/1980	0.23072
08/12/1980	0.19637
09/12/1980	0.13292
10/12/1980	0.09480
11/12/1980	0.06810
12/12/1980	0.10473
13/12/1980	0.12530
14/12/1980	0.16429
15/12/1980	0.14553
16/12/1980	0.10624
17/12/1980	0.07429
18/12/1980	0.05184
19/12/1980	0.04058
20/12/1980	0.03361
21/12/1980	0.03159
22/12/1980	0.02589
24/12/1980	0.02129
25/12/1980	0.02056
27/12/1980	0.04102
28/12/1980	0.06157
29/12/1980	0.05269
30/12/1980	0.03653

Tabla B4. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30055 año 1980.

ANEXO C

Estación 30062

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1964	0.36783	13/02/1964	0.15368	28/03/1964	0.15261
02/01/1964	0.41346	14/02/1964	0.13168	30/03/1964	0.11793
03/01/1964	0.47180	15/02/1964	0.14724	31/03/1964	0.24106
04/01/1964	0.40445	17/02/1964	0.16496	01/04/1964	1.61664
06/01/1964	0.31673	18/02/1964	0.18741	02/04/1964	0.65998
07/01/1964	0.34319	19/02/1964	0.14374	03/04/1964	0.36751
08/01/1964	0.33252	20/02/1964	0.14548	04/04/1964	0.18651
09/01/1964	0.35516	21/02/1964	0.14760	06/04/1964	0.08722
10/01/1964	0.43470	22/02/1964	0.09255	07/04/1964	0.09375
11/01/1964	0.84012	23/02/1964	0.09005	08/04/1964	0.13932
12/01/1964	0.91295	24/02/1964	0.13431	09/04/1964	0.10548
13/01/1964	0.46208	25/02/1964	0.16352	10/04/1964	0.34551
14/01/1964	0.48448	26/02/1964	0.16223	11/04/1964	0.76347
15/01/1964	0.51102	28/02/1964	0.16223	13/04/1964	0.38336
16/01/1964	0.46309	29/02/1964	0.14506	15/04/1964	0.20594
17/01/1964	0.30603	01/03/1964	0.16285	16/04/1964	0.15651
18/01/1964	0.34643	02/03/1964	0.14211	17/04/1964	0.33452
20/01/1964	0.31339	03/03/1964	0.15674	18/04/1964	0.35235
21/01/1964	0.25846	04/03/1964	0.11519	20/04/1964	0.18965
22/01/1964	0.22116	05/03/1964	0.09373	21/04/1964	0.10172
23/01/1964	0.34011	06/03/1964	0.10410	22/04/1964	0.11383
24/01/1964	0.28228	07/03/1964	0.11028	23/04/1964	0.11589
25/01/1964	0.22255	09/03/1964	0.18675	24/04/1964	0.13824
26/01/1964	0.21183	10/03/1964	0.12959	25/04/1964	0.13610
27/01/1964	0.32178	11/03/1964	0.14073	27/04/1964	0.12488
28/01/1964	0.26643	12/03/1964	0.11404	28/04/1964	0.09663
30/01/1964	0.31097	13/03/1964	0.11941	29/04/1964	0.12747
31/01/1964	0.30303	14/03/1964	0.14276	30/04/1964	0.11706
01/02/1964	0.25016	16/03/1964	0.16952	01/05/1964	0.12327
03/02/1964	0.24607	17/03/1964	0.12785	02/05/1964	0.11872
04/02/1964	0.18870	18/03/1964	0.14597	04/05/1964	0.12456
05/02/1964	0.22022	19/03/1964	0.12848	05/05/1964	0.12533
06/02/1964	0.18417	20/03/1964	0.13711	06/05/1964	0.10320
07/02/1964	0.14722	21/03/1964	0.13432	10/05/1964	0.09795
08/02/1964	0.26074	23/03/1964	0.24483	19/05/1964	0.24549
10/02/1964	0.19300	24/03/1964	0.16334	28/05/1964	0.13362
12/02/1964	0.13446	25/03/1964	0.20169	29/05/1964	0.20922

Tabla C1. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
31/05/1964	0.15609	23/07/1964	2.57345	02/09/1964	1.75807
01/06/1964	0.17378	24/07/1964	2.95812	03/09/1964	3.28302
02/06/1964	0.19305	25/07/1964	4.47455	04/09/1964	7.53847
15/06/1964	6.66582	27/07/1964	5.29246	05/09/1964	7.05095
17/06/1964	4.55949	28/07/1964	5.87463	06/09/1964	5.30769
18/06/1964	3.18324	29/07/1964	2.08498	07/09/1964	4.42572
18/06/1964	3.15248	30/07/1964	2.35419	08/09/1964	3.76562
19/06/1964	1.86977	31/07/1964	2.34484	09/09/1964	3.64071
20/06/1964	4.13301	01/08/1964	1.95981	10/09/1964	1.49039
21/06/1964	3.48582	02/08/1964	1.22537	11/09/1964	1.26158
22/06/1964	3.30581	03/08/1964	1.75322	12/09/1964	1.23672
23/06/1964	1.57123	04/08/1964	1.69750	13/09/1964	2.61051
25/06/1964	0.88689	05/08/1964	1.55454	14/09/1964	2.38119
26/06/1964	1.10588	06/08/1964	1.43645	15/09/1964	2.25199
27/06/1964	1.22149	07/08/1964	1.37648	16/09/1964	1.85078
29/06/1964	3.91057	08/08/1964	1.46284	17/09/1964	3.27320
30/06/1964	4.61836	09/08/1964	1.75042	18/09/1964	2.96597
01/07/1964	5.50085	10/08/1964	1.77912	19/09/1964	3.48347
02/07/1964	4.87811	11/08/1964	1.12175	20/09/1964	4.60310
03/07/1964	2.87587	12/08/1964	2.18877	21/09/1964	2.81959
04/07/1964	2.83010	13/08/1964	0.95101	22/09/1964	2.81961
05/07/1964	3.59708	14/08/1964	1.78909	23/09/1964	2.87110
06/07/1964	3.18843	15/08/1964	2.42237	24/09/1964	2.57427
07/07/1964	1.81201	17/08/1964	0.66665	25/09/1964	4.08567
08/07/1964	1.03425	18/08/1964	1.36190	26/09/1964	6.97824
09/07/1964	1.14743	19/08/1964	1.04937	27/09/1964	6.90472
10/07/1964	1.36673	20/08/1964	1.05788	28/09/1964	5.00136
11/07/1964	3.43429	21/08/1964	0.95740	29/09/1964	8.30589
12/07/1964	5.17409	22/08/1964	1.48567	30/09/1964	6.04705
13/07/1964	4.69440	23/08/1964	1.10003	01/10/1964	4.47711
14/07/1964	4.34118	24/08/1964	1.18760	02/10/1964	2.97278
15/07/1964	4.98517	25/08/1964	0.92708	03/10/1964	2.22674
16/07/1964	5.68904	26/08/1964	1.14008	05/10/1964	4.29976
17/07/1964	7.04932	28/08/1964	1.69687	06/10/1964	4.78028
18/07/1964	8.74560	29/08/1964	0.91596	07/10/1964	5.16341
20/07/1964	6.95436	30/08/1964	0.76439	08/10/1964	6.72244
21/07/1964	5.63940	31/08/1964	0.65745	09/10/1964	4.25547
22/07/1964	5.98791	01/09/1964	0.70622	10/10/1964	3.50781

Tabla C1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
12/10/1964	1.68141	26/11/1964	0.98135
13/10/1964	1.12878	27/11/1964	0.70092
14/10/1964	1.00230	28/11/1964	0.54394
15/10/1964	1.26869	30/11/1964	0.31148
16/10/1964	0.70481	01/12/1964	0.76654
19/10/1964	0.44330	02/12/1964	0.43614
20/10/1964	0.56420	03/12/1964	0.38534
21/10/1964	0.77260	04/12/1964	0.32763
22/10/1964	0.74810	05/12/1964	2.67456
23/10/1964	0.69790	07/12/1964	2.81568
24/10/1964	0.50776	08/12/1964	2.63265
26/10/1964	0.49274	09/12/1964	1.33918
27/10/1964	0.44415	10/12/1964	0.75516
28/10/1964	0.39361	11/12/1964	0.79640
29/10/1964	0.48164	12/12/1964	0.56354
31/10/1964	0.33543	14/12/1964	1.53506
01/11/1964	0.32728	15/12/1964	2.99674
02/11/1964	0.30043	16/12/1964	3.15060
03/11/1964	0.36425	17/12/1964	0.98739
04/11/1964	0.21901	18/12/1964	0.75652
05/11/1964	0.22241	19/12/1964	0.77968
06/11/1964	0.22805	20/12/1964	0.82818
07/11/1964	0.34011	21/12/1964	0.47146
09/11/1964	0.28139	22/12/1964	0.48533
10/11/1964	0.28117	23/12/1964	0.52745
11/11/1964	0.28096	24/12/1964	0.34616
12/11/1964	0.27091	26/12/1964	0.17361
13/11/1964	0.20889	28/12/1964	0.24040
14/11/1964	0.18935	29/12/1964	0.15103
16/11/1964	0.15239	30/12/1964	0.13083
17/11/1964	0.11174	31/12/1964	0.17231
18/11/1964	0.32027		
19/11/1964	0.35054		
20/11/1964	0.34279		
21/11/1964	0.39662		
23/11/1964	0.90387		
24/11/1964	1.02620		
25/11/1964	0.95166		

Tabla C1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1972	0.14250	06/02/1972	0.14287	16/03/1972	0.03412
03/01/1972	0.09843	07/02/1972	0.05795	19/03/1972	0.03212
04/01/1972	0.08965	08/02/1972	0.04701	20/03/1972	0.03151
05/01/1972	0.11205	09/02/1972	0.04924	21/03/1972	0.01648
06/01/1972	0.15810	10/02/1972	0.05928	22/03/1972	0.04241
07/01/1972	0.44576	11/02/1972	0.11438	23/03/1972	0.03774
08/01/1972	0.35628	12/02/1972	0.04784	24/03/1972	0.05777
10/01/1972	0.16380	15/02/1972	0.07355	25/03/1972	0.04563
11/01/1972	0.14288	16/02/1972	0.06507	26/03/1972	0.05528
12/01/1972	0.10299	17/02/1972	0.04043	28/03/1972	0.03074
13/01/1972	0.09862	18/02/1972	0.04558	29/03/1972	0.04652
14/01/1972	0.10137	19/02/1972	0.04607	30/03/1972	0.04706
15/01/1972	0.24780	21/02/1972	0.03533	31/03/1972	0.03455
16/01/1972	0.12982	22/02/1972	0.02318	01/04/1972	0.02636
17/01/1972	0.32033	23/02/1972	0.02416	03/04/1972	0.01716
18/01/1972	0.21417	24/02/1972	0.02985	04/04/1972	0.02343
19/01/1972	0.16364	25/02/1972	0.02853	05/04/1972	0.03193
20/01/1972	0.13094	26/02/1972	0.02948	06/04/1972	0.03040
21/01/1972	0.11954	29/02/1972	0.04100	07/04/1972	0.04266
22/01/1972	0.08509	01/03/1972	0.05213	08/04/1972	0.05053
24/01/1972	0.07488	02/03/1972	0.03706	10/04/1972	0.06254
25/01/1972	0.05731	03/03/1972	0.04959	11/04/1972	0.03294
26/01/1972	0.08970	04/03/1972	0.05153	12/04/1972	0.05120
27/01/1972	0.08824	05/03/1972	0.03044	13/04/1972	0.04843
28/01/1972	0.08699	06/03/1972	0.03444	14/04/1972	0.04567
29/01/1972	0.05804	07/03/1972	0.07052	15/04/1972	0.04670
30/01/1972	0.07127	08/03/1972	0.08812	17/04/1972	0.06012
31/01/1972	0.05337	09/03/1972	0.06649	18/04/1972	0.02879
01/02/1972	0.03885	10/03/1972	0.08441	19/04/1972	0.03357
02/02/1972	0.06366	11/03/1972	0.06552	20/04/1972	0.04170
03/02/1972	0.05211	12/03/1972	0.04315	21/04/1972	0.04842
04/02/1972	0.05585	14/03/1972	0.01788	22/04/1972	0.05876
05/02/1972	0.10305	15/03/1972	0.02695	23/04/1972	0.07398

Tabla C2. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1972.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
24/04/1972	0.03685	01/06/1972	0.03809	09/07/1972	0.08643
25/04/1972	0.02366	02/06/1972	0.03965	10/07/1972	0.07311
26/04/1972	0.04025	03/06/1972	0.02434	11/07/1972	0.10146
27/04/1972	0.05858	05/06/1972	0.04053	12/07/1972	0.09664
28/04/1972	0.04988	06/06/1972	0.05148	13/07/1972	0.07803
29/04/1972	0.05122	07/06/1972	0.07558	14/07/1972	0.07625
01/05/1972	0.03583	09/06/1972	0.25053	15/07/1972	0.06559
02/05/1972	0.02740	10/06/1972	0.20261	17/07/1972	0.04590
03/05/1972	0.02989	12/06/1972	0.15721	18/07/1972	0.03958
04/05/1972	0.04574	13/06/1972	0.11604	19/07/1972	0.04778
05/05/1972	0.07059	14/06/1972	0.05612	20/07/1972	0.06034
06/05/1972	0.06229	15/06/1972	0.09578	21/07/1972	0.06557
08/05/1972	0.04093	16/06/1972	0.08193	23/07/1972	0.04749
09/05/1972	0.03396	17/06/1972	0.07935	24/07/1972	0.06175
11/05/1972	0.05435	18/06/1972	0.10946	25/07/1972	0.05519
12/05/1972	0.04693	19/06/1972	0.07449	26/07/1972	0.07485
13/05/1972	0.05967	20/06/1972	0.05555	27/07/1972	0.05081
14/05/1972	0.06581	21/06/1972	0.04335	28/07/1972	0.05244
15/05/1972	0.03507	22/06/1972	0.06482	01/08/1972	0.03932
16/05/1972	0.03324	23/06/1972	0.06265	02/08/1972	0.05756
17/05/1972	0.05068	24/06/1972	0.06262	03/08/1972	0.07167
18/05/1972	0.05342	26/06/1972	0.09064	04/08/1972	0.07730
19/05/1972	0.04223	27/06/1972	0.08296	05/08/1972	0.08914
20/05/1972	0.04575	28/06/1972	0.06829	07/08/1972	0.06896
21/05/1972	0.06096	29/06/1972	0.09591	08/08/1972	0.06911
22/05/1972	0.03044	30/06/1972	0.06801	09/08/1972	0.08263
23/05/1972	0.03554	01/07/1972	0.07351	10/08/1972	0.06459
24/05/1972	0.05212	02/07/1972	0.07492	11/08/1972	0.05827
25/05/1972	0.03930	03/07/1972	0.05814	12/08/1972	0.04388
26/05/1972	0.05140	04/07/1972	0.04002	13/08/1972	0.03681
27/05/1972	0.05702	05/07/1972	0.06431	14/08/1972	0.05680
29/05/1972	0.03956	06/07/1972	0.07363	15/08/1972	0.04185
30/05/1972	0.02795	07/07/1972	0.09552	16/08/1972	0.04158
31/05/1972	0.04518	08/07/1972	0.07829	17/08/1972	0.04756

Tabla C2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1972.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
18/08/1972	0.04433	27/09/1972	0.23664	03/11/1972	0.17484
19/08/1972	0.13210	28/09/1972	0.32325	04/11/1972	0.11060
20/08/1972	0.27213	29/09/1972	0.19627	06/11/1972	0.19588
21/08/1972	0.23532	30/09/1972	0.24838	07/11/1972	0.14127
22/08/1972	0.29497	01/10/1972	0.25965	08/11/1972	0.17060
23/08/1972	0.18823	02/10/1972	0.29399	09/11/1972	0.20583
24/08/1972	0.22535	03/10/1972	0.13876	10/11/1972	0.15790
25/08/1972	0.28148	04/10/1972	0.12591	11/11/1972	0.12409
26/08/1972	0.39249	05/10/1972	0.26569	12/11/1972	0.19959
28/08/1972	0.46620	06/10/1972	0.30418	13/11/1972	0.17409
29/08/1972	0.49122	07/10/1972	0.29242	14/11/1972	0.10536
30/08/1972	0.80956	09/10/1972	0.23561	15/11/1972	0.17216
31/08/1972	0.54537	10/10/1972	0.13644	16/11/1972	1.36222
01/09/1972	0.43627	11/10/1972	0.18345	17/11/1972	1.04650
02/09/1972	0.46939	12/10/1972	0.13790	18/11/1972	0.43474
03/09/1972	0.51182	13/10/1972	0.15670	21/11/1972	0.14457
04/09/1972	0.37852	14/10/1972	0.22732	22/11/1972	0.09794
05/09/1972	0.39555	15/10/1972	0.41857	23/11/1972	0.16137
07/09/1972	0.47175	16/10/1972	0.32495	24/11/1972	0.42930
08/09/1972	0.42531	17/10/1972	0.53005	25/11/1972	0.63811
09/09/1972	0.59674	18/10/1972	0.86550	27/11/1972	0.23830
11/09/1972	0.32979	19/10/1972	0.63191	28/11/1972	0.14410
12/09/1972	0.23515	21/10/1972	0.31175	29/11/1972	0.16025
13/09/1972	0.32413	22/10/1972	0.39328	30/11/1972	0.11254
14/09/1972	0.23892	23/10/1972	0.29498	01/12/1972	0.19968
15/09/1972	0.44685	24/10/1972	0.21949	02/12/1972	0.49815
18/09/1972	0.18472	25/10/1972	0.23415	04/12/1972	0.40195
19/09/1972	0.11422	26/10/1972	0.17545	05/12/1972	0.29493
20/09/1972	0.27255	27/10/1972	0.15861	06/12/1972	0.24740
21/09/1972	0.42286	28/10/1972	0.21077	07/12/1972	0.20197
22/09/1972	0.62238	30/10/1972	0.12930	08/12/1972	0.16570
23/09/1972	0.71160	31/10/1972	0.09294	09/12/1972	0.14459
25/09/1972	0.56294	01/11/1972	0.13441	10/12/1972	0.18410
26/09/1972	0.28598	02/11/1972	0.19959	11/12/1972	0.16927

Tabla C2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1972.

Año	Vol. sólidos millones m ³
12/12/1972	0.10275
13/12/1972	0.10842
14/12/1972	0.09315
15/12/1972	0.13519
16/12/1972	0.09970
17/12/1972	1.47427
18/12/1972	1.10416
19/12/1972	0.40388
20/12/1972	0.26293
21/12/1972	0.18813
22/12/1972	0.21397
23/12/1972	0.13170
25/12/1972	0.09633
26/12/1972	0.04830
27/12/1972	0.02753
28/12/1972	0.06738
29/12/1972	0.06761
30/12/1972	0.07240
31/12/1972	0.07483

Tabla C2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1972.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1985	0.21529	08/02/1985	0.23075	26/03/1985	0.43875
02/01/1985	0.15114	10/02/1985	0.55119	27/03/1985	0.72679
03/01/1985	0.14557	11/02/1985	0.34816	28/03/1985	0.33070
04/01/1985	0.52583	12/02/1985	0.32404	29/03/1985	0.38093
05/01/1985	1.15243	13/02/1985	0.66969	01/04/1985	0.16978
06/01/1985	1.18490	14/02/1985	1.76507	02/04/1985	0.15343
07/01/1985	0.55893	15/02/1985	1.01337	03/04/1985	0.35681
08/01/1985	0.56013	18/02/1985	0.56816	08/04/1985	0.16075
09/01/1985	0.47348	19/02/1985	0.49530	09/04/1985	0.13312
10/01/1985	0.40872	20/02/1985	0.31201	10/04/1985	0.37641
11/01/1985	0.32658	21/02/1985	0.53896	11/04/1985	0.35785
12/01/1985	0.32490	22/02/1985	0.31693	12/04/1985	0.38923
13/01/1985	0.35896	24/02/1985	0.15019	13/04/1985	0.37366
14/01/1985	0.29149	25/02/1985	0.19854	14/04/1985	3.98193
15/01/1985	0.30795	27/02/1985	0.63666	15/04/1985	3.75425
16/01/1985	0.46796	28/02/1985	0.50729	16/04/1985	0.77521
17/01/1985	0.48698	01/03/1985	0.56912	17/04/1985	0.42689
18/01/1985	0.67088	02/03/1985	0.38523	18/04/1985	0.57559
19/01/1985	0.24985	04/03/1985	0.40461	19/04/1985	0.81406
21/01/1985	0.30254	05/03/1985	0.26245	20/04/1985	0.74374
22/01/1985	0.41120	06/03/1985	0.16830	22/04/1985	0.24396
23/01/1985	2.78457	07/03/1985	0.25475	23/04/1985	0.31500
24/01/1985	1.32758	08/03/1985	0.23999	24/04/1985	0.42705
25/01/1985	0.82139	11/03/1985	0.27774	25/04/1985	0.55809
28/01/1985	0.35838	12/03/1985	0.11939	26/04/1985	0.54560
29/01/1985	0.22282	13/03/1985	0.50366	29/04/1985	0.14422
30/01/1985	0.33884	14/03/1985	0.65412	30/04/1985	0.09481
31/01/1985	0.23543	15/03/1985	0.64248	01/05/1985	0.34022
01/02/1985	0.22591	18/03/1985	0.31363	02/05/1985	0.39953
02/02/1985	0.22170	19/03/1985	0.64175	03/05/1985	0.09828
04/02/1985	0.49771	20/03/1985	1.15203	06/05/1985	0.13769
05/02/1985	0.30478	22/03/1985	0.70306	07/05/1985	0.04991
06/02/1985	0.43715	24/03/1985	0.33483	08/05/1985	0.17747
07/02/1985	0.34088	25/03/1985	0.40793	09/05/1985	0.40385

Tabla C3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1985.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
10/05/1985	0.28218	26/08/1985	1.30260	09/10/1985	0.63351
11/05/1985	0.87159	27/08/1985	0.91116	10/10/1985	0.35948
13/05/1985	0.13575	28/08/1985	3.11367	11/10/1985	0.28393
14/05/1985	0.33150	29/08/1985	3.38438	14/10/1985	0.21276
20/07/1985	0.56314	30/08/1985	2.32387	15/10/1985	0.21818
22/07/1985	0.32152	01/09/1985	1.48260	16/10/1985	0.23056
23/07/1985	0.25788	02/09/1985	2.58448	17/10/1985	0.34699
24/07/1985	0.46443	03/09/1985	0.89963	18/10/1985	0.46483
25/07/1985	0.49133	05/09/1985	0.58195	19/10/1985	0.45778
26/07/1985	0.46293	06/09/1985	0.53451	20/10/1985	0.52343
29/07/1985	0.22667	09/09/1985	1.02681	21/10/1985	0.17346
30/07/1985	0.09589	10/09/1985	0.84982	22/10/1985	0.12006
31/07/1985	0.28035	11/09/1985	1.08648	23/10/1985	0.57016
01/08/1985	0.43711	12/09/1985	0.57168	24/10/1985	0.43782
02/08/1985	0.44588	13/09/1985	1.42073	25/10/1985	0.51219
03/08/1985	0.38674	16/09/1985	0.45725	27/10/1985	1.72216
04/08/1985	0.70592	17/09/1985	0.48130	28/10/1985	1.38422
05/08/1985	0.54240	18/09/1985	1.15316	29/10/1985	0.82551
06/08/1985	0.36740	19/09/1985	0.92469	30/10/1985	0.71108
07/08/1985	0.31849	20/09/1985	0.97348	31/10/1985	0.87252
08/08/1985	0.47788	23/09/1985	0.58163	01/11/1985	0.98470
09/08/1985	0.45713	24/09/1985	0.48764	04/11/1985	0.21515
10/08/1985	0.51099	25/09/1985	0.78981	05/11/1985	0.36824
12/08/1985	0.25417	26/09/1985	0.40745	06/11/1985	0.48607
13/08/1985	0.39444	27/09/1985	0.43555	07/11/1985	0.52603
15/08/1985	0.38045	28/09/1985	0.36468	08/11/1985	0.42338
16/08/1985	0.85785	30/09/1985	0.64812	10/11/1985	0.67346
18/08/1985	0.67149	01/10/1985	0.50456	11/11/1985	0.33019
19/08/1985	0.34912	02/10/1985	0.73757	12/11/1985	0.16591
20/08/1985	0.28373	03/10/1985	37.01859	13/11/1985	0.22213
21/08/1985	1.70873	04/10/1985	4.14471	14/11/1985	0.27030
22/08/1985	2.14112	05/10/1985	7.50417	15/11/1985	0.21859
23/08/1985	3.08398	07/10/1985	0.66392	19/11/1985	0.07966
25/08/1985	3.59061	08/10/1985	1.23122	21/11/1985	0.27552

Tabla C3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1985.

Año	Vol. sólidos millones m ³
22/11/1985	0.13054
24/11/1985	0.33867
25/11/1985	0.11246
26/11/1985	0.08283
27/11/1985	0.22811
28/11/1985	0.31297
29/11/1985	0.27991
30/11/1985	0.33001
01/12/1985	0.38452
02/12/1985	0.21198
03/12/1985	0.16329
05/12/1985	0.49875
06/12/1985	0.39396
07/12/1985	0.83248
09/12/1985	0.38187
10/12/1985	0.15169
11/12/1985	0.29925
13/12/1985	0.14065
16/12/1985	2.85855
17/12/1985	1.48343
18/12/1985	0.59920
19/12/1985	0.64072
20/12/1985	0.92473
21/12/1985	2.46054
24/12/1985	0.46929
26/12/1985	0.87496
27/12/1985	0.07004
29/12/1985	0.36490
30/12/1985	0.24156
31/12/1985	0.15481

Tabla C3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30062 año 1985.

ANEXO D

Estación 30083

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1964	0.39961	05/02/1964	0.16772	14/03/1964	0.04147
02/01/1964	0.63957	06/02/1964	0.15702	16/03/1964	0.03757
03/01/1964	0.37398	07/02/1964	0.11558	17/03/1964	0.02943
04/01/1964	0.38682	08/02/1964	0.08552	18/03/1964	0.02750
06/01/1964	0.27252	10/02/1964	0.23149	19/03/1964	0.01464
07/01/1964	0.25189	12/02/1964	0.15290	20/03/1964	0.01464
08/01/1964	0.23189	13/02/1964	0.16308	21/03/1964	0.02143
09/01/1964	0.21059	14/02/1964	0.13092	22/03/1964	0.02186
10/01/1964	0.37184	15/02/1964	0.11340	23/03/1964	0.04308
11/01/1964	1.43222	17/02/1964	0.07711	24/03/1964	0.03743
12/01/1964	1.59946	18/02/1964	0.08765	26/03/1964	0.01485
13/01/1964	0.84288	19/02/1964	0.08047	29/03/1964	0.08226
14/01/1964	1.24266	20/02/1964	0.13001	30/03/1964	0.00968
15/01/1964	0.89182	21/02/1964	0.14672	31/03/1964	0.16647
16/01/1964	0.71208	22/02/1964	0.10696	01/04/1964	0.43952
17/01/1964	0.57787	23/02/1964	0.07536	02/04/1964	0.24560
18/01/1964	0.48866	24/02/1964	0.10973	03/04/1964	0.11718
20/01/1964	0.41288	25/02/1964	0.14278	04/04/1964	0.07917
21/01/1964	0.34525	26/02/1964	0.13048	06/04/1964	0.02984
22/01/1964	0.27815	28/02/1964	0.07504	07/04/1964	0.02476
23/01/1964	0.22844	29/02/1964	0.07803	08/04/1964	0.02052
24/01/1964	0.20133	01/03/1964	0.25663	09/04/1964	0.03851
25/01/1964	0.20501	03/03/1964	0.15128	11/04/1964	0.62562
27/01/1964	0.19550	04/03/1964	0.12014	13/04/1964	0.38135
28/01/1964	0.16645	05/03/1964	0.08132	14/04/1964	0.38986
29/01/1964	0.13593	06/03/1964	0.05794	15/04/1964	0.38869
30/01/1964	0.26748	07/03/1964	0.05939	16/04/1964	0.37317
31/01/1964	0.33773	09/03/1964	0.06021	17/04/1964	0.31323
01/02/1964	0.30075	10/03/1964	0.05337	18/04/1964	0.34688
02/02/1964	0.26306	11/03/1964	0.04403	19/04/1964	0.28376
03/02/1964	0.24134	12/03/1964	0.05483	20/04/1964	0.24966
04/02/1964	0.17123	13/03/1964	0.05203	24/04/1964	0.07375

Tabla D1. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
25/04/1964	0.03946	01/06/1964	0.14352	09/07/1964	0.25859
27/04/1964	0.02442	02/06/1964	0.15052	10/07/1964	0.32769
28/04/1964	0.02222	03/06/1964	0.42436	11/07/1964	0.30946
29/04/1964	0.01627	04/06/1964	0.41747	12/07/1964	0.38984
30/04/1964	0.00957	05/06/1964	0.42696	13/07/1964	0.41376
01/05/1964	0.00929	06/06/1964	0.28298	14/07/1964	0.47647
02/05/1964	0.00912	08/06/1964	1.16913	15/07/1964	0.75994
04/05/1964	0.00744	09/06/1964	1.07529	16/07/1964	1.39984
05/05/1964	0.00727	10/06/1964	0.70470	17/07/1964	4.03196
06/05/1964	0.00706	11/06/1964	0.56461	18/07/1964	6.30737
07/05/1964	0.00471	12/06/1964	0.39721	19/07/1964	6.72583
08/05/1964	0.00436	13/06/1964	0.38044	20/07/1964	4.22687
09/05/1964	0.00325	15/06/1964	3.22248	21/07/1964	1.19216
11/05/1964	0.00096	16/06/1964	0.36357	22/07/1964	0.84670
12/05/1964	0.00341	17/06/1964	0.58799	23/07/1964	0.84285
13/05/1964	0.00461	18/06/1964	0.39180	24/07/1964	0.79615
14/05/1964	0.00472	19/06/1964	0.37201	25/07/1964	0.61373
15/05/1964	0.00896	20/06/1964	0.38806	27/07/1964	1.35651
16/05/1964	0.03781	22/06/1964	0.24418	28/07/1964	4.02696
17/05/1964	0.04050	23/06/1964	0.20414	29/07/1964	2.19424
18/05/1964	0.12323	24/06/1964	0.19703	30/07/1964	0.79192
19/05/1964	0.40431	25/06/1964	0.30047	31/07/1964	0.69662
20/05/1964	0.36241	26/06/1964	1.39664	01/08/1964	0.58057
21/05/1964	0.31388	27/06/1964	0.91159	02/08/1964	0.50114
22/05/1964	0.20706	29/06/1964	0.74566	03/08/1964	0.33027
23/05/1964	0.10409	30/06/1964	0.89415	04/08/1964	0.31899
25/05/1964	0.05810	01/07/1964	0.86698	05/08/1964	0.23537
26/05/1964	0.03649	02/07/1964	0.85463	06/08/1964	0.25571
27/05/1964	0.04725	03/07/1964	0.79646	07/08/1964	0.28847
28/05/1964	0.05856	04/07/1964	0.47471	08/08/1964	0.25571
29/05/1964	0.14637	06/07/1964	0.33633	09/08/1964	0.27244
30/05/1964	0.13366	07/07/1964	0.36543	10/08/1964	0.52225
31/05/1964	0.09961	08/07/1964	0.22130	11/08/1964	0.55694

Tabla D1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
12/08/1964	0.30915	18/09/1964	1.17333	23/10/1964	1.18372
13/08/1964	0.36183	19/09/1964	0.90899	24/10/1964	0.93234
14/08/1964	0.21888	20/09/1964	0.84055	26/10/1964	0.78440
15/08/1964	0.18799	21/09/1964	1.22591	27/10/1964	0.70116
17/08/1964	0.07971	22/09/1964	1.38155	28/10/1964	0.50236
18/08/1964	0.09425	23/09/1964	1.45331	29/10/1964	0.47249
19/08/1964	0.04218	24/09/1964	1.42718	30/10/1964	0.33867
20/08/1964	0.12496	25/09/1964	1.63238	31/10/1964	0.19667
21/08/1964	0.06475	26/09/1964	2.24452	01/11/1964	0.17007
22/08/1964	0.09712	28/09/1964	2.68785	03/11/1964	0.13477
24/08/1964	0.04011	29/09/1964	2.86699	04/11/1964	0.12943
25/08/1964	0.09499	30/09/1964	2.90333	05/11/1964	0.10611
26/08/1964	0.23847	01/10/1964	1.78139	06/11/1964	0.10592
27/08/1964	0.04443	02/10/1964	1.06515	07/11/1964	0.07263
28/08/1964	0.04004	03/10/1964	1.05040	09/11/1964	0.06131
29/08/1964	0.21086	04/10/1964	0.87972	10/11/1964	0.13312
31/08/1964	0.12907	05/10/1964	1.21728	11/11/1964	0.19911
01/09/1964	0.26373	06/10/1964	1.39818	12/11/1964	0.17594
02/09/1964	1.08968	07/10/1964	2.87426	13/11/1964	0.13554
03/09/1964	0.77904	08/10/1964	2.51822	14/11/1964	0.10141
04/09/1964	0.86603	09/10/1964	2.67610	16/11/1964	0.08921
05/09/1964	1.59443	10/10/1964	2.49897	17/11/1964	0.04354
06/09/1964	1.76418	12/10/1964	1.71633	18/11/1964	0.01653
07/09/1964	1.54242	13/10/1964	1.21249	19/11/1964	0.02265
08/09/1964	1.19199	14/10/1964	0.94197	21/11/1964	0.02262
09/09/1964	0.89086	15/10/1964	0.72724	23/11/1964	0.37563
11/09/1964	0.62188	16/10/1964	0.64724	24/11/1964	0.71490
12/09/1964	0.71683	17/10/1964	0.62118	25/11/1964	0.82647
13/09/1964	1.01504	19/10/1964	0.56182	26/11/1964	0.81507
14/09/1964	1.07728	20/10/1964	0.55874	27/11/1964	0.70549
15/09/1964	1.16930	21/10/1964	0.90608	28/11/1964	0.55349
17/09/1964	1.41432	22/10/1964	1.23026	30/11/1964	0.37113

Tabla D1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³
01/12/1964	0.65640
02/12/1964	1.93923
03/12/1964	1.67971
04/12/1964	1.34672
05/12/1964	1.04878
07/12/1964	3.16813
08/12/1964	3.84793
09/12/1964	3.93755
10/12/1964	3.55875
11/12/1964	3.27179
12/12/1964	2.98622
14/12/1964	2.76510
15/12/1964	3.71894
16/12/1964	4.21030
17/12/1964	4.03920
18/12/1964	3.77085
19/12/1964	3.39389
21/12/1964	3.09807
22/12/1964	2.86944
23/12/1964	3.38763
24/12/1964	3.22378
26/12/1964	2.38863
28/12/1964	1.91929
29/12/1964	1.70361
30/12/1964	1.46984
31/12/1964	1.21789

Tabla D1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1964.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1976	0.05766	10/02/1976	0.49279	19/03/1976	0.01328
04/01/1976	0.04285	11/02/1976	0.21473	20/03/1976	0.01309
05/01/1976	1.66334	12/02/1976	0.13410	21/03/1976	0.01988
06/01/1976	0.90583	13/02/1976	0.10683	22/03/1976	0.01177
07/01/1976	0.41535	16/02/1976	0.06077	23/03/1976	0.00626
08/01/1976	0.29931	17/02/1976	0.05047	24/03/1976	0.00982
09/01/1976	0.55872	18/02/1976	0.05444	26/03/1976	0.00802
11/01/1976	1.20206	19/02/1976	0.03182	29/03/1976	0.00409
12/01/1976	0.97092	21/02/1976	0.02431	30/03/1976	0.00325
13/01/1976	0.68582	22/02/1976	0.01891	31/03/1976	0.00124
14/01/1976	0.47757	23/02/1976	0.14261	01/04/1976	0.00493
15/01/1976	0.35585	24/02/1976	0.78155	02/04/1976	0.23867
16/01/1976	0.31195	25/02/1976	0.46005	03/04/1976	0.34394
19/01/1976	1.95015	26/02/1976	0.31536	05/04/1976	0.11381
20/01/1976	1.10921	27/02/1976	0.31536	06/04/1976	0.07248
21/01/1976	0.79375	29/02/1976	0.42302	07/04/1976	0.03690
22/01/1976	0.50100	01/03/1976	0.35249	08/04/1976	0.02332
23/01/1976	0.35251	02/03/1976	0.26965	09/04/1976	0.02076
26/01/1976	0.16577	03/03/1976	0.16903	10/04/1976	0.03055
27/01/1976	0.17547	04/03/1976	0.11730	12/04/1976	0.01133
28/01/1976	2.43632	05/03/1976	0.09770	13/04/1976	0.00731
29/01/1976	1.28585	08/03/1976	0.06710	19/04/1976	0.00303
30/01/1976	1.05551	09/03/1976	0.03634	21/04/1976	0.00232
01/02/1976	0.74871	10/03/1976	0.03133	22/04/1976	0.00822
02/02/1976	0.40160	11/03/1976	0.03217	23/04/1976	0.00506
03/02/1976	0.28428	12/03/1976	0.02613	26/04/1976	0.01265
04/02/1976	0.24644	15/03/1976	0.01372	27/04/1976	0.01914
06/02/1976	0.18209	16/03/1976	0.01107	28/04/1976	0.01330
08/02/1976	0.15331	17/03/1976	0.00393	01/05/1976	0.01572
09/02/1976	0.60748	18/03/1976	0.00473	03/05/1976	3.74890

Tabla D2. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1976.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
04/05/1976	1.31783	10/07/1976	4.27552	23/08/1976	0.88198
05/05/1976	0.33607	12/07/1976	0.91689	24/08/1976	0.54733
06/05/1976	0.11786	13/07/1976	0.54792	25/08/1976	0.35612
07/05/1976	0.05382	14/07/1976	0.38522	26/08/1976	0.29370
10/05/1976	0.01866	15/07/1976	0.30347	27/08/1976	0.31571
11/05/1976	0.01657	16/07/1976	6.45411	29/08/1976	0.25139
12/05/1976	0.00963	19/07/1976	0.22392	31/08/1976	4.14847
07/06/1976	0.06935	20/07/1976	0.15080	01/09/1976	5.53567
09/06/1976	0.07650	21/07/1976	0.10689	02/09/1976	2.21150
10/06/1976	0.05323	22/07/1976	0.07895	03/09/1976	1.51886
11/06/1976	0.06607	24/07/1976	0.05636	06/09/1976	0.86951
14/06/1976	0.02609	26/07/1976	0.21517	07/09/1976	0.69607
15/06/1976	0.01985	27/07/1976	0.18954	08/09/1976	0.64903
16/06/1976	0.01759	28/07/1976	0.26541	09/09/1976	0.51358
17/06/1976	0.03136	29/07/1976	0.19444	10/09/1976	0.38066
19/06/1976	0.02617	30/07/1976	0.14014	13/09/1976	2.35418
20/06/1976	0.01738	01/08/1976	0.11591	14/09/1976	1.29397
21/06/1976	0.03591	02/08/1976	0.05280	15/09/1976	0.74370
22/06/1976	0.54833	03/08/1976	0.04529	16/09/1976	0.76213
23/06/1976	0.98790	04/08/1976	0.03387	17/09/1976	2.66023
24/06/1976	0.87020	05/08/1976	0.17605	18/09/1976	1.21969
25/06/1976	1.14359	06/08/1976	0.14460	20/09/1976	1.12770
26/06/1976	1.12712	09/08/1976	0.07176	21/09/1976	0.65974
28/06/1976	2.14849	10/08/1976	0.04130	22/09/1976	0.84797
29/06/1976	2.25214	11/08/1976	0.04577	23/09/1976	0.52889
01/07/1976	0.84783	12/08/1976	0.08937	24/09/1976	0.55063
02/07/1976	0.54621	13/08/1976	0.09591	27/09/1976	0.26751
04/07/1976	0.71590	16/08/1976	0.66865	28/09/1976	0.12042
05/07/1976	0.55071	17/08/1976	0.71326	29/09/1976	0.11303
06/07/1976	0.32744	18/08/1976	0.95131	30/09/1976	0.06337
07/07/1976	0.34746	19/08/1976	0.62303	01/10/1976	0.06190
08/07/1976	5.67922	20/08/1976	0.67230	03/10/1976	0.61500
09/07/1976	3.68947	22/08/1976	1.02909	04/10/1976	0.67532

Tabla D2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1976.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
05/10/1976	0.42857	17/11/1976	0.47987	30/12/1976	0.13916
07/10/1976	1.23077	18/11/1976	1.29879		
08/10/1976	1.53312	19/11/1976	1.73553		
09/10/1976	3.68308	21/11/1976	1.53343		
10/10/1976	4.75048	23/11/1976	2.86344		
11/10/1976	5.53818	24/11/1976	1.77032		
12/10/1976	3.03182	25/11/1976	0.81782		
13/10/1976	1.37666	26/11/1976	0.76482		
14/10/1976	1.05238	27/11/1976	0.81327		
15/10/1976	1.14571	28/11/1976	0.77437		
16/10/1976	1.02088	29/11/1976	0.73083		
17/10/1976	1.02515	30/11/1976	2.38887		
18/10/1976	1.48240	01/12/1976	2.30353		
19/10/1976	0.92095	02/12/1976	1.37497		
20/10/1976	0.88553	03/12/1976	0.82045		
21/10/1976	0.42438	06/12/1976	0.16931		
22/10/1976	0.60631	07/12/1976	0.16277		
25/10/1976	0.29488	08/12/1976	0.15832		
26/10/1976	0.27495	09/12/1976	1.00253		
27/10/1976	2.15115	10/12/1976	0.90329		
28/10/1976	1.11330	13/12/1976	0.09268		
29/10/1976	0.53718	14/12/1976	0.09037		
01/11/1976	0.45330	15/12/1976	0.11467		
02/11/1976	4.25968	16/12/1976	0.08656		
03/11/1976	1.70555	17/12/1976	0.18648		
04/11/1976	0.78501	20/12/1976	0.14779		
05/11/1976	0.45975	21/12/1976	0.13701		
08/11/1976	0.22878	22/12/1976	0.12818		
10/11/1976	0.16949	23/12/1976	0.18434		
11/11/1976	0.14421	24/12/1976	0.17479		
14/11/1976	0.12666	27/12/1976	0.13303		
15/11/1976	0.59198	28/12/1976	0.15928		
16/11/1976	0.50540	29/12/1976	0.15188		

Tabla D2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1976.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1978	0.34601	22/02/1978	0.08749	06/04/1978	0.03132
02/01/1978	0.28928	23/02/1978	0.24806	07/04/1978	0.02090
03/01/1978	0.44884	24/02/1978	0.30954	10/04/1978	0.01815
04/01/1978	5.03638	27/02/1978	0.06279	11/04/1978	0.01615
05/01/1978	1.94352	28/02/1978	0.04674	13/04/1978	0.02205
06/01/1978	1.22916	01/03/1978	0.03969	14/04/1978	0.01647
09/01/1978	0.71348	02/03/1978	0.03650	17/04/1978	0.02509
13/01/1978	0.41459	03/03/1978	0.03093	18/04/1978	0.02213
16/01/1978	0.16134	04/03/1978	0.02135	21/04/1978	0.01156
17/01/1978	0.15584	06/03/1978	0.09417	24/04/1978	0.00562
18/01/1978	0.10956	07/03/1978	0.04860	25/04/1978	0.00144
19/01/1978	0.09682	08/03/1978	0.02912	26/04/1978	0.00336
20/01/1978	0.07475	10/03/1978	0.03071	27/04/1978	0.00898
25/01/1978	0.05887	12/03/1978	0.06288	28/04/1978	0.00798
26/01/1978	0.06064	13/03/1978	0.01734	01/05/1978	0.00277
30/01/1978	0.05807	14/03/1978	0.01457	05/05/1978	0.00140
31/01/1978	0.05363	15/03/1978	0.01436	07/05/1978	0.00069
01/02/1978	0.04025	17/03/1978	0.02312	08/05/1978	0.00117
02/02/1978	0.03400	19/03/1978	0.45416	01/06/1978	4.15031
03/02/1978	0.03445	20/03/1978	0.39706	04/06/1978	1.49337
06/02/1978	1.07061	22/03/1978	0.14658	05/06/1978	1.95464
08/02/1978	0.64742	25/03/1978	0.07893	06/06/1978	1.59153
09/02/1978	0.40005	26/03/1978	0.23350	07/06/1978	1.59760
10/02/1978	0.22389	27/03/1978	0.05263	08/06/1978	1.39771
13/02/1978	0.15393	28/03/1978	0.99251	09/06/1978	1.31689
14/02/1978	0.12166	29/03/1978	0.49021	10/06/1978	1.40567
15/02/1978	0.09779	30/03/1978	0.29787	12/06/1978	0.79463
16/02/1978	0.07956	01/04/1978	0.17260	13/06/1978	0.49304
17/02/1978	0.06119	03/04/1978	0.08219	14/06/1978	0.27645
20/02/1978	0.04480	04/04/1978	0.05704	15/06/1978	0.28284
21/02/1978	0.09073	05/04/1978	0.03489	16/06/1978	0.35792

Tabla D3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1978.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
19/06/1978	0.62434	31/07/1978	0.82997	13/09/1978	0.58425
20/06/1978	0.45842	01/08/1978	0.66501	14/09/1978	0.46567
21/06/1978	0.52978	02/08/1978	0.39654	15/09/1978	0.39395
22/06/1978	0.68023	03/08/1978	0.31589	19/09/1978	0.24941
23/06/1978	0.84043	04/08/1978	0.26635	20/09/1978	1.63169
25/06/1978	1.03597	07/08/1978	0.15284	21/09/1978	3.51702
26/06/1978	0.59200	08/08/1978	0.24418	22/09/1978	2.85844
27/06/1978	0.46476	09/08/1978	0.50657	25/09/1978	0.56825
28/06/1978	0.39683	10/08/1978	0.73660	26/09/1978	0.82057
29/06/1978	0.38017	11/08/1978	0.71157	27/09/1978	1.35442
01/07/1978	0.47565	14/08/1978	0.50691	28/09/1978	1.51470
03/07/1978	0.87777	15/08/1978	0.59779	29/09/1978	1.73095
04/07/1978	0.65629	16/08/1978	0.54720	30/09/1978	2.00302
05/07/1978	0.82161	17/08/1978	0.43088	01/10/1978	1.94019
06/07/1978	0.56501	18/08/1978	0.44479	02/10/1978	1.22613
07/07/1978	0.44959	19/08/1978	0.44240	03/10/1978	1.14412
08/07/1978	1.54920	21/08/1978	0.97505	04/10/1978	1.06601
10/07/1978	1.02183	22/08/1978	0.88316	07/10/1978	1.02570
11/07/1978	0.70146	23/08/1978	0.60223	09/10/1978	0.98611
12/07/1978	0.46946	24/08/1978	0.36885	10/10/1978	1.05934
13/07/1978	0.36584	25/08/1978	1.36530	11/10/1978	1.48666
15/07/1978	0.38502	28/08/1978	1.97599	12/10/1978	1.50572
17/07/1978	0.62055	29/08/1978	8.61466	13/10/1978	1.59418
18/07/1978	0.69056	30/08/1978	7.33087	14/10/1978	2.22535
19/07/1978	1.38049	31/08/1978	5.38090	15/10/1978	2.60182
20/07/1978	1.63653	01/09/1978	0.81985	16/10/1978	3.11379
21/07/1978	1.10744	03/09/1978	0.19854	17/10/1978	3.40528
22/07/1978	1.15722	05/09/1978	2.00042	18/10/1978	3.67065
24/07/1978	1.65225	06/09/1978	2.71380	19/10/1978	3.84845
25/07/1978	1.24250	07/09/1978	1.83303	20/10/1978	4.05341
26/07/1978	1.22754	08/09/1978	1.57180	21/10/1978	4.28886
27/07/1978	1.20919	11/09/1978	0.79107	22/10/1978	3.93486
28/07/1978	1.07103	12/09/1978	0.66845	23/10/1978	3.83775

Tabla D3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1978.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
24/10/1978	3.29619	13/12/1978	3.37470
25/10/1978	2.78770	14/12/1978	3.24678
26/10/1978	1.99372	15/12/1978	3.02214
27/10/1978	1.26373	18/12/1978	0.97556
30/10/1978	0.64205	19/12/1978	0.94420
31/10/1978	0.51923	20/12/1978	0.80088
01/11/1978	0.46783	21/12/1978	0.71612
03/11/1978	0.37496	22/12/1978	0.61720
06/11/1978	0.21236	26/12/1978	0.42189
07/11/1978	0.16972	27/12/1978	0.35656
08/11/1978	0.16801	28/12/1978	0.30771
09/11/1978	1.47436	29/12/1978	0.20396
10/11/1978	1.73376		
13/11/1978	1.27385		
14/11/1978	1.26986		
15/11/1978	0.91892		
16/11/1978	0.73204		
17/11/1978	0.53504		
21/11/1978	0.19394		
23/11/1978	0.18923		
25/11/1978	0.11874		
26/11/1978	0.22355		
28/11/1978	0.16278		
29/11/1978	0.13061		
30/11/1978	0.15997		
01/12/1978	0.14679		
04/12/1978	0.08374		
05/12/1978	0.07380		
06/12/1978	0.05695		
07/12/1978	0.04595		
08/12/1978	0.03313		
09/12/1978	0.02342		
11/12/1978	3.25769		

Tabla D3. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1978.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1985	0.00351	15/02/1985	0.68726	10/04/1985	0.05087
02/01/1985	0.00230	19/02/1985	0.23258	11/04/1985	0.02394
06/01/1985	0.20623	20/02/1985	0.15149	12/04/1985	0.02253
08/01/1985	0.31233	21/02/1985	0.07760	15/04/1985	1.13199
09/01/1985	0.25543	22/02/1985	0.04890	16/04/1985	0.78939
10/01/1985	0.17651	25/02/1985	0.02695	17/04/1985	0.46580
11/01/1985	0.11646	26/02/1985	0.04725	18/04/1985	0.23983
14/01/1985	0.11538	27/02/1985	0.04622	19/04/1985	0.13502
15/01/1985	0.07752	28/02/1985	0.04515	22/04/1985	0.04951
16/01/1985	0.09050	01/03/1985	0.03646	23/04/1985	0.01796
17/01/1985	0.06986	04/03/1985	0.01500	24/04/1985	0.00878
18/01/1985	0.05908	05/03/1985	0.01091	17/07/1985	0.47104
21/01/1985	0.08463	06/03/1985	0.00463	18/07/1985	0.30896
22/01/1985	0.76008	07/03/1985	0.00892	19/07/1985	0.20201
23/01/1985	0.83803	08/03/1985	0.00710	22/07/1985	0.13149
24/01/1985	0.56866	11/03/1985	0.00371	23/07/1985	0.07062
25/01/1985	0.35785	12/03/1985	0.00122	24/07/1985	0.07206
28/01/1985	0.28362	13/03/1985	0.00417	25/07/1985	0.05271
29/01/1985	0.16734	14/03/1985	0.00180	26/07/1985	0.00760
30/01/1985	0.16360	15/03/1985	0.00213	29/07/1985	0.23879
31/01/1985	0.11734	18/03/1985	0.01298	30/07/1985	0.21988
01/02/1985	0.11563	19/03/1985	0.06479	31/07/1985	0.32389
04/02/1985	0.07491	20/03/1985	0.18034	01/08/1985	0.44312
06/02/1985	0.02797	21/03/1985	0.14783	02/08/1985	0.84550
07/02/1985	0.03638	22/03/1985	0.14262	05/08/1985	0.30735
08/02/1985	0.01977	01/04/1985	0.01241	06/08/1985	0.22129
09/02/1985	0.00967	02/04/1985	0.01332	07/08/1985	0.11064
11/02/1985	0.24344	03/04/1985	0.35164	08/08/1985	0.06339
12/02/1985	0.20152	04/04/1985	0.52304	09/08/1985	0.04762
13/02/1985	0.98461	08/04/1985	0.11061	12/08/1985	0.02417
14/02/1985	1.08462	09/04/1985	0.09392	13/08/1985	0.01860

Tabla D4. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1985.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
14/08/1985	0.01408	25/09/1985	0.16627	07/11/1985	0.12089
15/08/1985	0.03603	26/09/1985	0.12742	08/11/1985	0.06253
16/08/1985	0.03097	27/09/1985	0.15461	11/11/1985	0.02789
18/08/1985	0.13191	29/09/1985	0.11347	12/11/1985	0.01975
19/08/1985	0.05659	30/09/1985	0.12992	13/11/1985	0.01290
20/08/1985	0.05753	01/10/1985	0.10488	14/11/1985	0.00887
21/08/1985	0.03659	02/10/1985	0.35501	15/11/1985	0.00303
22/08/1985	0.08776	03/10/1985	0.69145	16/11/1985	0.00101
23/08/1985	0.53015	04/10/1985	0.46047	17/11/1985	0.01979
26/08/1985	4.83435	06/10/1985	0.64670	09/12/1985	0.06218
27/08/1985	2.45045	08/10/1985	0.40261	10/12/1985	0.07219
28/08/1985	1.88335	09/10/1985	0.24528	11/12/1985	0.06745
29/08/1985	1.42710	10/10/1985	0.21665	12/12/1985	0.07214
30/08/1985	0.97481	11/10/1985	0.18815	13/12/1985	0.05355
31/08/1985	0.63127	14/10/1985	0.19766	16/12/1985	0.31663
01/09/1985	0.66063	15/10/1985	0.14921	17/12/1985	0.37227
02/09/1985	0.71958	16/10/1985	0.11507	18/12/1985	0.37102
03/09/1985	0.32837	17/10/1985	0.14050	19/12/1985	0.43964
04/09/1985	0.22319	18/10/1985	0.10415	20/12/1985	0.56716
05/09/1985	0.18144	21/10/1985	0.07288	21/12/1985	0.61636
06/09/1985	0.10313	22/10/1985	0.05511	23/12/1985	0.43554
07/09/1985	0.13161	23/10/1985	0.03546		
09/09/1985	0.07339	24/10/1985	0.02438		
10/09/1985	0.08777	25/10/1985	0.03279		
11/09/1985	0.05893	27/10/1985	0.16259		
12/09/1985	0.06751	28/10/1985	0.14975		
13/09/1985	0.05787	29/10/1985	0.11725		
17/09/1985	1.04466	30/10/1985	0.07434		
18/09/1985	0.95495	31/10/1985	0.04797		
19/09/1985	0.74685	01/11/1985	0.03598		
20/09/1985	0.44294	04/11/1985	0.02903		
23/09/1985	0.27372	05/11/1985	0.11274		
24/09/1985	0.21136	06/11/1985	0.23763		

Tabla D4. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30083 año 1985.

ANEXO E

Estación 30093

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1967	0.00230	04/02/1967	0.02201	13/03/1967	0.01168
02/01/1967	0.00743	06/02/1967	0.01488	14/03/1967	0.00740
03/01/1967	0.00850	07/02/1967	0.01246	15/03/1967	0.00491
04/01/1967	4.90130	08/02/1967	0.00687	16/03/1967	0.00587
05/01/1967	0.24479	09/02/1967	0.01517	17/03/1967	0.00378
06/01/1967	0.11703	10/02/1967	0.01148	18/03/1967	0.00447
07/01/1967	0.03330	11/02/1967	0.00824	20/03/1967	0.00377
08/01/1967	0.01269	12/02/1967	0.00613	21/03/1967	0.00365
09/01/1967	0.02902	13/02/1967	0.01997	22/03/1967	0.00637
10/01/1967	0.01814	14/02/1967	0.01523	23/03/1967	0.01620
11/01/1967	0.02895	15/02/1967	0.01104	24/03/1967	0.00416
12/01/1967	0.06279	16/02/1967	0.00651	25/03/1967	0.00406
13/01/1967	0.03528	17/02/1967	0.00592	27/03/1967	0.00461
14/01/1967	0.02744	18/02/1967	0.00957	28/03/1967	0.00423
15/01/1967	0.01745	20/02/1967	0.00634	29/03/1967	0.00379
16/01/1967	0.05927	21/02/1967	0.00620	30/03/1967	0.00405
17/01/1967	0.04491	22/02/1967	0.01527	31/03/1967	0.00393
18/01/1967	0.01753	23/02/1967	0.04054	01/04/1967	0.00322
19/01/1967	0.03486	24/02/1967	0.01248	03/04/1967	0.00381
20/01/1967	0.17004	25/02/1967	0.02756	04/04/1967	0.03982
21/01/1967	0.06629	27/02/1967	0.01668	05/04/1967	0.05656
23/01/1967	0.03142	28/02/1967	0.00836	06/04/1967	0.05335
24/01/1967	0.01192	01/03/1967	0.17516	07/04/1967	0.02880
25/01/1967	0.01051	02/03/1967	0.09808	08/04/1967	0.01843
26/01/1967	0.01171	03/03/1967	0.04681	10/04/1967	0.04419
27/01/1967	0.00889	04/03/1967	0.04331	11/04/1967	0.02800
28/01/1967	0.65584	06/03/1967	0.02315	12/04/1967	0.01827
30/01/1967	0.14480	07/03/1967	0.03125	13/04/1967	0.01997
31/01/1967	0.05247	08/03/1967	0.09840	14/04/1967	0.01714
01/02/1967	0.02900	09/03/1967	0.03886	15/04/1967	0.01463
02/02/1967	0.01181	10/03/1967	0.02801	16/04/1967	0.01332
03/02/1967	0.03789	11/03/1967	0.02192	17/04/1967	0.01271

Tabla E1. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1967.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
18/04/1967	0.02143	07/07/1967	0.00859	14/08/1967	0.05135
19/04/1967	0.01880	08/07/1967	0.00855	15/08/1967	0.05492
20/04/1967	0.02881	09/07/1967	0.00943	16/08/1967	0.01989
21/04/1967	0.01835	10/07/1967	0.02038	17/08/1967	0.01101
22/04/1967	0.00881	11/07/1967	0.05832	18/08/1967	0.01269
24/04/1967	0.01430	12/07/1967	0.04385	19/08/1967	0.03644
25/04/1967	0.00805	13/07/1967	0.03282	20/08/1967	0.00939
26/04/1967	0.00897	14/07/1967	0.00698	21/08/1967	0.02761
27/04/1967	0.00336	15/07/1967	0.00723	22/08/1967	0.02467
28/04/1967	0.00322	17/07/1967	0.02073	23/08/1967	0.02579
29/04/1967	0.00303	18/07/1967	0.05222	24/08/1967	0.02312
14/06/1967	0.11479	19/07/1967	0.02599	25/08/1967	0.04259
15/06/1967	3.67244	20/07/1967	0.05176	26/08/1967	0.09289
16/06/1967	1.85905	21/07/1967	0.02544	28/08/1967	0.04895
17/06/1967	1.36020	22/07/1967	0.01228	29/08/1967	0.05820
18/06/1967	2.01588	24/07/1967	0.00645	30/08/1967	0.02202
19/06/1967	2.63692	25/07/1967	0.01818	31/08/1967	0.01283
20/06/1967	5.85024	26/07/1967	0.00752	01/09/1967	0.02025
21/06/1967	2.29803	27/07/1967	0.00421	02/09/1967	0.01793
22/06/1967	2.00283	28/07/1967	0.00507	03/09/1967	0.01019
23/06/1967	2.52219	29/07/1967	0.00596	04/09/1967	0.01344
24/06/1967	0.89037	31/07/1967	0.00578	05/09/1967	0.01295
25/06/1967	0.32846	01/08/1967	0.00445	06/09/1967	0.43713
26/06/1967	0.27766	02/08/1967	0.00511	07/09/1967	0.11174
27/06/1967	0.18985	03/08/1967	0.00386	08/09/1967	0.04049
28/06/1967	0.11602	04/08/1967	0.00623	09/09/1967	0.01256
29/06/1967	0.05078	05/08/1967	0.00429	10/09/1967	0.02822
30/06/1967	0.04062	07/08/1967	0.00329	11/09/1967	0.02047
01/07/1967	0.11059	08/08/1967	0.01739	12/09/1967	0.03461
03/07/1967	0.04284	09/08/1967	0.01763	13/09/1967	0.25665
04/07/1967	0.04577	10/08/1967	0.01535	14/09/1967	0.83126
05/07/1967	0.02296	11/08/1967	0.29817	15/09/1967	0.70218
06/07/1967	0.01286	12/08/1967	0.67508	16/09/1967	0.52983

Tabla E1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1967.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
17/09/1967	0.91299	21/10/1967	2.28415	28/11/1967	0.00752
18/09/1967	0.14085	22/10/1967	0.49836	29/11/1967	0.00727
19/09/1967	0.04021	23/10/1967	0.71938	30/11/1967	0.00887
20/09/1967	0.03118	24/10/1967	0.08316	01/12/1967	0.00883
21/09/1967	0.01419	25/10/1967	0.16010	02/12/1967	0.00677
22/09/1967	0.00921	26/10/1967	0.28215	04/12/1967	0.00662
23/09/1967	0.00929	27/10/1967	0.11549	05/12/1967	0.01079
24/09/1967	0.00720	28/10/1967	0.22791	06/12/1967	0.01291
25/09/1967	0.01582	30/10/1967	0.14065	07/12/1967	0.01077
26/09/1967	0.02374	31/10/1967	0.14722	08/12/1967	0.01244
27/09/1967	0.01727	01/11/1967	0.06229	09/12/1967	0.01028
28/09/1967	0.17052	02/11/1967	0.03574	11/12/1967	0.00669
29/09/1967	48.28450	03/11/1967	0.01912	12/12/1967	0.00643
30/09/1967	11.24997	04/11/1967	0.05870	13/12/1967	0.00901
01/10/1967	6.17843	06/11/1967	0.04512	14/12/1967	0.00608
02/10/1967	1.59625	07/11/1967	0.03764	15/12/1967	0.00751
03/10/1967	3.49647	08/11/1967	0.01852	16/12/1967	0.01710
04/10/1967	4.55165	09/11/1967	0.01320	18/12/1967	0.01438
05/10/1967	3.18735	10/11/1967	0.01746	19/12/1967	0.01378
06/10/1967	10.54651	11/11/1967	0.01370	20/12/1967	0.00740
07/10/1967	14.64159	13/11/1967	0.02516	21/12/1967	0.00713
08/10/1967	1.68500	14/11/1967	0.08869	22/12/1967	0.02608
09/10/1967	2.49179	15/11/1967	0.07841	23/12/1967	3.54631
10/10/1967	0.93790	16/11/1967	0.04166	25/12/1967	0.36220
11/10/1967	0.39869	17/11/1967	0.02625	26/12/1967	0.17173
12/10/1967	0.36453	18/11/1967	0.01816	27/12/1967	0.08575
13/10/1967	0.55061	20/11/1967	0.01528	28/12/1967	0.03973
14/10/1967	0.17547	21/11/1967	0.01139	29/12/1967	0.02277
16/10/1967	0.04250	22/11/1967	0.01049	30/12/1967	0.01237
17/10/1967	0.09802	23/11/1967	0.00967		
18/10/1967	99.09419	24/11/1967	0.01126		
19/10/1967	20.76091	25/11/1967	0.00871		
20/10/1967	9.11266	27/11/1967	0.00794		

Tabla E1. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1967.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1968	0.01572	06/02/1968	0.32770	13/03/1968	0.02800
02/01/1968	0.00947	07/02/1968	0.16428	14/03/1968	0.02173
03/01/1968	0.00766	08/02/1968	0.12746	15/03/1968	0.01061
04/01/1968	0.00881	09/02/1968	0.04335	16/03/1968	0.01113
05/01/1968	0.00739	10/02/1968	0.02174	18/03/1968	0.00613
06/01/1968	0.00873	12/02/1968	0.01484	19/03/1968	0.00480
07/01/1968	0.00636	13/02/1968	0.01414	20/03/1968	0.00542
08/01/1968	0.00689	14/02/1968	0.02279	21/03/1968	0.00440
09/01/1968	0.01343	15/02/1968	0.01947	22/03/1968	0.00472
10/01/1968	0.01838	16/02/1968	0.03209	23/03/1968	0.05875
11/01/1968	0.01432	17/02/1968	0.03286	25/03/1968	0.02370
12/01/1968	0.05052	18/02/1968	0.03068	26/03/1968	0.00811
13/01/1968	0.53705	19/02/1968	0.02891	27/03/1968	0.00586
15/01/1968	0.10986	20/02/1968	0.03426	28/03/1968	0.00533
16/01/1968	0.06345	21/02/1968	0.02015	29/03/1968	0.00590
17/01/1968	0.02604	22/02/1968	0.01111	30/03/1968	0.00562
18/01/1968	0.02281	23/02/1968	0.00903	31/03/1968	0.00398
19/01/1968	0.01318	24/02/1968	0.03422	01/04/1968	0.00375
20/01/1968	0.01050	26/02/1968	0.00912	02/04/1968	0.00361
21/01/1968	0.01520	27/02/1968	0.00654	03/04/1968	0.00417
23/01/1968	0.01495	28/02/1968	0.00724	04/04/1968	0.00322
24/01/1968	0.10677	29/02/1968	0.01976	05/04/1968	0.00553
25/01/1968	0.07133	01/03/1968	0.13506	06/04/1968	0.00803
26/01/1968	0.02259	02/03/1968	0.07119	08/04/1968	0.00803
27/01/1968	0.01594	04/03/1968	0.02481	09/04/1968	0.00325
29/01/1968	0.01291	05/03/1968	0.01290	10/04/1968	0.01929
30/01/1968	0.00846	06/03/1968	0.00724	11/04/1968	0.07713
31/01/1968	0.00670	07/03/1968	0.00560	12/04/1968	0.02881
01/02/1968	0.02431	08/03/1968	0.00680	13/04/1968	0.01289
02/02/1968	0.02203	09/03/1968	0.00660	15/04/1968	0.01478
03/02/1968	0.03790	11/03/1968	0.00480	16/04/1968	0.01343
05/02/1968	0.15775	12/03/1968	0.00333	17/04/1968	0.00654

Tabla E2. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
18/04/1968	0.00622	25/05/1968	0.99058	27/06/1968	0.14151
19/04/1968	0.00850	26/05/1968	0.33402	28/06/1968	0.29725
20/04/1968	0.00607	27/05/1968	0.16385	29/06/1968	0.18591
22/04/1968	0.00366	28/05/1968	0.07168	30/06/1968	0.16782
23/04/1968	0.00486	29/05/1968	0.04939	01/07/1968	0.15608
24/04/1968	0.00699	30/05/1968	0.05876	02/07/1968	0.12222
25/04/1968	0.00321	31/05/1968	0.04939	03/07/1968	0.24200
26/04/1968	0.00260	01/06/1968	0.03592	04/07/1968	0.37203
27/04/1968	0.00242	02/06/1968	0.02144	05/07/1968	0.32138
29/04/1968	0.00247	03/06/1968	0.01595	06/07/1968	7.03673
30/04/1968	0.01398	04/06/1968	0.01128	08/07/1968	0.33056
01/05/1968	0.02221	05/06/1968	0.00718	09/07/1968	0.27409
02/05/1968	0.01364	06/06/1968	0.00552	10/07/1968	0.12352
03/05/1968	0.01297	07/06/1968	0.01235	11/07/1968	1.76745
04/05/1968	0.00659	08/06/1968	0.02316	12/07/1968	1.22553
06/05/1968	0.00482	09/06/1968	0.03758	13/07/1968	0.15307
07/05/1968	0.00417	10/06/1968	0.02187	14/07/1968	1.77842
08/05/1968	0.00456	11/06/1968	0.04871	15/07/1968	0.12072
09/05/1968	0.01693	12/06/1968	0.03943	16/07/1968	0.11638
10/05/1968	0.01381	13/06/1968	0.04347	17/07/1968	0.11086
11/05/1968	0.00936	14/06/1968	0.07200	18/07/1968	0.05914
13/05/1968	0.01662	15/06/1968	0.11456	19/07/1968	0.06043
14/05/1968	0.01033	16/06/1968	0.54188	20/07/1968	0.02572
15/05/1968	0.01310	17/06/1968	2.23807	21/07/1968	0.01264
16/05/1968	0.01546	18/06/1968	1.34537	22/07/1968	0.03034
17/05/1968	0.00806	19/06/1968	1.64651	23/07/1968	0.03125
18/05/1968	0.00610	20/06/1968	0.78272	24/07/1968	0.02321
19/05/1968	0.01319	21/06/1968	0.64179	25/07/1968	0.06632
20/05/1968	0.00987	22/06/1968	0.34141	26/07/1968	0.03168
21/05/1968	0.02628	23/06/1968	0.22926	27/07/1968	0.06769
22/05/1968	0.02148	24/06/1968	0.18182	28/07/1968	0.09577
23/05/1968	0.09748	25/06/1968	0.10231	29/07/1968	0.05473
24/05/1968	0.51855	26/06/1968	0.08500	30/07/1968	0.02631

Tabla E2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
31/07/1968	0.03389	03/09/1968	0.01582	06/10/1968	0.30996
01/08/1968	0.02043	04/09/1968	0.00559	07/10/1968	0.67195
02/08/1968	0.01631	05/09/1968	0.01240	08/10/1968	0.24886
03/08/1968	0.01029	06/09/1968	0.01053	09/10/1968	0.14502
04/08/1968	0.02565	07/09/1968	0.01428	10/10/1968	0.07534
05/08/1968	0.00840	08/09/1968	0.08895	11/10/1968	0.04627
06/08/1968	0.01695	09/09/1968	0.08131	12/10/1968	0.10308
07/08/1968	0.07704	10/09/1968	0.05607	13/10/1968	0.39377
08/08/1968	0.02294	11/09/1968	0.03165	14/10/1968	0.17215
09/08/1968	0.01355	12/09/1968	0.03970	15/10/1968	0.48857
10/08/1968	0.03074	13/09/1968	0.07172	16/10/1968	0.23182
11/08/1968	0.04329	14/09/1968	0.03979	17/10/1968	0.15580
12/08/1968	0.01215	15/09/1968	0.27429	18/10/1968	0.01932
13/08/1968	0.00496	16/09/1968	0.03204	19/10/1968	0.04128
14/08/1968	0.04014	17/09/1968	0.00719	21/10/1968	1.06135
15/08/1968	0.02493	18/09/1968	0.02387	22/10/1968	1.72305
16/08/1968	0.01972	19/09/1968	0.04312	23/10/1968	0.60761
17/08/1968	0.00550	20/09/1968	0.09611	24/10/1968	0.48669
18/08/1968	0.01264	21/09/1968	0.09876	25/10/1968	0.46971
19/08/1968	0.01158	22/09/1968	0.21447	26/10/1968	0.21024
20/08/1968	0.01766	23/09/1968	0.20439	27/10/1968	0.23477
21/08/1968	0.01355	24/09/1968	2.31727	28/10/1968	0.12826
22/08/1968	0.00493	25/09/1968	1.49225	29/10/1968	0.07124
23/08/1968	0.00562	26/09/1968	1.01394	30/10/1968	0.04843
24/08/1968	0.00645	27/09/1968	0.40423	31/10/1968	0.04379
26/08/1968	0.00668	28/09/1968	0.20402	01/11/1968	0.03416
27/08/1968	0.01456	29/09/1968	0.04727	02/11/1968	0.02220
28/08/1968	0.01074	30/09/1968	0.09501	04/11/1968	0.09368
29/08/1968	0.01581	01/10/1968	0.06668	05/11/1968	0.01979
30/08/1968	0.00363	02/10/1968	0.09986	06/11/1968	0.01490
31/08/1968	0.01806	03/10/1968	0.06845	07/11/1968	0.01763
01/09/1968	0.02370	04/10/1968	0.02950	08/11/1968	0.01691
02/09/1968	0.02600	05/10/1968	0.03254	09/11/1968	0.01154

Tabla E2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
10/11/1968	0.03860	15/12/1968	0.00755
11/11/1968	0.01492	16/12/1968	0.00486
12/11/1968	0.26357	17/12/1968	0.00797
13/11/1968	0.10935	18/12/1968	0.00588
14/11/1968	0.05145	19/12/1968	0.00089
15/11/1968	0.02348	20/12/1968	0.00362
16/11/1968	0.02284	21/12/1968	0.00241
18/11/1968	0.01682	22/12/1968	0.00435
19/11/1968	0.14645	23/12/1968	0.00131
20/11/1968	0.20262	24/12/1968	0.37030
21/11/1968	0.08514	25/12/1968	0.11744
22/11/1968	0.04466	26/12/1968	0.06203
23/11/1968	0.01769	27/12/1968	0.03283
25/11/1968	0.00775	28/12/1968	0.02616
26/11/1968	0.00703	30/12/1968	0.01267
27/11/1968	0.00333	31/12/1968	0.01059
28/11/1968	0.00775		
29/11/1968	0.00603		
30/11/1968	0.00101		
01/12/1968	0.00499		
02/12/1968	0.00407		
03/12/1968	0.00836		
04/12/1968	0.20593		
05/12/1968	0.12521		
06/12/1968	0.03758		
07/12/1968	0.03045		
08/12/1968	0.02710		
09/12/1968	0.02670		
10/12/1968	0.02017		
11/12/1968	0.01276		
12/12/1968	0.00883		
13/12/1968	0.00667		
14/12/1968	0.00459		

Tabla E2. (Continuación). Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1968.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
01/01/1969	0.01616	05/02/1969	0.05699	02/07/1969	0.79308
02/01/1969	0.01086	06/02/1969	0.01278	03/07/1969	0.34945
03/01/1969	0.02242	07/02/1969	0.00628	04/07/1969	0.19324
04/01/1969	0.23591	08/02/1969	0.00338	05/07/1969	1.02883
06/01/1969	0.18802	09/02/1969	0.00344	06/07/1969	2.51435
07/01/1969	0.07868	10/02/1969	0.00877	07/07/1969	0.86197
08/01/1969	0.05120	11/02/1969	0.01019	08/07/1969	0.52813
09/01/1969	0.03920	12/02/1969	0.00336	09/07/1969	0.40672
10/01/1969	0.02767	13/02/1969	0.00355	10/07/1969	0.15741
11/01/1969	0.02697	14/02/1969	0.00264	11/07/1969	1.64283
12/01/1969	0.06031	15/02/1969	0.00229	12/07/1969	0.39506
13/01/1969	0.05270	17/02/1969	0.00115	13/07/1969	0.24503
14/01/1969	0.04046	18/02/1969	0.00392	14/07/1969	0.51252
15/01/1969	0.03692	19/02/1969	0.04940	15/07/1969	0.24467
16/01/1969	0.02696	20/02/1969	0.03101	16/07/1969	0.10957
17/01/1969	0.02292	21/02/1969	0.01987	17/07/1969	0.08138
18/01/1969	0.01659	22/02/1969	0.00830	18/07/1969	0.05091
20/01/1969	0.01522	24/02/1969	0.00632	19/07/1969	0.07407
21/01/1969	0.01353	25/02/1969	0.01678	20/07/1969	0.05858
22/01/1969	0.00875	26/02/1969	0.01716	21/07/1969	0.13706
23/01/1969	0.00688	27/02/1969	0.00920	22/07/1969	0.04612
24/01/1969	0.00514	28/02/1969	0.00661	23/07/1969	0.23131
25/01/1969	0.00412	18/06/1969	0.05107	24/07/1969	0.21097
27/01/1969	0.00206	19/06/1969	0.26162	25/07/1969	0.06200
28/01/1969	0.00058	20/06/1969	0.23562	26/07/1969	0.04721
29/01/1969	0.00191	21/06/1969	0.10297	28/07/1969	0.00921
30/01/1969	0.00178	23/06/1969	0.01883	29/07/1969	0.01258
31/01/1969	0.00154	24/06/1969	0.00971	30/07/1969	0.01212
01/02/1969	0.00077	28/06/1969	0.01370	31/07/1969	0.00084
02/02/1969	0.00219	29/06/1969	0.16901	01/08/1969	0.00563
03/02/1969	0.00121	30/06/1969	0.04343	02/08/1969	0.16628
04/02/1969	0.01872	01/07/1969	0.18535	03/08/1969	0.12130

Tabla E3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1969.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
04/08/1969	0.13800	06/09/1969	2.60693	10/10/1969	0.37360
05/08/1969	0.15631	08/09/1969	1.61179	11/10/1969	0.03005
06/08/1969	0.14735	09/09/1969	3.77089	12/10/1969	0.02469
07/08/1969	0.22481	10/09/1969	2.70591	13/10/1969	0.05978
08/08/1969	0.14490	11/09/1969	1.26260	14/10/1969	0.01500
09/08/1969	0.08025	12/09/1969	0.97851	15/10/1969	0.01078
10/08/1969	0.09498	13/09/1969	0.45142	16/10/1969	0.00998
11/08/1969	0.60890	14/09/1969	1.21183	17/10/1969	0.15747
12/08/1969	0.86067	15/09/1969	0.13659	18/10/1969	0.02458
13/08/1969	0.25249	16/09/1969	0.20030	20/10/1969	0.02847
14/08/1969	0.15054	17/09/1969	0.07096	21/10/1969	0.02483
15/08/1969	0.81444	18/09/1969	0.12056	22/10/1969	0.05898
16/08/1969	0.96151	19/09/1969	0.14435	23/10/1969	0.02573
17/08/1969	0.66091	20/09/1969	0.09188	24/10/1969	0.08321
18/08/1969	0.50095	21/09/1969	0.24078	25/10/1969	0.06920
19/08/1969	1.17187	22/09/1969	0.11772	26/10/1969	0.02454
20/08/1969	1.40639	23/09/1969	0.07807	27/10/1969	0.02483
21/08/1969	0.48148	24/09/1969	0.27976	28/10/1969	0.25305
22/08/1969	0.32067	25/09/1969	2.27978	29/10/1969	0.06198
23/08/1969	0.56168	26/09/1969	0.82505	30/10/1969	0.21348
24/08/1969	0.85460	27/09/1969	13.16179	31/10/1969	0.20516
25/08/1969	0.76991	28/09/1969	0.80077	01/11/1969	0.08259
26/08/1969	4.76448	29/09/1969	1.83872	03/11/1969	0.02029
27/08/1969	3.54151	30/09/1969	0.81447	04/11/1969	1.68512
28/08/1969	12.84001	01/10/1969	0.38266	05/11/1969	0.89861
29/08/1969	4.27584	02/10/1969	0.11053	06/11/1969	3.90956
30/08/1969	10.74674	03/10/1969	0.14364	07/11/1969	0.38574
31/08/1969	0.92171	04/10/1969	0.10365	08/11/1969	0.12495
01/09/1969	1.08981	05/10/1969	0.02872	10/11/1969	0.02138
02/09/1969	0.87026	06/10/1969	0.03636	11/11/1969	0.00938
03/09/1969	1.40325	07/10/1969	0.03465	19/11/1969	2.78713
04/09/1969	2.70437	08/10/1969	0.93277	20/11/1969	16.20197
05/09/1969	8.65882	09/10/1969	2.59776	21/11/1969	4.27138

Tabla E3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1969.

Año	Vol. sólidos millones m ³
22/11/1969	0.85170
24/11/1969	0.27196
25/11/1969	0.10412
26/11/1969	0.08252
27/11/1969	0.02725
28/11/1969	0.01670
29/11/1969	0.01231
30/11/1969	0.00935

Tabla E3. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1969.

Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³	Año	Vol. sólidos millones m ³
09/06/1972	0.40317	14/08/1972	0.00932	20/09/1972	0.25027
18/06/1972	0.23144	15/08/1972	0.03090	21/09/1972	0.08005
20/06/1972	0.16218	16/08/1972	0.10343	22/09/1972	0.06274
23/06/1972	0.10552	17/08/1972	0.02376	23/09/1972	0.02083
24/06/1972	0.04646	18/08/1972	0.13654	24/09/1972	0.01912
25/06/1972	0.00657	19/08/1972	0.22042	25/09/1972	0.00367
27/06/1972	0.00986	21/08/1972	0.04309	26/09/1972	0.00593
28/06/1972	0.01263	22/08/1972	0.09433	27/09/1972	0.01484
08/07/1972	0.13139	23/08/1972	0.01062	28/09/1972	0.01176
10/07/1972	0.10009	25/08/1972	0.03613	29/09/1972	0.01033
11/07/1972	0.08329	26/08/1972	0.05802	30/09/1972	0.01259
12/07/1972	0.11739	27/08/1972	0.00996	01/10/1972	0.50322
13/07/1972	0.00584	28/08/1972	0.10497	03/10/1972	0.10215
21/07/1972	0.04617	29/08/1972	0.14644	04/10/1972	0.08049
22/07/1972	0.01438	30/08/1972	0.77121	05/10/1972	0.01935
23/07/1972	0.30736	31/08/1972	0.20040	06/10/1972	0.00609
24/07/1972	0.26775	01/09/1972	0.11507	07/10/1972	0.03612
25/07/1972	9.08715	02/09/1972	0.01013	08/10/1972	0.01199
26/07/1972	3.68781	04/09/1972	0.79479	09/10/1972	0.02269
28/07/1972	3.13035	05/09/1972	0.50718	10/10/1972	0.00664
29/07/1972	0.58895	06/09/1972	0.28881	13/10/1972	0.02473
31/07/1972	0.10574	07/09/1972	0.70170	14/10/1972	0.13952
01/08/1972	0.04670	08/09/1972	0.09007	15/10/1972	0.00988
02/08/1972	0.00769	09/09/1972	0.03977	16/10/1972	0.07647
03/08/1972	0.01546	11/09/1972	0.02714	17/10/1972	0.19111
04/08/1972	0.11281	12/09/1972	0.01545	18/10/1972	0.23390
05/08/1972	0.01528	14/09/1972	0.21419	19/10/1972	0.26498
09/08/1972	0.00675	15/09/1972	0.01288	20/10/1972	0.03885
10/08/1972	0.08652	16/09/1972	0.01800	21/10/1972	0.03312
11/08/1972	0.08114	17/09/1972	0.00887	30/10/1972	0.01411
12/08/1972	0.03623	18/09/1972	0.03606	05/11/1972	0.04417
13/08/1972	0.06340	19/09/1972	0.12403	06/11/1972	0.09058

Tabla E4. Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1972.

Año	Vol. sólidos millones m ³
07/11/1972	0.14309
08/11/1972	0.04087
09/11/1972	0.00677
11/11/1972	0.00644
15/11/1972	0.31685
16/11/1972	0.16550
17/11/1972	0.00716
18/11/1972	0.03029
21/11/1972	0.01797
22/11/1972	0.00504
26/11/1972	0.03281
01/12/1972	0.29098
02/12/1972	0.29578
04/12/1972	0.00990
16/12/1972	1.51133
18/12/1972	0.25190
19/12/1972	0.17256
20/12/1972	0.01701

Tabla E4. (Continuación).Volumen medio diario de sedimentos para la estación 30093 año 1972.